Geodesia eta geofisikako biltzar hispano portugaldarra

Asamblea hispano portuguesa de geodesia y geofísica Asambleia lusoespanhola de geodesia y geofisica

Portuguese-Spanish Asembly of Geodesy and Geophysics

donostia-san sebastián 23-28 / 06 / 2012



Portuguese-Spanish Asembly of Geodesy and Geophysics

Proceedings

Editor

J. Zurutuza Donostia – San Sebastián 25-29 / 06 / 2012



Aurkezpena / Presentación / Apresentação / Presentation

Lurra eta haren dinamikak funtsezko oinarria dira eta izan dira gure planetako bizitzaren garapenerako, eta, horregatik, Geodesia eta Geofisikako Biltzar hau egitea erronka bat izan da zientzia-elkarte honetarako, eta ohore bat, Donostia hirirako.

Urte hauetan guztietan, Aranzadik jakin du gizakia eta bioaniztasuna ikertzen, baina Geodesia saila abian jarri zenetik, Jokin Zurutuzak eta Miguel Sevillak zuzendua, ezagutza-arlo horien buru gara Euskal Herrian. Eta ez hori bakarrik; izan ere, Espainiako eta Portugaleko institutu geografikoekin eta UPV-EHUrekin elkarlanean, gai izan gara Biltzar hau antolatzeko erronka gainditzeko.

Zorionak antolatzen parte hartu duzuen guztiei eta txostenak aurkeztu dituzuen guztiei.

La Tierra y sus dinámicas han sido y son la base fundamental para el desarrollo de vida en nuestro planeta y por ello la celebración de esta Asamblea de Geodesia y Geofísica ha sido un reto para esta sociedad científica y un honor para la ciudad de San Sebastián.

Aranzadi ha sabido durante todos estos años investigar al ser humano y la biodiversidad, pero desde la incorporación del departamento de Geodesia, dirigido por Jokin Zurutuza y Miguel Sevilla, estamos liderando en el País Vasco estos ámbitos del conocimiento. Y no solo eso, sino que en colaboración con los institutos geográficos nacionales de España y Portugal y la UPV-EHU hemos podido superar el reto de la organización de esta Asamblea.

A todos los que habéis participado en su organización y a quienes habéis aportado vuestras comunicaciones y ponencias felicidades.

A Tierra e as suas dinâmicas foram e são a base fundamental para o desenvolvimento de vida no nosso planeta e, como tal, a realização desta Assembleia de Geodesia e Geofísica foi um desafio para esta sociedade científica e uma honra para a cidade de San Sebastián.

Ao longo de todos estes anos Aranzadi soube investigar o ser humano e a biodiversidade e, desde a incorporação do departamento de Geodesia, dirigido por Jokin Zurutuza e Miguel Sevilla, temos liderado estes domínios do conhecimento no País Basco. E mais ainda, já que, em colaboração com os institutos geográficos nacionais de Espanha e Portugal e a Universidade do País Basco (UPV-EHU), conseguimos vencer o desafio da organização desta Assembleia.

A todos quantos participaram na sua organização e contribuiram com as suas comunicações e palestras, parabéns.

The Earth and its dynamics have been and are the foundation for life on our planet and, thus, holding this Assembly of Geodesy and Geophysics has been a challenge for the science society and an honour for the city of San Sebastian.

Over the years, Aranzadi has successfully researched human beings and biodiversity, but since the integration of the Department of Geodesy, led by Jokin Zurutuza and Miguel Sevilla, we are leading in these areas of knowledge in the Basque Country. And not only that, but working in collaboration with national geographic institutes in Spain and Portugal and the UPV-EHU, we have overcome the challenges involved in organising this assembly.

To all of you who have participated in organising this event and to those who have contributed papers and presentations, congratulations.



Presidente de la Sociedad de Ciencias Aranzadi

Ohorezko batzordea / Comité de honor / Comissão de honra / Honorary committe

- Francisco Etxeberria, Aranzadi Zientzia Elkarteko Lehendakaria/Presidente
- Mario Garces Sanagustín, Geodesia eta Geofisika Espainiako Batzordearen Lehendakaria/Presidente de la Comisión Española de Geodesia y Geofísica/Presidente da Commissão Espanhola de Geodésia e Geofisica/President of The Spanish Committe of Geodesy and Geophisics
- Miguel Miranda, Geodesia eta Geofisika Portugaleko Batzordearen Lehendakaria/Presidente de la Comisión Portuguesa de Geodesia y Geofísica/Presidente da Commissão Portuguesa de Geodésia e Geofísica/President of the Portuguese Committe of Geodesy and Geophisics
- Cristina Uriarte, UPV/EHU Gipuzkoako Campuseko Errektoreordea/Vicerrectora Campus de Gipuzkoa/Vice-Chanceler da Campus de Gipuzkoa/Vice-chancellor of Campus of Gipuzkoa
- Raúl Fernández de Arroiabe/Viceconsejero de Interior del Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritzako Barne Sailburuordea/Vice-conselheiro do Interior do Governo Basco/Vicecounselor of Interior of Basque Government
- Juan Karlos Alduntzin, Ingurumeneko eta Lurralde Antolaketako Diputatua/Diputado de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio/Deputado da Ambiente e Ordenamento/Deputy of Environment and Planning
- Juan Carlos Izagirre, Donostiako Alkatea /Alcalde/Prefeito/Mayor

Batzorde zientifikoa / Comité científico / Comissão científica / Scientific committe

Geodesia/Geodesy

• España

- o Juan Barrado Díaz
- o Rafael Quiros Doñate

• Portugal

- o João Catalão
- o Manuela Vasconcelos

Sismologia eta Lurraren Barnealdeko Fisika/Sismología y Física del Interior de la Tierra/Sismología e Física do Interior da Terra/Seismology and Physics of the Earth Interior

• España

- o José Ignacio Badal Nicolás
- o José Antonio Peláez Montilla
- Portugal
 - o Fernando Carrilho
 - o Suzana Custodio

Geomagnetismo eta Aeronomia/Geomagnetismo y Aeronomía/Geomagnetismo e Aeronomía/Geomagnetism and Aeronomy

• España

- o Juan José Curto Subirats
- o Alicia García García
- Portugal
 - o Alexandra Pais
 - o Pedro Silva

Bulkanologia/Volcanología/Vulcanologia/Volcanology

- España
 - o José López Ruiz
 - o Joan Martí Molist
- Portugal
 - o Gabriela Queiroz
 - o João Luis Gaspar

Meteorologia eta Atmosfera Zientziak/Meteorología y Ciencias de la Atmósfera/Meteorologia e Ciências da Atmosfera/Meteorology and Sciencies of the Atmosphere

• España

o Sergio Alonso Oroza o Yolanda Castro Díez

• Portugal

o Pedro M.A. Miranda

o Rui Salgado

Ozeanografia/Oceanografía/Oceanography

• España

o Emilio García Ladona

Portugal

o Alvaro Peliz o Paulo Relvas

Hidrología/Hidrology

• España

Espana

- o Marisol Manzano Arellano
- o Juan Angel Mintegui Aguirre
- Portugal

o Jose Manuel Marques

Geofisika Aplikatua/Geofísica Aplicada/Applied Geophysics

• España

- o Albert Casas Ponsati
- o Alex Marcuello Pascual

Portugal

o Manuel Senos Matias

Zientzia Kriosferikoak/Ciencias Criosféricas/Ciências da Criosfera/Cryospheric Sciences

• España

- o Miguel Ramos Sáinz
- o Pedro Elosegui Larrañeta

• Portugal

o Gonçalo Vieira

o António Correia

Tokiko Batzordea / Comité Local / Comissão Local / Local Committee

- D. José Manuel Martínez Solares, Instituto Geográfico Nacional.
- D. Miguel Sevilla, Departamento de Geodesia de la Sociedad de Ciencias Aranzadi.
- D. Jokin Zurutuza, Departamento de Geodesia de la Sociedad de Ciencias Aranzadi.
- D. Juantxo Agirre Mauleon, Secretario General de la Sociedad de Ciencias Aranzadi.
- Dña. Mertxe Labara Balenciaga, Secretaria de la Sociedad de Ciencias Aranzadi.
- D. Alejandro Cearreta, U.P.V./E.H.U. Geo-Q-Aranzadi.
- Dña. Arantza Aranburu, U.P.V./E.H.U. Geo-Q-Aranzadi.
- D. Emilio J. Vélez Herranz. Instituto de Geociencias (CSIC-UCM).

Invited Talk

Guy Wöppelmann

Challenges in the use of space geodetic techniques to determine accurate vertical land movements at tide gauges

Challenges in the use of space geodetic techniques to determine accurate vertical land movements at tide gauges

Guy Wöppelmann⁽¹⁾

⁽¹⁾LIENSs, University of La Rochelle – CNRS, 2 rue Olympe de Gouges, 17000, La Rochelle, France, gwoppelm@univ-lr.fr

SUMMARY

Vertical land movements arise from a wide range of natural and anthropogenic processes. They affect most coastlines and can significantly increase (or decrease) the rates of sea level rise expected from the sole climatic contributions of ocean thermal expansion and land-based ice melting, magnifying (or reducing) the impacts of sea level rise on the coast. Their knowledge represents a key step toward identifying the forcing factors contributing to sea level change at a particular coast, correctly quantifying their relative importance, and improving our understanding of the causes for robust predictions and full assessment of coastal vulnerability by sea level rise. Poor knowledge on land movements may profoundly hamper sea level rise projections, and ultimately lead to expensive mistakes in coastal management policies. Hence, high-quality measurements of vertical land movements have been given considerable attention over the past two decades. However, the accurate determination of these has remained a fundamental though elusive goal. The application is demanding. Sea level is estimated to have risen globally at 1.7 mm/yr over the past century. To be useful for long-term sea level trend studies, vertical land movements should be estimated with standard errors of one order of magnitude less. Despite the remarkable advances made recently in the reanalysis of Global Positioning System (GPS) data, we are aiming at a level of performance where serious consideration of the reference frame and its long-term stability need to be addressed. Vertical velocity is a reference frame-dependent quantity, which is very sensitive to the origin and scale of the frame. The accuracy of its origin and scale is thus one of the main factors limiting the determination of accurate vertical velocities today, and subsequently the estimates of vertical land movements and geocentric sea level trends at the coast. A terrestrial reference frame accurate and stable at the sub-millimeter per year level is required.

1. Introduction

The quantity recorded by a tide gauge is a relative measurement of the sea level with respect to the land upon which the tide gauge is grounded. Hence, any vertical land motion, for instance a subsidence due to sediment compaction, will translate into a sea level rise (drop in the case of land uplift) in the tide gauge record. In that case, the rise in the observed sea level should not be interpreted as being due to factors related only to the climate. As a matter of fact, a wide range of geophysical processes can cause vertical land motion at tide gauges (Emery & Aubrey, 1991). These can mask the climatic signal due to the melting of continental ice or due to the increase in the ocean temperatures and volume, which are both important indicators of global warming.

Until the mid-1980s, the approach to estimate the rise in global mean sea level over the past century or so was to analyze time series of tide gauges longer than ten years, and to assume that the vertical land motions at the tide gauges would compensate in the average (e.g., Gornitz *et al.*, 1982). This assumption was the subject of an extensive scientific debate (e.g., Barnett 1984; Pirazzoli 1986), which further exacerbated when it became clear that the number of time series effectively useful for studies of long-term sea level trends is reduced in order to address the effects on the trends of interannual to decadal sea level oscillations, for instance, due to ocean and atmosphere coupling. The processes causing sea level variability at those timescales are not fully understood, making them difficult to model and imposing the selection of time series with a minimum duration, typically of at least 60 years long (Douglas, 1991). In addition, many geologists have argued that the processes causing subsidence are overall more frequent at the coast than those causing uplift (Emery & Aubrey, 1991). Discarding tide gauges located in regions known to be affected by large vertical land motion will anyhow not be an adequate strategy. At the level of accuracy required in the studies of long term sea level change (climate signals of the order of the millimeter per year or so), no region can be assumed stable at the surface of the Earth.

Subsequently, two approaches have been proposed to address the issue of vertical land motion at tide gauges. The first consists in modeling the processes to predict their effects and to correct them in the tide gauge records. This approach has been widely employed (e.g., Prandi *et al.*, 2009; Church and White, 2011). Unfortunately, the only geophysical process for which predictions can be found at the global scale and at the required level of accuracy is the Glacial Isostatic Adjustment or GIA (Peltier, 2004). Indeed, to be useful for long-term sea level applications, site displacements at the tide gauges should be determined with greater accuracy than the sought-after climate signals of about 1-2 mm/yr over multi-decadal to centennial timescales (Church *et al.*, 2010), that is, corrections at the sub-millimeter per year level are required. At this level of accuracy, it is worth highlighting that the GIA models contain uncertainties in some parameters that are poorly known such as the ice history, the lithosphere thickness or the mantle viscosity. These uncertainties can yield large differences in the magnitude and sign of the predictions of vertical land motion (Woodworth, 2006; Bouin and Wöppelmann, 2010; King *et al.*, 2012). In addition, many other land motion processes, for example, associated with plate tectonics, volcanism, sediment compaction or underground fluid withdrawal, can affect the vertical stability of the tide gauge and are currently not taking into account, except by removing the tide gauge record from the analysis when it is clearly affected by these processes.

The alternative approach is to measure (rather than to model) the rates of vertical land motion at the tide gauges by means of space geodetic techniques. However, at the level of accuracy above-mentioned, the idea is easier to express than to realize. Nearly twenty years have passed since its expression in Carter *et al.* (1989) and the first preliminary results effectively achieved at the global scale (Wöppelmann *et al.*, 2007). Many lessons had to be learned, for instance in the mode of data acquisition (continuous instead of episodic campaigns), and progress to be made in the data analyses (models, corrections...). An important issue has been the definition of the terrestrial reference frame, whose physical parameters, the origin (geocenter) and the scale factor, should be realized at better than 0.1 mm/yr and 0.01 ppb/yr, respectively (1 ppb, part per billion, corresponds to 6 mm at the surface of the Earth), to address the needs of the highly demanding sea level applications in terms of metro-logy. The best realization of a stable and accurate geocentric frame is the International Terrestrial Reference Frame (ITRF).

See Altamimi et al. (2011), for its latest realization: the ITRF2008. This reference frame issue still remains the major limiting factor in the long-term sea level application (Collilieux and Wöppelmann, 2011).

1. The use of the Global Positioning System (GPS)

Among the space geodetic techniques, the Global Positioning System (GPS) has been the most used for monitoring tide gauge benchmarks due to its relative low cost equipment and availability, its easy implementation and maintenance, and its precise positioning performances, which have considerably improved over the past decades. It is foreseen that the other Global Navigation Satellite Systems (GNSS) may contribute in near the future as well. First used in a campaign observation mode of several hours to days repeated every year or so (Ashkenazi *et al.*, 1993; Zerbini *et al.*, 1996), the installation of permanent GPS stations has rapidly appeared essential to enable the detection of vertical land motion signals of a millimeter per year magnitude (Neilan *et al.*, 1998). Changes in the equipment, whether antenna or receiver and even software, have been proven to introduce millimeter to centimeter level offsets in the GPS position time series that can bias the vertical velocity estimates at the level of precision aimed at in the sea level applications (Bruyninx, 2004). By contrast, a continuous observation strategy with reliable information on the antenna mounting and equipment changes enables detecting these offsets, identifying their origin, and taking them into account in the data analysis, so that the results can confidently be interpreted in terms of geophysical vertical displacements.

Another important milestone in the use of the GPS for the monitoring of vertical land motion at tide gauges has been the data analysis in a global network of stations. This global distribution of stations is essential for the computation or adjustment of the satellites orbits, but also for the best possible implementation of the geocentric terrestrial reference frame. The case study published by Legrand *et al.* (2010) on the European network has shown that systematic errors of several millimeters per year in the vertical component can be observed between results stemming from global and regional-wide networks of stations; the magnitude of the biases reducing with the increase in the geographical extension. Thus, GPS velocities from regional solutions should be considered with extreme caution when dealing with highly demanding geophysical applications on the accuracy of the vertical component.

In addition to this global geographical aspect of the GPS data processing, the use of a consistent analysis strategy all over the data span has been demonstrated to be essential too. Indeed, any change in the models, corrections and parameterization used to analyze the GPS data may introduce systematic errors in the GPS products (Steigenberger *et al.*, 2006), especially in the vertical component of the station position and velocity estimates. A rigorous and complete reanalysis of the past and present data sets is therefore absolutely necessary as soon as an important change in the data analysis strategy becomes important to be modified, for instance, the introduction of a new model of the forces affecting the orbits of the satellites.

The corollary of the above-mentioned issues is the need to dispose of a computing facility large enough to cope with the reanalysis of nearly twenty years of data from several hundreds of GPS stations distributed worldwide within a reasonable processing time. It also means to dispose of a data center able to efficiently manage the whole data and metadata sets (equipment, changes...). To take up these technical and operational challenges, observation and research infrastructures have been set up at the international and at the local levels. At the international level, the GPS activities have been structured around the international GNSS service since 1994 (Dow *et al.*, 2009; http://igs.org). It is within this international framework that the TIGA (GPS Tide Gauge Benchmark Monitoring) pilot project was launched in 2001 with the overall objective of addressing the geodetic issues raised by the sea level community that is itself well structured around the Global sea level observing system (GLOSS) program of the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of the UNESCO (IOC, 2012). Six GPS data analysis centers have initially been participating to the TIGA pilot project (Schöne *et al.* 2009), among which the consortium led by the University of la Rochelle (ULR) from which some of the most relevant results are presented in section 4.

At the local level, large computing infrastructures are necessary to deal with the reanalyzes of the entire GPS data sets as soon as an important aspect of the analysis strategy is changed. For example, the computing capacities of the ULR analysis center has substantially increased since 2008 with the acquisition of a Linux cluster that was initially composed of 128 processing units and has evolved to 392 processing units in 2010. It has enabled to decrease the processing time of a global network of 300 GPS stations with ten years of data from one year to less than three weeks, hence offering a large avenue of experimentation possibilities for devising the best possible data analysis strategy. This evolution was also essential for the ULR analysis center to remain competitive within the pretty dynamic scientific field of space geodesy where the knowledge and methods progress rapidly.

2. GPS Solutions

The ULR analysis centre was a pioneer in using GPS to produce a global vertical velocity field and sea level trends from tide gauge records corrected for vertical land motion, whether these are due to GIA or to other land motion processes (Wöppelmann *et al.*, 2007). Five GPS solutions have been produced so far by the ULR. Each one can be characterized by the size and geometry of the network of stations, the data span period, the reference frame in which the station coordinates and velocities are expressed (the latest ITRF available at the time of processing), the specific choice of models, corrections, parameterization, and combination strategy, for instance, how were the daily solutions combined into weekly solutions, and later on into the long-term solution.

A loosely constrained strategy has prevailed since the origin of the ULR analyses, in which station coordinates and satellite orbit parameters have been adjusted simultaneously. Another basic principle of the ULR has been to reanalyze the complete data set as soon as an important aspect of the analysis strategy has been proven to be mandatory; thus, interrupting the ongoing data reprocessing and restarting a new one from scratch. It is important to stress that the processing of the GPS data is particular challenging and complex when aiming at determining vertical land movements at the sub-millimeter per year precision level. The GPS processing strategy needs to be carefully devised. The observation model should take into account any effect that can yield millimeter-level changes on the vertical component of the positioning. This component is especially sensitive to numerous error sources. For instance, an incorrect model representation of either the delay of the GPS signals propagating through the atmosphere or the antenna phase centre variations and offsets, or the surface loading effects of the ocean or the atmosphere, as well as an incorrect reference frame alignment, a poor network geometry of stations, or an incomplete force model applied to the satellites, will propagate into the vertical component of the GPS positioning in a complex way difficult to assess, further affecting the noise characteristics. Spatial and temporal correlations in the errors of the GPS position time series are observed, yielding important biases on the vertical velocities and their uncertainty estimates if not properly taken into account (Santamaría-Gómez *et al.*, 2011).

The software used by the ULR analysis center has been composed of GAMIT/GLOBK (Herring *et al.*, 2008) on the one hand, for the processing of the GPS measurements, and CATREF (Altamimi *et al.*, 2007) on the other hand, for the combination of the daily, weekly and

long-term solutions. Further details can be found in the publications associated with the ULR solutions, whose chronological numbering (ULR1, ULR2...) does not necessarily correspond to the publication year due to the journals delays in publishing articles, namely these solutions are in Wöppelmann *et al.* (2008; 2007; 2009) and in Santamaría-Gómez *et al.* (2011; 2012). The three latest solutions designated by ULR3, ULR4 and ULR5, take into account the noise content in the GPS position time series using the CATS software (Williams, 2008). This has enabled the rigorous estimation of the uncertainties associated with the GPS velocities according to the observed noise type and magnitude. The thorough study carried out by Santamaría-Gómez *et al.* (2011) has confirmed that the flicker noise is dominant in the GPS position time series as it was noted in previous studies, in spite of the advances accomplished in the GPS processing analyses. However, the level of the noise has overall substantially decreased.

3. Application to long tide gauge records

In Figure 1, the performances of the latest ULR5 solution can be appraised when correcting the long tide gauge records for vertical land motion. The panels on the left show the tide gauge records with no correction whereas the right panels show those records corrected using our GPS velocities. The results suggest that the vertical land motion dominates the scatter in the individual trends within a region. This scatter is substantially reduced to 0.3 mm/yr after the GPS corrections have been applied, whatever the region and whatever the vertical land motion process affecting the tide gauge record. As a guideline for comparison, the panels in the middle show the GIA-corrected tide gauge records applying the radial crustal displacement predicted by the ICE-5G VM2 model (Peltier, 2004).

The northern Europe is a region known to be dominated in the first instance by the GIA; hence the GIA correction is effective in reducing the scatter of the individual sea level trends recorded by the tide gauges to a similar level as the GPS correction (top panels in Figure 1). By contrast, the GIA correction somehow fails in the northwestern America (middle panels). This can be explained by the complex tectonic setting of that region, whose effects superimpose to those of the GIA (Mazzotti *et al.*, 2008). In this case, as well as in regions far from the formerly ice-covered areas of the last glacial era, such as the Gulf of Mexico (bottom panels), little reduction can be noticed in the dispersion when applying a GIA correction, as one will expect. On the other hand, the GPS velocities succeed to capture the spatial variability in the individual rates of sea level change observed by the tide gauges in the Gulf of Mexico, whose coastlines are known to be affected by various large subsidence processes, for instance, due to sediment compaction or oil extraction (e.g., Grand Isle in Louisiana or Galveston in Texas).

Not all the regions may display the same spectacular results as shown in Figure 1, but overall the conclusion is definitely towards a much greater spatial consistency within a region when our GPS corrections are applied. Table 1 summarizes the scatter of the individual-, and regional rates of sea level change as measured by the standard deviation statistic. It reveals a slight but steady progress in the results obtained by the successive ULR solutions. The tide gauge record selection and the grouping of the records into regions were carried out following the criteria and the procedure proposed by Douglas (2001). These are also further detailed in section 2 of Collilieux and Wöppelmann (2011).

It is worth noting here, however, that there might be a limit in the reduction of the scatter in the rates of sea level change as it is suggested by the stabilization in that reduction from the latest ULR solutions (Table 1). Indeed, sea level rise is expected to vary spatially as a result of the redistribution of melt-water within the Earth system (Mitrovica *et al.*, 2009); not mentioning spatial patterns associated with changes in the ocean heat content and redistribution (Ishii *et al.*, 2006). The rationale for Table 1, which is an updated extension adapted from Wöppelmann *et al.* (2009), was to show that the GPS analyses carried out using a global network of loosely constrained station coordinates and satellite orbits with a fully consistent strategy all over the data span in terms of parameterization, models and corrections, have reached the maturity to provide useful vertical land motion estimates for highly demanding sea level applications. It was also aimed at stimulating the scientific community and encouraging agencies to install permanent GPS stations at tide gauges.

In the above context, the reproduction of the Douglas (2001) exercise aimed at calculating a global mean sea level (GMSL) change from tide gauge records using GPS corrections instead of GIA corrections was demonstrative. The number of stations analyzed was limited to 27 long tide gauge records for which GPS data was available, grouped into 10 regions. By chance, these figures correspond exactly with the number of tide gauges and regions used by Douglas (2001), even though the individual records and their geographical distribution are not identical. In this respect, it is thus worth noting that despite the differences in the individual records and regions, our GIA-corrected estimate of GMSL change (Table 1, 1.83 ± 0.21 mm/yr) is virtually identical to that published by Douglas (2001) of 1.84 ± 0.35 mm/yr. This suggests the robustness of the procedure proposed by Douglas (1991; 2001) to estimate the GMSL change over the past century from rates of long tide gauge records. It is further interesting to note that the latest estimate of GMSL change from a completely different approach built upon the spatial patterns of sea level change observed from satellite altimetry is 1.7 ± 0.2 mm/yr (Church and White, 2011), that is, statistically identical to the estimate obtained ten and twenty years ago by Douglas (1991; 2001). It is, however, out of the scope of this article to further discuss this issue.

The estimates of GMSL rise obtained from the different GPS solutions in Table 1 are sometimes barely consistent within their respective error bars. However, these error bars are not taking into account the uncertainties associated with the realization of the reference frame. Collilieux and Wöppelmann (2011) have shown that, if the uncertainties in the ITRF2005 geocenter and scale factor are of 1 mm/yr and 0.5 mm/yr, respectively, then the error bar of the GMSL rise estimate using the GPS corrections from ULR3 increases from 0.2 to 0.7 mm/yr. An update of this exercise by revisiting the uncertainties in the geocenter and the scale factor to 0.5 mm/yr and 0.2 mm/yr, respectively, for the ITRF2008 (Wu *et al.*, 2011; Collilieux and Schmid, 2013) yields an error bar of 0.5 mm/yr for the GMSL rise estimate derived from the ULR4 solution. These results highlight that the main limiting factor today is the realization of the reference frame.

When correcting tide gauge records with GPS velocities, two working hypotheses are often necessary or implicit that may limit their effective application. The first assumes that the GPS antenna is monitoring the land motion at the tide gauge, which implies the relative stability of both instruments if the instruments are not exactly located on the same ground and monumentation. This assumption could easily be overcome if appropriate measures were taken following the international recommendations, that is, if local geodetic connections between tide gauge benchmarks and GPS antenna carried out and made available (IOC, 2012). The second assumption is that past local vertical land motion was at a steady rate over the decades to century timescales in which tide gauge was operational, and that it is continuing at the same steady rate over the GPS period. Figure 2 (see also Douglas, 2001) shows a very small scatter of the acceleration term in the tide gauge records longer than 60 years available at the PSMSL (Holgate *et al.*, 2013), suggesting that the rates of relative sea level change are essentially linear on the time span considered here, whatever the recorded signals, whether oceanic or crustal. Nonetheless, it is important to remain cautious regarding this latter assumption.

4. **Concluding remarks**

Tide gauges measure the relative sea level with respect to the land upon which they are grounded. Whereas this observational information may appear adequate for planning and mitigation issues, to devise any sustainable development plan of the coastline it is most desirable to understand what are the causes underlying the observed relative sea level changes and what are the respective magnitudes of these causes. The factors controlling relative sea level differ from a coastline to the other, and climate effects may not be the largest. In some coastal regions of the world, vertical land motions clearly dominate (Figure 1). In other regions, they might be of the same order of magnitude as the climate factors. Consequently, a question of paramount importance when discussing sea level changes at the coast concerns the relative importance of the contributing factors due to climate change (ocean thermal expansion and/or melting of land-based ice) and due to land subsidence or uplift.

To identify the causes of sea level changes acting at a particular place and to correctly assess their relative importance, monitoring the vertical land motions at tide gauges has become an essential and vital aspect of in situ sea level observing systems. This will avoid misinterpreting the observations as being due to factors related only to the climate. In this respect, considering the progress and the recent advances in the GPS data analyses, the new implementation plan of the Global sea level observing system (GLOSS) calls for an important upgrade to its core network by requesting the installation of continuous GPS stations at the tide gauges (IOC, 2012). Much remains to be done, however, in spite of the known importance of vertical land motions at the coast. Indeed, less than 14% of the GLOSS tide gauge stations are directly (on top of the tide gauge) equipped with a permanent GPS station. The figure increases to 24% for all the co-located GPS at tide gauge stations in the GLOSS GNSS data center called SONEL (www.sonel.org).

5. Acknowledgements

The research presented in this paper was funded by the INSU/CNRS (SO program) and the French alliance for environment (SOERE program). SONEL data service is built upon the existing IGS and GLOSS infrastructures which are effective thanks to the institutions and individuals making GPS data and products open and freely available (e.g., BIGF, GSI, IGN, RENAG, ROB). Médéric Gravelle is thanked for his kind assistance in the preparation of the material and figures presented here. The author is grateful for the invitation from Aranzadi Society of Sciences and the fruitful discussions with Dr. J. Zurutuza and Prof. M. Sevilla during the General Assembly meeting.

References 6.

Altamimi Z, X. Collilieux, and L. Metivier (2011): "ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame". Journal of Geodesy, 85(8), 457-473.

Ashkenazi V., R. Bingley, and G. Whitmore (1993): "Monitoring changes in mean-sea-level to milli-metres using GPS". Geophys. Res. Lett., 20, 1951-1954.

Barnett T.P. (1984): "The estimation of global sea level change: a problem of uniqueness". J. Geophys. Res., 89(C5),7980-7988. Bouin M-N., and G. Wöppelmann (2010): "Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation". Geophys. J. Int., 180, 193-209.

Bruyninx C. (2004): "The EUREF Permanent Net-work: a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists". GeoInformatics, 7, 32-35

Carter W.E., D.G. Aubrey, T.F. Baker, C. Boucher, C. Le Provost, D.T. Pugh, W.R. Peltier, M. Zumberge, R.H. Rapp, R.E. Shutz, K.O. Emery, and D.B. Enfield (1989): "Geodetic

fixing of tide gauge benchmarks". Woods Hole Oceanographic Institution, Technical Report WHOI-89-31. Church J. A., and N. J. White (2011): "Sea-level rise from the late 19th century to the early 21st century", Surv. Geophys., 32, 585-602.

Church J., P.L. Woodworth, T. Aarup, and S. Wilson (eds) (2010): "Understanding sea level Rise and variability". Wiley-Blackwell Publishing, Chichester.

Collilieux X., and G. Wöppelmann (2011): "Global sea level rise and its relation to the terrestrial reference frame definition". Journal of Geodesy, 85, 9-22. Collilieux X., and R. Schmid (2013): "Evaluation of the ITRF2008 GPS vertical velocities using satellite antennas z-offsets". GPS Solutions, 17(2), 237-246.

Douglas B.C. (2001): "Global sea level rise". J. Geophys. Res., 96 (C4), 6981-6992. Douglas B.C. (2001): "Sea level change in the era of the recording tide gauge". In Sea Level Rise: History and Consequences, Int. Geophys. Ser., vol. 75: 37-64, chap.3, Academic Press, San Diego.

Dow J., R.E. Neilan, and C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems". Journal of Geodesy, 83, 191-198.

Emery K.O., and D.G. Aubrey (1991): "Sea levels, land levels, and tide gauges". Springer Verlag.

Gornitz V., S. Lebedeff, and J. Hansen (1982): "Global sea level trend in the past century". Science, 215, 1611-1614. Herring T.A., R.W. King, and S.C. McClusky (2008): "Introduction to GAMIT/GLOBK". Report, Inst. of Technol, Cambridge, Massachussets.

Holgate S.J., A. Matthews, P.L. Woodworth, L.J. Rickards, M. Tamisiea, E. Bradshaw, P.R. Foden, K.M. Gordon, S. Jevreja, and J. Pugh (2013): "New data systems and products at the Permanent Service for Mean Sea Level". Journal of Coastal Research, doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.

IOC (2012): "The Global Sea Level Observing System Implementation Plan 2012". Intergovernmental Oceanographic Commission, Technical Series No. 100.

Ishii M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki (2006): "Steric sea level changes estimated from his-torical ocean subsurface temperature and salinity analyses". Journal of Oceanography, 62, 155-170.

King M.A, M. Keshin, P.L. Whitehouse, I.D. Thomas, G. Milne, and R.E.M. Riva (2012): Regional biases in absolute sea-level estimates from tide gauge data due to residual unmodeled vertical land movement". Geophys. Res. Lett., 39, L14604, doi:10.1029/2012GL0523481. Legrand J., N. Bergeot, C. Bruyninx, G. Wöppelmann, M.-N. Bouin, and Z. Altamimi (2010): "Impact of regional reference frame definition on geodynamic interpretations". Journal

of Geodynamics, 49, 116-122. Mazzotti S., C. Jones, R.E. Thomson (2008): "Relative and absolute sea level rise in western Canada and northwestern United States from a combined tide gauge-GPS analysis".

Journal of Geophys. Res., 113, C11019, doi:10.1029/2008JC004835. Mitrovica J.X., N. Gomez, and P.U. Clark (2009): "The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse". Science, 323, 753.

Neilan R., P.A. Van Scoy, and P.L. Woodworth (1998): "GPS and tide gauge benchmark monitoring, and GPS altimeter calibration". Proceedings of the workshop on methods for monitoring sea level, IGS and PSMSL, Jet Propulsion Laboratory, 17-18 March 1997.

Peltier W.R. (2004): "Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE". Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 111-149

Pirazzoli P.A. (1986): "Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide gauge records". Journal of Coastal Research, 1, 1-26. Prandi P., A. Cazenave, and M. Becker (2009). "Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993-2007". Geophys. Res. Lett., 36, L05602, doi: 10.1029/2008GL036564.

Santamaria-Gómez A., M.-N. Bouin, X. Collilieux, and G. Wöppelmann (2011): "Correlated error in GPS position time series: implications for velocity estimates". Journal of Geophys. Res., 116, B01405, doi:10.1029/2010JB007701.

Santamaria-Gómez A., M. Gravelle, X. Collilieux, M. Guichard, B. Martín Míguez, P. Tiphaneau, and G. Wöppelmann (2012): "Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using state-of-the-art GPS velocity field". Global Planet. Change, 98-99, 6-17.

Schöne T., N. Schon, and D. Thaller (2009): "IGS Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot Project (TIGA): Scientific benefits". Journal of Geodesy, 83, 249-261.

Steigenberger P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, and S. Vey (2006): "Reprocessing of a global GPS network". J. Geophys. Res., 111, B05402.

Williams S.D.P. (2008): "CATS: GPS coordinate time series analysis software". GPS Solutions, 12, 147-153.

Woodworth P.L. (2006): "Some important issues to do with long-term sea level change". Philos. Trans. R. Soc., Ser. A, 364, 787-803.

Wöppelmann G., B. Martín Miguez, M.-N. Bouin, and Z. Altamimi (2007): "Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide". Global and Planet. Change, 57, 396-406.

Wöppelmann G., M.-N. Bouin, and Z. Altamimi (2008): "Terrestrial reference frame implementation in global GPS analysis at ULR consortium". Physics & Chemistry of the Earth, 33 217-224 Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaría, M.-N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. Martín Míguez (2009): "Rates of sea-level change over the past

century in a geocentric reference frame, Geophys. Res. Lett., 36, L12607, doi:10.1029/2009GL038720. Wu X., X. Collilieux, Z. Altamimi, B.L.A. Vermeersen, R.S. Gross, and I. Fukumori (2011): "Accuracy of the international terrestrial reference frame origin and earth expansion".

Geophys. Res. Lett, 38, L13304, doi: 10.1029/2011GL047450.



Figure 1 – Time series of annual mean sea levels (MSL) from (left) tide gauges, (middle) tide gauges corrected for the radial crustal displacement due to the glacial isostatic adjustment (GIA), and (right) GPS-corrected tide gauges records in the ITRF2008 reference frame in (top) northern Europe, (middle) north-western America and (bottom) Gulf of Mexico. The time series are displayed with arbitrary offsets for presentation purposes.



Figure 2 - Acceleration term of relative sea levels as observed by quality controlled tide gauge records available at the PSMSL (Holgate et al., 2013)

	No		GPS-corrected					
Land motion		GIA-corrected ICE-5G VM2	ULR1	ULR2	ULR3	ULR4	ULR5	
correction			ITRF2000	ITRF2000	ITRF2005	ITRF2005	ITRF2008	
			1999.0-2005.7	1997.0-2006.9	1997.0-2006.9	1996.0-2009.0	1995.0-2011.0	
Scatter of	2.1	1.5	1.2	1.1	1.0	0.6	0.8	
individual trends	2.1	1.5	1.2	1.1	1.0	0.0	0.8	
Scatter of regional	1.4	1.0	0.0	0.8	0.6	0.6	0.6	
trends	1.4	1.0	0.9	0.8	0.0	0.0	0.0	
GMSL trend		1.83 ± 0.21	1.31 ± 0.30	1.38 ± 0.28	1.61 ± 0.19	1.34 ± 0.19	1.21 ± 0.20	

 Table 1 – Scatter of the individual and regional rates of sea level change from tide gauges using different land motion corrections and following the selection criteria in Douglas (2001). The last row gives the global mean sea level (GMSL) trend using the scheme proposed by Douglas (2001). Units are in mm/yr.

INDICE GENERAL

S01:	: Geodesia • Geodesia • Geodesia • Geodesy	
	Chairpersons: João Catalao; Juan Barrado Díaz; Manuela Vasconcelos; Rafael Quirós Donate	1
S02:	: Sismologia eta Lurraren Barnealdeko • Fisika Sismología y Física del Interior de la Tierra • Sis e Física do Interior da Terra • Seismology and Physics of the Earth's Interior	SMOLOGÍA
	Chairpersons: Fernando Carilho; José Antonio Peláez Montilla; José Ignacio Badal Nicolás; Suzana Custodio	123
S03:	: GEOMAGNETISMOA ETA AERONOMIA • GEOMAGNETISMO Y AERONOMÍA • GEOMAGNETISMO E AERONOMIA • GEOM AND AERONOMY	AGNETISM
	Chairpersons: Alexandra Pais; Alicia García García; Juan José Curto Subirats; Pedro Silva	217
S04:	: Bulkanologia • Volcanología • Vulcanologia • Volcanology	
	Chairpersons: Gabriela Queiroz; Joan Martí Molist; Joao Luis Gaspar; José López Ruiz	
S05:	: Meteorologia eta Atmosfera Zientziak • Meteorología y Ciencias de la Atmósfera • Meteor Ciências da Atmosfera • Meteorology and Sciences of the Atmosphere	ROLOGIA E
	Chairpersons: Pedro M. A. Miranda; Rui Salgado; Sergio Alonso Oroza; Yolanda Castro Díez	
S06:	: OZEANOGRAFIA • OCEANOGRAFÍA • OCEANOGRAFIA • OCEANOGRAHY Chairpersons: Alvaro Peliz; Emilio García Ladona; Paulo Relvas	
S07:	: Hidrologia • Hidrología • Hidrologia • Hidrology	
	Chairpersons: Jose Manuel Marques; Juan Angel Mintegui Aguirre; Marisol Manzano Arellano	
		415
S08:	Chairpersons: Albert Casas Ponsati; Alex Marcuello Pascual; Fernando Monteiro Santos; Manuel Senos Matias	
500.	· Zientzia Krigsferdikoak a Ciencias Crigsferdicas a Ciências da Crigsferda a Crygsdiferic Science	
507.	Chairpersons: Antonio Correia; Gonçalo Vieira; Miguel Ramos; Pedro Elosegui	
		719
SE1	l: Hierro • El Hierro • Hierro • Hierro	
	Chairpersons: Emilio García Ladona; Joan Martí Molist José Ignacio Badal; Nicolás José López Ruiz; Juan Barrado Díaz	739
OT .		
SE2	2: LORKA • LORCA • LORCA • LORCA Chairpersons: José Antonio Peláez Montilla: José Janacio Badal Nicolás	
		757



Chairpersons: João Catalao Juan Barrado Díaz Manuela Vasconcelos Rafael Quirós Donate

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Un análisis de las mejoras introducidas por EGNOS en el programa goGPS para el posicionamiento cinemático empleando receptores de bajo coste <i>An analysis of the improvements introduced by EGNOS into the software goGPS for cinematic positioning using low</i>
<i>cost receivers</i>
Medidas geodésicas de deformación en el Parque Nacional de Timanfaya Geodetic deformation measurements in Timanfaya National Park
Obtención del TEC y sus variaciones temporales a partir de diferentes redes de estaciones GNSS permanentes sobre la península ibérica Obtaining the TEC and its temporal variations from different networks of permanent GNSS stations on the iberian peninsula
Hector Lamolda-Ordonez, Abelardo Bethencourt-Fernandez
Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG) Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG)
Jaime Fraile Torrecilla, José Antonio Sánchez Sobrino, Juan Pablo Fernández Herreras
Monitorización continúa para el cálculo del enlace local GNSS-VLBI. <i>Continued Monitoring to calculate the local tie GNSS-VLBI</i>
A Palação Entre as Coordonados de Pafarância das Padas CNSS da Onarcaão Contínuo em Portugal Continental
The Relationship Between the Reference Coordinates of the CORS Networks in Portugal Mainland
Ajuste de la Red Geodésica Española (ROI) en altitudes ortométricas
Adjustment of orthometric heights in the Spanish Geodetic Network (ROI)
El modelo combinado de geoide EGM2008-REDNAP. <i>The combined geoid model EGM2008-REDNAP</i>
Análicia de observaciones en nueves estaciones de merce gravimátrice en Espeño
Analysis of observations from new tidal gravimetry stations in Spain
A aplicação do GNSS na medição do comportamento estático e dinâmico de grandes estruturas de engenharia civil e de fenómenos geofísicos
The GNSS applied to measure static and dynamic response of large civil engineering structures and geophysical phenomena
El método de processado PPP en el Centro de Análisis del IGN. <i>Testing of PPP processing method at the IGN Analysis Center</i>

Análisis de estaciones permanentes GNSS en la península ibérica, proyecto IBERRED. Analysis of GNSS permanent stations in Iberian Peninsula, IBERRED Project
Análisis armónico de las observaciones mareográficas en el Puerto de Pasaia Harmonic analysis of the tide gauge observations in Pasaia Harbour
Estudio de las Mareas Oceánicas en la Costa Este de Lanzarote (Islas Canarias). Aplicaciones Geodésicas. Study of the Ocean Tides in the East Coast of Lanzarote (Canary Islands). Geodetic Applications
Continuidad de las medidas del mareógrafo de Pasaia Continuity of the Pasaia Tide Gauge measurements
Aplicación PPP para la determinación de Posiciones y Velocidades PPP Application for Positions and Velocity Estimations
Control vertical de la Falla activa de Balanegra a partir de perfiles de nivelación de alta precisión. Vertical monitoring of the active Balanegra Fault from high-precision levelling profiles
Control Geodésico de Deformaciones en la Falla de Baza a partir de mediciones GPS Geodetic Deformation Monitoring of the Baza Fault from GPS
Red GPS Topo-Iberia: Resultados Preliminares obtenidos en el Centro de Análisis de la UJA. <i>Topo-Iberia GPS Network: Preliminary Results at UJA Analysis Centre</i>
Control de deformaciones en el puerto de Málaga (sur de España) mediante series temporales de interferometría radar de satélite Deformation monitoring in the port of Málaga (southern Spain) with SAR interferometry time series
Evaluación del posicionamiento NRTK en la región fronteriza entre Andalucía (España) y Portugal utilizando las redes activas RAP y RENEP Evaluation of NRTK positioning on the border region of Andalusia (Spain) and Portugal using the RAP and RENEP active networks
Exactitud de un MDT obtenido a partir de datos LIDAR Accuracy of a DTM obtained from LIDAR data
Infraestructura Geodésica en Gipuzkoa: trabajos iniciales y estado actual. Geodetic Infraestructure in Gipuzkoa: previous works and current state

Un análisis de las mejoras introducidas por EGNOS en el programa goGPS para el posicionamiento cinemático empleando receptores de bajo coste

An analysis of the improvements introduced by EGNOS into the software goGPS for cinematic positioning using low cost receivers

A. Herrera⁽¹⁾, S. Caldera⁽²⁾, M. C. de Lacy⁽¹⁾, E. Realini⁽³⁾, M. Reguzzoni⁽⁴⁾

⁽¹⁾Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén. España. ⁽²⁾GReD srl, spin-off de Politecnico di Milano, Italia

⁽³⁾RISH, Universidad de Kyoto, Japón

⁽⁴⁾DIIAR, Politecnico di Milano, Italia

SUMMARY

goGPS is a free and open source navigation software that processes raw GPS data in differential mode with respect to a network of permanent stations and in stand-alone mode. It can use both code (C/A, P) and phase (L1, L2) measurements obtained from geodetic or low cost devices. goGPS applies a Kalman filter directly on the GPS observations, estimating a position at every epoch also by exploiting a dynamic model (constant velocity or acceleration). The positioning is optionally supported by route constraints (e.g. a railway). Moreover, it is possible to introduce into the filter an additional observation extracted from a digital terrain model (DTM) in order to increase accuracy in the vertical direction. In this work the ionospheric and pseudorange corrections provided by EGNOS have been introduced in the stand-alone module of the software. An analysis of the improvements reached in the presence of EGNOS have been studied from data acquired by low cost receiver u-blox AEK-4T.

1. INTRODUCCIÓN

goGPS es un software desarrollado por el Laboratorio de Geomática del Politécnico de Milán Campus de Como. Está diseñado específicamente para mejorar la exactitud del posicionamiento de receptores GPS de bajo coste en tiempo real. goGPS puede trabajar en modo absoluto o relativo. En el último caso aplica un filtro de Kalman a las dobles diferencias de fase, recibiendo los datos del receptor de bajo coste a través de un puerto COM y de una estación permanente a través de Internet por medio del protocolo NTRIP. goGPS puede también utilizar datos de un MDT, si están disponibles, para mejorar la exactitud de la componente vertical. goGPS está desarrollado en un entorno de MATLAB y en las pruebas realizadas dentro de la tesis doctoral de Realini (2009) se obtuvieron las siguientes conclusiones: en algunos casos la exactitud del posicionamiento obtenida con instrumentos de bajo coste fue del mismo orden de magnitud que la proporcionada por receptores monofrecuencia profesionales (Leica GS20) además goGPS permitió obtener mejoras en la exactitud proporcionada por instrumentos de bajo coste, en concreto aplicando posicionamiento relativo en tiempo real y técnicas de filtrado de Kalman se mejoró la exactitud de 2-4 m a pocos decímetros. Se puede encontrar más información en: http://www.gogps-project.org/.

Es importante reseñar que goGPS se actualiza periódicamente introduciendo las mejoras que aparecen en los sistemas GNSS. En particular en este trabajo se presenta la parte de SBAS (Space-Based Augmentation System) introducida recientemente en el programa junto con los primeros resultados obtenidos. Así pues, se ha añadido dentro de este software el módulo correspondiente a la inclusión de las correcciones ionosféricas y de pseudodistancias proporcionadas por los satélites de EGNOS y se analizan las mejoras introducidas por la presencia de EGNOS en el posicionamiento stand-alone.

2. SISTEMA DE AUMENTACIÓN BASADO EN SATÉLITES: EGNOS

Recientemente la Agencia Espacial Europea (ESA) ha financiado la puesta en marcha del sistema de aumentación europeo EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*):

- EGNOS Open Service está disponible desde: 1 de octubre de 2009
- EGNOS Safety of Life está disponible desde: 2 de marzo de 2011

Esta señal EGNOS es transmitida por tres satélites geoestacionarios: dos satélites Inmarsat-3 y el satélite Artemis ESA. En las estaciones de tierra se procesan las señales y las envían a los satélites. El sofisticado segmento terrestre consiste en: 34 RIMS (*Ranging and Integrity Monitoring Stations*), 4 centros de control y 6 estaciones de envío (http://www.egnos-pro.esa.int/publication.html).

La señal emitida por los satélites EGNOS aporta información sobre la posición de cada satélite GPS, la precisión de sus relojes atómicos y sobre el efecto ionosférico. En la Tabla 1 se muestran las mejoras introducidas al utilizar GPS+EGNOS en el modelado de las distintas componentes del error total que afectan al posicionamiento GPS en condiciones medias (Esa 2009).

Tabla 1 – Errores GPS-EGNOS: Órdenes de magnitud típicos. (*GPS-EGNOS error: Typical order of magnitude.*)

(
Tipo de error	GPS	EGNOS
Órbitas y sincronización de reloj	1 m	0.5 m
Error troposférico	0.25 m	0.25 m
Error ionosférico	2 m	0.3 m
Ruido del receptor	0.5 m	0.5 m
Multipath	0.2 m	0.2 m
UERE (Suma cuadrática de los errores -	2.31 m	0.83 m
1 σ)		
HDOP (función de la geometría de los	1.1 m	1.1 m
satélites visibles)		
Error de exactitud en el posicionamiento	2.54 m	0.92 m
horizontal (1 σ) = UERE x HDOP		
Error de exactitud en el posicionamiento	5.08 m	1.84 m
horizontal (2 σ , 95%)		

3. POSICIONAMIENTO ABSOLUTO CON CÓDIGOS

Se entiende por posicionamiento GPS absoluto de un receptor, la determinación de sus coordenadas y del offset del reloj del receptor a partir de observaciones de esta constelación de satélites. En el caso de receptores de bajo coste este tipo de posicionamiento se realiza con observaciones de código o pseudodistancia siendo la ecuación de observación la siguiente (Biagi 2009):

 $P_{R}^{S}(t) + v_{P} = \rho_{R}^{S}(t) + c(dt_{R}(t) - dt^{S}(t)) + I_{R}^{S} + T_{R}^{S} \quad (1)$ Donde:

 $P_R^S(t)$ es la observación de pseudodistancia o código.

 v_p es el error aleatorio de la observación de código.

 $\rho_R^S(t)$ es la distancia geométrica entre receptor y satélite.

c es la velocidad de la luz.

 $dt_R(t)$ y $dt^S(t)$ son los términos asociados a los efectos del offset del oscilador del receptor y satélite respectivamente.

 I_R^S y T_R^S representan el retardo ionosférico y troposférico respectivamente.

Para realizar este posicionamiento es necesario disponer de por lo menos observaciones a cuatro satélites en la misma época. Si se estaciona el receptor durante un tiempo habremos de estimar las coordenadas del mismo y un offset del reloj del receptor para cada época, ya que no puede ser considerado constante. A partir de la señal emitida por los satélites EGNOS se puede obtener tanto el valor de la componente del efecto ionosférico como una corrección a la pseudodistancia calculada a partir de la información sobre la posición de cada satélite GPS y de la precisión de sus relojes atómicos. Así, es posible estimar la posición del receptor en cada época utilizando receptores de bajo coste que reciben solamente una frecuencia, como por ejemplo u-blox AEK-4T (http://www.ublox.com/).

El módulo correspondiente a la introducción de la información proporcionada por EGNOS ha sido añadido dentro del software goGPS y los primeros resultados obtenidos se presentan en el siguiente apartado.





Figura 1 -Lugar del experimento: Como, Italia. (Site Map: Como, Italy.)

4. TEST: COMO (ITALIA)

El análisis de las mejoras introducidas por EGNOS en el posicionamiento absoluto se ha evaluado con un experimento en la terraza del Politécnico de Milán, campus de Como (Figura 1). Para ello, primero se obtienen coordenadas precisas del lugar donde se realiza el test mediante RTK. Posteriormente, en ese lugar, se coloca el receptor de bajo coste u-blox AEK-4T (U-blox 2008) conectado al software goGPS y se realizan medidas durante diez minutos.

Para evaluar la mejora, se calcula con goGPS la posición del receptor en cada época con correcciones EGNOS y sin ellas, aplicando una aproximación mínimo cuadrática clásica con la ecuación de observación (1). Los resultados obtenidos junto con los proporcionados por el receptor u-blox se presentan en la Figura 2. En esta Figura se puede observar como la nube de puntos obtenida a partir de las coordenadas calculadas con goGPS utilizando GPS y EGNOS están más próximas a las coordenadas precisas del lugar que

las obtenidas utilizando sólo GPS. Si consideramos las soluciones proporcionadas por u-blox, la solución GPS+EGNOS sigue siendo más próximas a la solución RTK que las coordenadas obtenidas sólo con GPS .Además, las coordenadas calculadas con goGPS utilizando GPS y EGNOS siguen estando más próximas a las coordenadas precisas del lugar que las obtenidas por el software interno del receptor de bajo coste. Se puede notar que la nube de puntos obtenida mediante el software interno del receptor de bajo coste es menos dispersa que en los otros casos debido a que el receptor de bajo coste utiliza el Filtro de Kalman en el cálculo de la posición. Puede también apreciarse un sesgo de las posiciones del u-blox respecto a la posición RTK.



Figura 2 – Coordenadas obtenidas mediante cada método. (Coordinates obtained by each method.)

5. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

En este trabajo se ha estudiado las mejoras introducidas al considerar EGNOS en poscionamiento absoluto en tiempo real con receptores de bajo coste. Para ello se ha añadido al software goGPS el módulo correspondiente a la introducción de las correcciones enviadas por EGNOS y se ha realizado una primera prueba. De esta prueba se deduce que efectivamente considerar GPS junto con EGNOS mejora la exactitud de la posición estimada. En un futuro próximo se realizarán más pruebas en distintos escenarios para contrastar los distintos resultados.

Además, próximamente se pretende implementar el módulo correspondiente para aplicar las correcciones ionosféricas y de pseudodistancias enviadas por EGNOS en el Filtro de Kalman implementado en el programa goGPS. También se van a introducir los satélites GLONASS en el cálculo de la posición del receptor, y se espera que mejore la estimación de la posición.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro de un proyecto financiado por el ministerio de economía y competitividad con título "Nuevos algoritmos para el futuro sistema GNSS multifrecuencia" (AYA2008-02948).

7. REFERENCIAS

Biagi L (2009). I fondamentali del GPS. Geomatic Workbooks, Vol. 8. ISSN 1591-092X

Esa (2009). User guide for EGNOS application developers. ED. 1.1, 07/30/2009

Realini E (2009). goGPS free and constrained realtive positioning with low cost receivers. Tesis de doctorado. Politécnico de Milán.

U-blox (2008). NMEA, UBX Protocol Specification. GPS.G5-X-07036-D

Medidas geodésicas de deformación en el Parque Nacional de Timanfaya Geodetic deformation measurements in Timanfaya National Park

Vélez, E.^(1,3), Arnoso, J.^(1,3), González Montesinos, F.^(2,3), Benavent, M.^(2,3) y Vieira, R.⁽³⁾ ⁽¹⁾Instituto de Geociencias (CSIC,UCM) Facultad de Matemáticas UCM. Pza. de Ciencias, 3, 28040, Madrid, <u>emilio.velez@csic.es</u>

⁽²⁾Secc. Departamental de Astronomía y Geodesia. Facultad de Matemáticas UCM. Pza. de Ciencias, 3, 28040, Madrid.

⁽³⁾Grupo de Investigación UCM "Geodesia". Facultad de Matemáticas UCM.

SUMMARY

The observation and study of deformations in the Earth's crust is of great importance to investigate seismic/volcanic precursors and local tectonics movements in geodynamical actives areas. From 1992, as a consequence of the research projects developed in the Lanzarote Geodynamics Laboratory (LGL), continuous deformations measurements have been done using different kinds of tilt and strain meters. Among objectives in the analysis of these data are the study of disturbance effects, mainly of atmospheric and oceanic origin, and the most accurate modelling of the long-term trends present in the residual signal, which could mask deformations caused by seismic or volcanic activity. Here, we show, the results of the analysis of 15 years of continuous strain measurements made in Timanfaya National Park, where is located part of the structure of LGL.

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo abordamos el estudio de una serie temporal de 15 años de registro de dos extensómetros instalados en el Parque Nacional de Timanfaya, en un área de especial interés por la presencia de anomalías geotérmicas (Araña, et. al, 1973; Albert et al., 1994). Como veremos, este tipo de observaciones está fuertemente afectado por las variaciones de temperatura del aire, entre otros efectos perturbadores de origen atmosférico y oceánico. Por tanto, uno de los objetivos que nos hemos planteado ha sido la estimación y eliminación de este efecto en la señal observada.

Para resolverlo, hemos aplicado un modelo de regresión en el que planteamos una relación lineal con la temperatura y con una serie de polinomios que representan otros efectos de largo periodo asociados a perturbaciones atmosféricas (variaciones de presión del aire), oceánicas e instrumentales. Este modelo de regresión incluye también la determinación de un conjunto de parámetros no lineales que se estiman a partir de criterios estadísticos (Venedikov et al., 2006). Este proceso resulta fundamental para poder interpretar otros fenómenos de deformación ocasionada, por ejemplo, por actividad sísmica y/o volcánica que podría haber quedado enmascarada en la señal residual.

Esta metodología de análisis ha sido aplicada para estudiar un efecto que, desde el año 2004, hemos observado en el laboratorio de Timanfaya, y que ha supuesto un aumento progresivo de la temperatura en torno a los 20 °C. De esta manera, hemos podido cuantificar su influencia sobre las observaciones y eliminar su efecto, abriendo una nueva línea de investigación sobre el origen de este aumento de la temperatura y su evolución.

2. EL LABORATORIO DE GEODINÁMICA DE LANZAROTE

Desde el año 1987, nuestro grupo de investigación viene desarrollando diferentes líneas de investigación en la isla de Lanzarote que han dado como consecuencia la creación y desarrollo, en colaboración con el Cabildo Insular, de lo que hoy en día denominamos el Laboratorio de Geodinámica de Lanzarote (Vieira et al., 2006). El LGL es un laboratorio multidisciplinar de investigación, sustentado en el concepto de Lanzarote como un Laboratorio Natural, donde poder llevar a cabo estudios y experiencias con el objeto de estudiar y profundizar en el origen, estado y evolución de las Canarias y, en particular, de Lanzarote, así como de investigar diferentes técnicas de observación geodinámica en zonas activas.

En la actualidad, el LGL cuenta con lo que denominamos tres Módulos de Observación Permanente, situados en la Cueva de los Verdes, los Jameos del Agua (ambos en la zona norte, en un tubo volcánico del volcán La Corona) y, el tercero, en el Parque Nacional de Timanfaya. Cada uno de los módulos está acondicionado de acuerdo con las posibilidades, infraestructura y objetivos de la investigación que se desarrollan. El Centro de Recepción de Datos se ubica en las instalaciones de la Casa de los Volcanes del Cabildo de Lanzarote (también en los Jameos), desde donde los datos son enviados a Madrid para el análisis.

Además, diferentes redes geodésicas y geofísicas de medidas, distribuidas por la isla, complementan las observaciones.

Parque Nacional de Timanfaya

En el caso concreto del módulo de observación (TIM) situado en el Parque Nacional de Timanfaya, éste se encuentra ubicado en el entorno de una anomalía térmica superficial asociada a la existencia de fracturas que permiten la salida de flujo térmico a alta temperatura, fruto de la existencia de una cámara magmática residual de la erupción del siglo XVIII (1730-1736) y donde, a pocos centímetros, podemos tener temperaturas superiores a 200 °C (Albert et al., 1994).



Figura 1 - Mapa del Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote), mostrando la localización del módulo TIM y la distribución de las anomalías geotérmincas.

(Map of National Park of Timanfaya (Lanzarote), showing the location of station TIM as well as the distribution of geothermal anomalies within this area.)

La mayor parte del laboratorio se sitúa en el interior de un edificio subterráneo en las proximidades del volcán Timanfaya y que se oculta a la vista de los visitantes por medio de un cráter artificial. Este edificio, denominado la Casa de los Camelleros, está compuesto por un patio central abierto y dos salas laterales, comunicadas con una galería. Las salas se han acondicionado para la instalación de diferentes equipos científicos y, en la actualidad, cuenta con más de 20 instrumentos, entre gravímetros, clinómetros (de corta y larga

base), extensómetros, equipos para la medida de gases, parámetros meteorológicos, etc.

A unos 100 m de la Casa de los Camelleros existe un área, al aire libre, donde se llevaron a cabo diferentes sondeos para el estudio del aprovechamiento energético de las anomalías térmicas presentes en el marco del Programa JOULE de la CEE (JOUG-004 (ES), 1992). Estos sondeos, hasta 4 y entubados en sus primeros metros, han sido instrumentalizados con termómetros a diferentes profundidades para medir la variación y evolución de la temperatura.

3. INSTRUMENTACIÓN

Entre las muchas colaboraciones científico-técnicas que se mantienenemos en el LGL, desde el año 1991 destaca la establecida con el Instituto de Sismología de Wuhan (ISW), dependiente del China Earthquake Administration (ChEA), para el desarrollo de tecnología e instrumentación aplicada a investigaciones geodinámica. Esta colaboración ha sido financiada, en principalmente, a través de la AECI (Vélez et al., 2004). En ella, el LGL ha venido siendo el lugar de prueba, en condiciones reales de observación de los equipos de observación geodésica y geofísica desarrollados. Así, desde el año 1992 en el que se instalaron los primeros clinómetros de larga base (tipo water tube) y extensómetros en la Cueva de los Verdes, se han instalado en el LGL hasta 20 sensores, entre clinómetros, extensómetros, termómetros y barómetros. En concreto, en Timanfaya se instaló el primer set de instrumentos, compuesto por un clinómetro, un extensómetro y dos termómetros, en el año 1996 y en el año 1999 el segundo set, complementario al anterior.

Los dos extensómetros horizontales instalados en Timanfaya consisten en varios tubos de cerámica, de 1 m de longitud, ensamblados con una resina especial, y que tienen uno de los extremos fijos al pilar y el otro extremo libre, en el cual se sitúa un sensor magnético que mide el desplazamiento de la barra. La horizontalidad del instrumento se consigue a través de una suspensión de doble hilo montada en unos arcos fijos a cada uno de los pilares intermedios entre los dos extremos. La longitud de los extensómetros es de 4 y 11 m, respectivamente, y su resolución es de 10^{-8} unidades de extensión. El primero de ellos (CE557) está instalado con un azimut de 42.8°N y el segundo (CE775) ortogonal al primero, por tanto con un azimut de 132.8°N. Cada extensómetro viene provisto de un tornillo micrométrico, con resolución 0.1 mm, en el extremo fijo que permite realizar correcciones de deriva y calibraciones periódicas del instrumento (Arnoso, 1996; Tan et al., 2001; Vélez et al., 2001).

4. DEFORMACIÓN OBSERVADA

En la figura 2 se muestra el registro completo del extensómetro CE557. Podemos ver la deformación registrada y en el que, por ejemplo, podemos apreciar claramente variaciones anuales dentro de una tendencia general no constante a lo largo de todo el registro. Para todo este periodo hemos determinado una tasa de desplazamiento de -44 μ m/año. Hemos dividido el periodo de observación en tres intervalos P1, P2 y P3. El primer intervalo lo hemos hecho coincidir con la primera parte de la gráfica, en la que se aprecia un fenómeno de contracción progresiva a lo largo de 4-5 años. El segundo intervalo lo hemos hecho coincidir con el periodo de evolución anómala de la temperatura (ver figura 3). Y el tercero con un periodo, aparentemente, algo menos perturbado. Para cada uno de estos intervalos hemos determinado una tasa de desplazamiento de -105 μ m/año, +89 μ m/año y +27 μ m/año respectivamente (Arnoso et al., 2012)

De igual forma, para el extensómetro CE755 (figura 3), situado en una dirección ortogonal al anterior, hemos determinado una tasa de deformación para todo el periodo (el registro se inicia en el año 1999) de +218 μ m/año. También hemos divido el periodo en tres intervalos P1, P2 y P3. El primero coincide con el primer año de registro, en el que se puede apreciar una pendiente muy pronunciada, probablemente debida al ajuste de los pilares después de su construcción. Como puede apreciarse en la gráfica inferior de la figura 3, a partir del año 2004 comenzamos a registrar un incremento de la temperatura en el laboratorio, de forma progresiva, pasando de los 21-22 °C de media anual a unos 40 °C actualmente, con máximos de más de 50 °C en algunas zonas del laboratorio. En los últimos dos años, la temperatura parece que tiende a estabilizarse, aunque de momento no hemos apreciado un descenso que nos lleve a los valores iniciales. Los otros dos periodos, P₂ y P₃ en el registro del extensómetro, se han escogido en función de la evolución anómala de la temperatura registrada. Para estos tres intervalos hemos determinado una tasa de deformación de -1327 μ m/año para el primer periodo (fuertemente marcado por esa deriva inicial), +333 μ m/año y -95 μ m/año.



Figura 2 – Valores horarios de deformación observada por el extensómetro CE557 (eliminado el efecto diurno de temperatura). El eje X está referido a 1 de enero de 1997, con intervalos de un año. Se indican las tasas de deformación calculadas para cada periodo considerado. (Hourly values of deformation (diurnal air temperature effect removed) observed with strainmeter CE755 (EW). The origin of X-axis is 1997 January 1st, yearly spaced. Deformation rates are indicated)



Figura 3 – (Arriba) Valores horarios de deformación observada por el extensómetro CE775 (eliminado el efecto diurno de temperatura). El eje X está referido a 1 de enero de 1997, con intervalos de un año. Se indican las tasas de deformación calculadas para cada periodo considerado. (Abajo) Temperatura del aire observada en el interior de la galeria donde está instalado el extensómetro.

((Top) Hourly values of deformation (diurnal air temperature effect removed) observed with strainmeter CE755 (EW). The origin of X-axis is 1997 January 1st, yearly spaced. Deformation rates are indicated. (Bottom)Air temperature recorded inside the gallery where the strainmeter is installed.)

5. MODELIZACIÓN DEL EFECTO DE LA TEMPERATURA SOBRE LAS MEDIDAS DE DEFORMACIÓN

A la vista de las gráficas de deformación y temperatura, y con el fin de eliminar este efecto de las observaciones, hemos aplicado un modelo de regresión, el cual considera una relación lineal con la temperatura más un polinomio dependiente del tiempo (Venedikov et al., 2006), del siguiente modo:

$$S(t) = E_T(t) + P(t); t = t_1, t_2, \dots, t_n$$
(1)

La señal de deformación S(t) tiene una componente de deformación inducida por la temperatura $E_T(t)$ que queremos cuantificar. Este efecto de deformación inducida lo expresamos en función de un coeficiente de regresión R, y un desfasaje temporal, Δt , del efecto de la temperatura sobre la señal de deformación, según la siguiente expresión:

$$E_T(t) = R(T(t - \Delta t) - T_{mean})$$
⁽²⁾

Los polinomios P(t) representan el modelo de deriva, que incluye otros efectos geofísicos e instrumentales. Así, P(t) lo expresamos como un sumatorio de coeficientes c_k , siendo t_0 la época central del intervalo considerado.

$$P(t) = \sum_{k=0}^{m} c_{ki} (t - t_{0i})^{k}; i = 1, 2, ..., s$$
(3)

Sustituyendo las expresiones de $E_T(t)$ y P(t) en S(t) tenemos un sistema de *n* ecuaciones, donde para cada intervalo considerado, las incógnitas son el coeficiente de regresión *R* y los coeficientes del polinomio de deriva c_k , que resolvemos por el método de mínimos cuadrados. Debemos tener en cuenta que el sistema no es linealmente dependiente de las incógnitas. Podemos ir variando tanto Δt como el grado *m* del polinomio de deriva en la búsqueda de un mejor ajuste. Para seleccionar el valor que mejor ajusta al modelo propuesto, utilizamos el criterio de Akaike (AIC) basado en el principio de máxima verosimilitud (Sakamoto et al., 1986).

Los valores que hemos obtenido para *R*, considereando el periodo completo y para cada intervalo, se muestran en la tabla 1. Para el caso de considerar todo el periodo completo, el valor obtenido para ambos extensómetros es similar (15.0 μ m/°C frente a - 11.3 μ m/°C) aunque de signo opuesto. Vemos también que para los dos últimos periodos los valores obtenidos son muy parecidos y, por el contrario, en el caso del periodo inicial considerado en cada extensómetro, el valor difiere más, probablemente por el efecto del asentamiento de los pilares que ya hemos comentado en el caso del CE755.

Tabla 1 – Valores obtenidos del coeficiente de regresión R paraambos extensómetros según el intervalo considerado(Values of the coeffient R for both strainmeters in function of the

iniervai consiaerea)		
Periodo	EXTCE557 (NS)	EXTCE775 (EW)
	(µm/°C)	(µm/°C)
P (completo)	-11.3±0.3	15.0±0.3
P ₁	-5.3±0.2	-8.3±0.8
P ₂	-14.8±0.2	14.0±0.3
P ₃	-15.2±0.2	15.0±0.3

En las figuras 4 y 5 hemos representado la deriva residual ajustada de cada extensómetro, una vez eliminada la marea de extensión (en caso de registrarse) y el efecto diurno de la temperatura del aire (gráfica superior), así como la deformación reducida del efecto de la temperatura (gráfica inferior), considerando un único coeficiente de regresión R para el periodo completo de registro y un polinomio de grado 9, obtenido a partir del modelo expuesto para $\Delta t = 0$.

El análisis de esta última curva que representa la deformación reducida del efecto de temperatura, es la que puede proporcionar información útil, por ejemplo, para predicción volcánica o estudio de actividad sísmica, teniendo en cuenta, en cada caso, los distintos efectos perturbadores que afectarían a la señal.

6. CONCLUSIONES

El nivel de precisión que requiere la detección de señales anómalas en este tipo de observaciones, exige el análisis detallado de cualquier efecto que perturbe la señal registrada. En el caso de las medidas de deformación realizadas con extensómetros, el efecto de la temperatura es de gran importancia.



Figura 4 – (Arriba) Curva ajustada (línea fina) para la componente de largo periodo del extensómetro CE557 (línea gruesa). La línea discontínua representa el polinomio ajustado a partir del modelo dado por la ecuación (1), considerando un único coeficiente de regresión R para todo el periodo de observación. (Abajo) Curva de deformación reducida, libre del efecto térmico (no se han considerado otros efectos). ((Top) Adjusted curve (thin curve) for the long-term component of strainmeter CE557 (thick curve). The dashed line represents the polynomial adjusted on the model given for equation (1), when a unique regression coefficient R is considered for all period of observation. (Bottom) Reduced component of the strainmeter, free of the air temperature effect (other disturbing effects are not considered here).)



Figura 5 – (Arriba) Curva ajustada (línea fina) para la componente de largo periodo del extensómetro CE775 (línea gruesa). La línea discontínua representa el polinomio ajustado a partir del modelo dado por la ecuación (1), considerando un único coeficiente de regresión R para todo el periodo de observación. (Abajo) Curva de deformación reducida, libre del efecto térmico (no se han considerado otros efectos). ((Top) Adjusted curve (thin curve) for the long-term component of strainmeter CE775 (thick curve). The dashed line represents the polynomial adjusted on the model given for equation (1), when a unique regression coefficient R is considered for all period of observation. (Bottom) Reduced component of the strainmeter, free of the air temperature effect (other disturbing effects are not considered here).)

Con el fin de realizar un estudio de este tipo de perturbaciones en los datos de deformación, hemmos llevado a cabo el análisis de los registros de los extensómetros instalados en el módulo de observación de Timanfaya del Laboratorio de Geodinámica de Lanzarote, situado en un área en el que destaca la presencia de anomalías geotérmicas como resultado del proceso eruptivo que sufrió la isla en el siglo XVIII. A partir de este análisis, hemos obtenido las tasas de deformación para ambos extensómetros, con unos valores de -44 μ m/año y +218 μ m/año, respectivamente, aunque no de forma constante durante todo el periodo de observación.

Desde el año 2004 hemos observado un incremento anormal de la temperatura en el interior del laboratorio, del orden de 20 °C en 6 años. Es probable que se deba al desplazamiento de la anomalía geotérmica presente en la zona y que ha afectado a las observaciones realizadas. Para poder extraer de la señal observada la deformación inducida por esta variación de temperatura y cuantificar dicho efecto, hemos planteado el modelo (1) para ambos extensómetros. Los coeficientes de regresión obtenidos para todo el periodo de observación considerado son bastante similares (tabla 1) para ambos extensómetros, aunque de signos opuestos debido a las direcciones ortogonales en las que están instalados. El análisis más detallado en diferentes periodos de tiempo proporciona resultados también similares, salvo durante el primer periodo considerado P1, donde se observa, en el caso del extensómetro CE775, una fuerte deriva provocada por el asentamiento de los pilares después de su construcción.

Finalmente, hemos obtenido las curvas de deformación una vez eliminado el efecto de la temperatura. Estas curvas, una vez corregidas de otros efectos perturbadores, son de gran utilidad para las investigaciones de vigilancia volcánica o sísmica.

Como siguiente paso, y con el fin de investigar la causa de este aumento de la temperatura, se pretende complementar los resultados obtenidos con el estudio de otras medidas de deformación registradas en Timanfaya mediante, por ejemplo, los clinómetros instalados en el laboratorio, con el registro de gases, así como el seguimiento de la evolución de la anomalía térmica.

7. AGRADECIMIENTOS

Estas investigaciones han venido siendo financiadas por los diferentes proyectos de investigación, obtenidos por el grupo investigador, que se han venido desarrollado en el LGL desde 1987.

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2007-65110, subvencionado por Ministerio de Ciencia e Innovación a través del Plan Nacional I+D+i; VULCMAC I y II, subvencionado por la Unión Europea a través de la convocatoria INTERREG III-B; 320-2011, subvencionado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales a través de la convocatoria de realización de Proyectos de Investigación en la Red de Parques Nacionales.

De forma general queremos agradecer a todas las Instituciones, Científicos y Técnicos, nacionales y extranjeros, que vienen participando en el desarrollo del LGL. Muy especialmente, al personal de la Casa de los Volcanes del Cabildo de Lanzarote, por su dedicación diaria en el mantenimiento de la instrumentación del Laboratorio, y a la Dirección y personal del Parque Nacional de Timanfaya por su apoyo y colaboración.

8. REFERENCIAS

- Albert, J. F., Díez Gil, J. L., Valentin, M^a A. and Torres, F. (1994): "Evaluación de las anomalías geotérmicas de Lanzarote". Serie Casa de los Volcanes, 3, 41-60. ISBN: 84-87021-19-0
- Araña, V., Ortíz, R. and Yuguero, J. (1973): "Thermal anomalies in Lanzarote (Canary Islands). *Geothermics*, 2, 2, 73-75.
- Arnoso, J. (1996): "Modelización y evaluación de efectos indirectos sobre las mareas terrestres en el area de las Islas Canarias". *PhD*, Universidad Complutense de Madrid, 148 pp.
- Arnoso, J., Vélez, E., Soler, V., Montesinos, FG. and Benavent, M. (2012): "The Lanzarote Geodynamic Laboratory: new capabilities for monitoring volcanic activity at Canary Islands". *Geophysical Research Abstracts*, 14, EGU2012-10054.
- Sakamoto, Y., Ishiguro, M. and Kitagawa, G. (1986): "Akaike Information Criterion Statistics". D. Reidel Publishing Company, Tokyo, 290 pp.
 Tan Shiling, Vieira, R., Cai Weixin and Arnoso, J. (2001): "Observation technology
- Tan Shiling, Vieira, R., Cai Weixin and Arnoso, J. (2001): "Observation technology and instrument applied in the crust deformation field on heat flow at Lanzarote (Spain)". International Training Workshop on Earth sciencie hazard engineering safety dynamic movement monitoring technology and prediction methods. Wuhan, October, 12-25., 32-47 pp.
- Vélez, E., Vieira, R., Arnoso, J., Cai Weixin, Jiang Jun and Tan Shiling (2001): "Tidal and non-tidal observations in a colcano active region. Resiew of the cooperation between Spain and P. R. China in the Geodynamic Laboratory of Lanzarote". *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **47**, 1, 488-493.
 Venedikov, AP., Arnoso, J., Cai Weixin, Vieira, R., Tan Shiling and Vélez, EJ (2006):
- Venedikov, AP., Arnoso, J., Cai Weixin, Vieira, R., Tan Shiling and Vélez, EJ (2006): "Separation of the long-term thermal effects from the strain measurements in the Geodynamics Laboratory of Lanzarote". *Journal of Geodynamics*, **41**, 213-220 pp.
- Vieira, R. and Vélez, E. (2006): "Guía del Laboratorio de Geodinámica de Lanzarote". Publicaciones del Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM), 201, 66 pp. ISSN:0213-6198.

Obtención del TEC y sus variaciones temporales a partir de diferentes redes de estaciones GNSS permanentes sobre la península ibérica Obtaining the TEC and its temporal variations from different networks of permanent GNSS stations on the iberian peninsula

Héctor Lamolda Ordóñez⁽¹⁾ y Abelardo Bethencourt Fernández⁽¹⁾

⁽¹⁾Universidad Politécnica de Madrid, ETSITGC, Campus Sur, Autovía de Valencia km 7, 28031, Madrid

SUMMARY

In this paper we have collected and standardized the data from different networks of GNSS permanent stations on the iberian peninsula in order to analyze the Total Electron Content (TEC) of the ionosphere. We have obtained a Regional Ionosphere Map (RIM) of higher spatial and temporal resolution than the Global Ionospheric Map (GIM), which are calculated and published from global GNSS observations by international organizations. It has also been analyzed the receptor's instrumental biases using mathematical techniques of least squares adjustment.

1. INTRODUCCIÓN

En este artículo se muestran los resultados de los trabajos iniciales realizados para el estudio automatizado de los Mapas Ionófericos Regionales. Se han puesto en marcha los procedimientos para la recopilación automática de los datos procedentes de las diferentes redes, nacionales y regionales, de estaciones permanentes GNSS peninsulares, se han desarrollado los algoritmos de tratamiento de estos datos con la finalidad de obtener un Mapa Ionosférico Regional y por último se han comparado estos Mapas Ionosféricos Regionales con los Mapas Ionósfericos Globales.

2. OBJETIVOS

El primer objetivo de este trabajo es crear un sistema automatizado de adquisición y homogeneización de datos RINEX provenientes de las redes GNSS permanentes disponibles sobre la península ibérica. De esta forma se consigue el requisito previo para el procesado de este trabajo y el de otros futuros siendo una herramienta indispensable.

El segundo objetivo es, a partir de estos datos RINEX, la obtención de un Mapa Ionosférico Regional mediante el cálculo del TEC (Total Electron Content) durante el mes de abril de 2012, y su comparación con Mapas Ionosféricos Globales elaborados por organismos internacionales como el IGS.

3. METODOLOGÍA

Adquisición de datos

La primera tarea a realizar en cuanto a la adquisición de datos fue la de programar el acceso directo a las redes de estaciones permanentes, para lo cual hemos partido del trabajo de Berné y Olivares (2011).

Sin embargo se encontraron varios problemas, ya que no todos los organismos que gestionan las redes disponen de un servidor ftp público de acceso a datos, sino que implantan una aplicación web de descarga manual que impide la automatización. En otros casos no se obtuvo respuesta para el empleo del servicio de ftp privado.

Aún más, existen regiones como es el caso de Castilla - La Mancha, donde no existe ninguna red permanente como puede observarse en la Figura 1.



Figura 1 – Estaciones GNSS permanentes empleadas. (GNSS permanent stations used.)

En cuanto a la homogeneización, existen dificultades provenientes del hecho de que la estructura de carpetas de los servidores ftp no está normalizada por lo que se ha de programar el acceso a cada red individualmente. Esta situación se repite si atendemos al método de compresión, adoptando cada red el sistema que considera. Hay redes que no distribuyen los datos RINEX diarios con observaciones cada 30 segundos, lo que obliga a descargar datos horarios, con un notable aumento de tiempo, y a un remuestreo posterior.

En la Tabla 1 se muestran las 14 redes GNSS permanentes utilizadas en este trabajo.

<i>Tabla I –</i> Redes	GNSS	empleadas. (GNSS	networks used.)	

Red CNSS	Ámbito	Acceso		
Keu GNSS	Amono	Acceso		
IGN	España	ftp.geodesia.ign.es		
IGP	Portugal	ftp.igeo.pt		
ITACYL	Castilla y León	ftp.itacyl.es		
RAP	Andalucía	rap.uca.es		
CATNET	Cataluña	geofons.icc.cat		
GALNET	Galicia	ftp.galnet.com.es		
REP	Extremadura	rep-gnss.es		
ARAGEA	Aragón	gnss.aragon.es		
ERVA	Valencia	icvficheros.icv.gva.es		
MERISTEMUM	Murcia	meristemum.carm.es		
RGAN	Navarra	ftp.rgan.navarra.es		
Red GNSS de	Cantabria	ftpgnss.digteg.unican.es		
Cantabria				
Red GNSS de	País Vasco	gps2.euskadi.net		
Euskadi				
Red GNSS de La	La Rioja	ftp.larioja.org		
Rioia	-			

Se obtuvieron los datos RINEX diarios con observaciones cada 30 segundos para las estaciones disponibles durante el mes de abril de 2012. Cabe señalar que, en algunos casos se da el mismo nombre a estaciones de redes distintas por lo que nos vimos obligados a renombrar las duplicadas.

Mapa Ionosférico Regional

Una vez se dispone de los datos RINEX se puede generar el Mapa Ionosférico Regional, para su desarrollo se adoptó el modelo de ionosfera de capa única, asumiendo que todos los electrones libres de la ionosfera están concentrados en una capa esférica de espesor infinitesimal a 400 km de altura de la superficie de la tierra.



Figura 2 – Modelo de ionosfera de capa única. (Single-layer ionospheric model.) Fuente: Stephan Schaer, University of Berne, 1997.

A partir de observaciones de código y fase junto con las coordenadas del receptor y del satélite se calcula el Slant TEC, el TEC a lo largo de la línea satélite-receptor. A continuación mediante una función de mapping se obtiene el valor del TEC en la vertical del receptor, el vTEC. En el procesado de los datos se calcularon los coeficientes de los armónicos esféricos del vTEC según la siguiente fórmula:

$$E(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{maix}} \sum_{m=0}^{n} P_{nm}(\sin \beta) (a_{nm} \cos ms + b_{nm} \sin ms)$$

Siendo:

E: Vertical TEC (vTEC).

 β : Latitud geocéntrica del punto intersección de la línea satélitereceptor con la capa ionosférica.

s : Diferencia entre la longitud del lugar y la longitud del sol.

 $n_{máx}$: Máximo grado del desarrollo armónico esférico.

 P_{nm} : Función asociada de Legendre de orden n grado m normalizada.

 a_{nm}, b_{nm} : Coeficientes del TEC de las funciones armónicas esféricas.

El valor del TEC se obtiene en TECU (TEC units) donde 1 TECU equivale a 10^{16} electrones libres por metro cuadrado.

De esta forma y mediante los coeficientes del desarrollo armónico esférico se puede calcular el valor del vTEC para unas coordenadas geográficas y un tiempo dados. En este caso se produjeron 360 Mapas Ionosféricos Regionales de la zona de la península ibérica, uno cada 2 horas durante el mes de abril de 2012.

Mapa Ionosférico Global

A fin de poder comparar los Mapas Ionosféricos Regionales se acudió a los Mapas Ionosféricos Globales generados por el IGS. Éstos se distribuyen en formato IONEX, disponiendo de datos globales de TEC cada 2 horas en una rejilla de puntos espaciados 2.5º en latitud y 5º en longitud. Asimismo se incluye el RMS de cada dato.





Del servidor <u>ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex</u> se descargaron los ficheros IONEX correspondientes al mes de abril de 2012. Tras obtener los datos de TEC disponibles en el área de la península ibérica se interpoló el valor del TEC para el tiempo y la rejilla empleados en los Mapas Ionosféricos Regionales anteriormente obtenidos. De esta forma para unas mismas coordenadas y un mismo tiempo disponemos de datos de TEC de dos fuentes distintas, la elaboración propia a partir de datos sobre la península ibérica y la proporcionada por el IGS obtenida a partir de datos globales.

Es importante destacar que el proceso para obtener el valor del TEC ambos mapas no ha sido el mismo. En el caso de los Mapas Ionosféricos Regionales empleando las observaciones de las redes de estaciones GNSS permanentes se calcularon los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos, y a partir de ellos, se obtuvo el valor de TEC en la posición y tiempo deseados. Mientras que la generación de los Mapas Ionosféricos Globales se ha hecho interpolando directamente los valores proporcionados en los ficheros IONEX.

4. RESULTADOS

Como ya se ha dicho se obtuvieron 360 Mapas Ionosféricos Regionales de la zona de la península ibérica, uno cada 2 horas durante los 30 días del mes de abril de 2012. Y sus correspondientes 360 Mapas Ionosféricos Globales de la misma zona y con la misma resolución espacial y temporal.



Figura 4 - Mapas Ionosféricos Regionales correspondientes al día 1 de abril de 2012. (Regional Ionospheric Maps for the day April 1, 2012.)



Figura 5 – Mapas Ionosféricos Globales correspondientes al día 1 de abril de 2012. (Global Ionospheric Maps for the day April 1, 2012.)

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Al disponer de los Mapas Ionosféricos Regionales y Globales de la misma zona calculados para el mismo tiempo y en la misma rejilla en latitud y longitud los datos pueden ser comparados. Para ello se ha representado la evolución del valor del TEC tanto en el Mapa Regional como en el Global en las estaciones del IGN como se muestra en la Figura 6.



Figura 6 – Valores de TEC en el mes de abril de 2012. (*TEC values in April 2012.*)

En primera instancia se aprecia un sesgo de 4 TECU de diferencia entre Global y Regional. No obstante al representar la distribución de las diferencias Global-Regional en la Figura 7, además de este sesgo se evidencia una parte anómala en la distribución.



Figura 7 – Distribución de la diferencia Global-Regional en el mes de abril de 2012. (Distribution of Global-Regional difference in April 2012.)

Esta anomalía se puede ver claramente en la Figura 8, el TEC del Mapa Global queda siempre por encima del TEC del Mapa Regional salvo en los Mapas calculados para las 04:00 h y las 06:00 h, dónde la tendencia se invierte, causando la forma anómala en la distribución de la Figura 7.



Figura 8 – Valores de TEC del 6 al 10 de abril de 2012. (*TEC values from 6 to 10 April 2012.*)

Esta anomalía en el TEC del Mapa Ionosférico Regional se podría explicar mediante una falta de sincronismo entre ambos Mapas, no obstante si se emplea la tendencia Global para eliminar el comportamiento anómalo a las 04:00 h y las 06:00 h del Regional, representado en la Figura 9, parece claro que ambas tendencias coinciden en el eje temporal.



Figura 9 – Valores modificados de TEC del 6 al 10 de abril de 2012. (modified TEC values from 6 to 10 April 2012.)

Asimismo la forma anómala en la distribución de la diferencia modificada Global-Regional queda prácticamente eliminada, resultando una distribución de media 4.01 TECU y desviación típica de 2.79 TECU.



Figura 10 – Distribución de la diferencia modificada Global-Regional en el mes de abril de 2012. (*Distribution of Global-Regional modified difference in April 2012.*)

6. CONCLUSIONES

Hemos alcanzado nuestros objetivos: la captura automatizada de los datos de las diferentes redes de estaciones permanentes y el desarrollo de las herramientas para la obtención a partir de ellos de Mapas Ionófericos Regionales. La comparación de éstos con los Mapas Ionosféricos Globales refleja, como era de esperar, una mejor resolución y mayor precisión. Hemos encontrado sin embargo algunas discrepancias entre ambos Mapas, cuyo análisis detallado requerirá un estudio posterior.

7. REFERENCIAS

Berné Valero, J. L. y J. Olivares Belinchón (2011): "Situación actual de las estaciones de referencia GNSS en españa". *Publicación Técnica Cuatrimestral de Navegación Marítima, Aérea, Espacial y Terrestre, 39, 16-20.*Estey, L. H. y C. M. Meertens (1999): "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data". *GPS Solutions (pub. by John Wiley & Sons), 3, 1, 42-49.*Schaer, S. (1997): "How to use CODE's Global Ionosphere Maps". *Astronomical Institute University of Parage Switterland*.

Institute, University of Berne, Switzerland. Schaer, S. y W. Gurtner (1998): "IONEX: The IONosphere Map Exchange Format Version 1". Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG) Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG)

Jaime Fraile Torrecilla, José Antonio Sánchez Sobrino y Juan Pablo Fernández Herreras

Instituto Geográfico Nacional, C/ General Ibáñez de Ibero 3, 28003, Madrid

SUMMARY

The Geodesy Department of the National Geographic Institute has developed for Windows systems a tool named Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG). The aim is to provide help to users who work with the geodetic infrastructures. On the one hand a geodetic calculator application, which includes mainly the coordinate transformation between the old Reference System ED50 and the new adopted ETRS89 and the EGM08-REDNAP geoid model for altimetric conversions. The second aim of the PAG software is to provide users all available information of the geodetic networks in a simple and fast way through an Internet connection. A series of queries and visualization tools allow access to data and information of the ERGNSS network, classical geodetic networks (ROI and REGENTE) and the High Precision Leveling Network (REDNAP).

1. INTRODUCCIÓN

En el Área de Geodesia del Instituto Geográfico Nacional se decidió desarrollar el Programa de Aplicaciones Geodésicas (PAG) con el objetivo de poder dar respuesta a las necesidades que planteaban los usuarios de una manera rápida, personal e independiente. Aunque hasta ahora se habían ido desarrollado distintas herramientas que iban proporcionando soluciones independientes en cada momento y que se implementaban en aquellas plataformas que parecieron más adecuadas (Sistemas Windows, Servicios Web...), era preciso unificar todas estas herramientas en una única que facilitase al usuario su trabajo.

La mayoría de las necesidades que demandan los usuarios para sus trabajos en el campo de la geodesia, van dirigidos básicamente a dos vertientes: transformación de coordenadas y acceso a los datos más actualizados posibles de las infraestructuras geodésicas del IGN.

El Real Decreto 1071/2007, de 27 de julio, por el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España ha obligado por un lado al Instituto Geográfico Nacional y por otro a los usuarios, a tener que adaptar los trabajos y proyectos tanto pasados como futuros, al nuevo Sistema de Referencia ETRS89. Esto conlleva en la mayoría de los casos la transformación de coordenadas entre este nuevo Sistema de Referencia adoptado y el anteriormente vigente ED50, y transformaciones altimétricas entre alturas ortométricas y elipsoidales con ayuda de un modelo de geoide.

La otra vertiente donde se vuelcan la mayor parte de las demandas de los usuarios, va dirigida al acceso a la información y a los datos que conforman las infraestructuras geodésicas.

En un principio dicha demanda se centraba en la Red Geodésica y en la Red de Nivelación. Terminado el proceso de desarrollo en la Red Geodésica y encontrándose en su fase final la Red de Nivelación, las variaciones que se puedan producir en los datos que conforman las mismas son mínimos y puntuales en el tiempo, con lo cual parece en una primera aproximación, que los datos son estáticos en el tiempo. Pero la realidad es que últimamente la interacción entre los usuarios y el IGN se ha hecho mucho más fluida y una labor de mantenimiento y control de errores que podía resultar muy complicada para este organismo (sobre todo por la cantidad de recursos humanos y materiales de que depende), se ha convertido en algo vivo y constante. Ahora en la mayoría de los casos son los propios usuarios o incluso individuos ajenos a labores geodésicas (que pasan junto a señales) los que informan sobre el estado de las mismas y de posibles errores en sus datos. En definitiva, la información de estas redes sigue viva y en constante actualización.

En los últimos años el punto de mira se ha puesto en la Red de Estaciones Permanentes GNSS (ERGNSS). A diferencia de las otras dos redes, ésta se encuentra en constante fase de desarrollo, en la cual tanto el número de estaciones que la componen como el equipamiento que forma las mismas, van variando en el tiempo. A esto se debe añadir el hecho de que estas estaciones van generando datos nuevos constantemente. Por eso es fundamental proporcionar a todos los usuarios interesados en estos datos una herramienta que les permita acceder a los mismos (estructurados y almacenados en un servidor FTP) de una manera rápida y cómoda sin que tengan que perder tiempo en comprender cómo se estructura y almacena la información en el servidor.

La ventaja fundamental del PAG radica en la unificación de todas las herramientas que solventan estas demandas en una única aplicación con el objetivo de facilitar el trabajo al usuario que hasta ahora tenía que buscarlas en la web del IGN y que en la mayoría de los casos le remitía a otras páginas web, a servidores FTP o a la descarga de aplicaciones individuales para su ejecución en un PC.

2. LA PLATAFORMA

Actualmente el número de plataformas y sistemas que emplean todos los usuarios para sus trabajos es tan variado que tomar la decisión sobre cual o cuales de ellas se basaría el desarrollo de la aplicación se convertía en un punto conflictivo a la vez que fundamental. Los recursos tanto materiales como humanos de que se disponían en el Área de Geodesia, así como la gran parte de la programación que ya se tenía desarrollado, empujaron a optar en una primera versión por una única plataforma que fuese una de las más extendidas. A sabiendas de que dicha decisión podía dejar a muchos usuarios fuera del acceso al PAG, o al menos obligarlos a trabajar en otras plataformas no habituales, era la mejor opción para desarrollar el PAG y ponerlo a prueba buscando posibles errores e incluso compartiendo con los usuarios sus experiencias para buscar mejoras y complementos que la hicieran más completa.

El sistema operativo elegido para el desarrollo del PAG ha sido Windows XP de Microsoft y las plataformas para las que se ha desarrollado la primera versión han sido para los equipos de sobremesa o portátiles que implementen dicho sistema.

3. LOS MÓDULOS

Las distintas aplicaciones que componen el PAG se pueden agrupar en los siguientes módulos:

Calculadora Geodésica

El trabajo de este módulo se resume en:

- Conversión de coordenadas entre los Sistemas Geodésicos de Referencia oficiales ETRS89 y ED50.
- Transformación de éstas entre coordenadas geográficas y la proyección UTM con el cálculo del factor de escala y la convergencia de meridianos en ambos sistemas.
- Obtención del valor de la ondulación del geoide y componentes de la desviación de la vertical.

Para el cambio de sistema geodésico de referencia la aplicación emplea un par de rejillas del IGN en formato NTV2 (Canadian National Transformation Version 2): una para la Península y otra para Baleares. Cada rejilla está compuesta por una serie de nodos espaciados a intervalos regulares en latitud y longitud y que contienen información del desplazamiento en segundos sexagesimales de las coordenadas geodésicas. Para conocer el valor del incremento en la conversión entre sistemas para un punto dado, se emplea una interpolación bilineal entre los 4 nodos de la red más cercano a dicho punto. Si el punto en cuestión está fuera de una de estas dos rejillas, no se calcula, aunque sí se procede a su transformación entre geográficas y UTM.

En la transformación de coordenadas geográficas a UTM se emplean las ecuaciones de transformación deducidas para el desarrollo transverso cilíndrico terrestre de Mercator, tomando como referencia un elipsoide de revolución y dividiendo la Tierra en 60 husos iguales de 6 grados cada uno. Como origen de longitudes se toma el meridiano de Greenwich con valores negativos al Oeste. Para las latitudes el origen es el ecuador y valores positivos al Norte.

El cálculo de la ondulación del geoide se realiza mediante el modelo EGM2008 – REDNAP. Este modelo es una adaptación del modelo de geoide mundial EGM2008 del National Geospatial Intelligence Agency (NGIA) al sistema de referencia vertical en España (REDNAP). Está compuesto por un par de rejillas: una para la Península, Baleares, Ceuta y Melilla y otra para Canarias. En ambos casos las rejillas tienen un paso de malla regular de 1' x 1' en formato ASCII (idéntico al del NGIA). En caso de que el punto a calcular quede fuera de estas dos rejillas no se calculará la ondulación del geoide.

😳 Calculadora Geodésica $\overline{\mathbf{x}}$ Datos de Entrada Sistema de Referencia Modo de Trabaio Coordenadas € ETRS89 Geográficas Entrada Manual C ED50 UTM Desde Archivo Coordenadas Geográfica 3 43 17 034 (Deste negativo) Huso Longitud Latitud: 40 6 48 336 (Sur negativo) Huso Normal -CALCULAR desde Coordenadas Geográficas (ETRS89) Resultados del cálculo ETBS89 ED50 × 438523.384 × 438633.033 Y: 4440595.958 Y: 4440803.454 HUSD: 30 HUSO: 30 K: 0.99964652 K: 0.99964635 W: 01 27 53 W: 0* 27* 50" LONGITUD -3º 43' 17.03400" LONGITUD 3ª 43' 12.32991' LATITUD: 40º 6' 48.33600' LATITUD: 40º 6' 52.62143' GEOIDE EGM08-REDNAP Marcar todos los resultados \$ [][23 N: 51.354 n (3:1.0 Copiar marcados al Portapapeles

Figura 1 – Ejemplo del uso de la Calculadora Geodésica. (*Example of using the Geodetic Calculator.*)

La aplicación permite la transformación de un único punto o de una serie de puntos introducidos desde un fichero de texto. Los resultados de la transformación pueden ser devueltos en pantalla o exportados a otro fichero de texto. En ambos casos se puede seleccionar los datos de salida.

Datos GNSS

Con este módulo se pretende agilizar y facilitar al usuario la descarga de datos GNSS (RINEX) de la red de estaciones permanentes del Instituto Geográfico Nacional, así como proporcionar datos de control de calidad de los observables GNSS para cada estación y fecha dada, y un informe histórico anual de control de calidad de cada estación. Todos estos datos e información son obtenidos del Servidor FTP de Geodesia del IGN (<u>ftp://ftp.geodesia.ign.es</u>), al cual el usuario también puede acceder directamente para extraer dichos datos.

Hacer la descarga de estos datos de forma manual vía FTP puede ser un trabajo tedioso. Sin embargo con esta aplicación el usuario selecciona rápidamente sobre la interface:

- El o las estaciones permanentes de las que desea los datos mediante un mapa de España que informa sobre el tipo de datos de que dispone la estación (GPS y/o GLONASS).
- El día para el que solicita los datos a través de un calendario que además le informará sobre el día ordinal del año y la semana GPS.
- Longitud de los ficheros: **Horarios** (disponibles sólo para los últimos 90 días) con la opción de poder escoger el intervalo entre las observaciones (1, 5, 15 o 30 segundos) y la hora UTC de las mismas, o **Diarios**.

Antes de proceder a la descarga se puede consultar la disponibilidad de datos de todas las estaciones a través de una tabla que también se descarga del servidor FTP.

Durante el proceso de descarga se chequea la conexión a Intenet y se procede a la descarga automática uno a uno de los ficheros de observación, efemérides (GPS y GLONASS) y de resumen de calidad de los datos para cada estación.

Por último la aplicación informa sobre los ficheros que se han descargado y aquellos que no se han podido descargar por diversas causas.

Redes Geodésicas

Este módulo es básicamente un navegador web que se apoya en servidores de mapas para poder presentar sobre cartografía los distintos elementos que componen las redes geodésicas de España: ERGNSS, vértices geodésicos (de las redes REGENTE y ROI) y señales de nivelación de la REDNAP. Aparte del servidor de Google, la aplicación (a través de la API de Google Maps) puede trabajar sobre los servidores WMS del PNOA para ortoimágenes y del IGN para la cartografía oficial de este organismo.



Figura 2 – Ejemplo del Servidor WMS del IGN sobre el Visor de Redes Geodésicas. (*Example of WMS Server IGN on the Geodetic Networks Viewer.*)

La aplicación, además de mostrar la ubicación física de las distintas señales, también proporciona una información básica de las mismas y un enlace para poder visualizar o descargar, a través del Servidor FTP de Geodesia del IGN, la reseña literal actualizada de las mismas. Estas reseñas son un documento en formato PDF que proporciona la información más importante y necesaria para poder acceder hasta dicho elemento sobre el terreno (reseña literal, fotografía, croquis, ...) así como sus datos básicos (descripción física, coordenadas de su ubicación, datos de observación y cálculo, etc.)

Dado que las señales que conforman las redes geodésicas, así como sus datos, están en constante modificación y actualización, es conveniente proceder a actualizar el PAG periódicamente mediante su módulo de actualizaciones para comprobar si hay versiones más modernas de los ficheros que esta aplicación consulta para mostrar las señales de las redes.

Utilidades

A las tres aplicaciones básicas anteriores se le han añadido otras dos utilidades de transformación y cálculo y otra de información para poder abarcar las necesidades que plantean algunos usuarios.

Cálculo de Coordenadas

El objetivo es resolver los problemas directo e inverso de la geodesia sobre el elipsoide de Hayford (sistema ED50) o sobre el elipsoide SGR80 (sistema WGS84). Para dos puntos concretos esta aplicación puede realizar:

- Problema directo: desde las coordenadas de uno de los puntos y con el acimut y distancia a otro, calcula las coordenadas de este último y su acimut recíproco.
- Problema inverso: desde las coordenadas de dos puntos se calcula la distancia, el acimut directo y el recíproco.

GEO a XYZ y viceversa

Este módulo permite la transformación entre **coordenadas** geográficas y cartesianas en el sistema WGS84 de un único punto o de un conjunto de ellos incluidos en un fichero de texto. Los datos de salida se muestran en pantalla en el caso de un único punto o se devuelven a otro fichero para el caso de una serie de puntos.

El fichero de entrada de datos debe tener un formato específico en el que los campos deben estar separados por espacios y con cierto orden.

Informar sobre redes

Este último módulo está pensado para que el usuario pueda interactuar con el IGN y si durante su trabajo detecta errores o modificaciones en las señales que componen las redes geodésicas y de nivelación, pueda ponerse en contacto con este organismo y hacerle llegar dichos datos.

Básicamente son un par de enlaces a sendos formularios PDF ubicados en el Servidor FTP que se descargan en su equipo para que pueda rellenarlos con su información y remitirlos por correo electrónico al IGN, donde se controlarán y procesarán para efectuar las modificaciones oportunas en las bases de datos.

De esta información se volverán a generar nuevos ficheros encargados de actualizar vía FTP los datos del PAG del usuario mediante el módulo de actualizaciones.



Figura 3 – Formularios para informar sobre el estado de las Redes Geodésicas. (*Reports about the status of Geodetic Networks.*)

Actualizaciones

Aunque este último módulo no se corresponde con ninguna aplicación geodésica, es parte fundamental del programa, pues es el encargado de mantener al mismo actualizado en todo momento para que los usuarios tengan la seguridad de que están trabajando con los últimos datos de que dispone el Instituto Geográfico Nacional.

És un módulo que el usuario ha de lanzar manualmente, por lo que es él quien decide en cada momento si quiere actualizar su programa. Al ser ejecutado, la aplicación descarga a través del servidor FTP los ficheros de actualización. Tras su análisis, muestra las actualizaciones disponibles desde que el usuario realizó la última en su programa y le pide su consentimiento para proceder a la misma.

En la última versión del PAG se implementa la posibilidad de actualizar ciertos componentes del programa para corregir posibles errores o mejorar algunas de las prestaciones del mismo sin que sea necesaria la creación de nuevas versiones del PAG con el consiguiente trabajo de reinstalación para el usuario. Estas pequeñas modificaciones serán opacas al usuario, aunque si se le informará de las mismas.

4. EL FUTURO DEL PAG

Para el último cuatrimestre de 2012 estará disponible en el Servidor FTP de Geodesia una nueva versión del programa que, además de corregir pequeños errores de la primera versión e incluir algunas mejoras, estará preparado para trabajar en Sistemas Windows Vista y Windows 7.

El objetivo fundamental para futuras versiones es centrar el PAG en un sistema más universal y de fácil acceso desde distintas plataformas (incluídos dispositivos móviles), como podría ser un servicio web donde los distintos módulos quedarán implementados en sus páginas.

Monitorización continúa para el cálculo del enlace local GNSS-VLBI Continued Monitoring to calculate the local tie GNSS-VLBI

Javier López-Ramasco⁽¹⁾, Álvaro Santamaría-Gómez⁽¹⁾, Abelardo Bethencourt Fernández⁽²⁾ y Susana García-Espada⁽¹⁾

⁽¹⁾ Ĉentro de Desarrollos Tecnológicos de Yebes (CDTY). Instituto Geográfico Nacional (IGN).

⁽²⁾ E. T. S. de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía. Universidad Politécnica de Madrid (UPM).

SUMMARY

One of the keys for calculating the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) is the availability of observatories operating two or more instruments belonging to any of the four space geodetic techniques (GNSS, VLBI, SLR, DORIS). The difference of the coordinates of the reference points of each technique must be calculated with accuracy, as this allows the integration into a single terrestrial frame those realized by each of the different techniques. The local tie is the vector connecting the reference points of different space geodetic techniques. In most VLBI radio telescopes, the reference point, called invariant reference point (IRP), cannot be realized physically, because it corresponds to the crossing point of the elevation axis with the azimuth axis. The traditional method for obtaining the IRP has been the adjustment of target coordinates placed on the radio telescope, which describe circles in a predetermined pattern of movement of the antenna. The main drawbacks of it are the lack of continuity in the measurement and the operational cease of the antenna. This paper adopts an alternative method that is going to be implemented with the 40 m radio telescope and the future 13 m radio telescope belonging to the RAEGE, at the Yebes observatory (IGN). The proposed method is based on a similarity transformation between the local coordinate system and the antenna system. Also, it allows the continuous determination of the IRP through the use of robotic total stations.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de las observaciones terrestres como la determinación de órbitas satelitales, modelos de rotación de la tierra, monitorización del movimiento de placas tectónicas, o el nivel del mar, dependen de la disponibilidad de un sistema de referencia terrestre (TRS) que solo la geodesia espacial nos puede proporcionar (Altamimi, Collilieux y Métivier, 2011). Este sistema es materializado por un conjunto de puntos en la superficie terrestre en los que se determina su posición y velocidad, denominado Marco de Referencia Terrestre (TRF).

El marco de referencia terrestre internacional (ITRF) es el resultado de la combinación de diferentes marcos terrestres realizados a partir de cuatro técnicas geodésicas espaciales que son "Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite" (DORIS), "Satellite Laser Ranging" (SLR), "Global Navigation Satellite Systems" (GNSS) y "Very Long Baseline Interferometry" (VLBI). Aunque unas técnicas son más adecuadas que otras para la determinación de algunos de los parámetros terrestres (centro de masas, movimiento del polo, "wooble", escala, precesión-nutación, movimiento de rotación, etc.), ninguna por si sola es capaz de determinarlos todos con exactitud por lo que se hace imprescindible la combinación de todas ellas. Para poder realizar esta combinación, debe conocerse con exactitud el vector espacial que conecta los centros geométricos de las antenas receptoras de cada técnica (enlace local o local tie en inglés). Para evitar distorsiones internas del marco de referencia combinado, la precisión del "local tie" debe ser mejor que las correspondientes a cada una de las técnicas geodésicas. El organismo internacional encargado de combinar los diferentes marcos, el IERS (International Earth Rotation and Reference Systems Service), recomienda calcular el enlace local con 1 mm de exactitud (Ray y Altamimi, 2005).

Para mitigar los errores de observación del local tie, el IERS recomienda la determinación del local tie una vez al año, pero debido a la dificultad de la observación, el periodo entre repeticiones se alarga a 2, 3 o más años (Pearlman, 2008). Existe amplia literatura científica que relata las tareas llevadas a cabo para determinar el local tie (Haas y Eschelbach, 2005; Sarti, Sillard y Vittuari, 2004).

Algunos de los principales errores de las dos técnicas más representativas (GPS y VLBI) son "multipath" de la señal recibida de los satélites (Bilich y Larson, 2007), efecto de campo cercano (Dilssner, Seeber, Wubena y Schmitz, 2008), estabilidad de la monumentación (King y Williams, 2009), interferencia de los radomos (Altamimi et al, 2011), expansión térmica estructural (Nothangel 2008) y deformación estructural por gravedad (Sarti, Abbondanza, Leonid y Negusini, 2010). Todos ellos deben ser analizados y cuantificados con el objetivo de minimizar su impacto en la precisión del local tie calculado.

Aunque son cuatro las técnicas geodésicas de medición empleadas, debido al menor coste de instalación y operación, la más extendida es claramente la técnica GNSS. Esto ha provocado que en el cálculo del ITRF2008, de los 84 emplazamientos donde hay más de una técnica, 44 de ellos combinen GNSS-VLBI y solo 8 dispongan de SLR-VLBI (Altamimi et al, 2011). En el Observatorio de Yebes (IGN) existen dos técnicas geodésicas espaciales: GNSS y VLBI. La técnica GNSS está representada por dos estaciones, YEBE y YEB1. La primera, que opera desde 1999, forma parte de la red de estaciones del TRF del IGS (International GNSS Service). La segunda instalada en el nuevo pabellón de gravimetría del centro, está en funcionamiento desde el año 2009. La técnica VLBI se emplea en dos radio telescopios de 14 m y 40 m respectivamente. El radio telescopio de 14 m, estuvo participando en sesiones VLBI desde 1995 hasta el año 2003, y el de 40 m, que opera desde el 2005, forma parte de la red de antenas del IVS (International VLBI Service). En el presente año se está construyendo un nuevo radio telescopio de 12 m dentro del marco de trabajo del proyecto VLBI2010. Además se encuentra en fase de estudio el diseño de un telescopio SLR. El único local tie observado hasta el momento fue llevado a cabo en 1999 entre la antena YEBE y el radio telescopio de 14 m. Por tanto es necesaria la determinación del local tie entre los diferentes radio telescopios y las dos antenas GNSS.

En el TRF de GNSS, las posiciones y velocidades están asociadas al punto de referencia de la antena GNSS (Antenna Reference Point en inglés), el cual viene marcado físicamente. En el caso del TRF de VLBI, las posiciones y velocidades de los radio telescopios están asociadas al punto de referencia invariante (PRI). El PRI se define geométricamente como el punto perteneciente al eje de rotación acimutal más cercano al eje de rotación en elevación. Este punto no está físicamente materializado en la mayoría de los radio telescopios debido a que los dos ejes principales no se cortan, si no que se cruzan a una cierta distancia denominada excentricidad. Por lo tanto las coordenadas del PRI en el sistema de coordenadas local del lugar deben ser estimadas indirectamente mediante observaciones topográficas de prismas o dianas instaladas en la estructura de la antena y que giran solidarias al radio telescopio alrededor de sus dos ejes principales.

El método presentado en este artículo está basado en la determinación del PRI de los radio telescopios VLBI del Observatorio de Yebes de forma automática, continua y remota. Este método alternativo ha empezado a emplearse en algunos observatorios geodésicos, como por ejemplo Onsala en Suecia, Wettzell en Alemania, y Goddard en EEUU (Löslerand y Haas, 2009; Neidhardt, Lösler, Eschelbach y Schenk, 2010; Schmeing, Behrend, Gipson y Nothnagel, 2010).

Este artículo presenta los resultados de estudio de simulación del método aplicado al radiotelescopio de 40 metros del CDTY. Esta simulación nos permitirá optimizar la estrategia de observación. Para ello fueron investigados varios escenarios con diferentes configuraciones geométricas, número de observaciones y precisiones.

2. LA ESTIMACIÓN DEL PRI

Actualmente se están utilizando dos métodos matemáticos para la determinación de las coordenadas del PRI: el método tradicional de ajuste de círculos 3D (Dawson, Sarti, Johnston y Vittuari, 2007) y el método alternativo que se trata aquí, basado en la transformación de semejanza entre el sistema de coordenadas de la antena y el local (Lösler y Hennes, 2008).

El primer método calcula el PRI a partir de la posiciones espaciales relativas entre los dos ejes principales de rotación del instrumento, definidas por los vectores que pasan por el centro de los círculos y perpendicular a éstos. Cada círculo es calculado ajustando la ecuación de una circunferencia a la nube de puntos generada al medir las coordenadas espaciales de varios prismas reflectores fijados a la antena la cual gira sobre su eje de elevación o de acimut (ver Figura 1).



Figura 1- Esquema del método de ajuste por círculos 3D (Scheme for the method of 3D circles fitting.) (Dawson et al, 2007)

Para llevarse a cabo es necesario que el radio telescopio se oriente a unas posiciones programadas en las que se hace rotar un determinado ángulo cada cierto tiempo, primero en un eje y después en otro y dividiendo la circunferencia de 360° en sectores de 10°, 20° o 30°. La medición topográfica de los prismas se realiza desde diferentes estacionamientos alrededor de la antena. Esto origina que la antena deje de operar normalmente y que el tiempo de ejecución de las tareas sea de 1 o 2 días dependiendo de las características del radio telescopio.

Existen principalmente dos variaciones matemáticas para la aplicación de este método (Johnston y Dawson, 2004; Sarti et al, 2004), pero ambas estiman la precisión en la determinación de las coordenadas del PRI dentro del intervalo de 0.3 y 0.5 mm (Dawson et al, 2007).

El segundo método nos permite determinar la posición del PRI mientras el radio telescopio está realizando la propia observación VLBI por lo que no es necesario el cese de su actividad para aplicarse. Esta característica es de gran importancia si tenemos en cuenta el marco de funcionamiento del proyecto internacional VLBI2010, en el que participa el CDT de Yebes, donde las sesiones de observación se realizarán de modo continuo al igual que ocurre con las observaciones GNSS. Este es el método elegido en el Observatorio de Yebes para la determinación del PRI.

El modelo matemático de este método está basado en una transformación espacial de semejanza entre el sistema de coordenadas fijado al radio telescopio (SCR) y el sistema local de coordenadas del observatorio (SCO) (Losler y Hennes, 2008).



El esquema de la Figura 2 muestra que para cualquier orientación del radio telescopio, el vector observado (O) de un prisma reflector (t) en el SCO, desde un taquímetro o estación total estacionada en el punto (p) con coordenadas conocidas en el SCO, es la suma de los tres vectores siguientes: vector X, posición del PRI en el sistema SCO (entre p e i); vector E, excentricidad (entre i y v), rotado el ángulo de acimut del radio telescopio; vector C, posición del prisma reflector en el sistema SCR (entre v y t), rotado según los ángulos de acimut y elevación del radio telescopio. Lo anterior se puede resumir en la expresión (1).

$$O_a^r = R_a \left(E + C^r \right) + X \tag{1}$$

Donde R representa la matriz de rotación entre ambos sistemas de coordenadas, el subíndice a representa cada orientación del telescopio, y el superíndice t cada uno de los prismas reflectores o dianas fijadas al radio telescopio.

Para estimar adecuadamente el PRI, la matriz de rotación R debe incluir, aparte de la elevación/azimuth del radio telescopio, algunos parámetros adicionales relacionando ambos sistemas de coordenadas. Estos parámetros son la inclinación relativa de la vertical (α , β) del eje de acimut en el SCO, la falta de ortogonalidad entre los ejes de acimut y elevación (γ), y dos correcciones angulares para las lecturas angulares en acimut y elevación del radio telescopio (C₁,C₂). Todos estos parámetros, junto con las coordenadas del PRI (X) y la excentricidad (E), se estiman por medio de un ajuste mínimo-cuadrático ponderado de las observaciones de los prismas (O).

En este cálculo se establecen premisas a priori que requieren detallarse. En primer lugar los ángulos de acimut y elevación de la antena son introducidos en el cálculo como observaciones de entrada libres de errores. En realidad estas observaciones están afectadas de pequeños errores aleatorios o sistemáticos, debidos a defectos del radio telescopio sin modelizar (por ejemplo: torsiones, compresiones, flexiones, vibraciones, etc) o a factores externos como el empuje del viento y dilataciones térmicas. En futuros trabajos será necesario evaluar el impacto de estos factores en la exactitud y precisión de ambos datos de entrada (acimut y elevación) de la antena del radio telescopio.

Por otro lado, el vector C en el SCR también es dado a priori con un valor libre de error. Sin embargo, mientras la posición relativa entre los prismas reflectores puede ser medida con bastante precisión mediante un método sencillo de topografía clásica, el cálculo del vector C que representa sus posiciones absolutas en el SCR no es tan simple. Deber ser determinado con la máxima precisión ya que cualquier desviación se propagará afectando directamente a la determinación del PRI. Una posibilidad para su determinación es la aplicación del método de ajuste de círculos 3D. En el futuro el ajuste mínimo-cuadrático será extendido para incluir errores en estos parámetros. En este trabajo hemos considerado las coordenadas de los prismas en el SCR como parámetros fijos y se les ha añadido errores sistemáticos simulados.

Adicionalmente, en el planteamiento del problema hemos asumido que el vector C es constante en el tiempo. Sin embargo, esto es solo una aproximación ya que el vector C adolece de errores dependientes del tiempo como son deformaciones estructurales por variaciones térmicas y por efecto de la gravedad. Estas variaciones serán absorbidas en el cálculo de las coordenadas del PRI si no son corregidas y degradarán su exactitud. Además, dependiendo de la localización de los prismas reflectores, la propagación de cualquier desviación de C no solo afectará a las coordenadas del PRI, si no que otros parámetros de la antena como la excentricidad o inclinaciones de ejes se verán influenciadas. Por otro lado, si realizamos series de medidas en cortos periodos de tiempo se podrían monitorizar las deformaciones del vector C en el transcurso de horas o días, lo que proporcionaría información primordial sobre el comportamiento temporal del radio telescopio (Neidhardt et al, 2010).

3. SIMULACIÓN

La simulación se llevó a cabo siguiendo cinco pasos:

1 Simulación de las coordenadas de los prismas en el SCR. Se simuló la colocación de dos señales de puntería retroreflectoras y hemisféricas en los extremos inferiores de ambos contrapesos del radio telescopio, los cuales se mueven solidarios a los ejes de acimut y elevación. En teoría cada una de ellas estaría compuesta por cuatro "corner cubes" que cubrirían un ángulo sólido de 2π estéreo radianes, de tal forma que entre los dos dispositivos se podría reflejar la señal de una estación total robotizada desde cualquier posición. La ubicación en los contrapesos fue elegida por ser un compromiso entre la suficiente distancia a los ejes para detectar las variaciones angulares y la estabilidad estructural de la que estos gozan, en comparación con posiciones más alejadas de los ejes pero más susceptibles de deformación como puede ser la estructura de la parábola. En el presente trabajo las coordenadas de los dos prismas en el sistema SCR fueron obtenidos de los planos de construcción de la antena.

2 Simulación de las orientaciones del radio telescopio. Se generaron cuatro sets de orientaciones del radio telescopio con valores en acimut y elevación homogéneamente repartidos sobre el hemisferio de observación. Debido a que el número máximo de fuentes observadas en una sesión estándar VLBI de 24 horas es de ~400 y que, teniendo en cuenta las características de velocidad y aceleración del radio telescopio, puede llegarse a medirse 1000 fuentes en 24 horas, los cuatro sets utilizados constaron de 100, 400, 700 y 1000 orientaciones respectivamente.

3 Simulación del número de estaciones totales utilizadas. En la simulación se emplearon 3 escenarios diferentes con 1, 2 y 3 estaciones totales robotizadas posicionadas alrededor de la antena y separadas un ángulo de 120°. La distancia al radio telescopio fue tenida en cuenta a través de la simulación de errores aleatorios en las observaciones.

4 Simulación de las observaciones topográficas de los prismas. Las coordenadas de los prismas observados en el SCO fueron estimadas utilizando la ecuación de la expresión (1), en la que todos los parámetros (coordenadas del PRI, excentricidad, y falta de verticalidad y ortogonalidad entre ejes) fueron fijados a cero. Fijar estos parámetros con un valor diferente no afecta el estudio de simulación. Se anularon las observaciones imposibles debido a la ocultación de los prismas detrás de la parábola del radio telescopio en función de su orientación, la localización del prisma y la del instrumento de observación (estación total).

5 Simulación de los errores de observación. A las coordenadas de los prismas calculadas en el paso anterior les fue aplicado ruido blanco con el fin de simular errores en la medición de los prismas desde las estaciones totales con variaciones estándar de 0.5, 3, 6 y 9 mm.

Se empleó el método estadístico de Montecarlo repitiendo los cinco pasos anteriores 1000 veces para cada uno de los 48 posibles escenarios resultado de la combinación de 4 sets de número de observaciones, 3 posibles localizaciones de los instrumentos y 4 niveles de precisión en la observación topográfica. La programación del software se llevó a cabo en lenguaje Perl y FreeBASIC.

4. **RESULTADOS**

<i>Tabla 1</i> -Precisión	(2σ) de las	coordenadas	del PRI (mm)
(Accuracy	(2σ) of the	PRI Coordina	ates (mm))

	1 Instrumento			2	2 Instrumentos			3 Instrumentos				
Obs / Error	0.5	3	6	9	0.5	3	6	9	0.5	3	6	9
1000 (60 h)	0.20	0.90	1.84	2.74	0.04	0.40	0.78	1.18	0.02	0.30	0.60	0.86
700 (42 h)	0.22	1.08	2.18	3.22	0.08	0.48	0.94	1.40	0.02	0.36	0.70	1.08
400 (24 h)	0.30	1.58	2.96	4.38	0.12	0.62	1.26	1.84	0.06	0.48	0.92	1.40
100 (6h)	0.58	2.84	5.42	8.12	0.24	1.22	2.36	3.56	0.18	0.90	1.78	2.68

En la Tabla 1 se muestra la precisión en mm con un intervalo de confianza del 95% (2σ), de la componente tridimensional de las coordenadas del PRI para cada una de los 48 escenarios simulados.

Teniendo en cuenta que debemos alcanzar una precisión de 1 mm podemos responder a las siguientes preguntas:

¿Es suficiente el uso de una sola estación robotizada (instrumento) para la determinación de las coordenadas del PRI? Se puede comprobar en la zona de la tabla correspondiente a un solo instrumento, que con precisiones de 0.5 mm en la determinación de las coordenadas de los prismas reflectores en un entorno muy optimista y con cualquier número de fuentes observadas, alcanzaríamos la precisión de 1 mm requerida. Si consideramos mediciones con una precisión más realista de 3 mm, necesitaríamos disponer de 1000 fuentes (60 horas), cantidad que excede de las 400 fuentes propias de una observación estándar VLBI de 24 horas de duración. La precisión real de las observaciones topográficas será determinada en futuros estudios. También podemos afirmar que la precisión en la determinación del PRI mejora un 57% y un 68% si utilizamos respectivamente dos y tres instrumentos en lugar de uno solo.

¿Alcanzaríamos la precisión de 1 mm con observaciones VLBI normales de 24 horas? Si obviamos los escenarios optimistas con precisión de 0.5 mm, podemos afirmar que con dos y tres instrumentos midiendo simultáneamente, si es viable la obtención de 1 mm de precisión en la determinación del PRI. En el caso de emplear dos instrumentos la precisión mínima de la medición será de 3 mm mientras que en el caso de tres instrumentos el objetivo se consigue con una precisión de observación menor de 6 mm.

A partir de estos resultados se puede afirmar que en observaciones VLBI de 24 horas podemos alcanzar la precisión de 1 mm en la determinación de las coordenadas del PRI con precisiones de medición de 0.5 mm o con sesiones de más de 24 horas con una precisión de 3 mm en la medición topográfica.

Hay que tener en cuenta que el radio telescopio y por tanto el prisma solidario a él, están en continuo movimiento al tener que seguir al quásar en su movimiento diurno por la bóveda celeste, por lo que la precisión nominal del instrumento de 0.5 mm para objetivos estáticos según sus especificaciones técnicas, se degrada a valores mayores que deberemos determinar en diferentes pruebas a realizar en el futuro. En contraposición hemos partido de la premisa que por cada observación de un quásar que tiene una duración entre 1 y 5 minutos, realizamos una sola medición topográfica desde las estaciones totales. Pero es lógico pensar que en este periodo de tiempo se podría realizar más de una observación lo que multiplicaría por dos, tres o más veces la cantidad de mediciones y por tanto la precisión en el cálculo del PRI. Es por ello que se hace imprescindible, antes de calcular el "local tie", realizar un estudio de la precisión del instrumento para objetivos en movimiento, a la vez que se deberá estudiar y modelizar el error de puntería originado al

emplear cuatro "corner cubes" en un solo objetivo como se ha comentado en el paso primero del apartado de simulación.

Otra posibilidad que se evaluará es la programación del radio telescopio para que realice gran cantidad de observaciones aleatorias y ficticias en un corto periodo de tiempo (2 horas), lo que nos permitiría poder alcanzar la precisión necesaria a la vez que se detectar desviaciones dependientes de tiempo como dilataciones térmicas o deformaciones producidas por el viento. El inconveniente de esta variante del método es la renuncia a una de las principales ventajas del método en relación al ajuste de círculos 3D que es el aprovechamiento del tiempo de observación de una sesión de VLBI geodésico.

Nos hemos centrado en este trabajo en la aplicación del método a radio telescopios de VLBI debido a su disponibilidad en el Centro de Desarrollos de Yebes, pero hay que remarcar que este enfoque para la determinación del PRI en un enlace local es perfectamente aplicable en telescopios ópticos de SLR.

5. CONCLUSIONES

Este método combinado con técnicas modernas de medición topográfica permite la determinación precisa, automática y continua de las coordenadas del PRI, con ahorro de costes materiales, humanos y evitando el paro operacional de la antena.

Otra ventaja del método elegido es que con cortos periodos de observación podríamos evaluar variaciones posicionales del PRI, el comportamiento temporal de la estructura de la antena originados por factores externos como la gravedad, la temperatura o el viento.

A partir de la simulación realizada podemos concluir que es posible calcular las coordenadas del PRI con precisión de 1 mm si realizamos 1000 observaciones (60 horas) con una precisión de 3 mm en las coordenadas o empleamos más de un instrumento.

Además del PRI, se pueden calcular otros parámetros geométricos de la antena como la falta de perpendicularidad entre ejes y la inclinación de estos.

6. **REFERENCIAS**

Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. J. Geod., 85, 457-473, doi: 10.1007/s00190-011-0444-4.

- Bilich, A., and K. M. Larson (2007). Mapping the GPS multipath environment using the signal-to-noise ratio (SNR). Radio Sci., 42, RS6003, doi:10.1029/2007RS003652.
- Dawson, J., P. Sarti, G. M. Johnston, and L. Vittuari (2007). Indirect approach to invariant point determination for SLR and VLBI systems: an assessment. J. Geod., 81, 433-441, doi: 10.1007/s00190-006-0125-x.

- Dilssner, F., G. Seeber, G. Wubbena, and M. Schmitz (2008). Impact of near-field effects on the GNSS position solution. Paper presented at ION GNSS 2008, Inst. of Navig., Savannah,Ga., 16–19 Sept.
- Haas, R., and C. Eschelbach (2005). The 2002 Local Tie at the Onsala Space Observatory. Proceedings of the IERS Workshop on site co-location, edited by B. Richter, W. Schwegmann and W. R. Dick. IERS Technical Note, 33, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäise, 55-63.
- Johnston G, Dawson J (2004) The 2003 Yarragadee (Moblas 5) local tie survey. Geoscience Australia record 2004/19, 27 pp http://www.ga.gov.au/geodesy/reports/localties/
- King, M. A., and S. D. P. Williams (2009). Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series, J. Geophys. Res., 114, B10403, doi:10.1029/2009JB006319.
- Lösler, M. (2008). Reference point determination with a new mathematical model at the 20 m VLBI radio telescope in Wettzell. Journal of Applied Geodesy, 2, 233-238.
- LÖSLER, M., and HENNES, M., (2008). An Innovative Mathematical Solution for a Time-Efficient IVS Reference Point Determination. Geodetic Institute of the University of Karlsruhe (TH), German.Symposium on Deformation Measurement and Analisys. Lisbon. May 12-15
- Neidhardt, A., M. Lösler, C. Eschelbach, and A. Schenk (2010). Permanent monitoring of the reference point at the 20m radio telescope Wettzell. 6th IVS General Meeting, 7-13February 2010, Hobart, TAS, Australia.
- Nothnagel. Axel (2008). Conventions on thermal expansion modelling of radio telescopes for geodetic and astrometric VLBI. J Geod (2009) 83:787–792.DOI 10.1007/s00190-008-0284-z
- Pearlman, M. R. (2008), Report of TLS (Terrestrial Laser Scanner) Workshop. NASA Goddard Spaceflight Center, 8-10 September, 2008.
- Ray J., Altamimi, Z., (2005). Evaluation of co-location ties relating the VLBI and GPS reference frames. J Geod (2005) 79: 189– 195.DOI 10.1007/s00190-005-0456-z
- Sarti, P., P. Sillard, and L. Vittuari (2004). Surveying co-located spacegeodetic instruments for ITRF computation. J. Geod., 78(3), 210-222, doi: 10.1007/s00190-004-0387-0.
- Sarti, P., Abbondanza, C., Leonid, P, Negusini, M. (2010) Height bias and scale effect induced by antenna gravitational deformations in geodetic VLBI data analysis J Geod DOI 10.1007/s00190-010-0410-6
- Schmeing, B., D. Behrend, J. Gipson, A. Nothnagel (2010) Proof-of-Concept Studies for a Local Tie Monitoring System, In: VLBI2010: From Vision to Reality, IVS 2010 General Meeting Proceedings, NASA/CP-2010-215864, D. Behrend and K. D. Baver (eds.), 138-142.

A Relação Entre as Coordenadas de Referência das Redes GNSS de Operação Contínua em Portugal Continental

The Relationship Between the Reference Coordinates of the CORS Networks in Portugal Mainland

Torres, João Agria⁽¹⁾

⁽¹⁾Artop, Av. Marconi 14-A, 1000-205 Lisboa, jatorres@iol.pt

SUMMARY

Presently, two GNSS (Global Navigation Satellite System) CORS (Continuously Operating Reference Station) networks coexist in Portugal mainland: RENEP (REde Nacional de Estações Permanentes) and SERVIR (Sistema de Estações de Referência GPS VIRtuais), operated respectively by the IGP (Instituto Geográfico Português) and the IGeoE (Instituto Geográfico do Exército). Each of the networks has its stations coordinates computed in different geodetic reference systems (ETRS89 and ITRS, respectively), frames (ETRF97 and ITRF2005, respectively) and epochs of realization, and the users have to deal, in practice, with this situation. This paper describes the relationship between both systems and their realizations. In addition, the transformation parameters computed using the standard published values and the established theoretical principles are presented. The particular situation of Portugal mainland is analyzed, with respect to the meaning of the parameters and their influence in the daily practice.

1. INTRODUCTION

The IGP (Instituto Geográfico Português) and the IGeoE (Instituto Geográfico do Exército) operate presently two GNSS (Global Navigation Satellite System) CORS (Continuously Operating Reference Station) networks in Portugal mainland: RENEP (REde Nacional de Estações Permanentes) and SERVIR (Sistema de Estações de Referência GPS VIRtuais), respectively.

The coordinates of RENEP and SERVIR are referred to the ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989) and the ITRS (International Terrestrial Reference System), respectively. Consequently, the users must have different procedures to compute their positions in the adopted reference system for Portugal mainland.

This paper identifies both reference systems and the reference frames and epochs associated to the coordinates assigned to the stations of both CORS networks and presents the transformation parameters computed using the standard published values and the established theoretical principles.

In addition, the particular situation of Portugal mainland is analyzed, with respect to the meaning of the parameters and their influence in the daily practice.

2. THE BASIC REFERENCE SYSTEMS AND REALIZATIONS OF THE NETWORKS

The indication of the reference systems and frames used by each of the networks can be obtained through the information available at the websites of the responsible organizations, http://www.igeo.pt/ for RENEP, IGP (2012), and http://www.igeoe.pt/ for SERVIR, IGEOE, (2012), complemented with information in several publications, for example Pujol et al, (1998), and private communications from Vasconcelos (2012) and Mendes (2012).

In table 1 the situation of both networks with respect to the reference systems, frames and epochs of realization is summarized.

Table 1 - Characteristics of RENEP and SERVIR with respect to reference systems, reference frames and epochs of realization

Network	Reference System	Reference Frame	Epoch
RENEP	ETRS89	ETRF97	1995.40
SERVIR	ITRS	ITRF2005	2008.53

As it is shown, two reference systems are used: the ETRS89 and the ITRS. Also two reference frames are used, the ETRF97 (European Terrestrial Reference Frame 1997) and the ITRF2005 (International Terrestrial Reference Frame 2005).

The knowledge of the epoch of realization is fundamental for the computation of the transformation parameters, since the models for transformation between space geodetic reference frames take into account the time variation of the parameters, as it will be shown.

3. RELATIONSHIP BETWEEN THE ITRS AND THE ETRS89

The ITRS is a spatial reference system co-rotating with the Earth in its diurnal motion in space, and fulfils the following conditions, IERS (International Earth Rotation and Reference Frames Service) (2012):

a) It is geocentric, the center of mass being defined for the whole Earth, including oceans and atmosphere.

b) The unit of length is the meter (SI). This scale is consistent with the TCG time coordinate for a geocentric local frame, in agreement with IAU and IUGG (1991) resolutions. This is obtained by appropriate relativistic modelling.

c) Its orientation was initially given by the Bureau International de l'Heure (BIH) orientation at 1984.0.

d) The time evolution of the orientation is ensured by using a nonet-rotation condition with regards to horizontal tectonic motions over the whole Earth.

The ITRS is realized by the so-called ITRF. ITRF coordinates are obtained using the observations of space geodetic techniques, whose networks of stations are located on sites covering the whole Earth. Several ITRF solutions exist, the latest one is the ITRF2008. The transformation parameters between all the realizations are published, using the ITRF2000 as a common one, see ITRF (2012).

The ETRS89 is used as the official geodetic reference system in the majority of the European countries, Torres and Ihde (2005), and became the official reference system for geo-referencing information in INSPIRE (2012).

The ETRS89 was defined by EUREF in a resolution adopted at the EUREF symposium in Firenze, 1990, EUREF (1990). The resolution states: "The IAG Sub-commission for the European Reference Frame (EUREF) recommends that the system to be adopted by EUREF will be coincident with ITRS at the epoch 1989.0 and fixed to the stable part of the Eurasian Plate, and will be known as European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89)".

This definitions means that the ETRS89 is co-moving with the Eurasian Plate, in a slow motion of approximately 2.5 cm per year towards Northeast.

The ETRS89 is related with the ITRS by means of a a mathematical formulation, and it can be seen as its equivalent for the stable part of the Eurasian plate.

The ETRS89 is realized by the so-called ETRF. The parameters used to establish the relationship between the ITRF and ETRF realizations correspond to bring back the Eurasian Plate to the position it had in 1989.0. These parameters are available at the

where

EUREF website, EUREF (2012), in the publication Altamimi and Boucher (2011).

For the transformation between the systems and respective frames before mentioned, the model is the following:

$$X_2 = X_1 + T + D X_1 + R X_1$$
(1)

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} T1\\T2\\T3 \end{bmatrix} \qquad \mathbf{R} = \begin{bmatrix} 0 & -R3 & R2\\R3 & 0 & -R1\\-R2 & R1 & 0 \end{bmatrix}$$

In this equation, X_1 is a vector whose components are the coordinates (X, Y, Z) in system 1, X_2 is a vector whose components are the coordinates (X, Y, Z) in system 2. In the present case, ITRS (ITRF2005) is represented by system 1, and ETRS89 (ETRF97) is represented by system 2.

Also in equation 1, T is the translation vector with 3 components along the X, Y and Z axis (T1, T2, T3, respectively), D is the scale factor, and R is a rotation matrix, whose components are the elemental rotations around the X, Y and Z axis (R1, R2, R3, respectively).

Furthermore, every parameter is time dependent, and it must be computed using equation 2, where P_{tc} is the value of the parameter at epoch tc, P_{t0} is its value at epoch t0, dP its time variation, tc is the epoch of realization and t0 is the reference epoch for the parameter.

$$P_{tc} = P_{t0} + dP (tc - t0)$$
 (2)

So, the complete transformation model uses 14 parameters, i.e., the seven transformation parameters in equation 1 at a reference epoch and their first derivatives with respect to time.

4. TRANSFORMATION PARAMETERS

Since there are two reference systems and frames involved, the choice of the strategy to compute the parameters was based on the following assumptions:

a) The epoch of the ITRF2005 realization is 2008.53.

This epoch is the mean epoch of the present coordinates of SERVIR, according to Mendes (2012). Each station was computed in a different epoch, but the time span is about 12 days. So, it's reasonable to assume the mean epoch of computation as representative of the network's epoch.

b) The target frame in ETRS89 is ETRF97, epoch 2008.53.

The ETRS89 official realization in Portugal is ETRF97, epoch 1995.40, Pujol et al, (1998). There is a EUREF resolution to use the ETRF2000 as the conventional frame for the ETRS89, see Altamimi (2006). This resolution doesn't affect ETRF97, so it was not taken into account here. From the theoretical point of view, the target epoch should be 1995.40. To transform the ETRF97 coordinates from epoch 2008.53 to epoch 1995.40 it would be needed the velocity of the stations in ETRF97. This was not done because, in one hand, there are no reliable values available and, on the other, they are expected to be very small and have no significant influence in the daily surveying practice (about 1,7 cm in Cascais within the 13.13 years in the time span of both realizations), EUREF (2012).

According to these and to the fact that the ITRF2000 is the common frame for the published transformation parameters between ITRF realizations, the following strategy was used:

i) Compute the transformation parameters from ITRF2005 to ITRF2000, epoch 2008.53.

ii) Compute the transformation parameters from ITRF2000 to ITRF97, epoch 2008.53.

iii) Compute the transformation parameters from ITRF97 to ETRF97, epoch 2008.53.

The official values of the parameters at the reference epoch and their rates per year for a) and b), are published in ITRF (2012), and the ones for c) are published in EUREF (2012). They are presented at tables 2, 3 and 4, respectively.

Table 2 - Transformation parameters between ITRF2005 and ITRF2000 at epoch 2000.00

Parameter	At 2000.00	Rate per year
T1 (mm)	0.1	-0.2
T2 (mm)	-0.8	0.1
T3 (mm)	-5.8	-1.8
D (10 ⁻⁹)	0.40	0.08
R1 (mas)	0.000	0.000
R2 (mas)	0.000	0.000
R3 (mas)	0.000	0.000

Table 3 - Transformation parameters between ITRF2000 and ITRF97 at epoch 1997.00

Parameter	At 1997.00	Rate per year
T1 (mm)	6.7	0.0
T2 (mm)	6.1	-0.6
T3 (mm)	-18.5	-1.4
D (10 ⁻⁹)	1.55	0.01
R1 (mas)	0.000	0.000
R2 (mas)	0.000	0.000
R3 (mas)	0.000	0.020

Table 4 - Transformation parameters between ITRF97 and ETRF97 at epoch 1989.00

Parameter	At 1989.00	Rate per year
T1 (mm)	41.0	0.0
T2 (mm)	41.0	0.0
T3 (mm)	-49.0	0.0
D (10 ⁻⁹)	0.00	0.00
R1 (mas)	0.000	0.200
R2 (mas)	0.000	0.500
R3 (mas)	0.000	-0.650

The computed transformation parameters at the epoch 2008.53 corresponding to the situations i), ii), iii) are listed in Table 5, where the translation components were rounded to the mm. The values in the last column, which are the sum of these 3 sets, are the final set of parameters that must be used for the required transformation.

Table 5 - Transformation parameters between the different reference frames at epoch 2008.53

	ITRF2005	ITRF2000	ITRF97	ITRF2005
Parameter	to 1TRF2000	to ITRF97	to FTRF97	to FTRF97
T1 (m)	-0.002	0.007	0.041	0.046
T2 (m)	0.000	-0.001	0.041	0.040
T3 (m)	-0.021	-0.035	-0.049	-0.105
D (10 ⁻⁹)	1.08	1.67	0.00	2.75
R1 (mas)	0.000	0.000	3.906	3.906
R2 (mas)	0.000	0.000	9.765	9.765
R3 (mas)	0.000	0.231	-12.695	-12.464

There are two situations that must be emphasized, since they have a direct influence in the computation of the parameters and, consequently, in the homogeneity and reliability of the coordinates.

a) The reference epoch for the parameters is 2008.53.

If a new computation of the SERVIR network will happen in the future, either in the same frame (ITRF2005) in a different reference epoch or in other ITRF realizations in the same or in a different reference epoch, the transformation parameters between the two CORS networks must be recomputed.

If there is a new computation of the RENEP network in a new ETRF realization and a new epoch, no major changes in coordinates are expected, 2cm or 3cm at most. This is because the ETRF changes only reflect the better quality of the ITRF, observations and models.

b) The epochs of both realizations are different, 1995.40 for RENEP and 2008.53 for SERVIR.

From the theoretical point of view, the transformation should also take into account the velocities of the stations within the Eurasian plate. In other words, after applying the transformation parameters, the effect of the velocities in ETRS89 should be added to the coordinates, using the same epoch as target. However, there are not yet meaningful values available for the velocities, in one hand, and the magnitude of relative velocities is not expected to have a major influence in the results for the surveying practice.

5. THE MEANING OF THE PARAMETERS AND THEIR INFLUENCE IN PRACTICE

The translations is the last column of table 5 (final values) get contributions from the transformations between the ITRF realizations (ITRF2005 to ITRF2000 and ITRF2000 to ITRF97) and from the ITRF97 to the ETRF97. The values for the translations between the ITRF97 and the ETRF97 are, in fact, the shifts between the ITRF97 and the ITRF89 after applying the rotation of the Eurasian Plate, because this is the primary frame related to the ETRS89, see Altamimi and Boucher (2011).

The scale factor has only meaning for transformations within ITRF, as can be seen in table 5.

The final rotations correspond mainly (with the exception of the small rotation R3 from ITRF2000 to ITRF97) to the rotation of the Eurasian Plate and are of course essential for the transformation of the coordinates.

The influence of the transformation parameters in practice in the particular case of Portugal mainland is analyzed hereafter.

The Portugal mainland territory can be seen as included in a piece of the ellipsoidal surface limited, let's say, by the parallels $+36^{\circ}$ and $+43^{\circ}$, and by the meridians -6° and -10° (see figure 1). This very small piece is very close to the origin meridian and, consequently, almost over the X axis. It travels slowly to Northeast at a rate of about 2.5 cm per year.



Figure 1 – The piece of ellipsoidal surface limited by the parallels $+36^{\circ}$ and $+43^{\circ}$, and by the meridians -6° and -10° , extracted from Google Earth (2012).

So, in this particular case, the most important contribution of the rotation of the Eurasian Plate to the change of geographical or plane (cartographic) coordinates comes from the rotations around the Y (in the North direction) and Z (in the East direction) axes.

The coordinates change is a few cm within the piece of ellipsoid defined before with respect to a mean value or to the barycentre. To illustrate this, the coordinates change in space was computed for the 4 corner points and for the barycentre, with latitude = 39.5° and longitude = -8.0° , using the final set of transformation parameters (last column of table 5). The results are shown in table 6.

Table 6 - Coordinates change in space of the 5 points

Component	NW	NE	SW	SE	Barycentre
X (m)	0.215	0.234	0.182	0.204	0.209
Y (m)	-0.322	-0.324	-0.340	-0.343	-0.332
Z (m)	-0.326	-0.322	-0.353	-0.348	-0.337

From the above it can be concluded that, in this particular situation, the whole set of parameters can be easily confused with a single translation vector (three components) at the level of a few cm.

6. FINAL REMARKS

In this paper the relationship between the ITRS and the ETRS89 realizations are presented and, in particular, the transformation parameters between the ITRF2005 and the ETRF97 at epoch 2008.53. Their computation was made using the standard published values and the established theoretical principles.

These transformation parameters can be used in publicly available software, for example, "Transcoord Pro" from IGP (2012). The users must be very careful with the signs convention, especially the rotations, where sometimes the order is also changed. Equation 1 can be used as a reference and clarify any doubts.

The analysis on the practical consequences of these transformation parameters for Portugal mainland shows that the full set of parameters can be easily confused with a single translation vector. The users must be aware of this fact and apply the solutions established by the international responsible organizations and accepted by the scientific and technical communities.

Also, it must be noted that the parameters are computed for the epoch 2008.53. If the reference epoch is different, the parameters change because they are time dependent. It must not be forgotten that the velocity of the Eurasian Plate is about 2.5 cm per year, and this affects the coordinates expressed in the ITRF realizations.

The final parameters presented here are neither official nor have been validated by any of the institutions involved (IGP and IGeoE), so they must be regarded, at this stage, as a mere technical exercise.

7. REFERENCES

- Altamimi, Z. (2006): "ITRF2005 and consequences for the ETRS89 realization". Presentation at the EUREF Symposium held in Riga, 14-17 June 2006. http:// www.euref.eu.
- Altamimi, Z and C. Boucher (2011): "Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign". http://www.euref.eu.
- EUREF (1990): "Report on the Symposium of the IAG Sub-commission for Europe (EUREF) held in Florence, 28–31 May 1990". Veröf. D. Bay. Komm. F. d. Intern. Erdm.; Astron-Geod. Arbeiten, Heft Nr. 52, 1992.
- EUREF (2012): EUREF website, http://www.euref.eu, visited in January 2012.

Google Earth (2012): Google Earth visited in January 2012.

- IERS (2012): International Earth Rotation and Reference Systems Service website, http://www.iers.org, visited in January 2012.
- IGEOE (2012): Instituto Geográfico do Exército website, http://www.igeoe.pt, visited in January 2012.
- IGP (2012): Instituto Geográfico Português website, http://www.igeo.pt, visited in January 2012.
- INSPIRE (2012): INSPIRE website, http://inspire.jrc.it, visited in January 2012.
- Mendes, V. (2012): Private communication.
- Pujol, E. R., J. L. Caturla, H. Ribeiro and J. A. Torres, (1998): "The IBERIA95 Project". EUREF Publication n. 7/I, Proceedings of the EUREF Symposium held in Bad Neuenahr - Ahrweiler,10-13 June 1998, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, 1999. Torres, J. and J. Ihde (2005): "Acceptance and use of ETRS89". Presentation at the
- Torres, J. and J. Ihde (2005): "Acceptance and use of ETRS89". Presentation at the EUREF Symposium held in Viena, 1-4 June 2005. http://www.euref-iag.eu.

Vasconcelos, M. (2012): Private communication.

Ajuste de la Red Geodésica Española (ROI) en altitudes ortométricas Adjustment of orthometric heights in the Spanish Geodetic Network (ROI)

Jose Antonio Sánchez Sobrino, Miguel Angel Cano Villaverde, Antonio Barbadillo Fernández, Marcelino Valdés Pérez de Vargas

Instituto Geográfico Nacional, General Ibañez de Ibero, 3, 28003, Madrid, jassobrino@fomento.es

SUMMARY

In the beginning of 2008 the IGN published the coordinates of the whole of Spain Geodetic Network (ROI) in the ETRS89 system, from an adjustment of the entire network with classical observables and GPS constrained to the REGENTE network. Coordinates were published in this new system along with the reliability parameters (standard deviation of the adjustment) for each point. However, the orthometric height was left open for adjustment in order to harmonize it with REDNAP, the vertical reference frame for Spain. With the help of the undulation of the geoid given by the new model EGM08-REDNAP, an adjustment in orthometric heights has performed constraining to REGENTE, obtaining a set of orthometric heights for the entire ROI that improves the accuracy of existing one.

1. INTRODUCCIÓN.

El 29 de agosto de 2007 fue publicado el Real Decreto 1071/2007 por el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España. Aunque la Red Geodésica Nacional por Técnicas Espaciales (REGENTE) constituye el marco que materializa dicho sistema, la Red Geodésica Nacional de Orden Inferior (ROI) se puede considerar una densificación de dicho marco, aunque con coordenadas ETRS89 con menor precisión, debido a la naturaleza de los observables utilizados para su cálculo.

La ROI está constituida por casi 11.000 vértices geodésicos en península y Baleares (densidad de un vértice por cada 45 km²) y fue observada mayoritariamente entre las décadas de los 80 y 90 mediante triangulación y el método de vuelta de horizonte, realizando compensaciones parciales por provincias a medida que los trabajos de observación iban avanzando.

El marco sobre el que se apoyaba ROI-ED50 en planimetría era la Red Geodésica de Primer Orden, con observaciones clásicas de lados de 30-40 km y por tanto con precisión muy inferior a la que se puede obtener actualmente con GPS. En altimetría, el marco sobre el que se apoyaba ROI eran un reducido número de vértices nivelados desde la antigua Red de Nivelación de Alta Precisión.

A principios de 2008 se terminó de realizar una compensación tridimensional de toda la Península y Baleares en el sistema ETRS89, publicándose estos resultados en los medios de diseminación de la información del IGN (servidor de datos FTP, página web, reseñas de vértices geodésicos, etc). Se calcularon y publicaron de toda la ROI tanto coordenadas ETRS89 (longitud, latitud, altura elipsoidal) como parámetros de fiabilidad en forma de desviación estándar de cada coordenada resultante del ajuste (Sánchez Sobrino et al, 2008), información esta última útil para que un usuario pueda decidir qué vértices utilizar para un trabajo en función de la precisión requerida. Canarias ya tenía toda la red en el sistema equivalente, REGCAN95, por lo que no fue necesario su recálculo.

Los observables utilizados para el ajuste fueron los ángulos acimutales y cenitales procedentes de las vueltas de horizonte de ROI, conjuntamente con observables GPS disponibles en algunas zonas del país.

En Cataluña, el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) llevó a cabo una campaña de observación GPS en la mayoría de los vértices ROI. También en Navarra casi todos los vértices ROI fueron observados con GPS por el Gobierno de Navarra (Dir. Gral. de Obras Públicas), así como en Baleares por SITIBSA. En la Comunidad Valenciana también se observó una parte de la ROI con GPS durante la densificación de la red geodésica en la Comunidad de Valencia (4º orden). Todos estos organismos aportaron los datos GPS para llevar a cabo la compensación global, mezclándolos estos con los observables clásicos angulares de ROI (vueltas de horizonte con ángulos acimutales y cenitales). Otras campañas GPS observadas por el IGN en las regiones de Murcia, Madrid y de una forma más dispersa en Castilla-León fueron añadidas a esta compensación global.

Los resultados fueron bastante satisfactorios, sobre todo en planimetría, con un promedio en las elipses de error (95% confianza) del orden de 0.1 m para los vértices geodésicos sin observación GPS. En el caso de la altimetría (elipsoidal), el valor medio de las elipses de error estuvo en 19.4 cm, es decir, del orden del doble que en planimetría.

2. NECESIDAD DEL AJUSTE DE ROI EN ORTOMÉTRICAS.

En el ajuste en ETRS89 quedó pendiente un recálculo de las altitudes ortométricas de ROI, cuya precisión nominal siempre se ha citado que es de 0,3 m. Estas presentaban ciertas deficiencias debido a una serie de factores:

- El marco sobre el que se apoyaban eran vértices nivelados desde la antigua Red de Nivelación de Alta Precisión, desaparecida en la actualidad. En los años 80, esta red no había sido compensada conjuntamente, como la actual REDNAP y además había un buen número de líneas en las cuales no se había realizado gravimetría. Las discrepancias entre esta red y REDNAP llega hasta 0,3 m en algunas zonas del norte de la península. Si el R.D. 1071/2007 establece que el sistema de referencia altimétrico está materializado por las lineas de la Red de Nivelación de Alta Precisión, parece lógico que el sistema que define las altitudes ortométricas de ROI sea la actual REDNAP, por lo que es necesario un recálculo de estas altitudes. Hasta el momento, ROI no constituía un marco de referencia altimétrico consistente con REDNAP.
- Por otro lado, los vértices geodésicos nivelados que constituían el marco de referencia para las altitudes de ROI tenían una irregular distribución, ya que se encontraban en las cercanías de las antiguas líneas de nivelación, configurando polígonos que pueden tener hasta 500 km de perímetro, de tal forma que había zonas extensas en el interior de estos polígonos sin referencias fijas altimétricas

para la compensación de ROI, con la consecuente acumulación de errores.

- Como se ha dicho anteriormente, la forma de compensación de ROI en los 80 y los 90 se fue haciendo por provincias, de tal forma que se tomaban bloques provinciales en los que se fijaban para el ajuste los vértices de una provincia colindante que ya hubiera sido calculada, para evitar duplicidad de coordenadas y dotar de homogeneidad a la red en los límites provinciales. Sin embargo, esto imponía unos constreñimientos a la red de unos vértices que ya arrastraban posibles errores de la provincia limítrofe, de tal forma que no sólo se fijaban en el ajuste vértices nivelados, como hubiera sido ideal.
- Durante la revisión de los ficheros iniciales de cálculo y al compararlos con los cuadernos de campo originales, se detectaron algunos errores relativos a la altura de mira en el vértice visado. Estas alturas podían ser, por lo general, 1.20 m para una visual que apuntara a la cabeza del pilar o 0.00 m para una visual que apuntara a la base del pilar. En algunos casos, estas cantidades estaban cambiadas.

Por todo ello se hacía necesaria una nueva compensación de las altitudes ortométricas de ROI. Si bien los puntos fijos del ajuste en ETRS89 en planimetría estaba resuelto con REGENTE, el problema hasta ahora era qué vértices geodésicos configuraban el marco de referencia fijo en altimetría para tal ajuste, ya que la densidad, distribución y fiabilidad de los vértices nivelados eran aspectos problemáticos.

Actualmente, el modelo de geoide EGM2008-REDNAP permite obtener ondulaciones del geoide sobre WGS84 con precisiones absolutas del orden de 3.8 cm (Sánchez Sobrino, 2009). Esto permite que el marco de referencia para el mencionado ajuste en ortométricas puedan ser las altitudes elipsoidales de la red REGENTE transformadas a ortométricas mediante dicha ondulación del geoide. De esta forma, la precisión obtenida en las altitudes ortométricas de REGENTE es suficiente para realizar el ajuste. Si se tiene en cuenta que este modelo ha sido adaptado mediante las observaciones hechas en REGENTE y REDNAP, los resultados de altitudes obtenidos en el ajuste harían que ROI, REGENTE, REDNAP y EGM2008-REDNAP estuvieran en un marco común.

Por otro lado, REGENTE proporciona una distribución completamente homogénea y una densidad más que suficiente para el ajuste de toda la ROI, tal y como se demostró en el ajuste ETRS89 de 2008.

Una prueba definitiva de la necesidad de este ajuste es que si se calculan directamente las altitudes ortométricas obtenidas en REGENTE con el modelo EGM08-REDNAP (h - N) y se comparan con las ortométricas disponibles de ROI hasta el momento actual, se obtienen discrepancias muy apreciables sobre todo en la zona norte. Puesto que la altitud elipsoidal h en REGENTE es el marco legal y la ondulación del modelo tiene una precisión absoluta por debajo de los 5 cm, las altitudes ortométricas así obtenidas en REGENTE deben estar en ese orden de precisión.

En la figura 1 se pueden ver estas discrepancias obtenidas con respecto a las altitudes de ROI existentes durante los últimos 20 años. Los puntos pequeños de tono claro corresponderían a vértices cuya desviación en la altitud es normal dentro de los márgenes de precisión nominal de ROI (\pm 0.3 m), y aún cubriendo la mayor parte del territorio, quedan zonas importantes fuera de este rango.



Fig. 1. Discrepancias en REGENTE de altitudes ortométricas.

La necesidad de un nuevo cálculo en las ortométricas de ROI queda patente al disponer de nuevos datos, más fiables, que pueden mejorar la precisión de las altitudes. Asímismo, estas deben tener integridad con el nuevo marco de referencia vertical REDNAP.

A pesar de todo esto no resta mérito a la faraónica labor que en la década de los 80 y principios de los 90 se hizo construyendo, observando y calculando ROI, en lugares muchas veces inaccesibles. De hecho, la mayoría de los observables, de gran calidad, son de esa época y siguen siendo válidos para obtener una precisión considerable.

3. METODOLOGÍA.

3.1. Depuración de las observaciones clásicas de ROI.

La depuración de observaciones clásicas se llevó a cabo ya en el ajuste de 2008 (Sánchez Sobrino et al, 2008). El ajuste en total contiene 100.899 observaciones angulares acimutales, 72.615 observaciones cenitales y 6.490 vectores GPS.

3.1.1. Observaciones acimutales.

La depuración de las vueltas de horizonte acimutales consistió en:

- Revisión exhaustiva de libretas de campo originales y comprobación con fichero digital (codificación, transcripción, cambio de situación de vértices, medias de series de vuelta de horizonte, etc.).
- Transformación de direcciones angulares a acimutes (con coordenadas ETRS89 aproximadas de ROI).
- Cálculo de la desorientación en la estación con todas las visuales.
- Depuración de visuales erróneas no detectadas anteriormente en un determinado rango a partir de diferencias en la desorientación de la vuelta de horizonte.

3.1.2. Observaciones cenitales.

En el caso de las observaciones cenitales, las reducciones fueron diferentes a las realizadas en el ajuste anterior, en el que se utilizó un índice de refracción genérico de 0.13 y no se aplicó corrección por desviación de la vertical.

- Revisión de libretas de campo originales y comprobación con fichero digital.
- Reducción de la visual por alturas de instrumento, pilar y mira (ángulo cenital de "marca a marca").
- Detección de errores mediante cálculo del índice de refracción con visuales recíprocas.
- Detección de errores por alturas de instrumento/mira por comparación de alturas de pilar procedentes de base de datos.
- Eliminación de visuales de más de 15 km de longitud.
- Reducción del ángulo por índice de refracción calculado con visuales recíprocas. En este caso, al contrario que en el cálculo de 2008 y tras realizar diferentes pruebas, se utilizó el ángulo de refracción calculado con las visuales recíprocas. Aunque las visuales cenitales no son estrictamente simultáneas y las condiciones entre las visuales recíprocas pueden variar, se consideró más conveniente y real utilizar el coeficiente de refracción calculado:

donde

$$\delta = \frac{s}{2R} K$$

siendo K el coeficiente de refracción calculado mediante la expresión:

$$K = 1 - \frac{R}{s} (z_1 + z_2 - \pi)$$

Como es lógico, K varía con las condiciones atmosféricas en ambos extremos de la base en el momento de la observación, y más concretamente, con la del gradiente vertical de temperatura. Las observaciones recíprocas de vértices contiguos, por lo general, se hicieron en la misma época y a horas parecidas, ya que se iba observando por zonas, normalmente provincias, por lo que las condiciones meteorológicas en ambas observaciones no debieran variar considerablemente.

Por otra parte, las visuales recíprocas cuyo índice de refracción resultara menor que 0.05 o mayor que 0.20 fueron investigadas, ya que alguna de ellas en buena lógica debería tener un error, aunque a veces y bajo circunstancias concretas esto no tiene porqué ser cierto e incluso pueden darse coeficientes negativos de hasta -0.1 (Torge, 1991).

Para la reducción de las visuales sin recíproca se utilizó un índice de refracción genérico de 0.13, que fue el calculado como global para toda la red.

Reducción del ángulo cenital por desviación de la vertical en función de las componentes $\xi y \eta y$ del acimut $\alpha \square$ de la visual:

$$Z'' = Z' + \varepsilon$$

$$\varepsilon = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha$$

El ajuste se realiza en coordenadas cartesianas tridimensionales y por tanto, el origen son incrementos de altitud elipsoidal. El software

utilizado (Microsearch GeoLab) no reduce las observaciones cenitales (referidas a la normal al geoide) a elipsoidales (referidas a la normal al elipsoide) por desviación relativa de la vertical y por tanto es necesario aplicar esta reducción previamente.

Esta es una variación muy importante con respecto al cálculo de 2008, ya que en ese momento, al no disponer de un modelo de geoide con la suficiente precisión, se decidió no aplicar esta corrección, que si bien puede ser despreciable en la mayor parte de la red, llega a ser muy importante en las zonas donde la desviación de la vertical es considerable. A modo de ejemplo, una desviación de la vertical de 15" con una longitud media de visual de 8,5 km y dependiendo del acimut con que se observe, causa una diferencia en altitud elipsoidal que puede alcanzar 0.62 m. En el caso de una desviación de 10", la diferencia podría ser de hasta 0.41 m.

En vértices con observaciones GPS (Cataluña, Navarra, Baleares), la diferencia en altitudes elipsoidales con respecto al cálculo anterior es prácticamente inexistente, ya que el peso de los observables GPS en el ajuste hace que los cenitales tengan poca importancia. En la mayoría de la red las diferencias son pequeñas, pero en las zonas con fuerte desviación de la vertical, pueden darse diferencias a tener en cuenta (el 12% de los vértices sin GPS tienen una desviación total superior a 10"). Este aspecto sin embargo queda parcialmente suavizado por el constreñimiento tan fuerte de la red (todos los vértices REGENTE), de tal forma que las diferencias en altitud elipsoidal del orden superior a 0,1 m sólo se producen en unos pocos vértices.

Se ha utilizado el modelo EGM08-REDNAP, que en el programa de ajuste proporciona la altitud ortométrica a partir de la elipsoidal obtenida. Es ilustrativo comprobar los valores límite de la desviación de la vertical en vértices de la red geodésica:

$$\xi: \Box \begin{cases} Min:-23.9" & (40^{\circ}09'23" N; 5^{\circ}26'45" W) \\ Max:24.9" & (43^{\circ}18'32" N; 4^{\circ}45'25" W) \end{cases}$$
$$\Box \Box \Box \Box h: \begin{cases} Min:-22.1" & (37^{\circ}06'14" N; 3^{\circ}30'36" W) \\ Max:15.4" & (42^{\circ}17'20" N; 2^{\circ}52'04" W) \end{cases}$$

En las siguientes figuras se puede ver la distribución espacial de la desviación de la vertical en ambas componentes (figuras 2 y 3) y en la total ($\sqrt{\xi^2 + \eta^2}$), (figura 4), así como los histogramas de frecuencias correspondientes en la ROI.





Fig. 2. Desviación de la vertical N-S $(\xi^{"})$ e histograma de frecuencias.



Fig. 3. Desviación de la vertical E-W $(\eta^{"})$ e histograma de frecuencias.

3. 2. Ajustes parciales de observaciones.

Una vez depuradas las observaciones clásicas se procedió a realizar un ajuste independiente por bloques de cada grupo de observaciones (GPS, acimutales y cenitales) con una doble finalidad:

- Detectar observaciones erróneas no detectadas en el análisis previo descrito anteriormente (por exceder el valor crítico del residuo tipificado).

- Establecer una ponderación adecuada para cada uno de los tres tipos de observaciones que se utilizará en la posterior compensación conjunta, asignando a cada subconjunto el peso adecuado.

En el caso de las observaciones cenitales, la varianza a priori para cada una de las observaciones se estableció como una función de la distancia de la visual. La expresión de este valor se tomó una población de más de 4000 visuales corregidas, calculando las diferencias entre desnivel directo y recíproco y ajustándolas mediante un polinomio de regresión de grado 2. La función adoptada para la desviación estándar del desnivel observado (por el cenital) es:

$$\sigma \square = (0.05 \cdot \vec{D}(km) + 3) \, cm$$



Fig. 4. Distribución de diferencias entre cenitales directo y recíproco.

Esta expresión resultó ser bastante adecuada al obtener la estimación de la varianza a posteriori del ajuste, debiendo únicamente multiplicarla por un factor corrector.

La varianza de estimación a posteriori resultante para introducir como peso en las observaciones angulares acimutales fue 6^{cc} .

El software utilizado para el ajuste fue Microsearch Geolab 2001, utilizado ampliamente por la mayoría de las agencias internacionales en geodesia.

3. 3. Ajuste conjunto (GPS y observaciones angulares).

Finalmente, aplicando los pesos obtenidos en los ajustes independientes anteriores, se realizó una compensación conjunta, en la que también se pudieran detectar posibles inconsistencias entre ambas observaciones no detectadas en pasos anteriores.

Por último, se eliminaron algunas observaciones por presentar un residuo alto en el ajuste final, superior al crítico correspondiente al test Tau.

En la figura 5 se puede ver el gran volumen de datos del ajuste realizado, con casi 200.000 observables y 150.000 grados de libertad en el sistema de ecuaciones.

PARAME	TERS	OBSERVATIONS	
Description	Number	Description Mumber	I
No. of Stations	10994	Directions 100899	į
Coord Parameters Free Latitudes	29794 9936	Distances 3 Azimuths 0	
Free Longitudes	9936	Vertical Angles 0	i
Free Heights	9922	Zenithal Angles 72615	!
Fixed coordinates Astro. Latitudes	3188	Angles 0	ł
Astro. Longitudes	0	Height Differences 0	i
Geoid Records	12000	Auxiliary Params. 0	!
Direction Pars.	12006	2-D Coords. 0	ł
Scale Parameters	0	3-D Coords. 0	i
Constant Pars.	0	3-D Coord. Diffs. 19470	
Translation Pars.	ő		ł
!!!		1	1
 Total Parameters	41800	 Total Observations 192987	
	Degrees of H	reedom = 151187	

Figura 5. Parámetros y observables del ajuste conjunto.

4. ESTADÍSTICAS Y RESULTADOS.

Del ajuste final se obtuvieron coordenadas (geográficas y UTM en el huso correspondiente), así como desviaciones estándar y elipses de error (95% de confianza) para todos los vértices de la red. Esta información (parámetros de fiabilidad de las coordenadas de cada vértice geodésico) se suministra junto a las coordenadas en las fichas y listados correspondientes, ya que es un dato que puede ser muy útil al usuario que está apoyándose en la red geodésica, según el tipo de trabajo y la precisión requerida para el mismo.

Las coordenadas planimétricas del ajuste en ETRS89 apenas han sufrido variación respecto al ajuste del 2008, con desviaciones estándar promedio para aquellos vértices con observación clásica de 3,7 cm, siendo el semieje mayor promedio de las elipses de error (95% confianza) de 9.7 cm. En el caso de los 1223 vértices con observación GPS, los valores anteriores quedan reducidos a 0.6 cm y 1.4 cm respectivamente.

En el caso de la altimetría, al introducir la corrección por desviación de la vertical en los ángulos cenitales, el cálculo mejora considerablemente y por tanto también hay cambios sustanciales en los valores de altitud elipsoidal, respecto al cálculo de 2008, con incidencia especialmente importante en aquellas zonas con un valor de desviación de la vertical considerable, donde el gradiente de ondulación del geoide es grande (por ejemplo, Valle del Guadalquivir, cornisa Cantábrica, Pirineos y Sistemas Ibérico y Central). Como se ha dicho antes, la diferencia es inapreciable en las zonas donde hay observación GPS conjuntamente con cenitales, ya que el peso de los observables GPS eclipsa a las observaciones cenitales (Cataluña, Navarra, Baleares...).

En este ajuste en altimetría la desviación estándar promedio es de 4.5 cm para los 8700 vértices con observaciones cenitales, y el error vertical promedio -al 95 % de confianza- es de 8.8 cm (en 2008 fue de 19.4 cm). Es decir, se ha conseguido reducir el error altimétrico de los vértices sin observaciones GPS a la mitad. Además, el 81% de los vértices tienen una elipse de error menor que 10 cm (figura 6).

En el caso de los 1222 vértices con observables GPS, la desviación estándar promedio resultante es de 1.2 cm y la elipse de error promedio de 2.3 cm (figura 7).



Fig. 6. Histograma de elipses de error vertical (95% conf) en vértices con sólo cenitales.



Fig. 7. Histograma de elipses de error vertical (95% conf) en vértices con GPS y cenitales.



Fig. 8. Distribución de las elipses de error vertical.

5. CONCLUSIONES.

Se ha realizado el nuevo ajuste de la Red Geodésica de España en ETRS89 constriñendo a la red REGENTE con observaciones clásicas angulares e incluyendo observaciones GPS adicionales,

obteniendo una precisión final mejor que 0,1 m en planimetría y altimetría (altitudes elipsoidales). En los más de 1.200 vértices geodésicos en los que se han incluído observaciones GPS los resultados han sido notablemente mejores.

Se ha obtenido un nuevo juego de altitudes ortométricas de ROI, más consistentes con REDNAP, a través del modelo de geoide EGM08-REDNAP y potencialmente, más precisas que las anteriores.

En la figuras 9 y 10 se pueden ver las diferencias de altitudes ortométricas con respecto a los valores que han existido durante casi 30 años. Los tonos claros corresponden a aquellos vértices cuya variación está dentro de lo normal dada la precisión nominal de las altitudes ortométricas de ROI anteriores (0.3 m), lo cual corresponde al 68% de los vértices. Entre 0.3 y 0.6 m de diferencia estarían un 25% más de los vértices y finalmente, sólo un 7% de la ROI tendría un cambio en las altitudes ortométricas mayor que 0.6 m.



Fig. 9. Diferencias en las altitudes ortométricas de ROI.

La distribución de las diferencias presenta, como era de esperar, cierto sistematismo que evoluciona de unas a otras partes del territorio.

La homogenización de un trabajo o levantamiento anterior con otro actual es posible al comparar los valores iniciales adoptados en aquel con los del nuevo ajuste para los "puntos datum". Si el área afectada es pequeña, la corrección se limitará a una traslación de alturas, y si la extensión territorial es mayor podría resumirse a un plano desplazado verticalmente con dos ligeras inclinaciones N-S y E-O.



Fig. 10. Histograma de diferencias en la altitud ortométrica de ROI.

6. AGRADECIMIENTOS.

Agradecemos la colaboración a todas aquellas instituciones que han cedido sus observaciones GPS al IGN para realizar el ajuste conjunto de la red:

- Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC).
- Gobierno de Navarra (Dir. Gral. de Obras Públicas).
- SITIBSA (Islas Baleares).
- Instituto Cartográfico Valenciano (ICV) y Comunidad de Valencia.

También a todos aquellos I. T. Topografía del Instituo Geográfico Nacional que durante dos décadas han estado trabajando en la Red Geodésica Nacional, por el alto valor y calidad de las observaciones.

7. REFERENCIAS.

- Cano, M. A., Talaya, J., Termens, A., Quirós, R., Revuelta, L., Sobrino, J. A. S. (2006): Ajuste de la Red Geodésica de Orden Inferior R.O.I. de Cataluña en ETRS89. 5^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. Febrero 2006.
- Quirós Donate, R., Barbadillo Fernández, A., Regidor Gutiérrez, J.L, Sanz Megía, J.M., Cano Villaverde, M.A., Prieto Morín, J.F. (2002): El Proyecto REGENTE. 3^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Valencia, 2002.
- Sánchez Sobrino, J.A., Cano Villaverde, M.A., Revuelta Villeras, L., Quirós Donate, R. (2008): Ajuste de la Red Geodésica de España (ROI) en ETRS89. Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía, Vol. 25, N° 144-145, 2008.
- Sánchez Sobrino, J. A. (2009): El nuevo modelo de geoide para España EGM2008-REDNAP. Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía, Nº 155, 2009.

Torge, W. (1991): Geodesy. 2ª edición. Ed. Walter de Gruyter. Nueva York - Berlín.

El modelo combinado de geoide EGM2008-REDNAP The combined geoid model EGM2008-REDNAP

Jose Antonio Sánchez Sobrino, Antonio Barbadillo Fernández, Adolfo Dalda Mourón

Instituto Geográfico Naciona, Avda.General Ibañez de Ibero, 3, 28003, Madrid, jassobrino@fomento.es

SUMMARY

Obtaining orthometric heights derived from GNSS techiques require to use a serie of points with well known orthometric altitude and perform a local model to interpolate or to have a geoid model with the required precision. However, to use gravity models, they must first be adapted to existing vertical datum. This article summarizes the work done in order to adapt the most recent world gravity model EGM2008 to the Vertical Reference System in Spain materialized by the High Precision Levelling Network (REDNAP). In this sense a surface correction has been computed by the minimum curvature algorithm using the double set of elevations (orthometric and ellipsoidal heights) of about 13700 REDNAP benchmarks. Finally, it has been estimated an absolute accuracy of 3.8 cm tested in the final model on distant points that have not been used in a first estimation and a relative accuracy of about 2 parts per million.

1. INTRODUCCIÓN.

Actualmente, con las técnicas GNSS es fácil obtener coordenadas con precisión suficiente para todo tipo de aplicaciones geodésicas y topográficas incluso trabajando a distancias relativamente grandes. La red geodésica de estaciones permanentes (ERGNSS) y la Red Geodésica Nacional por Técnicas Espaciales (REGENTE) proporcionan un marco homogéneo y preciso para la geodesia nacional en el nuevo sistema European Terrestrial Reference System 89 (ETRS89). Asimismo, la mayor parte de las Comunidades Autónomas han desplegado redes de estaciones permanentes GNSS en su territorio con coordenadas en un sistema de referencia absolutamente compatible con los marcos de las redes nacionales del Instituto Geográfico Nacional y con la suficiente densidad de estaciones como para poder ofrecer a los usuarios correcciones diferenciales de fase, de tal forma que estos pueden obtener precisiones de unos pocos centímetros en tiempo real.

Según el Real Decreto 1071/2007 para el cambio de sistema geodésico de referencia en España, ETRS89 y REGCAN95 son los nuevos marcos en los que se debe compilar toda la información geodésica, topográfica y cartográfica. Asimismo, en el Artículo 4, se establece que "el Sistema de Referencia Altimétrico tomará como referencia el nivel medio del mar Mediterráneo en Alicante para la península y las respectivas referencias mareográficas locales para el resto de los territorios. En todos los casos, el sistema altimétrico queda materializado por la nueva Red Española de Nivelación de Alta Precisión (REDNAP) con altitudes ortométricas Helmert (H)".

Tanto la red de estaciones permanentes ERGNSS como REGENTE tienen altitudes elipsoidales (h) sobre ETRS89 bien determinadas y por tanto el usuario también puede calcular altitudes sobre el elipsoide con sistemas GNSS. Sin embargo, el problema surge a la hora de transformar estas altitudes elipsoidales en altitudes ortométricas, que, obviamente, tienen una aplicación más práctica en topografía y cartografía.

La relación entre ambas es bien conocida por todos, denominada ondulación del geoide, o separación entre geoide y elipsoide en un punto tomada sobre la normal al geoide.

A partir de la figura 1 se puede aproximar (las normales al geoide y al elipsoide no son coplanarias debido a la curvatura de la línea de la plomada respecto a la normal al elipsoide) y obtener la relación entre ambas altitudes:

N = h - H

En el caso de España, N es siempre positiva con respecto al elipsoide de referencia SGR80 usado en ETRS89, si bien en todo el globo

adquiere valores positivos o negativos que en general no superan los 100 m (figura 2).



Fig. 1. Relación entre geoide y elipsoide.

Es por tanto imprescindible cuando se trabaja con GNSS disponer de un modelo de geoide con la suficiente precisión relativa para convertir incrementos de altitud elipsoidal en incrementos de altitud ortométrica, ya que la altimetría que se obtiene, por principio, es sólo la elipsoidal.

Ahora bien, los modelos de geoide gravimétricos raramente se ajustan de manera exacta con la superficie de referencia vertical legal en cualquier país. Este ajuste debe hacerse con puntos de la red de nivelación de precisión en los que además de la altitud ortométrica, se haya observado la altitud elipsoidal mediante GPS. De esta forma que se tendrán dos estimaciones del modelo geoidal (Featherstone, 1998):

1. Un modelo de geoide puramente gravimétrico, para su uso en geodesia, oceanografía y geofísica (Vanicek et al, 1994), definido como una superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre (W_0 = constante) y que sensiblemente coincide con el nivel medio de los oceános a escala global.

2. Un conjunto discreto de ondulaciones como separación entre la superficie de referencia vertical legal y el elipsoide WGS84, cuyo uso queda restringido a la conversión directa de altitudes GPS a ortométricas referidas a dicha superficie. Este segundo modelo ya no debería llamarse estrictamente un modelo de geoide, ya que pierde la condición de superficie de referencia equipotencial, pero sí permite correlacionarlo con el modelo gravimétrico para obtener una solución más ajustada entre unas observaciones y otras.

En teoría, el segundo modelo, si está construido sobre la base de una superficie de referencia con altitudes ortométricas, no debería perder la condición de potencial W_0 = constante, ya que estas altitudes están derivadas de cotas geopotenciales.

La solución del modelo de geoide gravimétrico proporciona una detallada información, pero presenta deficiencias en las longitudes de onda largas (Sideris y She, 1995). Por el contrario, la combinación GPS y nivelación tiene una precisión relativamente homogénea y es más real a largas distancias, por lo que esta fuente de datos proporcionará una superficie donde el GPS definirá el control vertical en las longitudes de onda largas mientras las ondulaciones de longitudes de onda medias y cortas se obtienen con la ayuda del modelo de geoide gravimétrico, especialmente en regiones donde no existen datos GPS y en el presente caso, a distancias relativamente alejados de las líneas de nivelación REDNAP.

2. EL NUEVO MODELO GEOPOTENCIAL EGM2008.

En España, el primer modelo de geoide gravimétrico con suficiente precisión fue IBERGEO95 (M. Sevilla), publicado en 1995. Este modelo fue escalado y llevado al sistema de referencia vertical de España mediante unos 200 puntos dobles de la antigua Red de Nivelación de Alta Precisión (RNAP), en los cuales se había hecho observación GPS durante la campaña REGENTE.

Desde entonces han aparecido nuevos modelos de geopotencial mucho más precisos, nuevos modelos digitales del terreno para las correcciones topográficas, sobre todo en zonas marinas y más datos de anomalías de gravedad.

En 2006 el mismo autor publicó un modelo más preciso teniendo en cuenta estas variables denominado IBERGEO 2006 (Sevilla, M.J., 2006), realizado con más de 200.000 datos de gravedad y a partir del modelo geopotencial EIGEN-CG03C publicado por el GeoForschungsZentrum de Potsdam (GFZ), con datos obtenidos de la misión CHAMP. El modelo geopotencial usado corresponde a un desarrollo en armónicos esféricos completo hasta grado y orden 360.

En 2005, V. Corchete (Universidad de Almería) publicó también un modelo gravimétrico (IGG2005), basado en el modelo geopotencial EIGEN-CG01C de la misión CHAMP, con datos gravimétricos de casi 180.000 puntos procedentes del National Geophysical Data Center (NGDC), Bureau Gravimetrique International (BGI) y el United States Geological Survey (USGS) y datos altimétricos de STRM90M (Modelo digital del terreno a escala global de 90 m de resolución).

En 2008, un nuevo modelo geopotencial ha sido publicado por el National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team, el Earth Gravitational Model 2008, EGM2008 (Pavlis et al, 2008). Este modelo gravitacional (figuras 2 y 3) es un desarrollo completo en armónicos esféricos hasta grado y orden 2159 y contiene coeficientes adicionales extendidos hasta grado 2190 y orden 2159 (www.nga.mil), lo cual implica que registra el campo gravitatorio hasta aproximadamente 20 km de longitud de onda. Este modelo ha sido elaborado con anomalías de gravedad a partir de una rejilla de 5' x 5', cuyos datos proceden de diferentes fuentes, sobre todo misiones altimétricas (GRACE).



Figura 2. Modelo mundial EGM2008 (Fuente: http://earth-info.nga.mil)

EGM2008 es el modelo a escala mundial más completo y preciso obtenido hasta el momento. Está disponible en forma de malla de 1' x 1' y de 2.5' x 2.5', incluso en formato GIS de ESRI, con valores de ondulación sobre WGS84. Un test con datos GPS/nivelación de más de 12.000 puntos a nivel global ha demostrado que la precisión de EGM2008 en desviación estandar se encuentra en el orden del decímetro y mucho mejor en precisión relativa, mejorando con mucho los modelos globales que había hasta el momento (se prevé que la misión GOCE aporte datos aún más completos y fiables). Estos errores están computados a nivel global, por lo que sería necesario una estimación más precisa en una determinada zona con otros datos independientes.



Fig. 3. EGM 2008 en Península y Baleares.

Una comparación similar ha sido realizada recientemente en la Comunidad Valenciana utilizando 223 señales REDNAP con los modelos geopotenciales EGM96 y EIGEN-CG03C, así como con los modelos de geoide EGG97, IGG05, IBERGEO2006 y GCV07 (Martín, A. et al 2008), con resultados muy parecidos en cuanto a desviación estándar (0.106 m).

3. ADAPTACIÓN DE EGM2008 AL SISTEMA DE REFERENCIA VERTICAL EN ESPAÑA.

3.1. El proyecto REDNAP.

El proyecto REDNAP (Red Española de Nivelación de Alta Precisión) constituye la nueva red altimétrica de España, realizada entre los años 2000 y 2008. Está constituida por unas 25.000 señales dispuestos a lo largo de líneas, con una separación media entre los

puntos de 1000 metros, configurando una red de unos 18000 kilómetros. La red ha sido observada con técnicas de nivelación de alta precisión en cuanto a la medición de desniveles geométricos, según unas estrictas prescripciones. Se han realizado medidas de gravedad con gravímetros Lacoste & Romberg partiendo de bases cercanas con itinerarios cerrados para ajuste de la deriva instrumental.

Desde 2008 se están llevando a cabo campañas de densificación de REDNAP, con 34 nuevas líneas (unos 3200 km más) con el objetivo de que ningún polígono supere los 400 km de perímetro (proyecto ampliación REDNAP).

La compensación la red se ha realizado en cotas geopotenciales, como red libre, apoyada en el punto origen NP1 (Alicante), obteniéndose las altitudes ortométricas en función del resultado de geopotenciales, con unos vectores de error máximos en el ajuste (95% confianza) de 8 cm en las zonas más alejadas de NP1 (Galicia y Gerona), con una precisión relativa media de 0.16 ppm (Barbadillo, A. et al, 2008).

De acuerdo con la tendencia actual en la definición de datums verticales en todo el mundo, el ajuste podría hacerse fijando las estaciones mareográficas con datos de nivel medio disponibles en toda la península, pero la diferencia entre el Mediterráneo y el Cantábrico hace que se tenga que deformar la red. La última diferencia medida entre el mareógrafo de Alicante y el de La Coruña medida a través de REDNAP es de 0.287 m (con una elipse de error 95% de confianza en Coruña inferior a 8 cm).



Fig. 4. Nodos REDNAP y vectores de error resultantes del ajuste (95% confianza).

Después de realizar una comparación detallada en puntos de GPS y nivelación de precisión con los modelos de geoide disponibles, se llegó a la conclusión que EGM2008 era el que mejor se adaptaba de manera relativa al Sistema de Referencia Vertical en Península y Baleares, materializado por la Red Española de Nivelación de Alta Precisión, aunque existe un "offset" o desplazamiento medio de 56,1 cm (N_{EGM2008} - N_{REDNAP}), debido a la diferencia entre el potencial correspondiente al nivel medio del Mediterráneo en Alicante y el potencial W_0 adoptado por EGM2008. Este desplazamiento se calculó con los valores de ondulación de todas las señales válidas como valor medio de diferencia entre REDNAP y EGM2008.

Es necesario por tanto, para su uso práctico, la adaptación de EGM2008 a REDNAP, utilizando puntos con doble juego de altitudes (elipsoidal y ortométrico). La idea es ajustar la superficie de

ondulaciones dada por un geoide gravimétrico (EGM2008) a las observaciones realizadas sobre REDNAP, de tal forma que el modelo resultante disponga de ondulaciones sobre el sistema de referencia materializado por el datum vertical en España. Como se ha dicho anteriormente, en sentido estricto, el modelo resultante es relativo a la que se podría llamar "Superficie de Referencia Vertical", pero desde el punto de vista práctico, es la superficie necesaria para convertir altitudes GPS en ortométricas.

Iniciativas semejantes han sido llevadas a cabo mediante la adaptación de geoides gravimétricos al datum vertical con datos GPS en las redes de nivelación en Estados Unidos: GEOID03 (Milbert, 1995) y GEOID09 (Roman et al, 2009), en Francia (Jiang y Duquenne, 1996), en Australia, AusGeoid98 (Featherstone et al, 2002 y Fotopoulos, G., 2002), Canadá (Fotopoulos, G. et al, 1999), Bélgica (Duquenne, H. et al, 2004), Alemania (Denker, H. et al, 1999), incluso para toda Europa (Denker, H. et al, 1998), etc. Estos son sólo unos ejemplos de los innumerables trabajos realizados en este sentido en todo el mundo.

3.2. Fuentes de datos.

Con la finalidad de dar coordenadas ETRS89 a las señales de REDNAP, en casi todas ellas se ha observado además GPS, utilizando como bases vértices geodésicos de la red REGENTE. El método de observación ha sido "estático rápido", siendo la distancia de las líneas base o distancia entre el vértice REGENTE y la señal REDNAP, por lo general, menor de 20 km. El tiempo medio de observación de cada señal fue de unos 10 minutos.

Las altitudes elipsoidales obtenidas adolecen de los defectos inherentes al método empleado, a la ubicación del punto –idónea para la red de nivelación pero en múltiples ocasiones inapropiada para observación GPS-, estacionamiento no estricto y a otras causas de error. Por esta razón, no todos los puntos REDNAP han sido observados con GPS. No en todos aquellos donde se ha intentado la observación GPS, el resultado ha sido satisfactorio (por ejemplo, señales de nivelación empotradas en edificios con un horizonte muy limitado). Salvadas estas puntualizaciones, se puede afirmar que se dispone de un número considerable de observaciones que permiten una estimación de la ondulación del geoide por diferencia entre la altitud ortométrica y la altitud elipsoidal así obtenidas.

Por otro lado, el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC), también observó casi 300 puntos REDNAP en RTK utilizando su red de estaciones permanentes GNSS. Con estas observaciones se ha podido realizar una contrastación con los datos observados por el IGN en estático rápido desde REGENTE y así verificar su concordancia, facilitando la depuración de datos en esa región.

Recientemente se ha iniciado un proyecto de ampliación de REDNAP, pero la observación GPS ha seguido un criterio más estricto, cambiándose el estático rápido de 10 minutos por un estático de 30 minutos, eligiendo escrupulosamente aquellas señales con buenas condiciones para la observación GPS (buen estacionamiento, horizonte despejado, no multipath...). El estacionamiento en en estos casos ha sido mediante jalón de altura fija con nivel esférico sujetado mediante trípode con pinza, de tal forma que se garantiza de forma estricta la altura de antena sobre la señal. En lugar de observar todos los puntos, cada kilómetro, innecesario para la finalidad que nos ocupa, se observa una señal cada cinco, normalmente una señal principal. De esta forma se tienen a lo largo de la línea de nivelación coordenadas ETRS89 y altura elipsoidal cada cinco kilómetros, pero con una fiabilidad considerablemente mayor que en la observación estático rápido. La longitud de la líneabase sigue siendo como máximo de 20 kilómetros, con estación de referencia en un vértice REGENTE.

Por otro lado, la observación de REGENTE se realizó siempre en bloques de nueve vértices geodésicos y dos clavos de la antigua red de nivelación (RNAP) cercanos entre ellos y a uno de los nueve vértices del bloque, de tal forma que estas señales tenían doble juego de altitudes (elipsoidal y ortométrica), con la finalidad de transferir altitud ortométrica a uno de los vértices REGENTE del bloque. Precisamente estas señales son las que sirvieron para hacer el escalado de IBERGEO95, denominadas "apoyos de nivel de REGENTE".

De esta forma se contaba con unos 200 puntos dobles más con seis horas de observación GPS a menos de 5 km de un vértice REGENTE. El problema en este caso es que las señales de nivelación corresponden a la antigua red de nivelación de alta precisión, cuyo datum difiere ligeramente y en una cantidad variable espacialmente de la moderna REDNAP. En algunas zonas esta diferencia es de unos pocos centímetros, pero en otras, sobre todo en el norte, la diferencia llega hasta los 14 centímetros, por lo que, en principio, no se puede dar por válida la altitud ortométrica de estas señales. En un próximo proyecto se integrarán las líneas antiguas que aún tienen suficiente número de señales sin destruir, en la nueva REDNAP.

Sin embargo, existen muchas señales comunes entre una y otra red (unas 3.000), con lo cual para la mayoría de las señales de nivelación REGENTE se ha podido establecer una conexión entre la antigua y la nueva REDNAP, adoptando un valor de altitud ortométrica en estas señales referidas al nuevo datum altimétrico. De esta forma, finalmente se han obtenido unos 125 puntos dobles válidos para el presente trabajo.



Fig. 5. Señales REDNAP antiguas y apoyos de nivel de REGENTE.

Otros datos que se han usado para construir la superficie de corrección a EGM2008 han sido los datos aportados de Portugal y Francia (por debajo del paralelo 44°) para el proyecto de densificación del European Unified Vertical Reference Network (EUVN_DA) de EUREF. Estos puntos pertenecen o están conectados a la red de nivelación de precisión de cada país y han sido escrupulosamente observados con GPS, de tal forma que estos datos han servido para establecer el EUVN (EVRS2000) y escalar el modelo de geoide europeo EGG97 (Kenyeres et al., 2006).

3.3. Depuración de los datos.

La aportación más numerosa la hacen los datos estático rápido de REDNAP, aunque también es cierto que, por numerosos motivos (escaso tiempo de observación, defectuoso estacionamiento en las señales, pobre horizonte GPS...), la precisión en estos puntos ha de ser necesariamente menor y por tanto es imprescindible la exhaustiva depuración de los datos y la evaluación de su calidad, tarea que ha sido sin duda la más costosa en tiempo, dado el gran volumen de datos, ya que se ha hecho estático-rápido en casi 17.000 señales.

Es obvio que el error que se pudiera tener en las señales es exclusivamente debido a la altitud elipsoidal observada con GPS, ya que el valor de altitud ortométrica está observado con nivelación de alta precisión (tolerancia $1.5\sqrt{k}$ mm), con nodos perfectamente compensados y en las que si hubiera algún error en la nivelación, hubiera sido detectado por diferentes métodos. Por lo tanto, la depuración se hizo siempre sobre la altitud elipsoidal.

Una primera depuración se hizo eliminando aquellos puntos en los que no fue posible resolver ambigüedades de fase (en L1 para lineasbase < 5 km y libre ionosfera para líneasbase > 5 km). En algo más de 500 señales no se pudieron resolver ambigüedades, por lo que la solución, a priori, tuvo que ser rechazada.

La segunda depuración se llevó a cabo analizando la tendencia en la ondulación del geoide entre señales consecutivas, ya que, salvo excepciones, el valor de ondulación observada (GPS-nivelación) debería seguir una tendencia uniforme entre señales que, normalmente, están separadas tan sólo un kilómetro, distancia en la que la variación de ondulación del geoide, debe ser bastante suave. Para analizar la idoneidad de una señal se observaron los valores de las señales anteriores y posteriores, elaborando gráficas con líneas de tendencia y eliminando aquellas señales con un sesgo superior a 0,08 m respecto a la tendencia marcada por las señales cercanas.

La tercera depuración, muy similar a la anterior, y en la que se pudieron refinar aún más los datos, consistió en observar en cada línea de nivelación las diferencias entre la ondulación observada y la ondulación dada por EGM2008 (aplicando el desplazamiento entre ambas superficies de 56.1 cm), de tal manera que la diferencia entre las dos superficies se modeló en cada línea de nivelación con un polinomio de grado 5 que se adapte a la tendencia. En una línea continua donde aproximadamente cada kilómetro (a veces más) se tiene la diferencia entre ondulación observada y ondulación del modelo, la variación de estas diferencias debería responder a una función suavizada, aunque a veces puede recoger irregularidades locales. Un salto de un dato respecto de esta función polinómica de tendencia indica que su altitud elipsoidal puede ser sospechosa, de tal manera que puede ser "razonablemente" eliminada. Con este criterio se eliminaron igualmente señales cuvo sesgo con respecto a la línea de tendencia era superior a 0,08 m.

El último criterio de validación de los datos fue mediante la validación cruzada de una superficie de mínima curvatura que se adaptara a los puntos. La técnica consiste en que para validar un punto cualquiera, se reconstruye la superficie de curvatura mínima sin tener en cuenta ese punto, y el valor resultante de la superficie se compara con el dato, de tal forma que se obtienen unos residuos. Lógicamente, y más con este juego de datos donde obviamente hay errores, aunque ya netamente más pequeños, es importante no forzar a que la superficie "pase" por los puntos.

De esta forma se obtuvieron los residuos de la validación cruzada para cada punto, de media cero (lógicamente, es un estimador insesgado) y se eliminaron aquellos puntos dato que "sobresalían" de la superficie calculada un valor absoluto de más de 6 cm, con lo que se eliminaron casi 400 puntos más. Una vez eliminados estos puntos, la desviación estándar resultante de los residuos de la validación cruzada fue de 2.6 cm, lo cual ya da una idea a priori de la calidad de los datos válidos utilizados.

Esta última depuración se realizó integrando ya todos los datos disponibles, aunque, obviamente, casi la totalidad de los datos

eliminados fueron procedentes de la observación GPS estático rápido. El número de datos finalmente válidos puede verse en la Tabla 1.

En el caso de Canarias, los únicos datos disponibles y utilizados han sido las señales REDNAP con "fast static".

En resumen, los datos depurados válidos y utilizados han sido:

Tabla 1. Fuentes de datos utilizados.

Denominación	Puntos	Obs. GPS	Tiempo obs.	Long. lineabase
REDNAP	12.268	Fast Static	~ 10 min.	< 20 km
Ampliación REDNAP	164	Estático	30 min.	< 20 km
Apoyos niv. REGENTE	251	Estático	6 horas (2 sesiones)	< 5 km
REDNAP Canarias	963	Fast Static	~ 10 min.	< 20 km
EUVN_DA Portugal & Francia	55	Estático	Variable	Variable



Fig. 6. Datos utilizados (Península y Baleares).



Fig. 7. Datos utilizados (Canarias).

Con estos datos, el objetivo es evaluar las diferencias entre las ondulaciones observadas y las obtenidas por el modelo EGM2008 (con el offset de 0.561 m). De esta forma se pudo construir una "superficie de correcciones" para sumar al modelo gravimétrico y obtener un modelo de geoide "corregido" por REDNAP y adaptado por tanto al datum vertical en España.

Los estadísticos para las diferencias evaluadas con los datos depurados en la península fueron:

Min: -0.225 m
Max: 0.193 m
Media: 0.000 m
Desv. estándar: 0.056 m

Como se puede ver en la desviación estándar de las diferencias de los puntos dato respecto a EGM2008, el ajuste del doble juego de altitudes REDNAP / GPS se encuentra por debajo de 0.1 m en el 93% de los puntos (fig. 8).



Fig. 8. Histograma de los valores de corrección a EGM2008 (península).

3.4. Calidad de los datos.

Dada la naturaleza de la mayor parte de los datos (estático rápido), es importante plantear cual es la precisión que van a tener estos datos y evaluar así la precisión final en la superficie de corrección de EGM2008.

La superficie de corrección pretende adaptar el modelo de geoide a la superficie de referencia vertical oficial en España (REDNAP), ya que es el "Datum" al cual se quiere referir el modelo de geoide resultante. En este hipotético caso, los posibles errores en la ondulación del geoide provienen de la altitud elipsoidal, que a su vez procede de REGENTE, ya que siempre se han adoptado como referencia los vértices de esta red para obtener la altitud elipsoidal. De esta forma, la superficie resultante (llamémosla EGM2008-REDNAP) está acorde con ambos marcos legales de referencia en altitud (REGENTE - REDNAP).

La desviación estándar resultante de la validación cruzada (2.6 cm) puede ser un buen indicador de la precisión en la altitud elipsoidal de los puntos dato, aunque podría considerarse optimista.

Por otro lado, se cuenta con 251 puntos con una altitud elipsoidal muy precisa (apoyos REGENTE), ya que son clavos de nivelación de la antigua Red de Nivelación de Alta Precisión que fueron observados durante la campaña REGENTE en dos sesiones de tres horas cada una desde un vértice REGENTE situado siempre a menos de 5 kilómetros. Como se ha comentado anteriormente, estas señales tuvieron que ser referidas en altitud ortométrica al nuevo marco REDNAP para ser válidas. Algunas de estas señales pertenecen también a la nueva REDNAP, ya que entre la antigua red y la nueva hay unas 2.000 señales comunes. Además, concretamente en 52 señales REDNAP que habían sido apoyos de nivelación REGENTE (6 horas de observación GPS con línea-base < 5 km) se había observado GPS estático rápido en REDNAP. Así, la comparación de la altitud elipsoidal REGENTE y la altitud elipsoidal de estático rápido proporciona una excelente manera de evaluación de calidad de los datos.

La comparación entre estos dos juegos de altitudes elipsoidales se puede ver en el siguiente histograma de diferencias (figura 8).



Fig. 9. Histograma de diferencias REGENTE - fast static REDNAP.

El histograma de las diferencias entre $h_{REGENTE}$ y h_{REDNAP} es insegado (promedio de -0.002 m), pero presenta dos puntos, ubicados en la misma zona, con diferencias de 10 cm (Hoja MTN 636, puntos 636A y 636B) cuya altitud ortométrica (no elipsoidal) en la antigua red de nivelación de precisión es probablemente errónea, ya que los puntos fast-static cercanos presentan la misma ondulación del geoide.

La diferencia es inferior a los 4 cm en 42 de los 52 puntos analizados (81%), con un promedio en valor absoluto de las diferencias de 2,3 cm y una desviación estándar de 3,7 cm, cantidad que en las desviaciones típicas de las funciones polinómicas anteriormente comentadas ya se veían.

3.5. Obtención de la superficie de corrección y aplicación a EGM2008.

Para la obtención de los modelos de geoide válidos para España se obtuvieron dos ficheros de ondulación EGM2008 (uno para Península, Baleares, Ceuta y Melilla y otro para Canarias), con un paso de malla de 1' x 1' con los siguientes límites:

• Península, Baleares, Ceuta y Melilla:

Longitud:	9° 30' W - 4° 30' E
Latitud:	35° N - 44 ° N

• Canarias:

Longitud: 18° 30' W - 13° W Latitud: 27° 30' N - 29° 30' N

Con estos modelos gravimétricos se obtuvieron valores de ondulación EGM2008 para los 12700 puntos de la península y los casi 1000 puntos de Canarias, obteniendo unas diferencias entre los valores observados y los calculados por el modelo, diferencias que darán una superficie de corrección y adaptación a REDNAP de EGM2008 gravimétrico.

En el caso del modelo para Península y Baleares, las diferencias obtenidas (teniendo en cuenta el offset de 56.1 cm anteriormente citado) fueron en la península un máximo de 19.3 cm y un mínimo de -22.5 cm, mientras que en Baleares el comportamiento de las diferencias era siempre con signo negativo, un mínimo de -25.3 cm y un máximo de -2.0 cm, con un promedio aquí de -14.7 cm, es decir, una amplitud de 0.23 m. El comportamiento era similar en las cuatro islas del archipiélago, lo cual indica que el datum altimétrico entre las diferentes islas es bastante homogéneo y además el datum del archipiélago es más similar al potencial W_0 adoptado por EGM2008 (desplazamiento medio de 41.4 cm).

La desviación estándar tan pequeña del modelo gravimétrico hizo en principio plantearse si era necesaria una superficie de corrección o simplemente sería suficiente tener en cuenta el offset para obtener una superficie modelo que se adaptara al marco altimétrico legal. Sin embargo, las diferencias observadas presentan sistematismos en algunas líneas o zonas que alcanzan el orden decimétrico y hasta de 0,2 m, lo que justifica en algunas zonas, hace que se planteara construir una superficie de correcciones que corrija estas diferencias y obtener un modelo más preciso.

En el caso de Canarias, las diferencias respecto al modelo en las diferentes islas varían mucho, sin duda debido a que los datum altimétricos entre ellas son bastante heterogéneos. Existen islas que tienen referencia mareográfica con una cierta historia, bien definida por una estación mareográfica, y otras en las que no existe ningún mareógrafo y tienen un nivel medio determinado en la década de los cincuenta con reglas de marea referidas a señales ya desaparecidas (El Hierro y La Gomera).

Dentro de cada isla, la amplitud en las diferencias observadas es bastante reducida, como máximo del orden de 0.2 m, excepto en el caso de Tenerife, donde alcanza los 0.3 m, aspecto que puede ser explicable por el relieve de la isla y por tanto, factores isostáticos en la determinación del modelo gravimétrico.

En cualquier caso, el cálculo de una superficie de corrección en el caso de las Islas Canarias, debe hacerse de modo independiente para cada isla, de tal manera que los diferentes orígenes de altitudes no tengan influencia sobre otra isla cercana.

La elección del algoritmo para generar la superficie de corrección, aunque es una cuestión importante, se ha comprobado que no tiene apenas influencia en el resultado final, dado que los valores de corrección son bastante pequeños.

Una cuestión importante que condiciona la elección del algoritmo es la distribución de los puntos dato, ya que si bien el número de puntos de la superficie de corrección es bastante elevado (unos 12.700 para la península y Baleares y casi 1.000 puntos para las Islas Canarias), la distribución, obviamente, es muy irregular, a lo largo de las líneas de nivelación de REDNAP. Si esta cantidad de puntos estuviera regularmente distribuida sobre la superficie del territorio (pensemos, por ejemplo, en la red geodésica ROI), la elección de un algoritmo para calcular la superficie de corrección sería una cuestión sin importancia, ya que cualquiera daría excelentes resultados.

La mayoría de las experiencias llevadas a cabo en otros países para la combinación de un geoide gravimétrico con datos GPS / nivelación de precisión, se han realizado mediante el método de colocación mínimo cuadrático (Denker, 1998, Milbert, 1995, Forsberg, 1998, Featherstone, 2000, etc), aunque normalmente se han realizado con pocos puntos en superficies bastante extensas (AUSGeoid-GPS-AHD en Australia o GEOID09 y GPSBM09 en EEUU, estos basados también en EGM2008). Otras técnicas probadas incluyen sólo un factor constante de corrección o bien una superficie con ángulos de inclinación o con ajustes polinómicos de segundo o tercer orden (Featherstone et al, 2002).

También han sido probados modelos paramétricos que tratan de modelar las diferencias entre el modelo gravimétrico y el geométrico mediante tres factores como tendencia (t), señal (s) y ruido (n) y un ajuste posterior mediante colocación mínimo-cuadrática (Duquenne et al, 1996).

Otros autores proponen primero una transformación Helmert con 4 parámetros que absorven cambio de datum y posibles errores tanto de nivelación como de GPS y de ondulación del geoide, estableciendo finalmente con las diferencias una colocación mínimo-cuadrática (Sevilla, M. J., 2006).

En cualquier caso, la mayor parte de los algoritmos utilizados para adaptar el modelo de geoide al datum vertical están basados en colocación mínimo-cuadrática, encontrando algunas variaciones, como el kriging. Sin embargo, la distribución tan irregular de los datos en REDNAP, a lo largo de líneas y con zonas relativamente extensas sin datos en el interior de los polígonos, hacen que la función covarianza en esas zonas tenga una difícil representación de los datos, por lo que la colocación mínimo-cuadrática es más difícil que resulte exitosa en este caso.

Debido a la dispersión nominal de los datos de corrección anteriormente discutida (desviación estándar de 3,7 cm), el interpolador que se necesita no debe de pasar por los puntos, sino simplemente ajustarse a ellos con una tendencia de la manera más suave posible. Por otra parte, debido a la gran densidad espacial de puntos a lo largo de la línea de nivelación, el algoritmo debe seguir la tendencia marcada, de tal manera que, aunque la precisión nominal del valor puede estar en ese orden, la superficie reconstruida sin pasar por los puntos dato puede resultar mejorada en su precisión final y, sobre todo, de acuerdo con la "superficie oficial de referencia".

Por otra parte, los valores de la superficie de corrección, bastante pequeños (93% por debajo de 0,1 m) y uniformes zonalmente, hacen que dicha superficie sea muy suave y represente pequeñas irregularidades locales cuando varios puntos en la zona así lo reflejan.

Hay otros algoritmos diferentes semejantes a la colocación mínimo cuadrática para generar la superficie de corrección y el resultado de las pruebas realizadas han sido bastante similares debido, como se ha dicho, a que las correcciones son pequeñas, si bien el que mejor cumplía todas las premisas anteriormente comentadas fue el algoritmo de superficies de mínima curvatura. Este algoritmo se basa en la "mecánica de la lámina delgada" de la teoría de la elasticidad, de tal forma que la lámina se deformaría bajo la acción de fuerzas perpendiculares a su superficie con un criterio de mínima curvatura posible, anulando los esfuerzos no tangenciales fuera de los "puntos dato". El algoritmo de mínima curvatura no es propiamente un interpolador, pero cumple la premisa, y por otro lado, genera la superficie más suave posible con el conjunto de datos disponible sin alterar las zonas periféricas sin datos. Se probó también el interpolador kriging, resultando menos apropiado por la distribución espacial de los datos, ya que las funciones variograma sólo se pueden generar en el sentido de las líneas de nivelación.

Los resultados numéricos para la elección del algoritmo fueron contrastados en puntos de ampliación de REDNAP (GPS de 30 minutos desde un vértice REGENTE a menos de 25 km). Es decir, se generó el modelo resultante con cada uno de los algoritmos probados sin tener en cuenta estos puntos test y se obtuvieron las diferencias entre el modelo resultante y la observación, la cual se considera más fiable que los puntos estático-rápido. Los resultados se pueden ver en el apartado siguiente.

La figura 10 muestra la superficie de corrección resultante mediante el algoritmo de superficie de mínima curvatura en Península y Baleares, no existiendo, como se puede apreciar, un sistematismo zonal con respecto al modelo de geoide en el sistema de referencia vertical dado por REDNAP.



Fig. 10. Superficie de corrección por mínima curvatura.



Fig. 11. Modelo final de geoide EGM2008-REDNAP.

4. EVALUACIÓN DE LA PRECISIÓN DEL MODELO EGM2008-REDNAP.

Teniendo en cuenta que las superficies altimétricas de referencia que están constriñendo el modelo final son REGENTE y REDNAP, es lógico que la precisión final del modelo con la superficie de corrección dependa en cierto modo de la distancia del punto considerado a las líneas de nivelación más cercanas.

Se ha realizado un chequeo del modelo sobre un total de 188 señales de la ampliación de REDNAP con el modelo EGM08-REDNAP obtenido sin la intervención de estos datos. Como se ha dicho anteriormente, en la ampliación de REDNAP, la observación GPS, que al fin y al cabo determina la calidad, fue de 30 minutos desde un vértice REGENTE situado a menos de 20 km de distancia, con estacionamiento estricto sobre la señal, de tal forma que la altitud elipsoidal pudo ser determinada con una precisión del orden de 2 - 3 cm, aunque este factor puede depender también del software y los parámetros de cálculo utilizados.

Los resultados de la comparación de ondulación del geoide observación - modelo pueden verse en la tabla 2. Hay que tener en cuenta que estas líneas recorren espacios vacíos de datos inicialmente en los que el punto dato más cercano puede estar a más de 50 km.

Línea REDNAP	Nº señales observadas	Diferencia promedio (m)	Desviación estándar (m)
813	12	0.031	0.038
822	17	0.017	0.021
823	18	0.052	0.030
824	16	0.028	0.036
825	18	0.027	0.033
827	19	0.052	0.059
829	23	0.059	0.031
830	16	0.026	0.034
831	19	0.050	0.032
832	14	0.050	0.061
833	16	0.035	0.045
Promedio	Total 188	0.038	0.038

Tabla 2. Resultados en señales ampliación REDNAP.

A la vista de los resultados, se puede afirmar que la desviación estándar y la diferencia promedio (en valor absoluto) entre los valores observados y los valores del modelo es de 0.038 m, habiendo sido el 80% de las diferencias inferiores a 0,05 m.



Fig. 14. Histograma de diferencias en ampliación de REDNAP.

Esto en lo que se refiere a la precisión absoluta del modelo. Pero la utilización práctica del modelo y su aplicación en trabajos GNSS en los que se requiera la altitud ortométrica hace que la evaluación de la precisión tenga que hacerse también en modo relativo, en tanto en cuanto se calcula la ondulación de un punto con respecto a otros en la zona de trabajo, dependiente de la distancia, por lo que es conveniente utilizar para ello el concepto de precisión relativa (en partes por millón).

En este sentido, también se han analizado las diferencias en la ampliación REDNAP respecto al modelo en cada una de las once líneas, comparando para ello las diferencias relativas entre las señales de cada línea, obteniendo una estimación de la precisión relativa de 2 ppm.

5. REFERENCIAS.

- Barbadillo, A., Sánchez Sobrino, J. A., de la Cruz, F., Quirós, R. (2008): Compensación preliminar de la nueva Red Española de Nivelación de Alta Precisión. 6ª Asamblea Hispano-lusa de geodesia y geofísica. Tomar, febrero 2008.
- Daniel R. Roman, Yan Ming Wang, Jarir Saleh, Xiaopeng Li (2009): National Geoid Height Models for the United States: USGG2009 and GEOID09. ACSM-MARLS-UCLS-WFPS Conference 2009, 20-23 feb. 2009. Salt Lake City.
- Denker, H. (1998): Evaluation and improvement of the EGG97 quasigeoid model for Europe by GPS and levelling data. Second Cont. Workshop on the Geoid in Europe, Rep. Finn. Geod. Inst. 98:4, 53-61, Masala,1998.
- Duquenne, H., M. Everaerts, P. Lambot (2004): Merging a Gravimetric Model of the Geoid with GPS/Levelling data: an Example in Belgium. International Association of Geodesy Symposia Gravity, Geoid and Space Missions. GGSM 2004 IAG International Symposium Porto, Portugal August 30 – September 3, 2004.
- Featherstone, W.E. (2000): Refinement of a gravimetric geoid using GPS and levelling data. Journal of Surveying Engineering, 126(2): 27-56.
- Featherstone, W.E. (1998): Do we need a gravimetric geoid or a model of the base of the Australian Height Datum to transform GPS heights?. The Australian Surveyor, 43(4): 273-280.
- Fotopoulos, G., C. Kotsakis and M.G. Sideris (1999): A new Canadian geoid model in support of levelling by GPS. Geomatica, 53(4): 53-62.
- Milbert, D.G. (1995): Improvement of a high resolution geoid height model in the United States by GPS height on NAVD 88 benchmarks. Bull. d'Informations 77 and IGeS Bull. 4, Special Issue, New Geoids in the World, 13-16, Milan, Toulouse.
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. (2008): An Earth Gravitational model to degree 2160: EGM2008. EGUgeneral Assembly 2008, Viena, Austria.
- Sevilla, M. J. (2006): IBERGEO_2006. 5^a Asamblea Hispano-lusa de geodesia y Geofísica. Sevilla, febrero 2006.

Análisis de observaciones en nuevas estaciones de marea gravimétrica en España Analysis of observations from new tidal gravimetry stations in Spain

J. Arnoso^(1,4), M. Benavent^(2,4), F. G. Montesinos^(2,4), M. S. Bos⁽³⁾

⁽¹⁾Instituto de Geociencias (CSIC,UCM). Facultad de C. Matemáticas. Plaza de Ciencias, 3, 28040, Madrid, jose.arnoso@csic.es

⁽²⁾Facultad de C. Matemáticas. Universidad Complutense de Madrid, Plaza de Ciencias, 3, 28040, Madrid

⁽³⁾CIIMAR Associate Laboratory. Rua dos Bragas, 289. 4050-123 Porto, Portugal

⁽⁴⁾Grupo de Investigación "Geodesia" UCM

SUMMARY

Analysis of continuous gravity measurements made in Spain during past years is presented. Our interest here is broadly on stations located in the south of the Iberian Peninsula, North Africa and the Canary Islands. Currently, the precision and the accuracy obtained after calibration of spring gravimeters, LaCoste & Romberg type, allow us to achieve a value of around 0.1 μ Gal (1 μ Gal = 10⁻⁸ ms⁻²), which is suitable to study the solid Earth tide phenomenon. We will focus on the precise modeling of the tidal gravity parameters, and on the most accurate correction of the ocean tide loading effects at those stations.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años, la gravimetría terrestre viene experimentado un gran avance que, en combinación con otras técnicas, facilita el desarrollo de numerosas aplicaciones en investigaciones geodésicas y geodinámicas. Las medidas continuas de gravedad permiten estudiar fenómenos geodinámicos relacionados con variaciones de altitud y/o con la distribución de masas subsuperficiales que perturban el campo gravitatorio terrestre.

En nuestro caso, la realización de medidas continuas de gravedad se enmarca en proyectos de investigación destinados a estudiar, entre otros objetivos, la redistribución de masas subsuperficiales y la respuesta elástica de la corteza terrestre en relación con fenómenos volcánicos y sísmicos, empleando para ello la señal gravimétrica residual. Para ello se necesita obtener el modelo experimental de marea gravimétrica, así como modelar los diferentes efectos perturbadores de la señal observada, oceánicos y atmosféricos principalmente, de la manera más exacta y precisa posible. Una de estas perturbaciones que trataremos en este trabajo es la de la carga oceánica que, por su magnitud, puede condicionar y modelar sustancialmente la señal gravimétrica observada. Una vez eliminado este efecto del océano en los residuales gravimétricos, el residuo final remanente puede ser susceptible de interpretación geofísica, en las diferentes frecuencias ondas de marea (e.g., Baker and Bos, 2003; Neumeyer et al., 2005).

Por otro lado, la buena calidad de los datos gravimétricos, necesaria en estas investigaciones, se consigue gracias a la mejora en la exactitud de la calibración de los gravímetros utilizados en estas observaciones. En los gravímetros relativos de muelles (e.g. tipo LaCoste&Romberg), un factor importante a considerar es la deriva y otros problemas instrumentales, que se pueden modelar normalmente con polinomios de alto orden (Riccardi et al., 2011).

Tras efectuar los análisis de las observaciones de marea gravimétrica, y calcular las correspondientes correcciones por carga oceánica, comentaremos los resultados obtenidos en un total de 8 estaciones distribuidas en la Península Ibérica, Norte de África y el Archipiélago Canario: en las islas de Lanzarote (estaciones CV y TIM), Tenerife (TP) y El Hierro (AU), en Melilla (ML), Algodonales-Cádiz (AL) y en Madrid (estaciones MF y VC) (Figura 1).

2. ANÁLISIS DE MAREA GRAVIMÉTRICA

Con el fin de obtener los respectivos modelos de marea gravimétrica para cada lugar de observación, el análisis de las observaciones lo hemos realizado utilizando la metodología desarrollada en el software VAV (Venedikov et al., 2003; 2005), basada en el método de análisis armónico con resolución por mínimos cuadrados. De esta manera se pueden obtener estimaciones independientes de la frecuencia en cada uno de los parámetros de marea (factores gravimétricos y desfasajes), modelar de una manera flexible la deriva, determinar el efecto de perturbaciones meteorológicas en la señal de marea, procesar datos con cualquier espaciado temporal y mejorar sustancialmente la precisión final mediante la búsqueda sistemática de errores en los datos durante el propio proceso de filtrado y análisis (e.g., Ducarme et al., 2008; Arnoso et al, 2011).



Figura 1 – Estaciones de medida continua de gravedad que se han considerado en este trabajo (círculos), junto con el resto de estaciones de la Red de Marea Gravimétrica (cruces). (Continuous gravity observing sites considered in this work (circles) together with the stations of the Spanish GravityTide Network(crosses).)

En nuestro caso, las observaciones se han realizado con gravímetros relativos de muelles, tipo LaCoste&Romberg (LcR), modelos G y Graviton-EG. La Tabla 1 muestra las coordenadas, períodos de observación y gravímetro utilizado en cada una de las estaciones. Los resultados del análisis de marea gravimétrica para los harmónicos principales, en las estaciones consideradas en este trabajo, se recogen en la Tabla 2.

3. CÁLCULO DE LA CARGA OCEÁNICA

Una de las principales perturbaciones en las medidas gravimétricas es el *efecto oceánico indirecto* (o simplemente *carga oceánica*). Para su determinación, este efecto puede descomponerse de esta forma:

i) El efecto gravitatorio de atracción que provoca el movimiento de las masas de agua oceánica, por la acción de las fuerzas lunisolares.

ii) El desplazamiento elástico que sufre la corteza terrestre debido a la deformación que se genera en el fondo oceánico, originada por el propio peso de la marea que, como consecuencia del gradiente vertical de la gravedad hace que ésta varíe.

ii) La variación de gravedad tras la consiguiente redistribución de masas que se origina en el interior de la Tierra, como consecuencia de los dos efectos anteriores.

Tabla 1 – Coordenadas geográficas, periodo de observación y gravímetro empleado en cada una de las estaciones (Geographic coordinates, period of observation and gravimeter used at the observing sites.)

	Lot	Long	Alt(m)	Dariad	LoD
	Lai	Long	Alt (III)	renou	LCK
CV	29°.16	-13°.44	37.0	1990/01/01-1997/09/30	G434
TIM	29°.00	-13°.75	381.0	2001/10/21-2009/04/27	G003
ТР	28°.22	-16°.62	2150.0	1998/12/23-1999/06/29	G665
AU	27°.71	-17°.99	950.5	2008/04/03-2008/09/22	EG1194
ML	35°.31	-2°.96	114.6	2010/03/10-2010/11/26	G933
AL	36°.88	-5°.41	355.5	2008/10/09-2009/04/03	EG1194
VC	40°.65	-4°.14	1212.4	2007/09/06-2008/01/29	EG1194
MF	40°.45	-3°.72	638.8	2005/01/20-2005/09/29	EG1194

Tabla 2 – Amplitud observada (A, en μ Gal), factor gravimétrico (δ) y desfasaje (α , local, en grados), para los armónicos principales O₁ y M₂ en los 8 lugares de observación. (Observed amplitudes (A), gravimetric factors (δ) and phase differences (α) for the harmonics O₁ and M₂ at the 8 observing sites. Amplitudes are given in μ Gal and phases (lags negative), in degree, are local.)

		0.			M.	
	Amp.	δ	α	Amp.	δ	α
CV	30.44	1.1526	-1.567	58.05	1.0143	2.230
	+0.02	+0.0007	+0.035	+0.01	+0.0002	+0.013
TIM	29.90	1.1363	-1.527	57.40	0.9998	1.797
	±0.02	±0.0007	±0.038	±0.01	±0.0002	±0.013
ТР	29.90	1.1561	-1.699	58.09	0.9965	0.148
	±0.04	±0.0017	±0.083	±0.03	±0.0006	±0.035
AU	29.57	1.1570	-1.910	58.10	0.9884	-1.197
	±0.03	±0.0012	±0.059	±0.02	±0.0004	±0.024
ML	33.83	1.1552	-0.238	57.07	1.1413	3.195
	±0.08	±0.0026	±0.131	±0.04	±0.0008	±0.042
AL	34.29	1.1502	-0.425	53.75	1.1188	4.556
	±0.03	±0.0009	±0.044	±0.03	±0.0007	±0.035
VC	35.20	1.1465	-0.208	49.60	1.1469	5.063
	±0.05	±0.0015	±0.070	±0.04	±0.0008	±0.041
MF	35.15	1.1463	-0.290	49.85	1.1462	4.704
	±0.24	±0.0008	±0.039	±0.30	±0.0007	±0.034

El cálculo de este efecto (denotado por L), lo hemos realizado a partir de la metodología desarrollada por Farrel (1972), en la que se efectúa la convolución entre las funciones de Green de carga, G, y una distribución global de la marea oceánica, **H**, mediante

$$\mathbf{L}(\mathbf{r}) = \rho \iint_{A} G(|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|) \mathbf{H}(\mathbf{r}') dA$$
(1)

donde r y r' son los vectores de posición en el punto de cálculo y en el punto del océano que genera la carga, respectivamente, ρ es la densidad del agua de mar y A es la superficie oceánica mundial. En este cálculo interviene un modelo terrestre de referencia SNREI, como por ejemplo el de Gutenberg-Bullen (Harkrider, 1970), con sus correspondientes funciones de Green que miden la deformación elástica que sufre la corteza terrestre. La descripción del comportamiento de la marea oceánica a nivel mundial se introduce en (1) mediante modelos oceánicos globales de la máxima resolución, como por ejemplo FES2004 (Lyard et al., 2006), TPXO.7.1/2 (Egbert & Erofeeva, 2002), HAMTIDE (Taguchi et al., 2010), GOT4.7 (Ray, 2008), EOT11a (Savcencko and Bosch, 2010). Para el cálculo empleamos los software ECOM (Benavent, 2011) y ATC (Arnoso, 1996), que permiten determinar la carga oceánica conjugando numerosas posibilidades: componente de carga, constituyentes armónicos, funciones de Green, dominio de cálculo, refinamiento de cuadrículas, modelos oceánicos globales y, asimismo, introducción de modelos oceánicos regionales y locales. En el caso que nos ocupa, debido a la geometría costera y la batimetría, que condicionan sustancialmente el modelo de propagación de la marea oceánica, hemos empleado los respectivos modelos regionales para Canarias, CIAM2, y para el entorno de la Península Ibérica, IBER01 (Arnoso et al., 2006a; 2006b), (Benavent et al., 2009). Ambos modelos oceánicos se han desarrollado mediante la técnica de asimilación de datos en un modelo hidrodinámico. Para ello se emplearon observaciones mareográficas (costeras y de profundidad) y del satélite altimétrico TOPEX/Poseidon, para un total de 8 constituyentes armónicos (O1, Q1, P1, K1, N2, M2, S2, K2).

La Figura 2 muestra, como ejemplo, y para el caso de los armónicos principales, los resultados del cálculo de la carga oceánica para las estaciones que hemos considerado en este estudio. Para el caso de las islas de Lanzarote y Tenerife, el efecto de carga es de aproximadamente el 15% de la señal de marea gravimétrica observada y, en el caso de El Hierro, representa un 18%. En la Península Ibérica, merece destacar el hecho de que estos valores de carga están actualizados (Benavent el al., 2009; Benavent, 2011) y tienen una magnitud ligeramente superior a los previamente publicados por Francis y Melchior (1996). En todos los casos, la componente semidiurna domina claramente la amplitud de efecto de carga.



Figura 2 – (Arriba) Mapa de amplitudes con la carga oceánica calculada para la onda M_2 , utilizando un modelo oceánico global suplementado con el modelo regional CIAM2, en las islas de El Hierro y Tenerife. (Abajo) El mismo cálculo, en el caso de la Península Ibérica, suplementando el modelo global con IBERO01, para las ondas M_2 y O.(Benavent, 2011). ((Up) Corange maps showing the computed tidal gravity loading for M_2 wave, based on global model supplemented with regional model CIAM2, for El Hierro and Tenerife islands (Down) Same as for O1 and M2 waves, using model IBERO1 for Iberian Peninsula.)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados del análisis de marea gravimétrica presentan, en lo que respecta a las estaciones de Tenerife y Lanzarote, una mejora sustancial en la estimación de los parámetros de marea del orden de 2-3 veces el error medio cuadrático, respecto a resultados anteriores (e.g., Arnoso et al., 2000; 2001). A pesar de esta mejora, en el caso de Lanzarote, las diferencias entre las estaciones CV y TIM son destacables en el caso de los armónicos principales O_1 y M_2 , considerando la proximidad entre ambos lugares de observación. Respecto al factor de amplitud, en el caso de M_2 la diferencia es de un 1% y llega al 1.8% para O_1 . Así, las diferencias en la estructura de la corteza terrestre superior condicionan en el caso de TIM la respuesta elástica, que se ve modulada por el efecto de la extensión de marea (Arnoso et al., 2011).

Estas observaciones gravimétricas las hemos corregido por el efecto de carga oceánica, empleando diversos modelos oceánicos globales suplementados por el modelo regional CIAM2. La Figura 3 muestra un ejemplo, para las ondas O1 y M2, de los factores gravimétricos observados una vez corregidos por el efecto de carga oceánica en las estaciones de Lanzarote (CV), Tenerife (TP) y El Hierro (AU). Considerando el margen de error en la calibración instrumental (escala y normalización de cada gravímetro) y en el análisis de las observaciones, no se puede distinguir entre los modelos teóricos elástico e inelástico. La dispersión en los factores gravimétricos es del orden del 0.3% para las ondas semidiurnas y del 0.1% para las diurnas, mientras que es más estable en los desfasajes, en torno a $\pm 0.1^{\circ}$.



Figura 3 – Factores gravimétricos observados corregidos del efecto de carga oceánica, utilizando 5 modelos oceánicos globales y el modelo regional CIAM2, para los armónicos O_1 y M_2 en las estaciones de El Hierro (AU), Tenerife (TP) y Lanzarote (CV) (modif. Arnoso et al., 2011). Están indicados los factores gravimétricos teóricos para el caso elástico (línea continua) e inelástico no hidrostático (línea discontinua), según el modelo DDW (Dehant et al., 1999). (Observed gravimetric factors corrected from ocean tide loading using 5 ocean tide models supplemented with regional model CIAM2, for the harmonics O_1 and M_2 at AU, TP and CV observing sites. The theoretical factors for the DDW elastic (solid line) and inelastic (dashed line) Earth models are indicated.)



Figura 4 – Vector residuo final (fases locales) para la onda M_2 , calculado sobre la base de 6 modelos oceánicos globales diferentes, junto con el modelo regional CIAM2 en las estaciones CV y TIM de Lanzarote. (Final residue vectors for the harmonic M_2 , based on 6 global oceanic models supplemented with the regional model CIAM2 at sites CV and TIM.)

En el caso de las estaciones de Lanzarote CV y TIM, gráficamente se pueden apreciar con más claridad las diferencias en los resultados mencionados anteriormente. En la Figura 4, para el caso de la onda M₂, se ha representado el residuo final, que es la diferencia entre el residual observado tras eliminar la marea teórica sobre la base del modelo de Tierra DDW de Dehant et al. (1999) y el calculado a través de la carga oceánica. En TIM, la componente coseno del residuo final (más sensible a la respuesta de la corteza terrestre), alcanza un valor de -1.2 μ Gal, mientras que en CV está comprendido entre -0.2 y -0.3 μ Gal. En el caso de la onda O1 en TIM la componente coseno toma un valor de -0.5 μ Gal, mientras que

en CV es prácticamente 0. En este trabajo se ha tenido en cuenta el resultado tras el análisis de observaciones realizadas con el gravímetro LcRG003, que es del mismo orden que lo expresado en Arnoso et al. (2001), para el caso del gravímetro LcRG336. Es decir, en épocas diferentes y con distintos gravímetros en la misma estación TIM, y a pesar de la mejora en la exactitud del cálculo de la carga oceánica, las medidas gravimétricas están igualmente afectadas por el efecto de la extensión de marea a que aludíamos con anterioridad. De esta forma, dadas las características singulares de las capas más superficiales de la corteza terrestre en esa zona, consecuencia de las últimas erupciones volcánicas en Lanzarote, se pone de manifiesto una estructura cortical superficial porosa, con cavidades, bajo la influencia de la deformación que se genera por efecto de la extensión de marea.

En el caso de las estaciones situadas en la Península Ibérica y norte de África, los resultados revelan, principalmente, la mejora sustancial en el análisis de las observaciones gravimétricas, considerando la detección de intervalos anómalos en los datos. Como ejemplo, la Figura 5 muestra los factores gravimétricos observados corregidos del efecto de carga oceánica, empleando diversos modelos oceánicos globales y el modelo regional IBER01. En las estaciones VC y MF las discrepancias entre los diferentes valores según el modelo oceánico considerado están en torno al 0.03% y 0.01% para las ondas M2 y O1, respectivamente. En el caso de AL y ML, la discrepancia es del 0.06% para M2 y del 0.04% para O1. Por otro lado, respecto al modelo teórico DDW (Dehant et al., 1999), en su variante inelástica, para la onda M2 son inferiores al 0.1% sólo en MF, alcanzando el valor máximo de 0.3% en ML. Respecto a O₁, la discrepancia es del 0.1% en VC y AL, mientras que en MF y ML es de 0.2% y 0.4%, respectivamente. Se puede deducir que, en las estaciones donde se ha utilizando el gravímetro EG1194, los resultados mejoran sustancialmente y, por tanto, la comparación con los modelos terrestres de comparación es factible al nivel del 0.1%, al menos para el armónico O₁ (Benavent., 2011).



Figura 5 – Factores gravimétricos observados corregidos del efecto de carga oceánica, utilizando 5 modelos oceánicos globales y el modelo regional IBER01, para los armónicos O_1 y M_2 en las estaciones de Madrid (VC, MF), Algodonales (AL) y Melilla (ML) (modif. Benavent, 2011). Está indicado el factor gravimétrico teórico para el caso inelástico no hidrostático (línea continua), según el modelo DDW (Dehant et al., 1999). (Observed gravimetric factors corrected from ocean tide loading using 5 ocean tide models supplemented with regional model CIAM2, for the harmonics O_1 and M_2 at CV, MF, AL and ML observing sites. The theoretical factor for the DDW inelastic(solid line) Earth models is indicated.)

5. CONCLUSIONES

Utilizando el software VAV, que permite detectar intervalos anómalos en los datos, hemos mejorado la precisión en el análisis de las observaciones, con la consiguiente mejora en la estimación de los respectivos parámetros de marea gravimétrica. Asimismo, hemos realizado las correspondientes correcciones por carga en dichos parámetros, para las 8 estaciones consideradas en este trabajo, alcanzando un buen nivel de exactitud. Para ello, empleamos los modelos oceánicos globales más recientes y exactos, suplementados con modelos regionales para las dos áreas de trabajo (entorno de la Península Ibérica y Canarias). La comparación efectuada entre la carga observada (a través del residual) y la calculada pone de manifiesto la necesidad de mejorar la calibración instrumental en algunas estaciones (CV y ML) y, asimismo, ampliar en algún caso la longitud de las series de observación (e.g., en TP y AU), a efectos de reducir el error en el análisis.

En las estaciones de AU, MF, AL y VC se ha establecido una comparación con DDW al nivel del 0.1% en el caso de O_1 y M_2 , aunque no para los dos armónicos simultáneamente. En el caso de El Hierro (AU) es donde mejor concuerdan las observaciones con el modelo de Tierra.

Respecto a los modelos oceánicos globales empelados aquí, podemos resaltar que, de todos ellos, ninguno presenta una mejora destacable en el cálculo de la carga oceánica respecto a los demás, concordando bastante bien los cálculos para los armónicos considerados. Los modelos regionales IBER01 y CIAM2 se han validado y proporcionan valores de carga más exactos sobre todo en las estaciones más próximas a la costa.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos: CGL2011-25494, del Ministerio de Economía y Competitividad, VULCMAC-MAC/2,3/A7, del programa Interreg-IIIB de la Unión Europea, y GR35/10-A, de la Comunidad de Madrid y la Universidad Complutense de Madrid.

7. REFERENCIAS

- Arnoso, J. 1996. Modelización y evaluación de efectos oceánicos indirectos sobre las mareas terrestres en el área de las Islas Canarias. PhD Tesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Arnoso, J., Fernández, J., Vieira, R., Vélez, E.J. and A.P. Venedikov, 2000. Results of Tidal Gravity Observations in Tenerife, Canary Islands. Bull. Inf. Mar. Terr., 132, 10283-10290
- Arnoso, J., Fernandez, J., Vieira, R. (2001): "Interpretation of tidal gravity anomalies in Lanzarote, Canary Islands". Journal of Geodynamics 31, 341–354
- Arnoso, J., Benavent, M., Ducarme, B. and F.G. Montesinos (2006a): "A new ocean tide loading model in the Canary Islands region". Journal of Geodynamics, 41, 100–111.
- Arnoso, J., Benavent, M., Montesinos, F.G. (2006b): "Estimation of errors in the regional ocean tide model (CIAM) for Canary Islands". In: Proc. V Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofisica. Ministerio de Medio Ambiente (CD-ROM).

- Arnoso, J., Benavent, M., Bos, M.S, Montesinos, F.G., and Vieira, R., 2011. Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations. J. Geodyn., **51**, 358-365. doi:10.1016/j.jog.2010.10.004.
- Baker, T.F., Bos, M.S. (2003): "Validating earth and ocean models using tidal gravity measurements". Geophysical Journal International 152, 468–485.
- Benavent, M., Arnoso, J. y F. G. Montesinos (2009): "Regional ocean tide loading modelling around the Iberian Peninsula". Journal of Geodynamics, 48, 132-137. doi:10.1016/j.jog.2009.09.023.
- Benavent, M. (2011): "Estudio metodológico del efecto oceánico indirecto y desarrollo de modelos de carga oceánica. Aplicaciones geodésicas para la Península Ibérica y Canarias". PhD Thesis, Univ. Complutense. Madrid. ISBN: 978-84-694-3115-3.
- Dehant, V., Defraigne, P., Wahr, J. (1999): "Tides for a convective earth". Journal of Geophysical Research 104 (B1), 1035–1058.
- Egbert, G.D. and S.Y. Erofeeva (2002): "Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides". J. Atmos. Oceanic. Technol., 19, 2, 183-204.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the earth by surface load. Rev. Geophys. 10, 761–779.
- Harkrider, D., 1970. Surface waves in multilayered elastic media (2): higher mode spectra and spectral ratios from point sources in plane-layered earth models, Bull. Seismo. Soc. Amer., 60, 1937
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. and O. Francis (2006): "Modelling the global ocean tides: insights from FES2004" Ocean Dynamics, 56, 394-415.
- Melchior, P., Francis, O. (1996): "Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements". Marine Geodesy 19, 291–330.
- Neumeyer, J., del Pino, J., Dierks, O., Sun, H. P., Pflug, H. (2005): "Improvement of ocean loading correction on gravity data with additional tide gauge measurements". Journal of Geodynamics 40, 104– 111
- Ray, R.D., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2. NASA Tech. Memo 209478, 58pp., Sept, 1999.
- Riccardi, U., Rosat, S. and Hinderer, J. (2011): "Comparison of the Micro-g LaCoste gPhone-054 spring gravimeter and the GWR-C026 superconducting gravimeter in Strasbourg (France) using a 300-day time series". Metrologia, 48, 28–39.
- Savcenko, R. and W. Bosch (2010): "EOT10a a new global tide model from multimission altimetry". Geophysical Research Abstracts, 12, EGU2010-9624, EGU General Assembly, 2010.
- Taguchi, E., Stammer, D. and W. Zahel (2011): "Estimation of deep ocean tidal energy dissipation based on the high-resolution data-assimilative HAMTIDE model" (submitted to Journal of Geophysical Research).
- Venedikov, A.P., Arnoso, J., Vieira, R., (2003): "VAV: a program for tidal data processing". Computers & Geosciences 29, 487–502.
- Venedikov, A.P., Arnoso, J., Vieira, R. (2005): "New version of program VAV for tidal data processing". Computers & Geosciences 31, 667–669

u, (t)

k/2

A aplicação do GNSS na medição do comportamento estático e dinâmico de grandes estruturas de engenharia civil e de fenómenos geofísicos

The GNSS applied to measure static and dynamic response of large civil engineering structures and geophysical phenomena

José Nuno Lima⁽¹⁾, Sérgio Oliveira⁽¹⁾, Maria João Henriques⁽¹⁾ e João Casaca⁽¹⁾

⁽¹⁾Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Avenida do Brasil, 101 – 1700-066 Lisboa, jnplima@lnec.pt

SUMMARY

The GNSS is being currently applied to measure static and dynamic response of large civil engineering structures and geophysical phenomena. The GNSS in static mode is more suitable for long-term monitoring because this positioning method is characterised to detect low frequency displacements with millimetric level accuracy. Of course, on short-term monitoring it is required the GNSS in more expeditious mode, like Real Time Kinematic (RTK) or Post Process Kinematic (PPK). However, it is well known that multipath effects and low sampling rates affect the accuracy of high frequency GNSS displacement measurements. In order to assess the accuracy of GNSS in kinematic mode, a test on a three-storey building scale model was carried out, where a modal identification obtained by GNSS in PPK mode is compared with an analytical model. In this paper the test is described in detail, the results obtained are analysed and a conclusion is drawn in order to apply the GNSS for large civil engineering structures and geophysical phenomena monitoring.

1. INTRODUÇÃO

O nível de precisão conseguido com o GNSS em modo estático proporcionou a que se tenha instalado, por toda a Terra, nos últimos vinte cinco anos milhares de estações para monitorizar fenómenos geofísicos e estruturas de engenharia civil. Tipicamente, as soluções em modo estático utilizam janelas de observação GNSS cuja duração vai de algumas horas a alguns dias. A frequência de solução resultante da duração destas janelas apenas permite monitorizar deslocamentos de longo período, como, por exemplo, assentamentos de edifícios ou as velocidades das placas tectónicas. No entanto, aproveitando a elevada precisão da sincronização dos relógios do GNSS e a possibilidade dos receptores GNSS medirem com frequências de amostragem até 100 Hz, já há alguns anos que se utiliza, também, o GNSS na monitorização de movimentos com frequências mais elevadas. O principal obstáculo será a obrigatoriedade de se utilizarem modos de posicionamento mais expeditos, como o cinemático em tempo real (Real Time Kinematic, RTK) ou o cinemático em pós-processamento (Post Processed Kinematic, PPK), onde os erros inerentes a estes tipos de posicionamento poder-se-ão confundir com os movimentos que se pretendem medir.

Está largamente comprovado que o posicionamento GNSS em modo estático tem uma precisão milimétrica (pressupondo as condições mais favoráveis, como, por exemplo, receptores e antenas GNSS de precisão, software de processamento científico, órbitas de precisão, etc.). No caso do posicionamento com o GNSS em modo cinemático a precisão é geralmente inferior, da ordem de alguns centímetros. A degradação da precisão que se verifica no segundo modo é quase exclusivamente devida ao multipath (reflexão de sinais) que é um efeito difícil de ser modelado (em particular, quando as superfícies reflectoras estão em movimento).

Para caracterizar a resposta que o GNSS pode dar na medição de deslocamentos de frequência elevada foi feito um ensaio num edifício simples de três pisos.

2. AS FREQUÊNCIAS PRÓPRIAS DO EDIFÍCIO **OBTIDAS PELO MODELO MATEMÁTICO**

Para o teste foi especialmente construído um modelo simples da estrutura de um edifício: um pórtico constituído por três pisos ligados entre si por quatro pilares. As lajes de piso são materializadas por placas de aço com 2 cm de espessura e os pilares são lâminas de alumínio com uma altura de 1 metro. Na Figura 1-(a) representa-se uma perspectiva do modelo.

Com o intuito de reduzir a dimensão do problema, será feita apenas a análise plana do modelo, considerando a direcção mais

m acc

em acc



flexível do pórtico tridimensional. Na Figura 1-(b) a estrutura está

mit

k/2

representada de forma simplificada a duas dimensões.

Figura 1 – (a) Perspectiva do modelo de três pisos. (b) Simplificação estrutural do modelo para duas dimensões. ((a) Three-storey model in perspective. (b) Model structural simplification for two dimensions)

Também por simplificação, pode considerar-se que as matrizes de massas e de amortecimentos são diagonais. Assim, a equação dinâmica pode escrever-se da seguinte forma, Oliveira (2007)

$$\begin{bmatrix} m & 0 & 0 \\ 0 & m & 0 \\ 0 & 0 & m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \ddot{u}_1 \\ \ddot{u}_2 \\ \ddot{u}_3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} c & 0 & 0 \\ 0 & c & 0 \\ 0 & 0 & c \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dot{u}_1 \\ \dot{u}_2 \\ \dot{u}_3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 4k_p & -4k_p & 0 \\ -4k_p & 8k_p & -4k_p \\ 0 & -4k_p & 8k_p \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_1(t) \\ f_2(t) \\ f_3(t) \end{bmatrix}$$

$$M \quad \ddot{U} \quad C \quad \dot{U} \quad K \quad U \quad F$$

$$(1)$$

Sendo M a matriz de massas, Ü é o vector de acelerações, C a matriz de amortecimento, Ů o vector de velocidades, K a matriz de rigidez, U o vector de deslocamentos e F o vector das forças dinâmicas actuantes ao longo do tempo.

Neste sistema de equações diferenciais as incógnitas são os deslocamentos estruturais ao longo do tempo, considerando um grau de liberdade de translação por piso, conforme se pode ver na Figura 1-(b). Este sistema de equações pode ser resolvido no domínio do tempo ou no domínio da frequência, por aplicação da Transformada de Fourier a cada um dos seus membros.

Para determinar as frequências naturais e os modos de vibração de uma estrutura a partir do sistema de equações (1), pode admitirse, sem perda de generalidade, a hipótese de vibração livre, isto é, sem a aplicação de forças, sem amortecimento e condições iniciais

não nulas Oliveira (2007). Também se verifica experimentalmente, embora não seja independente das condições iniciais, que o edifício de três pisos tende a vibrar livremente com todos os pisos a oscilarem em sintonia de modo a que seja possível associar uma onda sinusoidal a cada piso, com a mesma frequência ω_n e com amplitudes decrescentes, do piso superior para o inferior, dadas por $\varphi_{1n}, \varphi_{2n} e \varphi_{3n}$, ou seja:

$$U(t) = \begin{bmatrix} u_1(t) \\ u_2(t) \\ u_3(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \varphi_{1n} \cdot \cos(\omega_n t) \\ \varphi_{2n} \cdot \cos(\omega_n t) \\ \varphi_{3n} \cdot \cos(\omega_n t) \end{bmatrix}$$
(2)

Prova-se matematicamente que o tipo das equações dadas por (2) poderão ser soluções não nulas para o edifício de três pisos desde que o determinante $|\underline{K}-\underline{M}.\omega_n{}^2|$ seja nulo (o que significa que as soluções não nulas deste tipo correspondem a soluções indeterminadas). Assim, basta calcular os valores de ω_n (valores próprios) para os quais se verifica a condição:

$$\left|K - M . \omega_n^2\right| = 0. \tag{3}$$

Os valores que verificam a equação (3) são os valores das frequências naturais da estrutura, que no caso do edifício de três pisos, correspondem a três frequências distintas.

Para o cálculo das frequências naturais do edifício de três pisos, vamos considerar os seguintes valores: i) módulo de elasticidade do alumínio dada por $E_{alumínio} = 70$ GPa; ii) massa de cada piso dada por m = 5kg (sendo necessário acrescentar as massas das antenas GNSS que são 4.14kg, 1.65kg e 1.65kg, para o piso superior, piso intermédio e piso inferior, respectivamente); iii) altura entre os pisos dada por L = 0.333m; iv) espessura dos pilares dada por h = 0.0028m; v) largura dos pilares dada por b = 0.018m.

As constantes I (inércia) e k_p (rigidez dos pilares) são obtidos em (4), e, atendendo a (1), são obtidas (5), Oliveira (2007)

$$I = \frac{b \times h^3}{12}; \quad k_p = \frac{12.E_{alu \min io} \cdot I}{L^3} = 747.0311$$
(4)

$$K = \begin{bmatrix} 4x747.0311 & -4 \times 747.0311 & 0\\ -4 \times 747.0311 & 8 \times 747.0311 & -4 \times 747.0311\\ 0 & -4 \times 747.0311 & 8 \times 747.0311 \end{bmatrix};$$

$$M = \begin{bmatrix} 5+4.14 & 0 & 0\\ 0 & 5+1.65 & 0\\ 0 & 0 & 5+1.65 \end{bmatrix}$$
(5)

Com os valores expressos em (4) e em (5), basta determinar os valores próprios do sistema (6).

$$Kx = \lambda Mx \tag{6}$$

A partir dos valores próprios determinam-se as frequências naturais, correspondentes aos três primeiros modos de vibração, e estão expressas em (7).

$$\lambda_{1} = 73.7342 \Rightarrow \sqrt{\lambda_{1}} = 8.888 \Rightarrow \frac{\omega_{1}}{2\pi} = 1.37Hz$$

$$\lambda_{2} = 630.3567 \Rightarrow \sqrt{\lambda_{2}} = 25.106 \Rightarrow \frac{\omega_{2}}{2\pi} = 4.00Hz$$

$$\lambda_{3} = 1420.2055 \Rightarrow \sqrt{\lambda_{3}} = 37.686 \Rightarrow \frac{\omega_{3}}{2\pi} = 6.00Hz$$
(7)

3. DESCRIÇÃO DO TESTE

Foi colocado no topo dum edifício do campus do LNEC a estrutura de três pisos. A direcção mais flexível desta estrutura ficou orientada para a direcção Norte – Sul. Foram colocadas três antenas GNSS da Topcon no edifício de três pisos: no piso superior uma

antena Choke Ring CR3_GGD (massa = 4.14kg); no piso intermédio uma antena Hiper Pro (massa = 1.65kg) e no piso inferior, também, uma antena Hiper Pro (massa = 1.65kg). No piso superior a antena foi instalada no centro da placa. Para evitar as perdas de sinal, as antenas nos pisos intermédio e inferior foram colocadas lateralmente, conforme se poderá ver na Figura 2. A cerca de 20 metros de distância, foi colocada uma outra antena GNSS da Topcon (Choke Ring CR3_GGD) que funcionou como antena da estação de referência.



Figura 2 – Localização da antena de referência em relação ao edifício de três pisos. No modelo de três pisos já estão montadas as três antenas GNSS para o teste. (*Localization of reference antenna and 3 antennae mounted on three storey building*).

As observações foram registadas com uma frequência de amostragem de 20 Hz e foram processadas com o *software* da Topcon, Pinnacle, em modo cinemático pós-processado, obtendo-se 20 coordenadas por segundo. Durante a sessão de observação foram dadas pequenas pancadas no edifício de modo a que este ficasse a vibrar. Especial atenção foi dada à componente Norte, uma vez que esta direcção é a de maior flexibilidade do edifício.

4. CÁLCULO DAS FREQUÊNCIAS PRÓPRIAS DO EDIFÍCIO ATRAVÉS DAS OBSERVAÇÕES GNSS

Aplicando as Transformadas Rápidas de Fourier às séries temporais obtidas com o GNSS para a componente norte (Figura 3) é possível calcular as frequências naturais do edifício de três pisos.



Figura 3 – Série temporal obtida com o GNSS para os três pisos (em cima – piso superior, no meio – piso intermédio e em baixo – piso inferior) na componente dN (expresso em mm). (Time series obtained from the GNSS in north component (up – third storey, middle – second storey, and bottom – first storey) express in mm).

Além do mais, permite através da função de densidade espectral de potência identificar o tipo de ruído da série temporal. Segundo Agnew (1992) a função de densidade espectral de potência pode ser expresso por uma lei de potência (*power law*)

$$P(f) = P_0 \cdot f^{-\alpha} \tag{8}$$

Em que P_0 é uma constante e α é o índice espectral. Para valores de α próximos de 0, o ruído é considerado como sendo branco (*white noise*). Para valores próximos de 1, o ruído é considerado como sendo do tipo *flicker (pink noise* – não há um sinal claro). Finalmente, para valores próximos ou superior a 2, o ruído é considerado como sendo do tipo *random walk (red noise* – existência de um ou mais sinais claros, também designado por *movimento browniano*).

Aplicando as Transformadas Rápidas de Fourier às séries temporais obtidas com o GNSS, segundo a direcção norte (Figura 3), é possível calcular as frequências naturais do edifício de três pisos. Para isso, recorreu-se ao *software* Tsoft (Van Camp e Vauterin, 2005). As Figuras 4, 5 e 6 mostram a função de densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, observada com o GNSS no piso superior, intermédio e inferior, respectivamente.



Figura 4 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, observada com o GNSS no piso superior. A identificação dos dois primeiros modos de vibração é bastante clara (Power spectrum density of the GNSS time series observed in third storey, north component. The first two vibration modes identification it is clear.)

As frequências do edifício de três pisos obtidas empiricamente e pelo modelo matemático estão expressas no Quadro1.

A identificação das frequências dos dois primeiros modos de vibração é muito clara (Figuras 4, 5 e 6) e coerente com os valores obtidos do modelo matemático. No entanto, a identificação da frequência do 3° modo de vibração só é conseguida nos dois pisos inferiores, sendo os valores concordantes com os do modelo matemático.

Os índices espectrais obtidos (2.62, 2.26 e 1.86, para o 3° , 2° e 1° pisos, respectivamente, Figuras 4, 5 e 6) mostram a existência de sinais nas séries temporais observados com o GNSS. Ou seja, as séries temporais são do tipo *movimento browniano*. Há dúvidas em relação ao sucesso da identificação da frequência do 3° modo de vibração, sobretudo com as observações realizadas no 3° piso. Um dos processos para clarificação das dúvidas será conseguir retirar das séries temporais observadas com o GNSS os sinais referentes aos dois primeiros modos de vibração do edifício, através de um filtro.



Figura 5 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, observada com o GNSS no piso intermédio. A identificação dos três primeiros modos de vibração é bastante clara (Power spectrum density of the GNSS time series observed in second storey, north component. The first three vibration modes identification it is clear.)



Figura 6 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, observada com o GNSS no piso inferior. A identificação dos dois primeiros modos de vibração é bastante clara, conseguindo identificar-se, ainda o 3º modo de vibração. (Power spectrum density of the GNSS time series observed in first storey, north component. The two first vibration modes identification it is clear. However, the third vibration mode it is still possible to identify.)

Assim, através do *software* Tsoft, foi aplicado às três séries temporais um filtro *passa alto* utilizando as Transformadas Rápidas de Fourier (FFT *high-pass filter*), com uma *frequência de corte* de 5 Hz, ou seja, todos os sinais com frequências abaixo deste valor são filtrados, como são os casos dos dois primeiros modos de vibração.

Quadro 1 – Frequências obtidas com o GNSS e as obtidas com o modelo matemático para o edifício de três pisos (*The GNSS* frequencies obtained and those obtained with mathematical model for the three storey building)

	1º Modo	2º Modo	3º Modo
Modelo Matemático	1.37 Hz	4.00 Hz	6.00 Hz
GNSS 3° Piso	1.36 Hz	4.13 Hz	
GNSS 2° Piso	1.36 Hz	4.13 Hz	6.00 Hz
GNSS 1° Piso	1.36 Hz	4.13 Hz	6.00 Hz



Figura 7 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, filtrada do piso superior. (*Power spectrum density of the time series filtered in third storey, north component*).



Piso Intermédio

Figura 8 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, filtrada do piso intermédio. (*Power spectrum density of the time series filtered in second storey, north component*).

As Figuras 7, 8 e 9 mostram as séries temporais observadas com o GNSS filtradas de todos os sinais com frequências inferiores a 5Hz, nos 3°, 2° e 1° pisos, respectivamente.



Figura 9 – Densidade espectral de potência da série temporal, na componente dN, filtrada do piso inferior. (*Power spectrum density of the time series filtered in first storey, north component*).

A identificação da frequência do 3º modo de vibração nas séries temporais filtradas só é conseguida nos dois pisos inferiores (Figuras 8 e 9). Além disso, os valores dos índices espectrais (1.08, 2.81 e 2.36, dos 3°, 2° e 1° pisos, respectivamente) mostram que o 3° modo de vibração se confunde com o ruído da série temporal observada com o GNSS no 3° piso. Concluindo-se que não tem uma amplitude significativamente superior à do ruído da observação GNSS que se estima ter uma amplitude inferior a 3mm Lima *et al.* (2009).

5. CONCLUSÕES

Este ensaio mostra que o GNSS pode ser utilizado na monitorização dinâmica de estruturas de engenharia civil e fenómenos geofísicos. É importante referir que o mesmo equipamento (receptor e antena GNSS) permite monitorizar o comportamento estático e dinâmico.

A presença significativa do efeito de *multipath* pode mascarar as vibrações mais importantes, sobretudo quando as amplitudes destas são da ordem de poucos milímetros.

Com a aplicação do filtro do tipo *passa alto* com as Transformadas Rápidas de Fourier procurou-se separar o sinal do ruído. Verificou-se, neste teste, que os sinais de amplitude da ordem de 2 a 3 mm não foram detectados pelo GNSS em modo cinemático (3º modo de vibração no piso superior), mesmo em bases curtas e numa das componentes planimétrica (a componente altimétrica será, por norma, 2 a 3 vezes mais incerta).

Os valores das frequências próprias do edifício determinados experimentalmente são muito próximos dos valores obtidos com o modelo matemático.

6. REFERÊNCIAS

Agnew, D. (1992): The time-domain behaviour of power-law noises. *Geophys Res Lett* 19: 333-336.

Oliveira, S. (2007): "Matemática Aplicada à Engenharia Civil". Cap.1, Cap.2 e Cap.3. https://sites.google.com/site/maccisel2/fichas/.

- Lima, I.N., Casaca, J. e Henriques, M.J. (2009): "O Ruído da Medição Relativa GNSS com Elevada Frequência de Amostragem". *Relatório 43/2009 –DBB/NGA*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
 Van Camp, M. e Vauterin, P. (2005): "Tsoft: graphical and interactive software for
- Van Camp, M. e Vauterin, P. (2005): "Tsoft: graphical and interactive software for analysis of time series and Earth tides". *Computers & GeoSciences*, 31 (5), 631-640.

El método de procesado PPP en el Centro de Análisis del IGN Testing of PPP processing method at the IGN Analysis Center

Manel Pascual ⁽¹⁾, Miguel Ángel Cano ⁽¹⁾, Marcelino Valdés ⁽¹⁾ y Pedro Gonzalo ⁽¹⁾

⁽¹⁾Instituto Geográfico Nacional, Calle General Ibáñez Íbero 3, 28003, Madrid, <u>mpfaus@fomento.es</u>

SUMMARY

In the last years the processing method of Precise Point Positioning (PPP) is occupying an important role in the analysis of GNSS permanent stations. There are more and more analysis centers that are using this processing method for different applications compared to the classical double-differences processing method. The Geodesy Department of the Instituto Geográfico Nacional (IGN) has been testing this processing method with the aim of knowing in which projects could be useful. This article shows comparisons between PPP and double differences in different case.

1. INTRODUCCIÓN

El Centro de Análisis del Área de Geodesia del Instituto Geográfico Nacional (IGN), actualmente viene desarrollando una serie de proyectos nacionales (IBERRED y Servicio de Vigilancia Volcánica de Canarias) e internacionales (EUREF y E-GVAP). Para tal fin utiliza diversas metodologías de cálculo. Una de las técnicas empleadas es el Posicionamiento Preciso de Puntos (PPP), que por sus características, la convierte en una técnica fiable para obtener coordenadas en función del tiempo y por tanto aplicable al estudio de deformaciones, además de la obtención de las coordenadas diarias de cada una de las estaciones que conforman dichas redes.

Con el avance desarrollado en torno a las efemérides precisas y al conocimiento del estado de los relojes de los satélites, el PPP ha ido tomando un interés mayor dentro del campo del posicionamiento incluso en tiempo casi-real, debido principalmente a la simplificación de sus operaciones y la rapidez de cálculo. Para determinar la posición (realizando PPP), utiliza las ecuaciones de "cero-diferencia" a partir del código y la medida de fase transportada. Todo ello, junto con un receptor de doble frecuencia, efemérides precisas y el conocimiento de los estados de los relojes antes mencionados, hacen que el posicionamiento llegue a precisiones inferiores al centímetro. En la actualidad, con los receptores de doble frecuencia, se puede crear un modelo libreionosférico formando una combinación de observaciones de código y fase que permite alcanzar la precisión mencionada.

En este artículo se detallan los proyectos actuales llevados a cabo por el centro de Análisis del IGN para contrastar lo adecuado del método, los fundamentos teóricos del método y la aplicación en algunos casos prácticos contrastando con el método usual de dobles diferencias.

2. CENTRO DE ANÁLISIS DEL IGN.

El IGN viene desarrollando desde 1998 una red de estaciones permanentes GNSS (Global Navigation Satellite System) situadas homogéneamente a lo largo de todo el territorio nacional. A partir de esta red se llevan a cabo proyectos nacionales e internacionales. Ejemplo de proyectos nacionales son IBERRED, Quirós et al. (2004), y el cálculo de las estaciones del Servicio de Vigilancia Volcánica de Canarias (SVV), L. García-Cañada et al. (2011), así como proyectos Internacionales EUREF (EUREF Permanent Network EPN), Bruyninx et al. (2009), y el proyecto E-GVAP (EUMETNET EIG GNSS Water Vapour Programme), Vedel H. et al. (2005). Una característica común a ellos es que en la actualidad se emplea el cálculo de dobles diferencias usando el software Bernese en su versión 5.0 del Instituto de Astronomía de la Universidad de Berna (Astronomischen Instituts der Universität Bern, AIUB), Datch et al. (2007).

Desde el año 2008 hasta la fecha se ha introducido otra metodología de cálculo siendo ésta el PPP. Se han tomado 41 estaciones permanentes para ser procesadas de forma diaria con el fin de obtener coordenadas en función del tiempo y realizar estudios

de deformaciones en el terreno, así como otorgar una mayor seguridad a los resultados por poseer dos metodologías de cálculo independientes. Estas estaciones ya son calculadas por los otros proyectos con la metodología de dobles diferencias.

En la Figura 1 se muestra la distribución geográfica de las estaciones procesadas de la red GNSS.



Figura 1 - Estaciones Procesadas de la red GNSS en la península e islas

3. PROCESAMIENTO PPP.

3.1. Fundamentos Matemáticos

Se ha comentado que el interés sobre la metodología de cálculo PPP ha ido creciendo dentro de la comunidad científica que trabaja, investiga y desarrolla soluciones GNSS. Ésto es debido, fundamentalmente, a la simplificación de las operaciones y al no requerimiento de una estación base. Actualmente, con receptores GNSS de doble frecuencia con datos GNSS precisos, y aplicando la técnica PPP, la precisión de posicionamiento puede variar del decímetro al centímetro, Zumberge et al. (1997), llegando incluso a precisiones inferiores al centímetro.

Si se introduce la combinación libre-ionosfera a las ecuaciones de pseudodistancias de código (P) y fase (Φ), junto con los estados de los relojes, el efecto de la troposfera y las ambigüedades de ciclo inicial, llegamos a las expresiones simplificadas de las ecuaciones de observación, Jan K. and Pierre H. et al. (2000):

$$l_{p} = \rho + C(dt - dT) + T_{r} + \varepsilon_{p} \tag{1}$$

$$l_{\Phi} = \rho + C(dt - dT) + T_r + N \cdot \lambda + \varepsilon_{\Phi}$$
(2)

donde:

$$l_p$$
 es la pseudodistancia de código libre-ionosfera

 l_{Φ} es la pseudodistancia de fase libre-ionosfera,

$$dt$$
 es el estado del reloj de la estación,

dT es el estado del reloj del satélite,

C es la velocidad de la luz en el vacío,

 T_r es el retraso debido a la troposfera,

 λ es la longitud de onda libre-ionosfera,

N es la ambigüedad de fase,

 \mathcal{E}_P , \mathcal{E}_{Φ} son las componentes de la medición del ruido, incluyendo la multitrayectoria.

 ρ es la distancia real satélite-receptor, que expresada como función de las coordenadas del satélite (X_s, Y_s, Z_s) y la estación (x, y, z) queda:

$$\rho = \sqrt{(X_s - x)^2 + (Y_s - y)^2 + (Z_s - z)^2}$$

Expresando el retraso troposférico a partir de una función de modelado (M), manteniendo como incógnita el retraso troposférico en el zenit (zpd) y haciendo desaparecer el término troposférico junto con la eliminación de los relojes de los satélites (dT), conocidos pues son datos de entrada, las ecuaciones de observación se simplifican a:

$$\begin{split} f_{p} &= \rho + C \cdot dt + M \cdot zpd + \varepsilon_{p} - l_{p} = 0 \quad (3) \\ f_{\Phi} &= \rho + C \cdot dt + M \cdot zpd + N \cdot \lambda + \varepsilon_{\Phi} - l_{\Phi} = 0 \quad (4) \end{split}$$

3.2. Ajuste del Modelo

Linealizando las ecuaciones de observación [3] y [4] junto con los parámetros a priori y las observaciones (X^0 , l), llegamos al modelo de ajuste de ecuaciones de observación, expresado en forma matricial, Jan K. and Pierre H. et al. (2000), como:

$$A \cdot \delta + W - V = 0$$

donde A es la matriz diseño, δ es el vector de correcciones a los parámetros desconocidos X

$$X = \left[x, y, z, dt, zpd, N_{(j-1, nsat)}^{j}\right]$$

 $W = f(X^0, l)$ es el vector de error de cierre y V es el vector residual.

La solución mínima cuadrática con constreñimientos ponderados a priori (P_x) para los parámetros viene dado por

$$\delta = -\left(P_{X^0} + A^T P_l A\right)^{-1} A^T P_l \cdot W \tag{5}$$

de modo que los parámetros estimados serán

$$\hat{X} = X^0 + \delta$$

con la siguiente matriz de covarianza.

$$C_{\hat{X}} = P_{\hat{X}}^{-1} = \left(P_{X^0} + A^T P_l A\right)^{-1}$$
(6)

3.3. Características generales

El PPP es un caso especial de procesado sin emplear las simples, dobles y triples diferencias, al contrario que en otras aplicaciones, la corrección del reloj del satélite no se calcula sino que se supone conocida de antemano, éstas no se interpolan. El procesamiento de datos se limita a la tasa de muestreo de las correcciones del reloj para obtener una solución. El Center for Orbit Determination in Europe (CODE) provee información sobre los relojes de los satélites con altas tasas de muestreo, como por ejemplo de 30 segundos, permitiendo mejores correcciones en el procesamiento.

En una solución de red por dobles diferencias, todos los parámetros se estiman para que encajen con todos los datos de observación lo mejor posible, siempre considerando todas las correlaciones. En el caso de PPP, el desconocimiento de las correlaciones puede ser una característica que en algunos casos incluso sea de gran ayuda, es decir, los errores introducidos por una estación con un mal comportamiento, influyen en los resultados concretos de dicha estación y no se propagan por la red. Así, la técnica PPP es apta para identificar estaciones que puedan presentar anomalías, proporcionado un cálculo rápido y eficiente para generar coordenadas en un punto dado.

Al emplear PPP hay que tener en cuenta el tiempo de observación. La evolución de la precisión va ligada de forma directa a la evolución del tiempo, S. Bisnath and Y. Gao et al. (2007). Para obtener precisiones de un centímetro se debe hacer una medición de observables mayor a 4 horas, Lambert et al (2008). En la Figura 2 se representa la precisión obtenida en la determinación de las coordenadas de la estación VALE para un periodo de 4 horas. Se aprecia como la precisión varía desde 30 centímetros durante los primeros 5 minutos de observación, hasta 5 centímetros a la hora de observación.



Figura 2. Evolución de la precisión del PPP respecto al tiempo para la coordenada h con observables de la estación permanente VALE del IGN.

Los datos usados para la realización de los casos prácticos que se describen a continuación, son captados en formato RINEX (Receiver Independent Exchange Format), Gurtner et al. (2005), desde el servidor de datos GNSS de Geodesia del IGN. Una vez que es chequeada la calidad de estos datos con el programa de UNAVCO, TEQC, Estey L. et al. (1999), éstos quedan preparados en el servidor de datos para su cálculo.

Además de los ficheros de observación de las estaciones GNSS, los datos de entrada para estos casos prácticos han sido el Modelo de Nutación el IAU2000, el modelo del polo el IERS2000, DE200 para efemérides planetarias, coeficiente de Potencial de la Tierra JGM3, la Carga oceánica mediante el modelo FES2004, archivos DCB del CODE, estados de los relojes modelados a través de los productos CLK del IGS, efemérides precisas finales, rápidas y ultra-rápidas al igual que los Parámetros ERP de Rotación de la Tierra del IGS, offsets de los centros de fase de las antenas mediante PHAS_EUR.Iyy y datum geodésico IGSyy dependiendo 'yy' del marco de referencia que sea vigente, Valdés et al. (2008).

4. CASOS PRÁCTICOS

El Centro de Análisis del IGN ha realizado una serie de cálculos PPP con el objetivo de estudiar las deformaciones producidas en
áreas volcánicas o que han sufrido terremotos fuertes y comparar esta técnica con otras para profundizar más en la utilidad de su aplicación. El programa de cálculo utilizado es Bernese en su versión 5.0, Datch el al. (2007).

4.1. Crisis volcánica en la Isla del Hierro

Como consecuencia de la crisis de 2011 en la isla de El Hierro, detectada con registros sísmicos, el SVV del IGN comenzó a desplegar una red geodésica de estaciones permanentes GNSS, puntos de observaciones periódicas GNSS e InSAR, con la finalidad de evaluar las posibles deformaciones en el terreno causadas por el proceso volcánico.

La red permanente GNSS está compuesta por 13 estaciones, ver Figura 3, con registros continuos. Los datos procedentes de cada una de las estaciones son enviados al Centro de Análisis para su posterior cálculo. En la Tabla I se detalla el estado a mayo 2012 de las estaciones GNSS del SVV en El Hierro, M. A. Cano (2012).

	LATITUD	LONGITUD	RECEPTOR	ANTENA		
H100	27°48' 46''N	17°54'57''O	TRIMBLE 5700	ZEPHYR GEODETIC		
FRON	27°45'20"N	18°6'13"O	Leica 1200 GRX	LEIAX1203		
HI01	27°44'47"N	17°58'54"O	Leica 1200 GRX	LEIAT504		
HI02	27°45'0"N	18°2'23"O	Trimble 4000SSI	TRM29659		
H103	27°45'7"N	18°4'54"O	Trimble NetRS	TRM29659		
H104	27°45'20"N	18°6'12"O	Trimble NetRS	TRM29659		
H105	27°42'31"N	18°8'37"O	Leica 1200 GRX	LEIAT504		
H106	27°42'24.3"N	18° 04'26"O	Trimble 4000SSI	TRM29659		
H107	27°43'0"N	18°01'17"O	Trimble 4000SSI	TRM29659		
H108	27°42'33"N	17°58'44"O	Leica GR10	LEIAR25.R4		
H109	27°40'26"N	18°01'23"O	Trimble NetRs	Compact L1L2 w G. Plane		
HI10	27°43'02"N	18°01'17"O	Leica GR10	LEIAR25.R4		
HI11	27°44'17"N	18°04'58"O	Trimble 4000SSI	TRM29659		

Tabla 1. Instrumental de la red GNSS.

En la Figura 3 se muestran los emplazamientos de las estaciones, tanto continuas como de observación periódica.



Figura 3. Localización de las estaciones GNSS.

Estos datos GNSS son procesados tanto en dobles diferencias como en PPP para su posterior comparación. Dada la finalidad de vigilancia volcánica, y como consecuencia de ello la necesidad de una rápida obtención de los resultados, para cada red se realizan dos procesados, uno con efemérides rápidas de los satélites, publicadas

Proceedings

por el IGS a las 17 horas de la finalización del día de la obtención de los datos, y posteriormente un procesado preciso con el uso de efemérides finales, Dow et al. (2009). Además, durante la crisis volcánica se ha añadido un procesado, también diario, con efemérides ultrarrápidas, cuyos resultados se tenían a primera hora de la mañana del día siguiente. A partir de todos estos procesados se obtienen las series de coordenadas diarias de las estaciones, tanto en dobles diferencias como en PPP, lo que permite tener control de la evolución de las deformaciones.

Un ejemplo comparativo entre los resultados obtenidos con la técnica de dobles diferencias y PPP en deformación se detecta en la estación permanente HI03, como puede observarse en la Figura.4 y Figura 5, donde aparecen las coordenadas topocéntricas (n,e,u). Se observa a primeros de septiembre de 2011 un incremento notable en la aceleración en la componente norte y este. El cálculo está realizado con productos finales y con un tiempo de procesado diario.

Para la determinación precisa de desplazamientos en superficie, las series de coordenadas temporales deberían ser expresadas en un marco de referencia local fijo. Ahora bien, como la finalidad de este estudio es la comparación de la técnica clásica de dobles diferencias y PPP, se optó porque la solución final para las coordenadas estuviese expresada en el marco de referencia correspondiente a la época de observación, en este caso, ITRF08. La consecuencia es que el desplazamiento debido a los movimientos de la placa tectónica Africana de las estaciones de la red no se elimina de las series temporales, si bien su valor es mucho más pequeño (~2 cm/año) que aquellos derivados de la crisis volcánica, y por lo tanto no afecta a la comparación entre técnicas.



Figura. 4. Serie temporal estación H103 en coordenadas locales. Procesado mediante dobles diferencias.



Figura. 5. Serie temporal estación H103 en coordenadas locales. Procesado mediante PPP

Al realizar la diferencia del ejemplo anterior entre dobles diferencias y PPP en sus respectivos componentes norte, este y altura, ver Figura.6, se observa que las diferencias oscilan alrededor l centímetro en la mayoría de los casos. Teniendo presente que el cálculo PPP trabaja de forma absoluta, podemos decir que utilizar esta técnica como sistema de alerta en situaciones similares a la crisis del Hierro es factible debido a la similitud de sus resultados con los obtenidos con la metodología diferencial.



diferencias-PPP (n, e, u).

4.2. Terremoto de Japón

El 11 de marzo de 2011 tuvo lugar el terremoto de Japón. Clasificado como el cuarto más potente del mundo (desde 1900) con una magnitud 9.0 Mw y con epicentro cerca de la costa noreste de Honshun, fue precedido por una serie de grandes premonitores durante los dos días precedentes, comenzando por el sismo del 9 de marzo de magnitud 7.2 Mw, a unos 40 km del terremoto del 11 de marzo y continuando con tres eventos mayores de magnitud 6 Mw ese mismo día.

Al encontrarse Japón en una zona con un alto riesgo sísmico, numerosas son las agencias o servicios, nacionales e internacionales, que vigilan la región en sus diversas técnicas de cálculo. Entre ellas destacamos la GPS Earth Observation Network System (GEONET), operada por el Geographical Survey Institute (GSI) de Japón, que posee 1231 Estaciones Permanentes GPS, o la propia red del International GNSS Service (IGS), que engloba una Red de Estaciones Permanentes GPS de distintas agencias repartidas por toda la Tierra. De esta red mundial, 10 estaciones se encuentran en Japón, teniendo especial relevancia la estación de Mizusawa (MIZU) por su proximidad (140 km) al epicentro del terremoto del 11 de marzo. La agencia responsable de la estación permanente es el GeoForschungsZentrum (GFZ) de Alemania. Esto convierte a esta estación como idónea para estudiar el impacto del terremoto y estudiar los desplazamientos en la zona.

Para este caso práctico se han descargado los archivos RINEX de la estación MIZU diarios a 30 segundos, procesando un total de 13 días (DOY 65 al 77), siendo el 70 el día del terremoto. Resaltar que debido al terremoto y al tsunami posterior, la comunicación con la estación fue interrumpida desde el día 70 a partir de las 8 horas UTC hasta el día 75 que se restableció (8:17:30 horas UTC).

En la Figura 7 se muestra las componentes locales (n, e, u) de la estación MIZU, antes y después del terremoto, procesado mediante técnica de dobles diferencias.





En la Figura 8 se muestran las componentes locales obtenidas mediante técnica PPP.

Los desplazamientos obtenidos ambos casos, en coordenadas locales, han sido bastante significativos. Se ha desplazado la estación MIZU 1 m hacia el sur, 2,3 m hacia el este y ha sufrido un hundimiento de 1,2 m.

Al realizar la diferencia entre ambas soluciones, dobles diferencias y PPP, ver Figura 9, se observa que las diferencias oscilan alrededor del centímetro en la mayoría de los casos.



Figura 9. Diferencias de coordendas obtenidas mediante cálculo dobles diferencias-PPP (n, e, u).

5. CONCLUSIONES

A la vista de los resultados obtenidos en los dos casos prácticos realizados, se puede concluir que la técnica PPP genera series

temporales, al igual que el cálculo clásico mediante dobles diferencias y ajuste posterior de la red, y los productos GNSS producidos por los servicios internacionales hacen posible alcanzar precisiones suficientes como para ser considerado una herramienta válida al estudio de deformaciones.

A la vista de los ejemplos es válido tanto para pequeñas deformaciones (El Hierro) como desplazamientos fuertes (Mizu).

La gran simplificación de sus operaciones y la disponibilidad de los datos necesarios en tiempo casi real disminuyen el tiempo de respuesta, siendo óptimo como método de sistemas de alerta, generando además una gran reducción de los costes de equipamiento, mano de obra y simplificación logística-operativa de campo.

6. TRABAJOS FUTUROS

El primer paso para mejorar los resultados, sería la integración de datos GPS y GLONASS, que produciría una disminución en el tiempo de convergencia a la mitad y aumentaría la robustez del posicionamiento.

Con la finalidad de mejorar los resultados en el territorio nacional, sería óptimo realizar la integración de productos propios del IGN en el procesado mediante PPP como las Efemérides Precisas del proyecto IBERRED y el Modelado de la troposfera del proyecto E-GVAP.

El futuro del PPP pasa por la técnica PPP-RTK (tiempo real), basada en el posicionamiento PPP apoyado en el protocolo NTRIP, para la diseminación de correcciones diferenciales, estado de los relojes (CLK), efemérides precisas y modelado troposférico en tiempo real, datos que, a día de hoy, empiezan a estar disponibles.

7. REFERENCIAS

- Bruyninx, C., J. Legrand, F. Roosbeek (2009): "EPN Status and Network Management" Florence, Italy, May 27-30 2009, EUREF Publication, Mitteilungen des Bundesamtes f
 ür Kartographie und Geod
 äsie (En prensa)
- Datch, R., P.F., Hugentobler, M. Meindl (2007): "User Manual of the Bernese GPS Software Version 5.0" (2007)
- Dach R., Urs Hugentobler and Pierre Fridez. Tutorial Bernese GPS Software v.5.0. Astronomical institute, University of Bern. 2007
- Dow, J.M., R. E. Neilan, C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems", Journal of Geodesy (2009) vol. 83, pp 191–198, DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- Estey, L. H. ,C. M. Meertens (1999):, "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data", GPS Solutions (pub. by John Wiley & Sons), Vol. 3, No. 1, pp. 42-49, doi:10.1007/PL00012778, 1999.
- Gurtner, W., L. Estey (2005): "RINEX: The Receiver Independent Exchange Format Version 2.11". ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex211.txt.
- Jan Kouba and Pierre Héroux. GPS Precise Point Positioning Using IGS Orbit Products. Geodetic Survey Division Natural Resources Canada. 615 Booth Street. Ottawa, Ontario K1A 0E9. September 2000
- Lambert Wanninger. High-Precision GNSS Positioning. Geodätisches Institut, TU Dresden, 01062 Dresden. Proceedings of the International SatNav User Congress POSITIONs 2008, 07.-09.10.2008
- L. García-Cañada, M. A. Cano, M. J. García-Arias, J. Pereda, E. González-Alonso, M. Valdés: "Control de deformaciones en la reactivación y erupción de El Hierro (Islas Canarias, España) 2011-2012". Unidad de Volcanología y Área de Geodesia del IGN.
- M. A. Cano, L. García-Cañada, M. J. García-Arias, E. González-Alonso, M. J. Moreno, J. Pereda (2012): "Trabajos Geodésicos del IGN en el Hierro durante la Crisis Volcánica". Comunicación oral.
- Quirós, R., M. Valdés, L. Lozano, M.A. Cano, J.A.S. Sobrino (2004): "Análisis de series de estaciones GPS permanentes ibéricas en el IGN" 4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Figueira da Foz (Portugal). 3-7 febrero 2004.
- Quirós, R., J.A.S. Sobrino, M.A. Cano, M. Valdés (2004): "National Report of Spain: Spanish national GPS Reference Stations Network (ERGPS)". Mitteilungen des Bundesamtes f
 ür Kartographie und Geodäsie. Band 33. EUREF Publication No.13. Frankfurt am Main 2004. ISBN 3-89888-885-1 pp 283.
- Bisnath and Y. Gao. Current state of Precise Point Positioning and Future Prospects and Limitations. Department of Earth and Space Science and Engineering, York University. Toronto. Canada, M3j 1P3. and Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Alberta, Canada, T2N 1N4. 2007
- Valdés M., L. García-Cañada, M.A. Cano (2008):"Estado actual de procesamiento en el Centro de Análisis Local de EUREF (IGE)" 6^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar (Portugal), Febrero de 2008.Vedel, H, (2005): "E-GVAP, Meteorology and Geodesy Sinergy" Presentation of E-
- Vedel, H, (2005): "E-GVAP, Meteorology and Geodesy Sinergy" Presentation of E-GVAP at EUREF Symposium Vienna, Junio 2005.Zumberge, J.F., M.B. Heflin, D.C. Jefferson, M.M. Watkins and F.H. Webb. (1997).
- Zumberge, J.F., M.B. Heflin, D.C. Jefferson, M.M. Watkins and F.H. Webb. (1997). Precise point positioning for the efficient and obust analysis of GPS data from large networks. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, n° B3, pp. 5005-5018.

Análisis de estaciones permanentes GNSS en la península ibérica, proyecto IBERRED Analysis of GNSS permanent stations in Iberian Peninsula, IBERRED Project

Marcelino Valdés ⁽¹⁾, Miguel Ángel Cano ⁽¹⁾, Manel Pascual ⁽¹⁾ y Laura García-Cañada ⁽¹⁾

⁽¹⁾Instituto Geográfico Nacional, Calle General Ibáñez Íbero 3, 28003, Madrid, <u>mvaldes@fomento.es</u>

SUMMARY

In recent years, many public GNSS permanent stations belonging to different institutions have been installed in the Iberian Peninsula and surrounding. The Department of Geodesy of the Instituto Geográfico Nacional (IGN) processes continuously the vast majority of these stations. The main objectives of these processings are: the control of the reference system as dense as possible, getting precise coordinates for other projects, monitoring the behaviour of the different stations. Occasional re-processings are performed in order to improve and /or mix the solutions in addition to calculating the positions continuously. In some of the stations have been observed peculiar behaviours, such as those due to Lorca earthquake in May 2011.

1. INTRODUCCIÓN

Los Sistemas de Navegación Mundial por Satélite (Global Navigation Satellite Systems, GNSS) han producido cambios muy importantes en la Geodesia. Esta nueva técnica es capaz de realizar mediciones de forma continua y automática a lo largo del tiempo. A consecuencia de ello surgieron como redes geodésicas, las redes de estaciones permanentes GNSS. La observación y cálculo de estas redes permanentes proporciona coordenadas diarias de cada una de las estaciones. En definitiva, no sólo se conoce la posición de los puntos que forman la red, sino además su variación con el tiempo.

En España y en los países colindantes se han instalado numerosas redes de estaciones permanentes GNSS en los últimos años. Y aunque generalmente su objetivo principal es proporcionar correcciones en tiempo real, el análisis de los datos de post-proceso, con las mejores metodologías de cálculo geodésico existentes, permite un gran número de aplicaciones. Entre ellas podemos enumerar: control de los marcos de referencia utilizados de forma práctica en un territorio dado, obtención de coordenadas precisas que sean la base de obtención de otros productos como pueden ser meteorológicos u orbitales, estudios geodinámicos o detección de movimientos locales de muy diversas causas. El Área de Geodesia del Instituto Geográfico Nacional (IGN) puso en marcha el denominado proyecto IBERRED, Quirós et al. (2004), que consiste en el cálculo y análisis de series temporales de coordenadas de estaciones permanentes GNSS en el área de la Península Ibérica con la máxima densidad posible. Los datos de entrada son procesados con un software riguroso para obtener la máxima precisión y consistencia. La red actualmente procesada consta de alrededor de 340 estaciones.

Este proyecto tiene vocación de continuidad y mejora permanente. Existen algunos resultados que aunque preliminares, demuestran la idoneidad y utilidad de un proyecto de este tipo con implicaciones interdisciplinares en ramas de la Meteorología, Geodinámica, Volcanología o Sismología aparte de la Geodesia. En este artículo se presenta las características de la red procesada, del procesamiento, la metodología de creación y análisis de series temporales, y por último algunos resultados concretos reseñables.

2. RED IBERRED

Se parte de la captación de datos post-proceso, en formato independiente del receptor (Receiver Independent Exchange, RINEX), Gurtner et al. (2005), de una red lo más densa posible de estaciones permanentes GNSS en el área de la Península Ibérica y alrededores. Se procesan estaciones de las que existen datos con acceso público y gratuito o un acuerdo bilateral con el IGN. En caso de existencia de varias redes en un mismo territorio que puedan producir una densidad excesiva para nuestros fines, se da preferencia a la que pertenezca a alguna administración, ya que se supone un mayor compromiso de permanencia en el tiempo. Son diversas las entidades e instituciones poseedoras de estas redes, casi todas son dependientes de administraciones públicas y algunas de empresas privadas. Muchas de las estaciones adicionalmente están integradas de forma voluntaria a alguna red internacional de estaciones GNSS, como es la red perteneciente a la Sub-comisión para Europa de Marcos de Referencia de la Asociación Internacional de Geodesia (EUREF) llamada red permanente de EUREF (EUREF Permanant Network EPN), Bruyninx et al. (2009) o la perteneciente al Servicio Internacional GNSS (International GNSS Service, IGS) llamada Red de Seguimiento del IGS (IGS Tracking Network), Dow et al.. (2009).

2.1. Redes GNSS procesadas

A parte de las estaciones pertenecientes a redes internacionales (EPN, IGS), el resto de estaciones procesadas pertenecen a las siguientes instituciones:

- Red Nacional de Estaciones Permanentes (Rede Nacional de Estações Permanentes, RENEP) del Instituto Geográfico Português (IGP).

- Red GNSS Permanente (Réseau GNSS Permanent, RGP) del Institut National de L'Information Géographique et Forestière (IGN) de Francia.

- Red de Estaciones de Referencia GNSS del IGN (ERGNSS) , Quirós et al. (2004)

- Red Geodésica Activa en Tiempo Real (ERVA) del Instituto Cartográfico Valenciano (ICV).

- Red de Estaciones de Referencia GPS (CATNET) del Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC).

- Red de Estaciones Permanentes GNSS de Galicia (GALNET) de Cartogalicia S.L.

- Red de Estaciones GNSS de Castilla y León del Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACYL).

- Red de Estaciones de Referencia (MERISTEMUM) de la Consejería de Agricultura y Agua de la Región de Murcia.

- Red Andaluza de Posicionamiento (RAP) del Instituto de Cartografía y Estadística de Andalucía.

- Red de Estaciones Base GPS de la Comunidad de Madrid (REBCM).

- Red Geodésica Activa (REGAM) de la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Región de Murcia.

- Red Geodésica Activa de Navarra (RGAN) de la Comunidad Foral de Navarra.

- Red de Estaciones de Referencia GNSS del Euskadi (RGE) del Gobierno Vasco, Diputaciones Forales y Universidad del País Vasco.

- Red de Estaciones Permanentes GNSS de La Rioja.

- Red Extremeña de Posicionamiento GNSS (REP) de la Consejería de Fomento de la Junta de Extremadura.

- Red de Estaciones Permanentes de Canarias (REPC) de Cartográfica de Canarias, S. A. (GRAFCAN).

- Red GNSS Activa (RGAC) de la Universidad de Cantabria.
- Red GNSS Activa (RGAPA) del Principado de Asturias.

- Red Geodésica Activa de las Islas Baleares de SITIBSA.

En la Tabla 1 se muestran las entidades con estaciones permanentes procesadas en este proyecto. Las estaciones pertenecientes a una red internacional (EUREF, IGS) no se contabilizan en la red de ámbito geográfico inferior ya sea en la tabla o en el artículo en general.

Tabla 1 – Redes procesadas en	IBERRED (IBERRED procesed
networks)	

Dod CNSS	Ámhite Ceográfice	Nº de						
Red GN55	S Ámbito Geográfico							
IGS	Mundial	27						
EPN (EUREF)	Europa	54						
	Redes Nacionales							
ERGNSS (IGN)	España	19						
RENEP (IGP)	Portugal	33						
RGP (IGN)	Francia	14						
	Redes Regionales	<u>.</u>						
ERVA	Comunidad Valenciana	7						
CATNET	Cataluña	9						
GALNET	Galicia	17						
GRAFCAN	Islas Canarias	17						
ITACYL	Castilla y León	33						
MERISTEMUM	Región de Murcia	7						
RAP	Andalucía	22						
REGAM	Región de Murcia	9						
REGAPA	Asturias	8						
REBCM	Comunidad de Madrid	6						
Red de La Rioja	La Rioja	5						
REP	Extremadura	12						
RGAC	Cantabria	5						
RGAN	Navarra	14						
RGE	País Vasco	11						
SITIBSA	Islas Baleares	8						
Otras	Europeas	3						
	Total	340						

2.2. Distribución geográfica de estaciones

En la Figura 1 se muestran el mapa de estaciones procesadas totales. Como se observa, se pretende el cálculo de las estaciones existentes en la Península Ibérica y alrededores, en especial la zona denominada Macaronesia.



Figura 1 - Estaciones Procesadas en IBERRED (IBERRED processed stations.)

Y en la Figura 2 las estaciones procesadas, con detalle en la Península Ibérica, que es la zona principal de estudio. Se puede observar como las regiones con menos estaciones son Aragón y Castilla la Mancha. En el caso de Aragón ya existe una red y existen conversaciones para la captación automática de los datos. En el caso de Castilla la Mancha no existe aún una red de ámbito regional.



Figura 2 - Estaciones Procesadas en IBERRED en la Península Ibérica y Baleares (IBERRED processed station in Iberian pPeninsula and Balearic Islands.)

Los datos en formato RINEX son en algunos casos captados de servidores públicos de las distintas redes y en otros son directamente enviados a un servidor del IGN. Una vez que es chequeada la calidad de estos datos con el programa de Traducción, Edición, Corte/pega y Chequeo de Calidad (Tranlation, Editing, Cut/Splice and Quality Check, TEQC) Estey et al. (1999), éstos quedan preparados en el servidor de datos para su cálculo.

3. PROCESAMIENTO

Se Las características generales del procesamiento, que tiene como fin la obtención de las coordenadas diarias de cada una de las estaciones, son las que siguen: el procesamiento se basa en la metodología general de resolución de ecuaciones de dobles diferencias de fase, Leick (1995), el sistema procesado es solamente el GPS hasta el momento y los productos de partida necesarios para el cálculo, en relación con efemérides o relojes de los satélites son productos precisos IGS, Dow et al. (2009)]. El programa de cálculo utilizado es Bernese en su versión 5.0 del Instituto de Astronomía de la Universidad de Berna (Astronomischen Instituts der Universität Bern, AIUB), Datch el al. (2007).

3.1. Cadencia de los procesamientos

La cadencia temporal de realización de los cálculos depende de si es el procesamiento rutinario o los procesamientos ocasionales. De forma habitual y totalmente automática se realiza el procesamiento rutinario una vez por semana donde se calculan las coordenadas de las estaciones de los siete días de una semana. Ese cálculo se realiza con una demora respecto a las observaciones de unos 15 días. Esta dilación viene motivada por el propio retraso de los productos precisos del IGS. En cuanto a los procesamientos ocasionales, estos tienen diversos motivos. Por un lado la existencia de fallos en el automatismo de los cálculos o la aparición de nuevas observaciones que no estaban disponibles en el procesamientos rutinario, pero sobre todo y más importantes son los procesamientos ocasionales o reprocesamientos que viene motivados por la existencia de nuevos productos IGS con mejores cualidades o la existencia de nuevos modelos que supongan un aumento en la precisión de las coordenadas finales.

3.2. Reprocesamientos

El reprocesamiento más reseñable realizado hasta el momento es el producido con la aparición de productos del IGS reprocesados, que nos permitirán usar un mismo Marco de Referencia Terrestre Internacional (International Terrestrial Reference Frame, ITRF), en concreto en el marco de referencia terrestre IGS05, Gendt et al. (2010), estrechamente relacionado con ITRF2005. La existencia de estos nuevos productos, efemérides y relojes de satélites, permitió reprocesar todos los datos existentes hasta ese momento, desde el año 1996. Hasta entonces los cálculos se habían realizado en el mismo marco de referencia en que se iban publicando los productos del IGS, estos fueron ITRF94, ITRF96, ITRF97 e ITRF00. Cada cambio de marco supone en la práctica un salto en las series de coordenadas que puede llegar a ser de algunos centímetros. Al reprocesar se consiguió entonces unificar todos los cálculos en un mismo marco de referencia, lo que posibilita un análisis de las series de coordenadas más eficaz.

Además y paralelamente a este cambio, se consiguió unificar los modelos de calibración del centro de fase de las antenas a modelos absolutos, cuando antaño se empezó con relativos. Por otra parte, la forma de modelar la troposfera se unificó y el modelo de cargas oceánicas pasó de GOT99.2 a FES2004, Valdés el al. (2008)]. Todas estas circunstancias dieron lugar a un conjunto de coordenadas con un cálculo homogéneo. En abril del 2011 un nuevo marco de referencia se empezó a utilizar en los productos IGS, el IGS08, estrechamente relacionado a ITRF08, Altamimi et al. (2011), con lo que a partir de entonces conviven coordenadas en IGS05, Ferland el al. (2009) con coordenadas en IGS08 en nuestras series; a la espera de la publicación de productos IGS reprocesados en IGS08 para volver a reprocesar y unificar en IGS08.

3.3. Agrupación (clustering)

En el modelo de dobles diferencias, el aumento del número de estaciones procesadas aumenta el tiempo de cálculo de forma exponencial, pudiendo llegar a hacer inviable el tratamiento de las grandes matrices que se forman, en el momento del cálculo de los parámetros, en una computadora normal. Dado el alto número de estaciones procesadas, hasta 340, y la metodología de dobles diferencias utilizadas, la única opción de cálculo en este caso es la agrupación de estaciones en pequeñas subredes, con estaciones en común, que si sean tratables por la computadora. En este caso, los grupos se crean automáticamente para cada día por criterios de mínima distancia y siempre con menos de 20 estaciones por subred. Posteriormente, se agrupan las ecuaciones normales del ajuste de las subredes, Datch el al. (2007), obteniendo de esta forma un resultado similar a la no agrupación.

3.4. Características principales de procesamiento

En la Tabla 2 se detallan las opciones del cálculo utilizadas en el procesamiento. En esta tabla, por un lado se tratan los modelos utilizados y por otro lado los parámetros estimados en el ajuste.

Tabla 2 – Característica	principales	del procesamiento	(Main
processing featuress)			

Aspecto	Característica
Modelos de med	lida
Preprocesa- miento	Preprocesamiento de fase baselinea a baselinea usando triples diferencias. En la mayor parte de los casos, los saltos de ciclo son fijados mediante la búsqueda simultánea en diferentes combinaciones lineales de L1 y L2. Si un salto de ciclo no puede fijarse, las observaciones afectadas son eliminadas y se establece una nueva ambigüedad de ciclo inicial.
Observable básico	Portadora de fase. El código se usa sólo para calcular los estados de los relojes de los receptores.
Máscara de	3º con ponderación dependiente de la elevación por

alavación	$\cos^2(\pi)$
	Cos (z).
datos	Para resolucion de amoiguedades 50 segundos.
Observable	Debles diferencies, con le combinación de libre
modelado	ionosfera.
Calibraciones del centro de fase de la antenas terrestres	Correcciones absolutas del centro de fase basadas en modelo IGS08, se considera la calibración individual si ésta existe.
Calibraciones del centro de fase de la antenas de los satélites	- Absolutas del centro de fase basadas en el modelo IGS08.
Troposfera	Modelo a priori es Dry-Niell con estimaciones a intervalos horarios para cada estación usando la función de modelado Wet-Niell sin sigmas a priori. Los gradientes horizontales son estimados cada día y estación, en modo <i>tilting</i> , sin constreñimientos a priori. Estimación horaria para cada estación de los ZPD's, se generan los ficheros troposféricos.
Ionosfera	Se calcula un modelo regional. Sólo se usa en la resolución de ambigüedades. No es modelada en la solución final ya que se elimina formando la combinación libre ionosfera de L1 y L2.
Parámetros esti	mados (Valores a priori y sigmas)
Ajuste	Algoritmos mínimos cuadrados ponderados.
Criterios de rechazo de observaciones	Los RINEX con menos del 10% de posibles observaciones son eliminados. Los Residuos de observaciones mayores de 2.5mm son eliminados. Las baselíneas donde se exceden los 5mm de sigma son excluidas.
Definición del Datum	Las estaciones del IGS con coordenadas y velocidades publicadas en IGS08: BRST, CAGL, CAGZ, GMAS, HERS, HERT, LROC, MAS1, MATE, ONSA, PDEL, RABT, SCOR, SFER, TLSE, VILL, YEBE, ZIMM son usadas con condición de mínimo constreñimiento de translación.
Troposfera	Constreñimientos absolutos y relativos: 5.0m Calculo de ficheros troposféricos con coordenadas de solución semanal.
Ionosfera	Uso de modelo regional ionosférico precalculado para resolución de ambigüedades con QIF.
Resolución de ambigüedades	Usando la estrategia quasi-ionosphere-free (QIF) con información regional de TEC a 10°
Estado de relojes	Relojes de satélite: las derivas se eliminan formando las dobles diferencias. Relojes receptor: derivas estimadas durante el preproceso usando las medidas de código.
Orbitas y ERP	Parámetros de rotación del polo y órbitas finales precisas del IGS.
Efemérides Planetarias	Modelo DE200.
Mareas	Según estándares IERS 1996/2000
Cargas Oceánicas	Modelo FES2004
Carga atmosférica	No se tiene en cuenta

4. RESULTADOS

Una vez realizados todos los cálculos y comprobado que existe una buena repetibilidad entre los datos de los días de cada semana se obtienen los resultados finales para cada día. Estos son, por un lado los ficheros en el Formato de Intercambio Independiente de Soluciones (Solution Independent Exchange Format, SINEX), Rotacher et al. (2006)], donde se definen las coordenadas finales así como sus precisiones además de los parámetros principales del ajuste estadístico del que provienen. Por otro lado las soluciones troposféricas en forma del Retraso Total en el Zenit (Zenith Total Delay, ZTD) para cada hora. Estos últimos datos son apropiados para estudios de comportamiento de la atmósfera en Meteorología, Romero et al. (2009). Pero estos resultados meteorológicos tienen una antigüedad de 15 días cuando son obtenidos y pierden parte de su utilidad por su demora.

Para cálculos en tiempo casi-real existe otro proyecto en el que participa el IGN a nivel europeo, el proyecto de determinación de vapor de agua con GNSS de EIG EUMETNET (EUMETNET EIG GNSS Water Vapour Programme, E-GVAP), Vedel (2005). Las coordenadas más actuales de IBERRED son utilizadas como dato de partida en este proyecto.

4.1. Series Temporales de Coordenadas

Las coordenadas diarias obtenidas residen en los ficheros SINEX de cada día y se encuentran en el marco de referencia terrestre en el que fueron calculadas, que depende del marco de referencia de las órbitas y de las coordenadas de las estaciones que definen el datum. En el proyecto IBERRED los datos desde el año 1996 hasta abril de 2011 se encuentran en IGS05 y los datos posteriores en IGS08 expresadas todos ellos en coordenadas cartesianas tridimensionales geocéntricas (X, Y, Z).

Agrupando en tablas por estación estas coordenadas para cada día, tendremos las series temporales de coordenadas cartesianas diarias expresadas en el marco de referencia terrestre. Así se construyen las series numéricas en ficheros independientes para cada estación y también su representación gráfica. En la siguiente Figura 3 se muestra un ejemplo de este tipo de serie para la estación de YEBE en la provincia de Guadalajara. Con el ejemplo de esta estación en particular se pretende mostrar las diferencias básicas de los diversos tipos de series.

En la Figura 3 se observa más dispersión en las coordenadas X y Z. Esto se explica ya dada la posición geográfica de la estación y la mayor indeterminación GNSS en el cálculo de la altitud. Esta indeterminación de la altitud se proyecta en las coordenadas X y la Z cartesianas geocéntricas.



Figura 3 - Serie Temporal de la estación YEBE (Yebes, Guadalajara) en coordenadas cartesianas tridimensionales geocéntricas con barras de error en el marco de referencia terrestre internacional (IGS05-IGS08). Time serie of YEBE station (Yebes, Guadalajara) in geocentric three dimensional Cartesian coordinates with error bars in International Terrestrial Reference Frame IGS05-08.)

Las series, expresadas así, no son de gran utilidad práctica para detectar movimientos sobre la superficie terrestre, como las expresadas en coordenadas locales topocéntricas (Norte, Este, Elevación). Para ello se realiza la oportuna transformación, que consiste en la rotación y traslación hacia el sistema topocéntrico local con referencia en las coordenadas geográficas de las coordenadas medias de cada estación. Habremos creado, en esta ocasión, las series temporales topocéntricas locales diarias de cada estación, como vemos en la Figura 4.



Figura 4 - Serie Temporal de la estación YEBE (Yebes, Guadalajara) en coordenadas topocéntricas locales con barras de error en el marco de referencia terrestre internacional (IGS05-IGS08). (*Time serie of YEBE* station (Yebes, Guadalajara) in local topocentric coordinates with error bars in International Terrestrial Reference Frame IGS05-08.)

Se puede apreciar como en esta serie, la mayor dispersión afecta a la altura. El desplazamiento en las coordenadas Norte y Este corresponde en su inmensa mayoría al propio movimiento geodinámico dentro de un marco terrestre de referencia dado. Este tipo de series son más útiles de interpretar para la mayoría de aplicaciones.

Una de las formas de eliminar el desplazamiento superficial de los puntos debidos en gran medida al movimiento de placas tectónicas, es expresar las coordenadas en otro marco de referencia que en vez de ser de ámbito internacional sea de ámbito regional. En nuestro caso disponemos de un sistema de este tipo, el Sistema Terrestre de Referencia Europeo (European Terrestrial Reference System, ETRS89), que además de ser oficial en la España y Portugal continentales, cumple la condición de ser fijo a la parte estable de la placa euroasiática, Altamimi (2011), condición que se cumple en la mayor parte de la Península. En la práctica, la transformación consiste en la aplicación a las coordenadas cartesianas geocéntricas, expresadas en los marcos de referencia terrestre, las expresiones recomendadas por EUREF, Boucher et al. (2011) con el resultado de obtener coordenadas en la realización de ETRS89 llamada ETRF2000, por un lado desde IGS05 lo que se anota como ETRF2000(R05) o desde el IGS08 lo que se nombra como ETRF2000(R08). Estas coordenadas en ETRF2000 se pueden expresar tanto en coordenadas cartesianas geocéntricas (X, Y, Z) como en coordenadas topocéntricas locales (Norte, Este, Elevación) de la misma forma que ocurría en el caso anterior. En la Figura 5 se muestra la serie en coordenadas topocéntricas locales para la misma estación que antes, YEBE.



Figura 5 - Serie Temporal de la estación YEBE (Yebes, Guadalajara) en coordenadas topocéntricas locales con barras de error en el marco de referencia terrestre europeo (ETRF2000). (*Time serie of YEBE station* (*Yebes, Guadalajara*) in local topocentric coordinates with error bars in European Terrestrial Reference Frame (ETRF2000).)

Se observa en la Figura 5 que prácticamente ha desaparecido el movimiento superficial de la estación aunque queda un ligero movimiento remanente que se puede explicar de forma general como un movimiento estrictamente local o que la localización del punto no cumple rigurosamente la pertenencia a la parte más estable de la placa euroasiática.

4.2. Cálculo de velocidades.

Al pretender utilizar estas series tal como están en el estudio de desplazamientos de los puntos en un periodo medio o largo, nos encontramos con que las series calculadas hasta este momento son series 'brutas'. Aún no se han estudiado los intervalos de datos que por una u otra cuestión sean erróneos y por lo tanto suprimibles o las coordenadas que por una u otra razón están fuera de tendencia (outliers), o incluso los saltos en las series que aparecen por diversas causas, la más frecuente un cambio de instrumental. En definitiva, a través del estudio de las series se encuentran estas anomalías que son debidamente anotadas y utilizadas para convertir las series en series

limpias de anomalías. En estas series 'limpias' ya si podemos estudiar los desplazamientos de los puntos.

Una estrategia para encontrar anomalías de este tipo es el estudio de sus velocidades, que una vez vistas en el conjunto regional nos avisarán a simple vista de tendencias que no corresponden a lo esperable, de tal forma que iterativamente se refinarán, tanto las series, como las velocidades. Actualmente se está centrando el trabajo en la mejora de esta fase del proyecto.

Para el cálculo de estas velocidades se ha usado el programa de análisis de series temporales de coordenadas GNSS CATS, Willians (2008), que permite el cálculo de velocidades y el manejo de saltos en las series.

Una vez limpiadas las series y seleccionadas aquellas con más de dos años y medio de datos, que es considerado el mínimo número de años para obtener unas velocidades fiables, Belewitt et al. (2002), se calculan las velocidades tanto horizontales, a partir de las componentes Norte y Este, como verticales.

En las Figuras 6 y 7 se observan los vectores velocidad en el marco ETRF2000. Nos centramos en el área ibérica para observar mejor las características de las velocidades.



Figura 6 - Mapa de velocidades horizontales en ETRF2000 de estaciones en área de la Península Ibérica. (Horizontal velocity map in ETRF2000 for stations in Iberian Peninsula)



Figura 7 - Mapa de velocidades vertical en ETRF2000 de estaciones en área de la Península Ibérica. (*Verticall velocity map in ETRF2000 for stations in Iberian Peninsula*)

Se concluye en cuanto a las velocidades horizontales, que en líneas generales el comportamiento respecto a la realización ETRF2000 de ETRS89 en la península ibérica no es homogéneo aumentando el tamaño de los vectores de Norte a Sur con un aparente giro en el sentido retrógado. Lo que nos da una idea del comportamiento geodinámico de la península. También en líneas generales no aparece ningún hundimiento ni levantamiento generalizado.

Además, en un sentido más particular se observan estaciones con comportamientos fuera de la tónica general, como ACOR (A Coruña), AVEL (Lleida), BAND (Ourense), LORC y LORC2 (Murcia), etc., a veces sólo en la velocidad horizontal o vertical y otras en ambas. Para estudiar con detalle el comportamiento concreto de una estación es preciso analizar en detalle su serie temporal, como haremos con algunos ejemplos a continuación.

4.3. Casos Particulares

Algunas estaciones presentan resultados concretos que es interesante analizar en detalle. Son muchas las estaciones que a través del estudio de sus series permiten estudiar diversos fenómenos. El caso de la estación permanente instalada en El Hierro, llamada FRON, es muy ilustrativo ya que la observación de una elevación en la estación, junto a otros datos volcanológicos permitió estudiar la fase pre-eruptiva de la erupción que comenzó en octubre de 2011. Son numerosos los casos y fenómenos observados, ya sean de deformación o por causas puramente instrumentales. Dada la imposibilidad de comentar todos los casos, se han escogido tres de ellos, que demuestran el poder de detección de fenómenos del análisis de las series de coordenadas.

4.3.1. LORC (Lorca, Murcia): En Lorca se han observado dos fenómenos que se ilustran en la Figura 8. Por un lado un pequeño salto en las series motivado por el terremoto de mayo de 2011, que se observa sobre todo en la componente Norte y que llega a ser de algún centímetro.



Figura 8 - Serie Temporal de la estación LORC (Lorca, Murcia) en coordenadas topocéntricas locales con barras de error en el marco de referencia terrestre europeo (ETRF2000). (*Time serie of LORC station* (Lorca, Murcia) in local topocentric coordinates with error bars in European Terrestrial Reference Frame (ETRF2000).)

Por otro lado, se observa un hundimiento de la estación de alrededor de 9 cm anuales y que concuerda con resultados obtenidos con Radar Interferométrico de Apertura Sintética (Interferometric synthetic aperture radar, InSAR) González et al. (2011) que apuntan a un posible origen hidrológico.

4.3.2. ACOR (A Coruña, Galicia): En este caso también se observan dos fenómenos ilustrados en la Figura 9. Por un lado un hundimiento progresivo desde mediados de 2002 hasta mediados del 2003. El motivo que lo originó fue instrumental, la degradación progresiva del amplificador de la antena hizo que la cantidad y calidad de los satélites seguidos fuera cada vez peor.

Por otro lado, se observa un hundimiento constante y progresivo junto con un desplazamiento al Este que ocurre en toda la serie registrada. Se ha comprobado con mediciones de nivelación de alta precisión que el edificio que contiene la estación, el mareógrafo de A Coruña y situado en el extremo de un muelle, se esta inclinando hacia el Este ligeramente.



Figura 9 - Serie Temporal de la estación ACOR (A Coruña) en coordenadas topocéntricas locales con barras de error en el marco de referencia terrestre europeo (ETRF2000). (*Time serie of ACOR station* (A Coruña) in local topocentric coordinates with error bars in European Terrestrial Reference Frame (ETRF2000).)

4.3.3. 3CAN (Tres Cantos, Madrid): En este caso lo que nos muestra la Figura 10, sobre todo en la componente vertical, es una oscilación con un periodo de algo más de un año y con una amplitud de hasta 4 cm. El origen de este fenómeno es más complejo, si elimináramos un origen en la tipología de la monumentación, podríamos pensar en un posible origen hidrológico dada su estacionalidad. Pero estas no son aun más que conjeturas a la espera de estudios adicionales.



Figura 10 - Serie Temporal de la estación 3CAN (Tres Cantos, Madrid) en coordenadas topocéntricas locales con barras de error en el marco de referencia terrestre europeo (ETRF2000). (*Time serie of 3CAN station* (*Tres Cantos, Madrid*) *in local topocentric coordinates with error bars in European Terrestrial Reference Frame (ETRF2000).*)

5. CONCLUSIONES

El proyecto IBERRED detecta movimientos en la superficie terrestre con una precisión y distribución hasta hace pocos años difíciles de imaginar. Se demuestra que, dado el seguimiento constante que realiza, es la más adecuada de las herramientas posibles para cualquier estudio sobre los sistemas y marcos de referencia que utilizamos. Han sido varios los gestores de redes GNSS regionales que han pedido unas coordenadas adecuadas para sus estaciones al IGN. El proyecto IBERRED ha sido el productor de esas coordenadas demostrando su utilidad práctica, ya que esas coordenadas son básicas cuando utilizamos las redes de correcciones en tiempo real. Las coordenadas calculadas, precisas y actualizadas, son el punto de partida para otros proyectos meteorológicos, como E-GVAP. IBERRED se comporta como un sensor de los movimientos de nuestro territorio, sus series nos muestran una gran variedad de fenómenos, ya sean instrumentales o físicos, como deformaciones de origen tectónico, volcánico o hidrológico.

Pero este proyecto dejaría de tener sentido si no continua actualizándose y mejorando. En primer lugar, en cuanto a las redes procesadas, que deberá tender a la completitud. La comunicación con los gestores de las distintas redes debería ser más activa y comprometida por ambas partes. Pero técnicamente también se deberá mejorar la forma de estudio de las series, con análisis espectrales y análisis de ruido. Se debe normalizar la forma en que se describen las anomalías de las series: saltos, ventanas de datos erróneos, puntos fuera de tendencia, que permitan su aprovechamiento en los reprocesamientos. En breve se espera la publicación de productos reprocesados IGS, en IGS08, lo que implicará un nuevo reprocesamiento. El cálculo debe aprovechar las observaciones GLONASS y Galileo en un futuro cercano. Los resultados en las Islas Canarias han permitido detectar no sólo deformaciones puntuales, sino también permitirán estudios geodinámicos del área a más largo plazo. Muchas de las estaciones son de reciente instalación y es pronto para obtener conclusiones del archipiélago.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto no sería posible sin el trabajo de tantas personas y la implicación de todas aquellas instituciones, Comunidades Autónomas y empresas que han hecho posible la existencia de cada una de las estaciones permanentes GNSS procesadas, que además en su gran mayoría son de disposición pública y gratuita. Nuestro agradecimiento por el gran valor que tiene su trabajo para la Geodesia.

6. **REFERENCIAS**

- Altamimi, Z., X, Collilieux, L. Métivier (2011): "ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame", Journal of Geodesy 2011, vol. 85 pp. 1332-1394, Springer Science + Business Media, 0949-7714 electronic: 1432-1394.
 Altamimi, Z. (2011): "European Terrestrial Reference System 89 (ETRS89)",
- http://etrs89.ensg.ign.fr/. Blewitt, G., D. Lavallee (2002): "Effect of annual signals on geodetic velocity", Journ.
- Geophys. Res., Vol. 107(B7), 10.1029/2001JB000570, 2002. Boucher, C., Z. Altamimi (2011): "Memo: Specifications for reference frame fixing in
- the analysis of a EUREF GPS campaign^{*}, <u>http://etrs89.eng.ign.fr/memo-V8.pdf</u> Bruyninx, C., J. Legrand, F. Roosbeek (2009): "EPN Status and Network Management"
- Florence, Italy, May 27-30 2009, EUREF Publication, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie (En prensa)
- Datch, R., P.F., Hugentobler, M. Meindl (2007): "User Manual of the Bernese GPS Software Version 5.0" (2007)
- Dow, J.M., R. E. Neilan, C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems", Journal of Geodesy (2009) vol. 83, pp 191–198, DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- (2009) Vol. 30, pp 191-190, DOI. 10.1007/BCO. 500 000 01 Estey, L. H., C. M. Meertens (1999); "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data", GPS Solutions (pub. by John Wiley & Sons), Vol. 3, No. 1, pp. 42-49, doi:10.1007/PL00012778, 1999.
- Ferland, R., M. Piraszewski (2009): "The IGS-combined station coordinates, earth rotation parameters and apparent geocenter", Journal of Geodesy 2009, vol. 83 p. 385, Springer Science + Business Media, 0949-7714 electronic: 1432-1394.
- Gendt G., J. Griffiths, Th. Nischan, J. Ray (2010): "IGS reprocessing -- Summary of orbit/clock combination & first quality assessment (2010)" presentation at IGS 2010 Workshop, Newcastle upon Tyne, UK, 30 June 2010.
 González, P.J., J. Fernández (2011): "Drought-driven transient aquifer compaction
- González, P.J., J. Fernández (2011): "Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry" Geology, Junio 2011, vol. 39, pp. 551-554, first published on May 4, 2011, doi:10.1130/G31900.1.
- Gurtner, W., L. Estey (2005): "RINEX: The Receiver Independent Exchange Format Version 2.11". ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex211.txt.
- Quirós, R., M. Valdés, L. Lozano, M.A. Cano, J.A.S. Sobrino (2004): "Análisis de series de estaciones GPS permanentes ibéricas en el IGN" 4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Figueira da Foz (Portugal). 3-7 febrero 2004.
- Quirós, R., J.A.S. Sobrino, M.A. Cano, M. Valdés (2004): "National Report of Spain: Spanish national GPS Reference Stations Network (ERGPS)". Mitteilungen des Bundesamtes f
 ür Kartographie und Geodäsie. Band 33. EUREF Publication No.13. Frankfurt am Main 2004. ISBN 3-89888-885-1 pp 283.

Leick, A, (1995): "GPS Satellite Surveying" (1995), Wiley, ISBN 0-471-30626-6.. Romero, P.M., E. Cuevas, R. Ramos, M. Valdés, M. Schneider (2009): "Programa de

- Romero, P.M., E. Cuevas, R. Ramos, M. Valdés, M. Schneider (2009): "Programa de vapor de agua en columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña: Análisis e Intercomparación de diferentes Técnicas de Medida" de la Serie de Notas Técnicas digitales del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña de la AEMET Nota Técnica digital Nº 1, Abril 2009.
- Rothacher, M., D. Thaller (2006): "IERS Message nº 103". http://www.iers.org.
- Valdés M., L. García-Cañada, M.A. Cano (2008):"Estado actual de procesamiento en el Centro de Análisis Local de EUREF (IGE)" 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar (Portugal), Febrero de 2008.
- Vedel, H, (2005): "E-GVAP, Meteorology and Geodesy Sinergy" Presentation of E-GVAP at EUREF Symposium Vienna, Junio 2005.
- Williams, S.D.P. (2008): "CATS : GPS coordinate time series analysis software" GPS Solutions, Vol. 12, N° 2, Marzo 2008, pp. 147-153.

Análisis armónico de las observaciones mareográficas en el Puerto de Pasaia Harmonic analysis of the tide gauge observations in Pasaia Harbour

M. Benavent⁽¹⁾, J. Zurutuza⁽²⁾, E. Vélez⁽³⁾ and M. J. Sevilla⁽¹⁾ ⁽¹⁾ Fac. CC. Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Spain, <u>maite benavent@mat.ucm.es</u>, <u>miguel sevilla@mat.ucm.es</u>

⁽²⁾ Departamento de Geodesia de la Sociedad de Ciencias Aranzadi, Spain, jzurutuza@gmail.com

⁽³⁾ Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Madrid, spain, ejvelez@mat.ucm.es

SUMMARY

The main goal of this work is to study and compare the results obtained from the harmonic analysis of tide gauge records in the Pasaia harbour (Gipuzkoa, Spain). In February 2007, the University Complutense of Madrid and the company GEOLan Donosti S.L., with the financial support of the Provincial Council of Gipuzkoa, installed a depth sensor in the Pasaia harbor. One of the most important objectives of this institutional collaboration is to carry out studies related with local sea level changes. Thus, in this work we study the sea level observations recorded in Pasaia for a period of three years (2009 to 2011). The harmonic analysis of the time series have been carried out using different scientific software (SLPR2, Versatile_TIDANA and VAV) so that, we have compared the results obtained depending on the methodology and processing options used for each program. As a consequence of these studies we have obtained the harmonic constant for the main tidal constituents in Pasaia Harbor.

1. INTRODUCCIÓN

En el año 2007, la Universidad Complutense de Madrid y la empresa GELan Donosti S.L., con el apoyo económico de la Exc. Diputación Foral de Gipuzkoa, instalaron un sensor de profundidad en el puerto de Pasaia (Gipuzkoa, España) con el objetivo de llevar a cabo, entre otras, investigaciones relacionadas con las variaciones locales del nivel del mar (Vélez et al., 2008; Sevilla et al., 2011).

En este trabajo se estudian los registros del mareógrafo durante un periodo de tres años de observación, 2009 a 2011, con el fin de obtener unas constantes armónicas de marea en Pasaia. El análisis armónico de la serie de datos observados se ha llevado a cabo utilizando diverso software científico, incluyendo SLPR2, Versatile_TIDANA y VAV. Estos programas de análisis se fundamentan en diferentes metodologías, así mismo incluyen distintas opciones de procesado. Hemos comparado los resultados obtenidos con los diferentes programas y, basándonos en el estudio de los residuales de marea, proporcionamos unas constantes armónicas de marea en la estación Puerto de Pasaia. El trabajo se ha estructurado de la siguiente forma: En las Secciones 2 y 3 se describe la situación de la estación mareográfica y la instrumentación instalada en la misma, respectivamente. La serie de datos observados y considerados el estudio se presenta en la Sección 4. Los programas utilizados para el análisis de dichas observaciones se especifican en la Sección 5, así como se describe brevemente la metodología de cada uno de ellos y las opciones de procesado empleadas en nuestro análisis. Finalmente, en la Sección 6 se presentan los resultados obtenidos.

2. LOCALIZACIÓN DE LA **ESTACIÓN** MAREOGRÁFICA

La estación mareográfica se ubica en Pasaia, puerto de la cornisa cantábrica en el norte de España (Fig. 1). Dentro del puerto, la estación se localiza en las proximidades de las dependencias del Centro Tecnológico del Mar y los Alimentos (AZTI), lo que facilita unas buenas condiciones de instalación y de mantenimiento. Cabe destacar que, a escasos metros del mareógrafo se localiza una de las estaciones GPS de la Red Activa de la Diputación Foral de Guipúzcoa, utilizada para la determinación de movimientos verticales del terreno y el estudio de las variaciones locales y absolutas del nivel del mar (Sevilla et al., 2011).



Estación PASAIA

Figura 1 - Situación del mareógrafo en el puerto de Pasaia (coordenadas 43°.32 N, 1°.93 O). Imágenes obtenidas con Google Earth. (Location of the tide gauge in Pasaia harbour (coordinates 43°.32 N, 1°.93 W). Images obtained using Google Earth)

3. INSTRUMENTACIÓN E INSTALACIÓN

La instación del mareógrafo, un sensor de profundidad Digiquartz (Paroscientific Inc.) modelo 8DP070-GV con elctrónica inteligente modelo 735, se caracteriza por un sistema de doble tubo (Fig. 2), uno exterior anclado a la pared del puerto y otro interior en el que se fija el sensor, a una profundidad de 7 m respecto del nivel del muelle. Este diseño garantiza la robustez de la instación, evitando variaciones de posición en el sensor, además del oleaje externo.



Figura 2 - Instrumentación instalada en la estación: (Izda) Sensor de profundidad Digiquartz (Paroscientific Inc. modelo 8DP015-GV-2) y electrónica inteligente (Paroscientific Inc. modelo 735). (Dcha) Vista de la instalación del mareógrafo en el interior del sistema de doble tubo. (Instrumentation installed in the station: (Left) Digiquartz depth sensor (Paroscientific Inc. model 8DP015-GV-2) and intelligent displey (Paroscientific Inc. model 735). (Right) View of the itde gauge installation inside a double tube system)

4. DATOS

La serie de datos considerada en este estudio corresponde a las elevaciones del nivel del mar registradas por el mareógrafo desde el 09/07/2009 hasta el 31/12/2011 con una frecuencia de muestro de 5 minutos (Fig. 3).



Figura 3 – Observaciones en la estación Pasaia: (Izda) Periodo completo de observación. (Dcha) Detalle sobre ocho días de registro. (Observations in Pasaia station: (Left) Entire observation period. (Right) Zoom over a period of eight day)

El régimen de marea en la región es predominantemente semidiurno, siendo el constituyente principal en esta banda de marea M2. En la Figura 4 se ha representado el espectro de amplitudes de la serie temporal para las bandas de marea semidiurna y diurna, en las que se han señalado los constituyentes armónicos de marea dominantes.



Figura 4 – Espectro de amplitudes de la serie temporal sobre las bandas de marea de 2 ciclos por día (izda) y 1 ciclo por día (dcha). (Amplitude spectrum of the time series over the tidal bands of 2 cycles per day (left) and 1 cycle per day (right))

5. ANÁLISIS ARMÓNICO DE LAS OBSERVACIONES

El análisis armónico de las observaciones se ha llevado a cabo utilizando tres programas, basados en diferentes metodologías de análisis y que incluyen, además, diferentes opciones para el procesado de las observaciones. En esta Sección se describen brevemente la metodología de análisis de cada programa y las opciones de procesado utilizadas en cada caso en este estudio. En la Sección siguiente se presentarán y compararán los resultados obtenidos con cada programa.

5.1 Con el Software Versatile_TIDANA

El Software Versatile harmonic TIDal ANAlysis (Foreman et al., 2009) se caracteriza por:

a) Admitir datos con frecuencia de muestro aleatoria e interrupciones. Además, evita la restricción temporal máxima de un año de la metodología clásica (Foreman, 1977) e implementada en el software SLPR2 (University of Hawaii Sea Level Center).

b) Incorporar directamente en el ajuste mínimo cuadrático correcciones nodales e inferencia a diferencia de SLPR2 que las introduce como correcciones a posteriori.

c) Resolver el sistema matricial mediante la Descomposición de Valor Singular (SVD) y proporcionar matrices covarianza y coeficientes de correlación, que son de utilidad en la elección de constituyentes armónicos incorporados en el análisis.

Entre las opciones seleccionadas para el análisis de las observaciones registradas en la estación Puerto de Pasaia con el software Versatile_TIDANA destaca:

 La inclusión de 38 ondas de marea diurnas y semidiurnas en el análisis, más un total de 26 constituyentes de aguas someras (estos últimos resultados no se presentan en este trabajo por encontrarse fuera de los objetivos del mismo).

Cabe destacar que las opciones de análisis han sido seleccionadas una vez realizados diversos estudios comparativos con este mismo programa. Estos estudios incluyen:

- La selección del conjunto de constituyentes armónicos incluidos en el análisis.
- El estudio de los residuales en el dominio del tiempo y de la frecuencia.
- El estudio comparativo con el método clásico de análisis armónico empleado con el software SLPR2.

Los resultados obtenidos en el análisis de la serie temporal con Versatile_TIDANA se presentan en la Tabla 1.

5.2 Con el Software VAV

El análisis armónico de las observaciones mareográficas con el software VAV (Venedikov et al., 2005, 2003) se realiza mediante su transformación del dominio del tiempo al dominio del tiempo/frecuencia a través de un proceso de filtrado. El algoritmo mínimos cuadrados se aplica en el dominio del tiempo y de la frecuencia bajo la consideración de ruido de color. Esto permite una estimación de la precisión independiente de la frecuencia. Además, con respecto al método de análisis, cabe destacar:

a) La modelización teórica apropiada de la señal de marea, que permite considerar en el proceso de análisis armónico todas las mareas parciales.

b) La admisión de datos con incrementos de tiempo arbitrarios, no equiespaciados e interrupciones.

c) La detección automática de datos anómalos y la elección del modelo que mejor se ajusta a los datos (conjunto de ondas de marea seleccionadas para el análisis, tamaño de la ventana temporal de aplicación de los filtros y el polinomio de deriva considerado).

Las opciones de procesado y análisis de las observaciones registradas en el Puerto de Pasaia con el programa VAV incluyen:

- Un conjunto de ondas de marea que incluye 30 mareas diurnas y semidiurnas.
- Una ventana temporal de 24 horas para la partición de los datos y un polinomio de grado uno para el modelo de deriva en cada intervalo.

Como en el caso anterior, hay que señalar que las opciones de análisis anteriores han sido seleccionadas después de realizar diversos estudios comparativos entre las opciones de procesado y análisis que incluye este programa. Algunos de estos estudios son:

- El conjunto de ondas seleccionada para el análisis.
- La ventana temporal para la partición de los datos (de 24 ó 48 horas) y el grado (1 ó 2) del polinomio para el modelo de deriva en cada intervalo.
- La localización de intervalos anómalos.
- El estudio de los residuales obtenidos en el dominio del tiempo y de la frecuencia.

Los resultados obtenidos en el análisis de la serie temporal con el software VAV se presentan en la Tabla 1.

6. RESULTADOS

Las constantes armónicas de marea (amplitudes y fases) obtenidas en el análisis armónico de las series del nivel del mar observadas en la estación puerto de Pasaia, con los programa Versatile_TIDANA y VAV, se presentan en la Tabla 1. En el caso de los resultados obtenidos con VAV se indica, además, la desviación estándar obtenida para cada constituyente de marea en el proceso de análisis armónico. Finalmente, debe señalarse que, para la presentación de resultados se han seleccionado los armónicos:

1) Con desviación estándar de la fase inferior a 40°.

- 2) Con amplitud superior a 2 mm.
- 3) Con un error relativo en amplitud inferior al 50%.

En los resultados presentados en la Tabla 1 se observa que, las diferencias en las amplitudes y fases de los constituyentes de marea dominantes en las bandas diurna y semidiurna obtenidas usando VAV y Versatile_TIDANA son

- En amplitud: 0.003 cm (lo que supone un 0.04% del valor de la amplitud) para la onda O1; 0.166 cm (2.62%) para K1, 0.098 cm (0.34%) para N2, 0.115 cm (0.08%) para M2 y 0.082 cm (0.17%) para S2.
- En fases: 0.37° para O1, 0.2° para K1, 3.59° para N2, 0.03° para M2 y 0.05° para S2.

Además, para los constituyentes presentados las diferencias obtenidas entre ambos resultados no exceden significativamente, por lo general, los errores estimados en la determinación de dichos constituyentes.

Tabla 1 - Amplitudes (en cm) y fases (en grados, respecto a Greenwich) de los principales constituyentes de marea obtenidos en el análisis armónico con Versatile_TIDANA y VAV. (Amplitudes (in cm) and phases (in degree, with respect to Greenwich) of the main tidal constituents obtained from the harmonic analysis using Versatile_TIDANA and VAV)

	Versatile_T	'IDANA	VA	V
Onda	Amplitud Fase		Amplitud	Fase
2Q1	0.389	230.85	0.393±0.051	219.42±7.48
SGM1	0.417	231.86	0.450±0.052	230.09±6.58
Q1	2.035	266.80	2.033±0.050	267.50±1.41
RO1	0.412	279.05	0.326±0.051	276.87±8.93
01	7.204	320.73	7.201±0.052	321.10±0.41
M1	0.833	7.66	0.813±0.038	6.56 ± 2.68
P1	1.965	56.37	1.827±0.054	53.25±1.70
S1	1.075	223.78	1.198±0.104	229.12±4.73
K1	6.292	67.92	6.126±0.052	68.12±0.49
J1	0.322	72.71	0.345±0.043	77.70±7.12
EPS2	1.110	20.12	1.251±0.044	20.71±2.02
2N2	3.918	45.23	4.055±0.049	44.03±0.69
MU2	4.675	49.23	4.698±0.049	47.61±0.60
N2	28.69	72.62	28.595±0.049	69.03±0.10
NU2	5.461	75.62	5.488±0.049	74.74±0.51
M2	135.7	92.63	135.826±0.050	92.60±0.02
L2	3.306	97.86	2.666±0.051	76.41±1.09
T2	2.615	118.20	2.670±0.052	117.18±1.12
S2	47.46	124.73	47.545±0.048	124.78±0.06
K2	13.30	122.43	13.288±0.049	121.99±0.21

Para determinar el conjunto de constantes armónicas en la estación puerto de Pasaia, de entre los resultados obtenidos con Versatile_TIDANA y VAV, se han calculado las series residuales. Dichas series se obtienen como la diferencia entre la marea observada y la calculada (a partir de las constantes armónicas obtenidas con cada progrma). En la Figura 5 se presentan los residuales obtenidos para el periodo completo de observación y en la Figura 6 una ampliación de la misma para un mes de registro.

Del estudio de estos residuales hay que destacar que, el valor medio de las diferencias entre la predicción de marea obtenida a partir del análisis armónico con Versatile_TIDANA respecto de la observada es de 0.002 cm (y desviación estándar de 11.02 cm). Con VAV el valor medio de las diferencias se reduce a 0.0002 cm (con desviación estándar de 5.97 cm). Esto es, VAV reduce en un factor de 10 el residual de marea, por lo que seleccionamos como constantes armónicas en la estación Pasaia las proporcionadas por este programa y listadas en la Tabla 1.



Figura 5 – Residuales de marea obtenidos en la estación puerto de Pasaia, para todo el periodo de observación, a partir del análisis armónico con VAV (arriba) y con Versatile_TIDANA (abajo). (Tidal residuals obtained in Pasaia harbour station, for the entire observing period, from the tidal harmonic analysis using VAV (top) and Versatile_TIDANA (bottom))



Figura 6 – Residuales de marea obtenidos en la estación puerto de Pasaia, para un mes de observación, a partir del análisis armónico con VAV (arriba) y con Versatile_TIDANA (abajo). (*Tidal residuals obtained in Pasaia harbour station, for a period of one month, from the tidal harmonic analysis using VAV (top) and Versatile_TIDANA (bottom)*)

7. AGRADECIMIENTOS

PROYECTO: 'Redes Geodésicas y GPS' desarrollado por la empresa GEOLAN DONOSTI S.L y la Universidad Complutense de Madrid para la Diputación Foral de Guipúzcoa.

8. REFERENCIAS

- Foreman, M.G.G., (1977, revised 2004): "Manual for tidal heights analysis and prediction". *Pacific Marine Science Report*, 77-10. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay. 58 pp.
- Foreman, M.G.G., Cherniawsky, J.Y. and V.A. Ballantyne (2009): "Versatile Harmonic Tidal Analysis: Improvements and Applications". J. Atmos. Oceanic Technol., 26,
- 806–817. doi: 10.1175/2008JTECHO615.1.
 Sevilla, M.J., Zurutuza, J. and A. Martin (2011): "Three Years of Tide Gauge Measurements in the Pasajes Harbour". FIG Working Week 2011, Marrakech, Marrakech, 2011, 2011.
- Morocco, 18-22 May 2011.
 Vélez, E.J., Zurutuza, J., Sevilla, M.J., Galparsolo, I and A. Antzizar (2008): "Tide gauge station in the Pasajes harbour". 6^a Asamblea Luso-Española de Geodesia y Geofísica, Tomar, 2008.
- Venedikov, A., Arnoso, J. and R. Vieira (2003): "VAV: a program for tidal data processing". *Comput. Geosci.* 29, 487–502.
 Venedikov, A., Arnoso, J. and R. Vieira (2005): "New version of program VAV for tidal data processing". *Comput. Geosci.* 31, 667–669.

Estudio de las Mareas Oceánicas en la Costa Este de Lanzarote (Islas Canarias). Aplicaciones Geodésicas Study of the Ocean Tides in the East Coast of Lanzarote (Canary Islands). Geodetic

Applications

Maite Benavent⁽¹⁾⁽³⁾, José Arnoso⁽²⁾⁽³⁾, Emilio J. Vélez⁽²⁾⁽³⁾ y Fuensanta G. Montesinos⁽¹⁾⁽³⁾

⁽¹⁾ Fac. CC. Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, España, maite_benavent@mat.ucm.es, fuensanta_gonzalez@mat.ucm.es ⁽²⁾ Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), Madrid, España, jose_arnoso@mat.ucm.es, ejvelez@mat.ucm.es

⁽³⁾ Grupo Geodesia UCM

SUMMARY

Over the last several decades numerous geodetic researches are being conducted in the Canary archipelago. Among the objectives of these researches crustal deformation, volcanic hazards monitoring or sea level studies are included. In Lanzarote, the most northern and eastern island of the archipelago, a permanent Geodynamics Laboratory (denoted as LGL) was established in 1987. Currently, there are a great number of precise geodetic and geophysical instruments operating continuously in the LGL (gravimeters, tiltmeters, extensometers, GPS, etc.). Most of the observations carried out there are being affected by the ocean tide loading effect (OTL), that must be corrected to use the observations for further geodetic and geodynamics investigations. The amplitudes of the OTL effect in the Canarian region reach very high values, and it is necessary a rigorous representation of the surrounding ocean tides for its precise modeling.

In this work we study the ocean tides in the east coast of Lanzarote from the analysis of sea level observations made using pressure depth sensors and coastal tide gauges located at three different stations. Results obtained from the analysis of the observed time series are compared with most modern global ocean tide models (TPXO7.2, EOT11a, HAMTIDE, FES2004) and also with the regional tide model of the Canary archipelago CIAM2.

1. INTRODUCCIÓN

Desde hace varias décadas se están llevando a cabo, en las diferentes islas que conforman el archipiélago Canario, numerosas investigaciones geodésicas con fines tales como el estudio de deformaciones del terreno por técnicas geodésicas y geofísicas, investigaciones en vigilancia de peligros volcánicos o el estudio de las variaciones del nivel del mar. En la Isla de Lanzarote, donde se ubica el Laboratorio de Geodinámica de Lanzarote, LGL (Vieira et al., 1991; 2006), se encuentran operando continuamente un gran número de instrumentos geodésicos y geofísicos de precisión (gravímetros, clinómetros, extensómetros, GPS, etc.). La mayoría de estas observaciones están afectadas por el efecto de carga causado por las mareas oceánicas que, debido a su magnitud, debe ser corregido en las observaciones para que éstas puedan emplearse con rigor en las investigaciones geodésicas, geofísicas y geodinámicas llevadas a cabo en la isla. Cabe señalar, además, que en esta región el efecto de carga oceánica alcanza amplitudes muy grandes y para su determinación se requiere una representación precisa de la marea oceánica circundante. Estas razones, ponen de manifiesto la importancia del estudio y modelización precisa de la marea oceánica en Canarias y, en particular, en el entorno de Lanzarote.

En este trabajo se estudian las mareas oceánicas en la costa este de Lanzarote, a partir del análisis de las observaciones de marea realizadas mediante diversos mareógrafos situados en tres emplazamientos diferentes, dos en la costa y el tercero en el océano a ocho metros de profundidad. Los resultados obtenidos se comparan con los modelos globales de marea oceánica más modernos, determinados a través de modelización hidrodinámica y asimilación de observaciones procedentes de altimetría por satélite y mareógrafos. Con este estudio se pretende incorporar mejoras en la serie de modelos de marea para el entorno de Canarias, denominada CIAM, que nuestro grupo de trabajo viene desarrollando los últimos años (Arnoso et al., 2006; Benavent et al., 2011).

2. ESTACIONES MAREOGRÁFICAS Y DATOS

El archipiélago Canario, localizado entre las latitudes 27° y 30° N y las longitudes 13° y 19° O, está compuesto por siete islas principales, siendo Lanzarote la situada más al este y al norte (Figura 1). La marea astronómica en la región es, principalmente, de tipo semidiurno, con amplitudes que alcanzan hasta 85 cm (al noreste de Lanzarote) para el constituyente dominante M2 (Figura 2).



Figura 1 – Mapa de situación de las islas Canarias y zoom sobre Lanzarote. Los símbolos en el mapa señalan la localización de las estaciones mareográficas. (Location map of the Canary islands and zoom over Lanzarote. Black symbols depict the location of the tide gauge stations)

Las observaciones de marea oceánica utilizadas en este estudio proceden de tres estaciones localizadas en la costa este de Lanzarote. La primera estación, **Jameos del Agua (JA)** pertenece al LGL. Se sitúa en mar abierto a 200 metros de la costa noreste de Lanzarote y a unos 8 metros de profundidad. En esta estación se dispone de dos series observadas en periodos de tiempo diferentes con dos sensores de presión de fondo: Un sensor Aanderaa WLR7 y un SAIV TD301A (en adelante se denotarán por JA-WLR7 y JA-TD301A, respectivamente). Las series tienen una longitud temporal de 7 meses en JA-WLR7 y unos dos años y medio en JA-TD301A. Las otras dos estaciones pertenecen a instituciones públicas: La primera, la estación **Arrecife-PE (AR-PE)** pertenece a la Red REDMAR de Puertos del Estado, PE (código 3470-Arrecife). Se encuentra situada al final del muelle de contenedores del puerto de Arrecife, a unos 23 kilómetros al sur de la estación JA. En AR-PE, las observaciones, con una longitud temporal de cuatro años, se han realizado con un mareógrafo radar MIROS. La última estación, Arrecife-IEO, AR-IEO (un mareógrafo de flotador clásico) pertenece al Instituto Español de Oceanografía (IEO) y se encuentra incluida en la red del Permanent Mean Sea Level Service, PMSLS (código 370/004). Los datos correspondientes a AR-IEO, un total de 27 años de observación, se encuentran disponibles a través del UHSLC (http://uhslc.soest.hawaii.edu). En la Figura 2, se muestran las observaciones registradas en las tres estaciones mareográficas. Cabe señalar que la gráfica correspondiente a JA-WLR7 muestra las observaciones del nivel del mar (en cm) respecto al cero del instrumento sin corrección de la presión atmosférica, que se ha representado de forma independiente en la misma gráfica. Para esta misma estación se muestra en la Figura 3 el espectro de amplitudes para las frecuencias de 0 a 4 ciclos por día y dos detalles de la misma sobre las bandas de marea diurna (ondas dominantes K1, O1, P1 y Q1) y semidiurna (ondas dominantes N2, M2, S2 y K2).

Tabla 1 – Localización de las estaciones mareográficas e instrumentación. Para cada estación se indica el periodo de observación y el número efectivo de días utilizado en el análisis. (Location of the tide gauge stations and instrumentation. For each station, the period of observation and the number of effective days used for the analysis are listed)

Estación	Coordenadas	Sensor	Periodo
AR-IEO	28°.95 N 13°.57 W	Flotador	1959/4/1-1991/12/31 (9822)
AR-PE	28°.97 N 13°.53 W	MIROS	2008/3/10-2012/2/13 (1339)
ТА	200 16 N 120 12 W	WLR7	1998/11/6-1999/6/9 (212)
JA	29.10 N 15.45 W	TD301A	2005/10/27-2009/11/13 (982)



Figura 2 – (Arriba) En la estación JA-WLR7, observaciones del nivel del mar, respecto del cero del instrumento y registros de presión atmosférica. (Abajo) Observaciones del nivel del mar en las estaciones AR-PE (izqda.) y AR-IEO (dcha.). ((Top) Sea level observations, with respect to the cero of the instrument, and atmospheric pressure records at JA-WLR7 station. (Bottom) Sea level observations at AR-PE (left) and AR_IEO (right))



Figura 3 – Espectro de amplitudes de mareas con frecuencias entre 0 y 4 ciclos por día. Zoom sobre las bandas de marea diurna y semidiurna. (Amplitude spectrum of tides with frequencies from 0 to 4 cycles per day. Zoom over diurnal and semidiurnal tidal bands)

3. ANÁLISIS DE LAS SERIES TEMPORALES

Antes de realizar el análisis armónico de las series temporales observadas, para determinar las constantes armónicas de marea (amplitudes y fases de cada onda), éstas se someten a controles de calidad y validación. Estos controles incluyen, entre otros, la inspección visual de los datos brutos (con el software TSOFT, Van Camp y Vauterin, 2005), la detección de picos, fallos instrumentales, etc. En caso de periodos de falta de datos no se realizan interpolaciones, ya que pueden introducir ruido y el software de análisis utilizado permite trabajar con interrupciones en las series.

Por otra parte, en la estación JA (sensores Aanderaa WLR7 y SAIV TD301A), las elevaciones del nivel del mar H (respecto del cero del instrumento) se han determinado a partir de las medidas de presión de fondo total, P, (suma de la presión atmosférica, P_{ATM} , y de la presión de la columna de agua) según la expresión

$$H = \frac{P - P_{ATM}}{\rho \cdot g} \tag{1}$$

siendo ρ la densidad media de la columna de agua sobre el mareógrafo ($\rho = 1026.7 \text{ kg/m}^3$) y g la gravedad ($g = 9.80665 \text{ m/s}^2$). La reducción de la presión del aire, P_{ATM} , de la presión total se realiza a partir de observaciones de la presión atmosférica (Figura 2) registradas en una estación meteorológica que se encuentra a una distancia de unos 200 m del mareógrafo.

El análisis armónico de las series temporales se ha llevado a cabo utilizando el software VAV (Venedikov et al., 2003, 2005), que se basa en la transformación de las observaciones del dominio temporal al dominio temporal y de frecuencias mediante un proceso de filtrado. Los parámetros de marea se estiman a partir del método de análisis armónico resuelto por mínimos cuadrados. Para el análisis se han utilizado diversas opciones que incluye el programa y que permiten incrementar la precisión en la estimación de los parámetros.

Constituyentes de marea incluidos en el análisis

La selección de las ondas de marea incluidas en el análisis se basa, principalmente, en la longitud de las series temporales, atendiendo al criterio de Rayleigh, y la desviación estándar de los parámetros de marea estimados. Debe señalarse que, en este contexto, por onda de marea se entiende un intervalo de frecuencia donde los parámetros de marea no varían para pequeños cambios de frecuencia, y de tal forma que, los parámetros de marea se consideran constantes, y se denotan con el nombre de la onda dominante, en dicho intervalo. Así, para la estación JA-WLR7, se seleccionó un conjunto de constituyentes para el análisis que incluye 13 ondas de marea diurnas y semidiurnas. Para las restantes estaciones se consideró un conjunto de 20 ondas de marea diurnas (SGQ1, 2Q1, SGM1, Q1, RO1, O1, TAU1, M1, CHI1, P11, P1, S1, K1, PS11, TET1, J1, SO1, OO1, NU1) y 10 semidiurnas (EPS2, 2N2, MU2, N2, NU2, M2, L2, T2, S2, K2). En la Figura 4 se ha representado, como ejemplo, el factor de amplitud estimado con sus respectivas barras de error, para el conjunto de constituyentes incluidos en el análisis en la estación JA-WLR7.



Figura 4 – En la estación JA-WLR7, factor de amplitud estimado, δ para las ondas seleccionadas en el análisis de marea. (*Amplitude factors,* δ , *estimated through the analysis of the waves selected in JA-WLR7*)

Detección automática de anomalías

VAV incorpora una opción para la detección automática de intervalos anómalos, mediante un proceso iterativo de testeo de los residuales de los datos filtrados. Aquellos intervalos cuyos residuales excedan un cierto umbral prefijado se consideran como anómalos y se eliminan del análisis. El proceso se repite de forma recursiva hasta que los parámetros de marea y/o su desviación media se estabilizan. En la Figura 5, se representan para la estación AR-IEO los residuales de los datos filtrados (banda de marea de 2 c.p.d) en la primera etapa del proceso y una vez transcurridas 6 iteraciones (observar que las escalas son diferentes). En la Figura 6, con el fin de mostrar la estación AR-PE y la onda de marea M2, obtenido tras cada iteración, su desviación estándar y el número de datos eliminados en cada iteración.



Figura 5 – Para la estación AR-IEO, residuales de los números filtrados, iteraciones 0 y 6, en la frecuencia de 2 ciclos por día. La línea horizontal representa el umbral prefijado 3σ , siendo σ la desviación estándar. (Residuals of the filtered numbers, iterations 0 and 6, for the frequency 2 cycles per day at AR-IEO station. Horizontal line is the 3σ threshold level, where σ is the estimated standard deviation)



Figura 6 – En la estación AR-PE, resultado de siete iteraciones, para mostrar el efecto de la eliminación de intervalos de datos anómalos con VAV. La gráfica muestra el valor del factor de amplitud para la onda M2. Para cada iteración se indica el porcentaje de datos eliminados (entre paréntesis) y la desviación estándar obtenida en el proceso de análisis demarea (debajo de los paréntesis). (Results of 7 iterations of VAV to see the effect of the elimination of anomalous data intervals at AR-PE station. Graphic shows value of the amplitude factor for M2 wave. For each iteration, the percent of data elimination (in bracket) and (below brackets) the standar deviation obtained in the tidal analysis process are shown)

4. RESULTADOS

Parámetros de marea estimados y su precisión

Los resultados obtenidos en el análisis armónico de las series temporales, amplitudes y fases de los principales constituyentes de marea junto con su precisión, se presentan en la Tabla 2. Asimismo, para las ondas de marea dominantes en la banda semidiurna, M2, y diurna, K1, se muestran diagramas de barras representando los parámetros de marea estimados (amplitudes en cm y fases, en grados, con respecto Greenwich) y su precisión (Figura 7). En la estación JA se observa que, para el constituyente armónico M2, el mayor error en la amplitud estimada se produce para el sensor Aanderaa WLR7. Eso se atribuye a la longitud de la serie observada por este sensor, de tan sólo 7 meses, frente a los dos años observados por el sensor SAIV TD301A. Así, en la estación JA consideraremos los parámetros de marea obtenidos con este último sensor.

Tabla 2 – Constantes armónicas obtenidas en las tres estaciones para las principales ondas diurnas y semidiurnas. (Harmonic constants resulting for the main diurnal and semidiurnal waves, at the three stations)

		01	L	P1		K1		
Est	ación	A (cm)	G (°)	A (cm)	G (°)	A (cm)	G (°)	
ΔR	IEO	5.278	296.16	2.017	28.70	6.823	42.15	
л	-ILO	±0.026	±0.29	±0.028	± 0.81	±0.027	±0.23	
AR	-PF	5.237	295.72	2.130	25.33	6.817	43.11	
1 110		±0.015	±0.16	±0.015	±0.41	±0.015	±0.13	
	WI P7	5.616	295.54	2.037	52.73	6.005	40.07	
ТA	W LIX /	±0.085	±0.87	±0.072	± 2.04	± 0.080	±0.78	
јл	TD201A	5.450	297.54	1.375	41.33	6.711	34.88	
	IDSUIA	±0.095	± 1.00	±0.112	±4.66	±0.101	±0.87	
		N2	2	M2	2	S2		
Est	ación	A (cm)	G (°)	A (cm)	G (°)	A (cm)	G (°)	
ΔR	IEO	17.297	19.11	84.408	34.77	31.751	58.16	
AI	-iLO							
		± 0.041	±0.14	± 0.040	±0.03	±0.039	±0.07	
AR	-PF	±0.041 17.484	±0.14 20.71	±0.040 83.856	±0.03 35.26	±0.039 31.770	±0.07 57.88	
AR	-PE	±0.041 17.484 ±0.036	±0.14 20.71 ±0.12	± 0.040 83.856 ± 0.035	± 0.03 35.26 ± 0.02	±0.039 31.770 ±0.034	± 0.07 57.88 ± 0.06	
AR	-PE	± 0.041 17.484 ± 0.036 16.914	± 0.14 20.71 ± 0.12 23.18	± 0.040 83.856 ± 0.035 81.701	± 0.03 35.26 ± 0.02 35.91	± 0.039 31.770 ± 0.034 30.367	± 0.07 57.88 ± 0.06 57.44	
AR	-PE WLR7	± 0.041 17.484 ± 0.036 16.914 ± 0.074	± 0.14 20.71 ± 0.12 23.18 ± 0.25	± 0.040 83.856 ± 0.035 81.701 ± 0.076	± 0.03 35.26 ± 0.02 35.91 ± 0.05	± 0.039 31.770 ± 0.034 30.367 ± 0.076	± 0.07 57.88 ± 0.06 57.44 ± 0.15	
AR JA	-PE WLR7	± 0.041 17.484 ± 0.036 16.914 ± 0.074 17.577	± 0.14 20.71 ± 0.12 23.18 ± 0.25 22.74	± 0.040 83.856 ± 0.035 81.701 ± 0.076 84.677	± 0.03 35.26 ± 0.02 35.91 ± 0.05 34.52	± 0.039 31.770 ± 0.034 30.367 ± 0.076 31.709	± 0.07 57.88 ± 0.06 57.44 ± 0.15 56.72	



Figura 7 – Para las ondas M2 y K1, parámetros de marea estimados en el análisis armónico de las series observadas en las estaciones AR-PE, AR-IEO y JA. Las barras representan la precisión estimada (que también se indica numéricamente). (For M2 and K1 waves, tidal parameters estimated in the harmonic analysis of the observed series at the stations AR-PE, AR-IEO and JA. Bars represent estimation of the precision, which is also shown numerically)

Comparación con modelos de marea oceánica

Por último, se han comparado los resultados obtenidos (listados en la Tabla 2) con diversos modelos de marea globales seleccionados de entre los más recientes y de mayor resolución. Estos son: TPXO7.2 (Egbert y Erofeeva, 2002), EOT11a (Savcenko and Bosch, 2010), HAMTIDE (Taguchi et al., 2011) y FES2004 (Lyard et al., 2006). Todos ellos han sido obtenidos a partir de esquemas de asimilación de datos en modelos hidrodinámicos, exceptuando EOT11a que es puramente empírico. Además, se han comparado también los resultados con CIAM2 (Benavent, 2011; Arnoso et al., 2006), que es un modelo de alta resolución (5 minutos) desarrollado específicamente para la región Canaria. En la Tabla 3 se indican, junto con la resolución de cada modelo, las misiones de altimetría por satélite cuyas observaciones se han asimilado en los modelos, así como si se han utilizado o no observaciones procedentes de mareógrafos.

La comparación entre observaciones y modelos se realiza, para cada onda de marea k, en términos del error medio cuadrático de las diferencias (EMC) según la ecuación

$$\operatorname{EMC}^{k}(\lambda,\phi) = \sqrt{\left(C_{1}^{k}(\lambda,\phi) - C_{2}^{k}(\lambda,\phi)\right)^{2} + \left(S_{1}^{k}(\lambda,\phi) - S_{2}^{k}(\lambda,\phi)\right)^{2}} \quad (2)$$

donde *C* y *S* denotan las componentes en fase y en cuadratura de la marea oceánica *k* en la posición (λ, ϕ) . Los subíndices 1 y 2 designan las componentes obtenidas a partir de las observaciones y de los modelos, respectivamente. Posteriormente, se estudia la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los EMC anteriores (denotada por RSS), esto es

$$\operatorname{RSS}(\lambda,\phi) = \sqrt{\sum_{k=1}^{7} \left(\operatorname{EMC}^{k}(\lambda,\phi) \right)^{2}}$$
(3)

Esta expresión permite considerar el efecto de los 7 constituyentes de marea principales (O1, P1, K1, N2, M2, S2 y K2).

Se ha representado en una primera gráfica (Figura 8) el EMC de las diferencias entre las observaciones en las tres estaciones y los modelos considerados, para las principales ondas de marea. En una segunda gráfica (Figura 9) se ha representado el RSS dado por la ecuación (3). De estos estudios se desprende que, en general, para todas las ondas de marea, HAMTIDE es el modelo más discrepante con las observaciones, mientras que CIAM2 y EOT11a son los que mejor concuerdan. Debe señalarse que, CIAM2 presenta ligeras discrepancias en la estación AR-PE, que se atribuyen a que en esta localización CIAM2 asimilaba las constantes armónicas procedentes de antiguas observaciones mareográficas de corta duración. Tabla 3 – Modelos de marea oceánica utilizados en el estudio para la comparación con las observaciones. Se indica la resolución espacial de los mismos y la procedencia de los datos asimilados. (Ocean tide models used in this study for the comparison with observations. Spatial resolution and source of assimilated data are also indicated)

		Datos	
Modelo	Resolución	Satélite ^(*)	Mareógrafos
TPXO7.2	0.25°	TP, ERS, JA1, GRA	Sí
EOT11a	0.125°	TP, ERS, ENV, JA1, GFO	No
HAMTIDE	7.5′	TP, JA1	No
FES2004	0.125°	TP, ERS	Sí
CIAM2	5'	TP	Sí

 $^{(*)}TP$ = TOPEX/POSEIDON, JA1 = JASON1, GRA = GRACE, ENV = ENVISAT



Figura 8 – EMC de las diferencias (en cm) entre las constantes armónicas obtenidas del análisis de las series temporales observadas y las proporcionadas por los modelos, en las estaciones AR-PE, AR-IEO y JA-TD301A. (Mean square error of the differences (in cm) between the harmonic constants obtained from the analysis of the observed time series and from the tide models, at stations AR-PE, AR-IEO and JA-TD301A)



Figura 9 – Valores del RSS (en cm) entre las observaciones y cuatro modelos globales y el regional CIAM2, calculados sobre las siete ondas de marea principales, en las tres estaciones. (Root Sum Square (RSS, in cm) between the observations and four global models and the regional one CIAM2, at the three stations)

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se han estudiado los registros de las variaciones del nivel del mar obtenidos mediante mareógrafos, instalados en tres estaciones situadas en distintas localizaciones de la costa este de la isla de Lanzarote. En cada estación se han estimado, a partir del análisis armónico de las series temporales observadas, los parámetros de marea y sus correspondientes desviaciones estándar, para los principales constituyentes en las bandas de marea diurna y semidiurna. Los resultados obtenidos se han comparado con los modelos globales de marea oceánica actuales de mayor resolución (TOPEX7.2, EOT11a, HAMTIDE, FES2004) y con el modelo específico de la región Canaria CIAM2. La buena concordancia del modelo CIAM2 con las observaciones pone de manifiesto la importancia del desarrollo de modelos específicos, de gran resolución y que representen con precisión la marea oceánica, en regiones de gran variabilidad oceánica como es el entorno de Canarias. Los resultados de este trabajo permitirán realizar mejoras en los modelos regionales para Canarias, basados en técnicas de asimilación de datos.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos: CGL2011-25494 y CGL2007-65110 del Ministerio de Ciencia e Innovación (España), 320/2011 del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino (España), INTERREG-IIIB VULCMAC-MAC/2,3/A7 y MCGR35/10-A de la Universidad Complutense de Madrid-BSCH.

Los autores agradecen al Ente Público Puertos del Estado y al Instituto Español de Oceanografía las observaciones mareográficas facilitadas.

7. REFERENCIAS

Arnoso, J., Benavent, M., Ducarme, B. and F.G. Montesinos (2006): "A new ocean tide loading model in the Canary Islands region". J. Geodyn., 41, 100–111.

- Benavent, M. (2011): "Estudio metodológico del efecto oceánico indirecto y desarrollo de modelos de carga oceánica. Aplicaciones geodésicas para la Península Ibérica y Canarias". *PhD Thesis, Univ. Complutense*. Madrid. ISBN: 978-84-694-3115-3. Egbert, G.D. and S.Y. Erofeeva (2002): "Efficient inverse modelling of barotropic ocean
- Egbert, G.D. and S.Y. Erofeeva (2002): "Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides". J. Atmos. Oceanic. Technol., 19, 2, 183-204.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. and O. Francis (2006): "Modelling the global ocean tides: insights from FES2004" Ocean Dynamics, 56, 394-415.
- Savcenko, R. and W. Bosch (2010): "EOT10a a new global tide model from multimission altimetry". *Geophys. Res. Abs.*, 12, EGU2010-9624, EGU General Assembly, 2010.
- Taguchi, E., Stammer, D. and W. Zahel (2011): "Estimation of deep ocean tidal energy dissipation based on the high-resolution data-assimilative HAMTIDE model" (submitted to J. Geophys. Res.).
- Van Camp, M. and P. Vauterin (2005): "Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides". Comput. Geosci., 31, 5, 631-640.
- Venedikov, A.P., Arnoso, J. and R. Vieira (2003): "VAV: a program for tidal data processing". *Comput. Geosci.*, 29, 487–502.
- Venetikov, A.P., Arnoso, J. and R. Vieira (2005): "New version of program VAV for tidal data processing". *Comput. Geosci.*, **31**, 667–669.
 Vieira, R., Van Ruymbecke, M., Fernández, J. and C. Toro (1991): "The Lanzarote
- Vieira, R., Van Ruymbecke, M., Fernández, J. and C. Toro (1991): "The Lanzarote Underground Laboratory". *Cahiers du Centre Europeén de Géodyn. et de Séismol.*, 4, 71-86.
- Vieira, R. and E. Vélez (2006): "Guía del Laboratorio de Geodinámica de Lanzarote". Publicaciones del Instituto de Astronomía y Geodesia, 201, Madrid. ISSN: 0213-61-98.

Continuidad de las medidas del mareógrafo de Pasaia Continuity of the Pasaia Tide Gauge measurements

Miguel J. Sevilla⁽¹⁾, J. Zurutuza⁽²⁾ and A. Martín⁽¹⁾

⁽¹⁾Astronomía y Geodesia. Facultad de Matemáticas. Universidad Complutense. Madrid <u>sevilla@mat.ucm.es</u>
⁽²⁾Dpto. de Geodesia Aplicada. Sociedad de Ciencias ARANZADI. Gipuzkoa. <u>geodesia@aranzadi-zientziak.org</u>

SUMMARY

In order to get sea level variations in the Pasaia harbour (Cantabrian Sea in the north of Spain) an automatic precision tide gauge was installed in 2007. To obtain absolute sea level variations isolated from crustal movements or local deformations, a permanent GNSS station has also been installed in a nearby building of the tide gauge. A highaccuracy vertical tie between the reference point of the GNSS antenna and the tide gauge bench mark is carried out yearly. In this paper the stations description, the first results obtained with four years of tide gauge measurements, the

evaluation of the altimetric link campaigns, and the comparison of the levels of different measurements are presented. The statistical analysis of four years of records is presented as well.

1. INTRODUCCIÓN

En febrero de 2007 se puso en funcionamiento una estación permanente GNSS y un mareógrafo (TG) en el puerto de Pasaia, en el norte de España (Figura 1).

La finalidad de esta instalación es el estudio del nivel del mar y de su variación a lo largo del tiempo. Uno de los objetivos de la estación GNSS es la determinación de posibles movimientos verticales de la corteza en la zona de estudio así como la conexión de la referencia del mareógrafo (TGBM1), que está referida a un sistema de referencia local, al sistema de referencia global geocéntrico (ITRF). Entonces, los datos GNSS permitirán corregir los largos registros del nivel del mar obtenidos con el mareógrafo y así separar las variaciones del nivel del mar de las deformaciones de la corteza y obtener el nivel del mar absoluto (Zurutuza and Sevilla 2006).



Figura 1 - Situación de la estación de Pasaia (Pasaia station situation)

Tanto el mareógrafo como la antena GNSS están conectados con tres marcas adicionales (TGBM2, TGBM3 y TGBM4) que darán información de posibles deformaciones locales y quedarán de reserva para no perder el control si alguna de las TGBM desapareciera o fuera destruida (Figura 2). Estas conexiones se hacen por medio de observaciones GNSS y nivelación de precisión. El enlace de la antena GNSS, que está en la azotea de un edificio, con la TGBM1 del mareógrafo se hace por nivelación trigonométrica recíproca y simultánea a fin de asegurar la precisión milimétrica. Tanto la red de nivelación entre las TGBM como el enlace con la antena GNSS son observadas una vez al año para su control (Vélez et al. 2008).

En la estación se tienen también instalados aparatos meteorológicos que proporcionan datos continuos de presión, temperatura y humedad, coordinados con las series de valores GNSS. También se dispone de medidas de la gravedad en la zona. Todos estos datos permiten correcciones instrumentales y calibración de instrumentos y posteriormente son utilizados para el estudio de posibles variaciones estacionales o debidas a borrascas frecuentes en el mar Cantábrico.



Figura 2 - Situación de las TGBM en Pasaia (Situation of TGBMs in Pasaia)

2. EL MAREÓGRAFO

El instrumento es un mareógrafo de presión PAROSCIENTIFIC para la medida del nivel del agua por inmersión con un sensor de cuarzo digital Digiquartz[®] 8DP070-GV con electrónica inteligente modelo 735. Para almacenamiento de datos de dispone de un Datalogger Campbell R800. Se producen ficheros diarios con un periodo de adquisición de un dato cada minuto.

3. ESTACIÓN GNSS PERMANENTE

Se trata de un receptor GNSS de doble frecuencia (14 GPS+12 GLONASS), modelo "Leica GR10". La antena está instalada sobre un mástil estable en la terraza del edificio de AZTI (Figura 3), a unos 15 metros del TGBM1 del mareógrafo La antena es una 3D chokering con elemento Dorne Margolin "LEIAR25.R4 LEIT". Las variaciones del centro de fase absoluto (PCV) para esta antena se obtienen del IGS (IGS08.ATX). Las coordenadas aproximadas (ETRS89) son: $\varphi = 43^{\circ}$ 19' 18.373'', $\lambda = -1^{\circ}$ 55' 52.059''.

El tratamiento de datos diario (solo datos GPS) se realiza con el software Bernese 5.0 (Dach et al., 2007) y con el software propio AutoGNSS (Zurutuza et al., 2007). Los principales parámetros considerados son (Zurutuza and Sevilla, 2007, 2009): Intervalo de muestreo 30 segundos. Máscara de elevación 10°. Modelo troposférico de Niell NMF (Niell Mapping Function) (Niell, 1996) estimado cada 3 horas interpolado linealemente en cada época de observación. Ionosfera casi eliminada con la frecuencia "iono-free". Efemérides precisas IGS. Mareas terrestres y correlaciones DD usadas. Estaciones IGS fijas de BRUS, EBRE, VILL, YEBE. La estación GNSS pertenece a la red GNSS de Guipúzcoa.



Figura 3 - Edificio de AZTI y antena GNSS. (*Building of AZTI and GPS Antenna*)

La red de control de la estación GNSS permanente consta de 4 estaciones adicionales próximas. Sirve para determinar posibles deformaciones locales (principalmente del edificio de AZTI) que pudieran influir en las coordenadas determinadas de la estación (Sevilla et al 2010, Sevilla and Romero 1991, García and Sevilla 2006). La máxima distancia de la antena GNSS permanente a las estaciones de control es de unos 400 metros.

El enlace de la antena GNSS con el nivel del mar y la red española de nivelación en Pasaia es una operación bastante delicada debido a la configuración del itinerario que discurre desde la terraza, donde está situada la antena GNSS, al muelle del puerto donde está el mareógrafo. Este enlace se repite con carácter anual. La mayor dificultad que se presenta es enlazar con precisión milimétrica dos puntos separados una distancia de 31,5 metros entre los que existe un desnivel de unos 14,6 metros y entre los que no existe visibilidad directa. Para fines altimétricos las TGBM también están enlazadas con una marca de la Red Española de Nivelación de Precisión REDNAP. El enlace con la REDNAP ha dejado de ser posible desde 2011 al haber desaparecido físicamente el clavo de la señal del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y no haber sido ni reconstruido ni replanteado por dicha institución.



Figura 4 - Placas NITRIVAL NPT. (NITRIVAL NPT Targets

La instrumentación consiste en un teodolito WILD T2 con sistema de puntería NITRIVAL NPT (Figura 4) y una estación total PENTAX ATS 101 con una precisión en distancias de 2 mm ± 2 ppm, que incluye correcciones meteorológicas automáticas por presión y temperatura. Las constantes son calibradas en una base de tres pilares del laboratorio de la Facultad de Matemáticas de Madrid. Para la nivelación geométrica se utiliza un nivel automático digital SOKKIA SDL30 y miras milimétricas de fibra de vidrio con código de barras.

Las campañas de nivelación han sido realizadas durante los meses de julio de los años 2008, 2009, 2010 y 2011. Se programan las mismas fechas todos los años a fin de tener condiciones atmosféricas análogas. Como se dijo anteriormente, las nivelaciones trigonométrica y geométrica se utilizan para lograr las precisiones requeridas. La nivelación trigonométrica recíproca y simultánea es la elegida para enlazar la estación GNSS con el mareógrafo mientras que la nivelación geométrica se usa para obtener las altitudes de todas las TGBM. Respecto a la nivelación trigonométrica, la estación total y el teodolito se estacionan de forma excéntrica muy próximos a la estación GNSS y al TGBM1 del mareógrafo de manera que las altitudes reales de estos puntos se obtienen teniendo en cuenta las lecturas sobre miras milimétricas situadas en ambos extremos de las estaciones que deben enlazarse (TGBM1 y GNSS) con ángulo vertical de 0°. Por otra parte, la nivelación geométrica se hace con el nivel en el punto medio de cada tramo, de unos 40 metros, con itinerarios de ida y vuelta para cancelar los errores de refracción y curvatura. De esta forma, considerando las medias de las altitudes observadas los errores de cierre raramente sobrepasan 1,5 milímetros (Valbuena et al 1997).

Una vez concluida cada campaña se calculan en gabinete todas las diferencias de altitud observadas. Para el cálculo de las diferencias de altitudes trigonométricas se utiliza el método de cálculos directos independientes. Los puntos debidamente señalizados en el terreno con señales estándar o con referencias sólidas son los siguientes (Figura 5): (1) tubo del mareógrafo, (2) TGBM1, 2 y 3, (3) TGBM4, (4) señal de nivelación 201098 del IGN y (5) antena GPS.



Figura 5 - Perfil de la nivelación de precisión (Profile of the spirit levelling)

En la Tabla 1 se presentan las diferencias de altitud y las altitudes obtenidas de los puntos de referencia observados en los cuatro años. El 0 (cero) es el tubo del mareógrafo, la TGBM1 está a 6 metros del mareógrafo en el muelle, la TGBM2 está en la esquina noroeste del muelle a unos 170 metros de la TGBM1, la TGBM3 a unos 170 metros de la TGBM2 hacia el Este y la TGBM4 en la rotonda exterior al recinto de AZTI (Figura 2). La TGBM1 fue tomada como referencia del mareógrafo y a este punto se refiere el nivel del mar. En la citada tabla se utiliza la siguiente nomenclatura

	Nombre
0	Mareógafo
1000	TGBM1
2000	TGBM2
3000	TGBM3
999	Antena GNSS
1999	Clavo cerca de antena
66	TGBM4
10	REDNAP 201098

Nivel Medio del Mar	H GPS Azti (4644909.4163, -156645.5982,	H del clavo REDNAP 201098	H del TGBM3	H del TGBM2	H del TGBM4	H del TGBM1	H del tubo del mareógrafo	Altitudes sobre el TGBM1 de Pasaia	H GPS Azti (4644909.4163, -156645.5982,	H del clavo REDNAP 201098	H del TGBM3	H del TGBM2	H del TGBM4	H del TGBM1	H del tubo del mareógrafo	Altitudes sobre el NMM de Pasaia	Nivel medio del mar desde el cero del mareó;	Cero mareógrafo menos Tubo (Fijo)	TGBM1 menos Tubo mareógrafo (1000-0)	TGBM2 menos TGBM3 (2000-3000)	TGBM4 menos TGBM2 (66-2000)	Clavo REDNAP menos TGBM1 (10-1000)	Clavo REDNAP menos TGBM4 (10-66)	TGBM4 menos TGBM1 (66-1000)	GPS AZTI menos TGBM1 (999-1000)	Resumen de resultados (altitudes en metros, diferencias en milímetro
	4353622.6602)								4353622.6602)								grafo									(s
-3,5754	14,7368	8,0490			0,2981	000,0	-0,1140	2008	18,3122	11,6244			3,8735	3,5754	3,4614	2008	3,4786	6,940	0,1140			8,0490	7,7509	0,2981	14,7368	2008
-3,5757	14,7373	8,0480			0,2969	0,000	-0,1143	2009	18,3130	11,6236			3,8726	3,5757	3,4614	2009	3,4786	6,940	0,1143			8,0480	7,7511	0,2969	14,7373	2009
-3,5760	14,7369	8,0482	-0,4491	-0,4022	0,2955	0,000	-0,1146	2010	18,3129	11,6241	3,1269	3,1738	3,8714	3,5760	3,4614	2010	3,4786	6,940	0,1146	-0,0469	-0,6976	8,0482	7,7527	0,2955	14,7369	2010
-3,5763	14,7370		-0,4491	-0,4018	0,2946	0,000	-0,1149	2011	18,3133		3,1273	3,1745	3,8709	3,5763	3,4614	2011	3,4786	6,940	0,1149	-0,0473	-0,6964			0,2946	14,7370	2011
0,250	-0,500	1,050			1,200	0,000	0,250	6-8	-0,750	0,800			0,950	-0,250	0,000	8-9			-0,250			1,050	-0,150	1,200	-0,500	6-8
0,550	-0,100	0,850			2,650	0,000	0,550	8-10	-0,650	0,300			2,100	-0,550	0,000	8-10			-0,550			0,850	-1,800	2,650	-0,100	8-10
0,900	-0,202				3,550	0,000	0,900	8-11	-1,102				2,650	-0,900	0,000	8-11			-0,900					3,550	-0,202	8-11
0,300	0,400	-0,200			1,450	0,000	0,300	9-10	0,100	-0,500			1,150	-0,300	0,000	9-10			-0,300			-0,200	-1,650	1,450	0,400	9-10
0,650	0,298				2,350	0,000	0,650	9-11	-0,352				1,700	-0,650	0,000	9-11			-0,650					2,350	0,298	9-11
0,350	-0,102		0,000	-0,350	0,900	0,000	0,350	10-11	-0,452		-0,350	-0,700	0,550	-0,350	0,000	10-11			-0,350	0,350	-1,250			0,900	-0,102	10-11

Tabla 1. Resultados de campañas 2008 a 2011 (Results for campaigns 2008 to 2011).

La nivelación se realiza en dos anillos. El primero, o anillo superior, parte de la marca 66 de la rotonda (TGBM4) y termina en la señal de nivelación 10. La doble nivelación de este anillo produce un error de cierre de 0,1 milímetros. El segundo anillo parte del TGBM1, va a la marca 66 (TGBM4), continúa por el TGBM2 y termina en el TGBM3. La doble nivelación de este anillo produce un error de cierre de 0,5 milímetros. También se calculan los errores de cierre individualizados entre 0 y 66 de -0,1 mm, entre 66 y 2000 de 0,0 mm y entre 2000 y 3000 de 0,4 mm. Estos resultados confirman que la nivelación geométrica de precisión es muy buena. La diferencia entre la estación 999 (antena GPS) y la referencia del mareógrafo TGBM1 varía como se muestra en la Tabla 1.

En la campaña del año 2010 (Sevilla et al. 2011).quedó claro que era necesario instalar un clavo permanente en la terraza de AZTI enlazado por nivelación trigonométrica con el TGBM1 en las inmediaciones del mareógrafo para desde este clavo dar cota a la antena GPS por nivelación geométrica y por medida directa escrupulosamente realizada. De esta forma si por cualquier motivo se cambia la antena solamente habría que repetir el enlace de la antena con el clavo. Este nuevo clavo fue instalado en la esquina noreste de la terraza en el mes de junio y se le asignó el número 1999. La observación del año 2011 ya se hizo a este nuevo clavo de manera que la diferencia de altitud entre el clavo 1000 y la antena 999 consta de dos tramos, el enlace trigonométrico 1000 a 1999 y el enlace geométrico del 1999 al 999.

Una circunstancia nueva en la campaña del año 2011 es que la antena GPS fue reemplazada por una nueva, por lo que las observaciones que se refieren a esta nueva antena son diferentes a las de los años anteriores con la antena vieja. Esto ocasiona una variación de 10,37 centímetros entre las altitudes de la antena de los años 2008, 2009, 2010 y las del año 2011. Para mantener las diferencias de altitud homogéneas, es decir referidas al mismo datum de antena en futuras campañas se decidió transformar las medidas de los años 2008, 2009 y 2010 al mismo datum de 2011.

Otra desagradable circunstancia encontrada en la campaña de 2011 es que la señal de nivelación REDNAP 201098 del IGN había desaparecido. Esta señal era de suma importancia pues a través de ella enlazábamos las altitudes con las de la Red española de nivelación y en definitiva el datum de Alicante con el datum de Pasaia. Se comunicó esta desaparición al organismo responsable IGN quien tomaría las medidas necesarias para reinstalar dicha señal y asignarle cota en el mismo sistema de referencia que utiliza la REDNAP. Como consecuencia de lo anterior en la campaña de 2011 solamente se observó el segundo anillo.

4. ANÁLISIS DEL NIVEL MEDIO DEL MAR

Se consideran las medidas de 2007, 2008, 2009, 2010 y 2011. El mareógrafo comenzó a funcionar el día 28 de marzo de 2007 y produjo datos utilizables desde el 1 de mayo de 2007. El mareógrafo dejó de funcionar el día 7 de febrero de 2009 debido a problemas con el sistema de almacenamiento de datos. Este intervalo lo denominamos 1er ciclo. La cadencia de los datos archivados es de un dato cada minuto y la de los datos utilizados es de un dato cada cinco minutos. Se instala un nuevo sistema de almacenamiento de datos (datalogger) que comenzó a funcionar el 10 de julio de 2009 y continúa funcionando en la actualidad (junio 2012), a este intervalo lo denominamos 2º ciclo La Tabla 2 muestra la estadística de datos depurados de los dos ciclos.

Puede verse que la media total es 3.511 y la desviación típica 0.107. Las medias diarias oscilan entre un valor mínimo de 3.224 y un valor máximo de 3.925 en un rango de 0.7010. Los valores observados oscilan entre un mínimo de 0.842 y un máximo de 6.523 es decir entre la marea mínima registrada y la marea máxima, en el periodo de observación, la diferencia es de 5.681 metros. Las desviaciones típicas de los valores observados oscilan entre un mínimo de 0.374 y 1.711. La Figura 6 muestra un gráfico de datos diarios

Tabla 2. Estadística de datos depurados (Statistics for all the

		review	ed data)			
Suma	5143,617					5741
Media	3,511					
DT	0,107					
Mínimo	3,224	0,374	0,842	6,523	5,681	
Máximo	3,925	1,711				
Rango	0,7010					
Sin Dato	82					



Figura 6 - Datos del mareógrafo de Pasaia. (*Pasaia Tide Gauge Data*)

La Tabla 3 presenta los siguientes resultados:

Media 1 = Medias mensuales de un valor cada día (30 elementos por mes). La media diaria es la media de los datos cada 5 minutos (288 por día)

Media 1A = Medias totales acumuladas de un valor cada día (30*N elementos)

Media 1 total (media de las medias mensuales) = 3,5096

Media 1A total (media acumulada de todos los datos hasta ese mes) = **3,5104**

Año	Μ	Media	Residuos	Dato	Media	Residuos
	es	1		s	1A	
				total		
2007	5	3,5038	-0,0058	26	3,5038	-0,0066
	6	3,5110	0,0014	50	3,5073	-0,0031
	7	3,4968	-0,0128	70	3,5043	-0,0061
	8	3,4994	-0,0102	101	3,5028	-0,0076
	9	3,4197	-0,0899	128	3,4853	-0,0251
	10	3,4489	-0,0607	159	3,4782	-0,0322
	11	3,4177	-0,0918	182	3,4705	-0,0399
	12	3,4197	-0,0898	211	3,4635	-0,0468
2008	1	3,4465	-0,0631	241	3,4614	-0,0490
	2	3,4531	-0,0565	270	3,4605	-0,0499
	3	3,4714	-0,0381	301	3,4616	-0,0487
	4	3,5114	0,0019	331	3,4662	-0,0442
	5	3,5107	0,0011	358	3,4695	-0,0409
	6	3,4573	-0,0523	388	3,4686	-0,0418
	7	3,4766	-0,0330	414	3,4691	-0,0413
	8	3,4813	-0,0283	445	3,4699	-0,0405
	9	3,5232	0,0136	473	3,4731	-0,0373
	10	3,4859	-0,0236	504	3,4739	-0,0365
	11	3,5363	0,0268	534	3,4774	-0,0330
	12	3,4765	-0,0331	565	3,4773	-0,0331
2009	1	3,5179	0,0083	596	3,4794	-0,0310
	7	3,4999	-0,0096	618	3,4802	-0,0302
	8	3,4859	-0,0237	649	3,4804	-0,0299

Tabla 3. Medias mensuales y totales de datos diarios (M	lonthly
and total averages of daily data)	

	9	3,4899	-0,0196	679	3,4809	-0,0295
	10	3,5196	0,0101	710	3,4826	-0,0278
	11	3,6583	0,1488	740	3,4897	-0,0207
	12	3,6560	0,1464	771	3,4964	-0,0140
2010	1	3,5577	0,0481	802	3,4987	-0,0117
	2	3,6290	0,1194	830	3,5031	-0,0073
	3	3,5024	-0,0072	861	3,5031	-0,0073
	4	3,4672	-0,0424	891	3,5019	-0,0085
	5	3,4903	-0,0193	922	3,5015	-0,0089
	6	3,5247	0,0151	952	3,5022	-0,0082
	7	3,4706	-0,0389	983	3,5012	-0,0091
	8	3,4950	-0,0145	1014	3,5011	-0,0093
	9	3,5397	0,0302	1044	3,5022	-0,0082
	10	3,6182	0,1086	1075	3,5055	-0,0049
	11	3,6730	0,1634	1105	3,5101	-0,0003
	12	3,6008	0,0913	1136	3,5125	0,0021
2011	1	3,4936	-0,0160	1167	3,5120	0,0016
	2	3,4784	-0,0312	1195	3,5112	0,0009
	3	3,4421	-0,0675	1226	3,5095	-0,0009
	4	3,4779	-0,0317	1256	3,5087	-0,0017
	5	3,4574	-0,0521	1287	3,5075	-0,0029
	6	3,4957	-0,0139	1317	3,5072	-0,0032
	7	3,5167	0,0071	1348	3,5075	-0,0029
	8	3,5294	0,0199	1379	3,5079	-0,0024
	9	3,5280	0,0184	1409	3,5084	-0,0020
	10	3,5297	0,0201	1440	3,5088	-0,0016
	11	3,5903	0,0807	1470	3,5105	0,0001
	12	3,5054	-0,0041	1501	3,5104	
Media	total	3,5096				

La Tabla 4 presenta los siguientes resultados:

Media 2 = Media mensual de un valor cada 5 minutos (288*30=8640 elementos)

Media 2A = Media total acumulada de un valor cada 5 minutos (8640*N elementos)

Media 2 total (media de las medias mensuales) = **3,5091**

Media 2A total (media acumulada de todos los datos hasta ese mes) = **3,5106**

Tabla 4. Medias mensuales y totales de valores cada 5 minutos

()	(Wolding and total averages of data every 5 minutes							
Año	Μ	Media	Residu	Datos	Media	Residu		
	es	1	05	total	1A	05		
2007	5	3,493	-0,017	6628	3,493	-0,018		
	6	3,514	0,005	13216	3,503	-0,007		
	7	3,496	-0,013	18669	3,501	-0,009		
	8	3,499	-0,010	27597	3,501	-0,010		
	9	3,412	-0,097	34944	3,482	-0,028		
	10	3,472	-0,037	43561	3,480	-0,030		
	11	3,420	-0,089	49874	3,473	-0,038		
	12	3,427	-0,082	57585	3,466	-0,044		
2008	1	3,439	-0,070	65272	3,463	-0,047		
	2	3,428	-0,081	73285	3,459	-0,051		
	3	3,471	-0,038	82213	3,461	-0,050		
	4	3,508	-0,001	90770	3,465	-0,045		
	5	3,503	-0,006	98000	3,468	-0,043		

-						
	6	3,457	-0,052	106622	3,467	-0,044
	7	3,474	-0,035	113946	3,468	-0,043
	8	3,481	-0,028	122874	3,469	-0,042
	9	3,521	0,012	130827	3,472	-0,039
	10	3,486	-0,023	139712	3,473	-0,038
	11	3,536	0,027	148352	3,476	-0,034
	12	3,476	-0,033	157280	3,476	-0,034
2009	1	3,518	0,009	166054	3,479	-0,032
	7	3,503	-0,006	172371	3,479	-0,031
	8	3,486	-0,023	181299	3,480	-0,031
	9	3,490	-0,019	189939	3,480	-0,030
	10	3,520	0,011	198742	3,482	-0,029
	11	3,658	0,149	207379	3,489	-0,021
	12	3,656	0,147	216307	3,496	-0,014
2010	1	3,558	0,049	225235	3,499	-0,012
	2	3,629	0,120	233299	3,503	-0,007
	3	3,502	-0,007	242227	3,503	-0,007
	4	3,467	-0,042	250867	3,502	-0,009
	5	3,490	-0,019	259795	3,502	-0,009
	6	3,525	0,016	268435	3,502	-0,008
	7	3,471	-0,038	277363	3,501	-0,009
	8	3,495	-0,014	286291	3,501	-0,010
	9	3,540	0,031	294931	3,502	-0,008
	10	3,618	0,109	303859	3,506	-0,005
	11	3,673	0,164	312499	3,510	0,000
	12	3,601	0,092	321427	3,513	0,002
2011	1	3,494	-0,016	330355	3,512	0,002
	2	3,478	-0,031	338419	3,511	0,001
	3	3,442	-0,067	347347	3,510	-0,001
	4	3,478	-0,031	355987	3,509	-0,002
	5	3,457	-0,052	364915	3,508	-0,003
	6	3,496	-0,013	373555	3,507	-0,003
	7	3,517	0,008	382483	3,508	-0,003
	8	3,529	0,020	391411	3,508	-0,003
	9	3,528	0,019	400051	3,508	-0,002
	10	3,530	0,021	408979	3,509	-0,002
	11	3,590	0,081	417619	3,511	0,000
	12	3,510	0,001	426547	3,511	
Media	total	3,509				

Tabla 5. Resumen de medias (Sumary of av	erages)
--	---------

Tipo de medias	Valores
	medios
Media de valores medios diarios datos brutos	3.5104
Media de valores medios diarios datos	3.5110
depurados (36 días menos)	
Media de valores medios mensuales	3.5096
Valor medio acumulado datos mensuales	3.5104
Media de valores medios cada 5M	3,5091
Valor medio acumulado de datos cada 5M	3,5106

Puede observarse que todas las medias son iguales al orden del milímetro, por lo tanto el nivel medio del mar (sin correcciones) de mayo de 2007 a diciembre de 2011 respecto del cero del mareógrafo es de **3,510** m.

Las medias mensuales ponen de manifiesto una anomalía producida en los meses de noviembre de 2009 a febrero de 2010. En

estos meses se obtienen residuos de 149, 147, 49 y 120 milímetros respecto del valor medio de 3.509 metros. Se han revisado las circunstancias de los registros, el funcionamiento del mareógrafo, los parámetros meteorológicos de esas fechas, las variaciones de la marea astronómica, los aportes de agua, etc., pero no se han encontrado las causas de estas anomalías. Lo que si se ha visto en la bibliografía consultada (Sveet et al 2009) es que este suceso no es único en nuestro mareógrafo (Pasaia) sino que anomalías parecidas a las nuestras se han producido en otros lugares de la Tierra y en otras fechas, también sin una explicación plausible.

Este fenómeno vuelve a repetirse en los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2010 y en noviembre de 2011 con diferencias de 109, 164, 92 y 81 milímetros respectivamente respecto del valor medio de 3.509 metros. Esta anomalía se ve claramente en la Figura 7. La Figura 8 muestra el nivel del mar acumulado.



Figura 7 - Medias mensuales (Monthly averages)



Figura 8 - Media acumulada (Accumulated average)

5. CONCLUSIONES

Se ha descrito la estación mareográfica de Pasaia constituida por un receptor GNSS permanente y un mareógrafo de presión. Se ha informado de los resultados obtenidos con más de cuatro años de observaciones continuas del nivel del mar y coordenadas GPS. Han sido analizados los enlaces por nivelación de precisión entre la red de TGBMs, el cero del mareógrafo y la antena GNSS. También se ha presentado la estadística de los resultados obtenidos y las gráficas correspondientes. Estos resultados muestran que la estación GNSS/TG está completamente operativa y podrán obtenerse resultados definitivos cuando se disponga de suficientes años de datos de observación.

6. REFERENCIAS

- Dach, R. Hugentobler, U.; Fridez, P.; Michael M. (2007): "BERNESE GPS SOFTWARE VERSION 5.0". Astronomical Institute, University of Bern.
- García-Cañada, L. and Sevilla, M. J. (2006): Monitoring crustal movements and sea level in Lanzarote. Geodetic Monitoring: from Geophysical to Geodetic Roles IAG / Springer Series, vol. 131. pp. 160-165. Springer Verlag.
- Niell, A.E. (1996). "Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths." J. Geophy. Res.101(B2), 227-3246.
- Sevilla, M. J., Martín, A and Zurutuza, J (2010): GPS Networks for deformation monitoring in Canarian Archipelago. 15th General Assembly of WEGENER Bogazici University. Istanbul, Turkey.
- Sevilla M. J. and Romero, P. (1991): Ground deformation control by statistical analysis of a Geodetic network in the caldera of Teide. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 47 pp. 65-74. Elsevier Sc. Pub. Ámsterdam.
- Sevilla, M. J., J. Zurutuza and A. Martín (2011): Three Years of Tide Gauge Measurements in the Pasajes Harbou. FIG Working Week Bridging the Gap between Cultures Marrakech pp 1-12.
- Sweet, W., Zervas, C. and Gill, S. (2009): Elevated East Coast Sea Levels Anomaly, NOAA Technical Report NOS CO-OPS 051.
- Valbuena J. L., Vara, M. D., Soriano, M. D. Díaz, G. R. y Sevilla, M. J. (1997): Instrumentación y metodología empleadas en las técnicas altimétricas clásicas. Topografía y Cartografía, Vol. XIII Nº 74 y 75, pp. 2-19, Madrid.
- Vélez, E., Zurutuza, J., Sevilla, M. J., Galparsoro, I y Antzizar, A. (2008): Estación Mereográfica del puerto de Pasajes. 6^a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar 11-14 febrero de 2008.
- Zurutuza, J. and Sevilla, M. J. (2006). Deformations monitoring by integrating local and global reference systems. Geodetic Monitoring: from Geophysical to Geodetic Roles IAG / Springer Series, vol. 131. pp. 48-55 Springer Verlag.
- Zurutuza, J. and Sevilla, M. J. (2007): Influence of the Cutoff Angle and the Bearing in High-Precision GPS Vector Determination. *Journal of Surveying Engineering*. Vol 133, n° 2, pp. 90-94.
- Zurutuza, J., M. J. Sevilla and M. Elorza (2007):. AutoGNSS: A new GPS Vector Processing Software. IUGG 2007 General Assembly. Perugia 2-12 julio de 2007.
- Zurutuza, J. and M. J. Sevilla (2009): Dependence of the GPS high-precision solutions on the considered tropospheric model. Spain-China Symposium on Geophysical & Geochemical Geosystems. Zaragoza junio 2009.

Aplicación PPP para la determinación de Posiciones y Velocidades PPP Application for Positions and Velocity Estimations

J. Zurutuza⁽¹⁾, Z. Agea⁽²⁾, Miguel J. Sevilla⁽³⁾, A. Martín⁽³⁾ and M. C. Ruiz⁽⁴⁾

⁽¹⁾.Dpto. de Geodesia Aplicada. Sociedad de Ciencias ARANZADI. Guipúzcoa. geodesia@aranzadi-zientziak.org

⁽²⁾.Escuela Politécnica Superior. Universidad de Jaén. <u>zuritaa@msn.com</u>

⁽³⁾Astronomía y Geodesia. Facultad de Matemáticas. Universidad Complutense. Madrid <u>sevilla@mat.ucm.es</u>

⁽⁴⁾ GEOLan Donosti SL. Portuetxe 53B, Of. 314 - 20.018 San Sebastián. <u>admin.@geolandonosti.com</u>

SUMMARY

GPS Precise Point Positioning (PPP) has become, over the last years, an excellent alternative to the double-differencesbased GPS models. The high accuracies achieved in daily sessions, as well as the computation speed make PPP an option that many Analysis Centers (ACs) have considered to be given as an extra service. However, most PPP processing Software is protected by copyright laws and "online" services can not be provided. This paper shows an implementation of an online-PPP processing Service which is based in the GNU LGPL GPS-Toolkit. To check the software, velocities of the four station of the Active Gipuzkoa Network are computed and the results are checked with the Bernese solutions.

1. INTRODUCCIÓN

El Precise Point Positioning (PPP) se ha convertido en los últimos años en una excelente alternativa a los métodos GPS diferenciales basados en el modelo matemático de las dobles diferencias (DDs). Las ventajas, desde el punto de vista práctico, son muchas, ya que el tiempo de procesamiento de soluciones diarias es de escasos segundos frente a los varios minutos, incluso horas de los métodos diferenciales. Además, no es preciso generar ficheros intermedios de sincronización de relojes, generación de dobles diferencias, ..., con el consiguiente ahorro de espacio de disco y memoria. En este trabajo se presenta una solución PPP basada en la GPS-Toolkit (GPSTk) (B. Tolman et al., 2004), que permite su distribución y uso en las circunstancias definidas por la GNU LGPL. La aplicación desarrollada es un excelente medio para verificar soluciones y observaciones con rapidez, sin olvidar que no puede ser comparada con las soluciones PPP de otros organismos. Cabe reseñarse que el objetivo inicial de la aplicación desarrollada no es el de proporcionar soluciones del orden del centímetro, sino producir soluciones en torno a los 5 cm o mejores.

Para validar la calidad de los resultados, se comparan las series obtenidas con PPP de las 4 estaciones de la Red GNSS de Gipuzkoa con las soluciones obtenidas con Bernese 5.0 (BPE) (Dach et al., 2007). Es importante remarcar que con BPE se han procesado los datos utilizando un muestreo de 30 s, mientras que para obtener resultados PPP se han utilizado efemérides IGS y el intervalo de muestreo ha sido de 900 s para evitar la interpolación de los relojes de los satélites.

2. GPSTk

Tal y como describe en la propia web de GPSTk (<u>www.gpstk.org</u>), el Proyecto GPSTk tiene por objeto proporcionar una librería y un conjunto de aplicaciones para el procesamiento GNSS de forma que los investigadores puedan centrarse en la investigación, y no en la programación, con herramientas de garantía y robustas. Por ello, GPSTk se desarrolla en C++ ANSI y es portable prácticamente a cualquier plataforma. La programación está orientada a objetos, el código es modular, extensible y, por tanto, de fácil mantenimiento.

GPSTk se basa en una librería general y otras auxiliares además de un conjunto adicional de aplicaciones. De esta forma, se proporcionan numerosas aplicaciones para facilitar el procesamiento y preprocesamiento de observaciones GNSS. Además, se proporcionan herramientas para llevar a cabo tareas relacionadas con los relojes, importación de datos en formatos generales (RINEX, ANTEX, SP3,...), que son la base para producir aplicaciones más complejas.

GPSTk está patrocinado por el *Space and Geophysics Laboratory*, del *Applied Research Laboratories* de la Universidad de Texas en Austin (ARL:UT), que inició sus actividades antes del lanzamiento del primer satélite GPS, en 1978. En 2003, el equipo de (ARL:UT) decidió desarrollar las herramientas en código abierto. En la actualidad, GPSTk es el resultado de la colaboración de numerosos investigadores de todo el mundo (Renfro et al. 2005; Harris et al. 2007). La aplicación PPP desarrollada se basa en la metodología expuesta en (Salazar et. al., 2009).

3. GPSTk-PPP.

Tal y como ha sido mencionado, la base de cálculo es GPSTk. Además, son necesarias herramientas adicionales, como es el caso de *wget, gunzip* y *jam*, para ayudar a compilar el software desarrollado (en c++) junto con las librerías. Para facilitar la obtención de los datos necesarios para el cálculo.

Así, el procesamiento se resume en:

- 1. RINEX (Gurtner, 1998): Obtención de las épocas de observación (inicio y fin), coordenadas, excentricidades de la antena y modelo de ésta.
- 2. Preparación de los datos: obtención de los ficheros de efemérides, cálculo de la posición del Polo (para la corrección de marea polar), ficheros DCB (aunque no se aplica esta corrección).
- 3. Cálculo y resultados finales.

Para entender el funcionamiento y la implantación de GPSTk, se recomienda (Salazar et. al., 2009). Del procedimiento indicado en dicha publicación, se extrae la metodología de cálculo mostrada a continuación y que se lleva a cabo época a época (entre paréntesis se detalla la clase de la librería GPSTk utilizada):

- Verificar si están los observables necesarios (*RequireObservables.hpp*).
- Detección de los saltos de ciclo con L₃ y Melbourne-Wubbena (*ComputeLinear.hpp*, *LICSDetector2.hpp* y *MWCSDetector.hpp*).
- Control de las órbitas (*SatArcMarker.hpp*).
- Remuestreo, en caso de que los intervalos de las órbitas y relojes no coincidan con los definidos (*Decimate.hpp*).
- Análisis inicial de la señal recibida (*BasicModel.hpp*).
- Eliminación de los satélites en eclipse (*EclipsedSatFilter.hpp*).
- Retardo por variación de la gravedad a lo largo de la trayectoria de la señal (*GravitationalDelay.hpp*).
- Cálculo del efecto por la variación de los centros de fase del satélite (*ComputeSatPCenter.hpp*).
- Correcciones debidas a la ubicación, como son mareas, carga oceánica, variaciones de los centros de fase,... (*CorrectObservables.hpp*).
- Corrección por polaridad de la señal (ComputeWindUp.hpp).
- Corrección troposférica (ComputeTropModel.hpp).
- Cálculo con combinaciones lineales libres de ionosfera de código (P₃) y fase (L₃) (*ComputeLinear.hpp*).

- Detección inicial de observaciones groseras a partir de las medidas P₃ (*SimpleFilter.hpp*).
- Alinear medidas de código y fase, manteniendo la naturaleza de las ambigüedades de fase (*PhaseCodeAlignment.hpp*).
- Cálculo de residuos de código y fase (ComputeLinear.hpp).
- Cálculo de los DOPs (ComputeDOP.hpp).
- Resolución del sistema de ecuaciones con filtrado Kalman Extendido, en función de las opciones activadas (SolverPPP.hpp).
- Reprocesamiento PPP, en caso de habilitar el modo "Forward-backward" (SolverPPPFB.hpp).

A la par que se ejecuta el programa, se crean una serie de "scripts" para facilitar la obtención de los datos necesarios. Por ejemplo, para la semana GPS 1656, día 5, el *script* ejecutado sería:

#!/bin/sh
echo Downloading needed SP3 files...
if [-f igs16565.sp3]

then echo igs16565.sp3 file already exists in folder. Will not be retrieved. else

wget ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/1656/igs16565.sp3.Z gunzip igs16565.sp3.Z

fi echo Retrieving the necessary .DCB file from CODE.

if [-*f P*1*C*11110.*DCB*]

then

echo P1C11110.DCB file already exists in folder. Will not be retrieved. else

wget ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/2011/P1C11110.DCB.Z gunzip P1C11110.DCB.Z fi

Como puede apreciarse, lo primero que hace el script es determinar si el fichero existe (efemérides, del servidor de *cddis* y DCB, del *CODE*), en cuyo caso no lo descarga. Este tipo de procedimiento es importante para procesar grandes cantidades de datos. Respecto al reloj del receptor, éste se modela como "ruido blanco"; las coordenadas como constantes o ruido blanco, según sea el modelo estático o cinemático y, finalmente, la componente húmeda del retardo troposférico vertical, como "random walk".

Una vez a la semana, los ficheros utilizados se actualizan mediante el comando de Linux "*cron*". Entre éstos, destacan:

wget -t 1 ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/station/general/igs08.atx

wget -t 1 ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/station/general/igs05.atx

wget -t 1 ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/station/general/igs_01.atx

wget -t 1 http://maia.usno.navy.mil/ser7/finals2000A.all

De esta forma la aplicación dispone siempre de la información más actualizada. La aplicación permite introducir datos de carga oceánica. Para ello, se adjunta un link a la web del Observatorio Chalmers de Geodesia Espacial de Onsala (<u>http://froste.oso.chalmers.se/loading/</u>) para que se obtengan las constantes armónicas en formato BLQ y se introduzcan en la página de cálculo. Dentro de las opciones de cálculo, se puede elegir entre:

Definir el intervalo de muestreo (por defecto, 900 s).

- Procesamiento "Forward-backward", es decir, procesar los datos RINEX y volver varios ciclos atrás para agilizar la convergencia.
- Procesar en modo cinemático.

Además de estas opciones en la web, en modo local se puede definir la máscara de elevación y el tipo de salida (relativa o absoluta). A la aplicación, que es totalmente gratuita, se accede a través del link:

http://www.geolandonosti.com/index.php?option=com_content& task=view&id=78&Itemid=159&lang=es (figura 1, el 25/04/2012).



Figura 1 – GPSTk-PPP "online" ("online" GPSTk-PPP).

Las salidas que el programa produce son una gráfica, bajo googlemaps, y un fichero ASCII con información detallada de las coordenadas época a época.

El cálculo de un fichero de 24 horas a 900 s de intervalo dura unos 30 s.

Como contrapartida, PPP utiliza inicialmente medidas de código, por lo que el tiempo de convergencia hasta tener soluciones óptimas es de unas 2-3 horas. En definitiva, la precisión PPP se obtiene con el cambio de la constelación observada.

4. PARÁMETROS PARA EL PROCESAMIENTO

El **procesamiento PPP**, pese a parecer un proceso trivial, es una tarea nada sencilla que requiere, además, de numerosos modelos y datos adicionales (Kouba and Heroux, 2001). Tal es el caso de las efemérides precisas, estados de los relojes de los satélites,... y todos los efectos que en modelos diferenciales son eliminados, como ha sido puesto anteriormente de manifiesto. Así, el procesamiento GPSTk-PPP se resume en:

Intervalo de muestreo: 900 s (al igual que efemérides y relojes IGS),

- Atmósfera:
 - \circ Ionosfera: prácticamente eliminada con L₃,
 - Troposfera: modelada con NMF. En el ajuste se aplica el modelo "random walk",
 - Reloj del receptor: modelado como ruido blanco,
- Procesamiento: forward-backward para una más rápida convergencia de las soluciones (aunque no necesaria en sesiones diarias).
- Sistema: Sólo GPS.
- Correcciones adicionales: carga oceánica, mareas terrestres,...
- Precisión a obtener: en torno a los 2 cm en cada componente.

Respecto a los **métodos diferenciales**, el procesamiento se lleva a cabo con BPE y puede ser resumido en:

- Intervalo de muestreo: 30 s,
- Atmósfera:
 - o Ionosfera: prácticamente eliminada con L₃,
 - o Troposfera: NMF, estimada cada 2 horas,
- Sistema: Sólo GPS.
- Estaciones Fijas: IGS (EBRE, BRUS, VILL, YEBE).
- Efemérides: precisas IGS.
- Correcciones adicionales: carga oceánica, mareas terrestres,...
- Dobles diferencias correladas.
- Precisión a obtener a priori: en torno a 1.5 cm en cada componente.

5. CONTROL DE CALIDAD PPP: ESTACIONES IGS

Hay que tener presente que se trata de una aplicación gratuita para ser ejecutada "online" y que, por tanto, las precisiones a obtener no pueden ser comparadas con las proporcionadas por otro software de pago o científico.

Para realizar el control de calidad de las soluciones PPP se han calculado las coordenadas de 5 estaciones IGS durante 9 días en el Marco ITRF2005. Dichas estaciones son: BRUS, HERT, MATE, VILL, YEBE y ZIMM. La época considerada ha sido 2010.5 siendo, por tanto, Marco ITRF2005 (IGS05 para las efemérides).

Las diferencias son inferiores a los 2 cm para la planimetría (N, E) (en torno al cm en casi todas las soluciones), mientras que para la componente altimétrica (U) las precisiones son menores, como cabía esperar, estando en todos los casos por debajo de los 5 cm y, la mayoría de las veces, en torno a los 2-3 cm (Figura 2). Las estadísticas de las discrepancias entre los valores calculados con GPSTk-PPP y las coordenadas en época 2007.5 de varias estaciones IGS son:

Tabla 1 – Diferencias PPP-IGS (ITRF2005, época 2007.5) (PPP – IGS differences in ITRF2005, epoch 2007.5).

	N (m)	E (m)	U (m)
Media	-0.0006	-0.0038	-0.0203
Desv. Est.	0.0041	0.0056	0.0106
Mínimo	-0.0165	-0.0187	-0.0444
Máximo	0.0067	0.0127	0.0280



Figura 2 - Control de Calidad PPP NEU (NEU PPP Quality Check).

Con estos resultados (tabla 1 y figura 2) se dan por buenas las soluciones obtenidas con la solución GPSTk-PPP utilizada, ya que están por debajo del umbral fijado inicialmente, siendo los resultados totalmente coherentes con las precisiones obtenidas por otros autores (Kouba and Heroux, 2001). Sin embargo, a diferencia de los resultados PPP obtenidos por los citados autores, en nuestro caso el signo de la diferencia es siempre el mismo, lo que hace pensar en un sesgo en las soluciones. Este hecho ha de ser objeto de un mayor análisis, que será llevado a cabo en un futuro próximo, ya que pese a que la materialización del datum mediante PPP e ITRF puede estar sesgada, es poco probable que en todas las estaciones chequeadas el signo sea siempre el mismo. Hay que mencionar que las coordenadas se han comparado en la época 2010.5, pero se refieren a 2000.0, por lo cual puede haber discrepancias por la transmisión de las velocidades.

6. ESTIMACIÓN DE VELOCIDADES Y COORDENADAS MEDIANTE PPP

La utilización del PPP para diversos fines además de posicionamiento, como el análisis de la señal, ya ha sido puesta de manifiesto en trabajos como (Rodrigo F. Leandro et. al., 2011). En nuestro caso, para llevar a cabo la estimación de las coordenadas y de las velocidades se han utilizado datos de 2010. El motivo se debe a que en 2010 no se ha producido cambio de Marco de Referencia (Figuras 3 a 6, en incrementos de Coordenadas Cartesianas). Adicionalmente, se ha considerado 2011, a partir de la semana GPS 1632 (17 de Abril de 2011), para ver el impacto del cambio de Marco de Referencia en las soluciones finales. Desde la citada fecha

hasta final de año se han calculado las series temporales con BPE para verificar los resultados PPP.

Las estaciones utilizadas son las de la Red GNSS de Gipuzkoa (Figura 3). Los resultados (velocidades y origen) obtenidos para 2010 para las Coordenadas Cartesianas se adjuntan en la tabla 1. Las soluciones muestran, de manera evidente, las tendencias de cada una de las estaciones. Para obtener los resultados mostrados se ha procedido como sigue:

- 1. Ajuste de una recta a cada componente (X, Y, Z),
- 2. Eliminación de aquellos residuales superiores a 1.5 cm, en valor absoluto, respecto a la recta ajustada,
- 3. Ajustar una nueva recta hasta no tener residuos de 1.5 cm.

Tabla 2 - Velocidades PPP	2010/01/01 a 2011/04/16 (2010/01/01 to
2011/04/16 PPP Velocities).

	Х		Y	r	Z	
	V _X (m/a)	σ_{VX}	V _Y (m/a)	σ_{VY}	V _Z (m/a)	σ_{VZ}
ELGE	-0.0107	0.0006	0.0207	0.0004	0.0122	0.0005
IGEL	-0.0102	0.0008	0.0205	0.0006	0.0127	0.0007
LAZK	-0.0068	0.0007	0.0208	0.0005	0.0150	0.0006
PASA	-0.0114	0.0007	0.0198	0.0006	0.0110	0.0006

Como puede apreciarse en la Tabla 2, los resultados son muy coherentes entre ellos. Destacan los bajos errores medios cuadráticos obtenidos en el ajuste para todas las componentes. Además, puede apreciarse que para todas las estaciones los resultados son muy similares salvo para LAZK (componente X).







Figura 4 - Serie Temporal PPP de ELGE (ELGE PPP Time Series).

A la vista de las figuras 4 a 7, puede verse que en algunas de las estaciones (IGEL, ELGE y PASA) los efectos estacionales y los residuos son más elevados que en la restante estación considerada. Recordemos que en verano la cantidad de vapor de agua es superior al invierno, lo que parece reflejarse en los resultados. El hecho de la cercanía al mar y su baja cota hacen que el impacto del efecto troposférico sea máximo en estas estaciones y, como es sabido, en los modelos de PPP, este efecto no es eliminado por ninguna técnica y ha de ser estimado. Este puede ser, sin duda alguna, el mayor problema del análisis de series con PPP.



Figura 5 - Serie Temporal PPP de IGEL (IGEL PPP Time Series).



Figura 6 - Serie Temporal PPP de LAZK (LAZK PPP Time Series).



Figura 7 - Serie Temporal PPP de PASA (PASA PPP Time Series).

7. IMPACTO DE LOS CAMBIOS DE DATUM Y ANTENA EN LAS SOLUCIONES PPP

Con objeto de mostrar la sensibilidad de las soluciones PPP obtenidas, se adjunta, en este apartado, el caso de la estación de PASA. En dicha estación, durante 2011, se cambió la antena GNSS. Además, como es bien sabido, previamente (17 de Abril de 2011), se cambió el Marco de referencia de las efemérides de IGS05 a IGS08. En la figura 8 se muestran las diferencias entre la primera época y las soluciones diarias. Las fechas de cambios son:

- 17 de Abril de 2011 (Cambio de Marco: IGS05->IGS08),
- 6 de Junio de 2011 (Cambio de antena: LEIAT504GG LEIS -> LEIAR25.R4 LEIT)



Figura 8 – Impacto en PPP de cambio de datum y antena en PASA (*PASA PPP impact in datum and antenna switch*).

En la figura 8 se muestra que el impacto del cambio de datum es prácticamente inapreciable. Los resultados muestran una ligera variación en la componente Z que es del orden de magnitud descrito en [IGSMAIL-6354] (5.8 mm, en época 2005.0), por lo que la sensibilidad de GPSTk-PPP es muy elevada. Bien es cierto que este efecto, dada su pequeña magnitud, podría pasar como efecto estacional. Esto es lo que cabía esperar, ya que el cambio IGS05->IGS08 es muy leve; ambos Marcos están obtenidos con PCV absolutos y las escalas de ambos son del mismo orden. Sin embargo, sí es importante el cambio de antena producido. Este hecho pone de manifiesto la necesidad de referir las estaciones GNSS a referencias externas, como es el caso de PASA, con 4 señales adicionales. Por ello, con objeto de no tener que modificar las coordenadas con cada cambio de antena, es preciso referir el ARP (Antenna Reference Point) a señales excéntricas. Además, con la nueva antena se aprecian residuos de mayor amplitud.

8. ESTIMACIÓN DE COORDENADAS MEDIANTE MÉTODOS DIFERENCIALES

En este caso, se han procesado las coordenadas de las estaciones con BPE desde 2010.0 hasta la primera semana de Febrero de 2011 con el fin de obtener datos en las mismas épocas que con PPP. En esta fase es crucial la determinación de las estaciones permanentes para el ajuste de la red y fijación de las ambigüedades (Zurutuza et. al., 2011). En la Figura 9 se muestran las estaciones de referencia utilizadas (en azul), mientras que en rojo se detallan las estaciones procesada diariamente en la Red Activa de Gipuzkoa.



Figura 9 - Estaciones procesadas a diario con BPE (Daily processed Stations with BPE).

En las figuras 10 a 13 se muestran las soluciones semanales obtenidas con BPE, mientras que la tabla 3 muestra las velocidades estimadas a partir de estas soluciones. Es importante destacar que las estimaciones son muy similares a las obtenidas con GPSTk-PPP.









Figura 12 - Serie Temporal BPE de LAZK (LAZK BPE Time Series).



Figura 13 - Serie Temporal BPE de PASA (PASA BPE Time Series).

Como puede apreciarse en las figuras 10 a 13, las soluciones semanales obtenidas con BPE son de muy elevada calidad. Hay que tener en cuenta que dichas soluciones se basan en las soluciones diarias que son ajustadas. Por ello, es habitual que los residuos sean bajos.

Tabla 3 - Velocidades BPE 2010/01/01 a 2011/04/16 (2010/01/01 to 2011/04/16 BPE Velocities).

	Х		Y		Z	
	V _X (m/a)	σ_{VX}	V _Y (m/a)	σ_{VY}	V _Z (m/a)	σ_{VZ}
ELGE	-0.0100	0.0008	0.0201	0.0006	0.0161	0.0007
IGEL	-0.0114	0.0009	0.0200	0.0007	0.0201	0.0010
LAZK	-0.0063	0.0009	0.0198	0.0006	0.0197	0.0009
PASA	-0.0097	0.0008	0.0201	0.0007	0.0157	0.0007

Es reseñable la diferencia en la velocidad obtenida para las distintas estaciones, sobre todo, para la componente Z de IGEL. Estar rodeada de sensores meteorológicos puede, sin duda, afectar a la calidad de sus observaciones.

9. DIFERENCIAS ENTRE LAS ESTIMACIONES BPE Y LAS SOLUCIONES DIARIAS PPP

En este apartado se adjuntan las discrepancias entre las coordenadas obtenidas a partir de las soluciones BPE (recta de regresión a partir de las soluciones semanales) para cada solución PPP de cada una de las estaciones consideradas.

En este caso (figuras 14 a 17), las diferencias se adjuntan en coordenadas locales NEU (Norte, Este y Altura). El motivo de adjuntar las componentes locales es para ver el efecto en la altimetría y planimetría, ya que en las coordenadas cartesianas es más complejo de ver el efecto.



Figura 14 – Diferencia BPE Semanal – PPP diario en ELGE (BPE Weekly - Daily PPP Differences in ELGE).



Figura 15 - Diferencia BPE Semanal - PPP diario en IGEL (BPE Weekly – Daily PPP Differences in IGEL).



Figura 16 – Diferencia BPE Semanal – PPP diario en LAZK (BPE Weekly - Daily PPP Differences in LAZK).

En todas las figuras puede apreciarse que las discrepancias planimétricas son prácticamente nulas mientras que las altimétricas rondan los 2-3 cm, suficiente para la gran mayoría de aplicaciones topográficas.



Figura 17 – Diferencia BPE Semanal – PPP diario en PASA (BPE Weekly – Daily PPP Differences in PASA).

Las estadísticas de las discrepancias, en coordenadas locales (NEU) se adjuntan en las tablas 4 y 5.

Tabla 4 - Estadísticas BPE Semanal – PPP diario en ELGE e IGEL (BPE Weekly – Daily PPP Statistics in ELGE and IGEL).

	ELGE			IGEL		
	N (m)	E (m)	U (m)	N (m)	E (m)	U (m)
Media	-0.002	-0.002	0.022	-0.002	-0.003	0.024
Desv. Est.	0.003	0.004	0.006	0.004	0.005	0.008
Mínimo	-0.014	-0.012	0.004	-0.013	-0.016	0.004
Máximo	0.007	0.011	0.037	0.007	0.010	0.042

Tabla 5 - Estadísticas BPE Semanal – PPP diario en LAZK y PASA (BPE Weekly – Daily PPP Statistics in LAZK andPASA).

	I	LAZK		PASA		
	N (m)	E (m)	U (m)	N (m)	E (m)	U (m)
Media	-0.005	-0.005	0.027	-0.002	-0.003	0.023
Desv. Est.	0.004	0.004	0.007	0.003	0.004	0.006
Mínimo	-0.018	-0.017	0.008	-0.013	-0.016	0.004
Máximo	0.011	0.010	0.049	0.013	0.011	0.043

Tal y como se aprecia en las figuras 14 a 17 y se detalla en las tablas 4 y 5, las desviaciones en los valores planimétricos (N, E) de GPSTk-PPP respecto de la estimación BPE son mínimas. Sin embargo, se aprecian desviaciones en cota (U) que varían desde 0.022 m en ELGE a 0.027 m en LAZK. Al tratarse de medias aritméticas, estos valores implican la existencia de soluciones sesgadas en la componente altimétrica. Dicho esto, hay que tener en cuenta que las diferencias son inferiores a los 3 cm, lo cual quiere decir que la precisión obtenida es algo inferior a las soluciones diarias; recordemos que, por ejemplo, en BPE se impone un límite de 1.5 cm en cada componente planimétrica y hasta 3.0 cm en la altimétrica para determinar las soluciones semanales (Dach et al., 2007).

10. ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los sesgos detectados en las coordenadas pueden deberse a diversos motivos, siendo el más probable el modelado de la troposfera. En soluciones diarias la troposfera se modela y puede ser calculada en modo relativo (recomendado para distancias cortas), mientras que en PPP no es posible utilizar este modelo. Cualquier circunstancia afecta a la parte húmeda de la troposfera que es, en definitiva, la principal responsable de este tipo de pequeñas variaciones por el difícil modelado y rápida variabilidad del vapor de agua (Zurutuza et al., 2007 y Zurutuza et al., 2011). Es de esperar, por tanto, que con los nuevos modelos de troposfera los resultados obtenidos con GPSTk-PPP se vean mejorados.

Otra posible causa de error puede deberse a la determinación de los estados de los relojes de los receptores, que es un factor crítico en PPP. Al procesar datos cada 900 s se evita la interpolación de los relojes de los satélites, por lo que el reloj a estimar es el del receptor de tierra. En los modelos de dobles diferencias, este hecho se modela sin dificultad, pero en PPP el tratamiento es más complejo y puede producir errores. Hay que añadir que las estaciones GNSS utilizadas Si bien es cierto que las discrepancias en la estimación de velocidades son inadmisibles, sí es posible obtener excelentes resultados en la estimación de coordenadas dentro de intervalo utilizado para los cálculos. Hay que tener presente que un año es un período de tiempo muy reducido y los efectos estacionales pueden ser muy relevantes para obtener un resultado más satisfactorio.

Si se analizan las componentes en las que se producen las diferencias máximas, se puede ver cómo el mayor impacto se da en las altitudes de los puntos. Por tanto, sí es posible utilizar la solución GPSTk-PPP para estimar velocidades planimétricas en cortos intervalos de tiempo. Con altimetría, por otra parte, hay que tener mucha cautela. Discrepancias de 2, e incluso 3 cm en altitud son totalmente admisibles para los fines para los que la aplicación se ha desarrollado, incluso para chequear coordenadas de redes GNSS.

Respecto a las estimaciones de las velocidades, a la vista de las tablas 2 y 3, es posible apreciar las similitudes en las velocidades estimadas en modo diferencial y GPSTk-PPP. Es importante reseñar que la estación en la que más discrepancia se halla es IGEL y es, también, en la que los errores medios cuadráticos son más elevados; esto mismo sucede en el cálculo con BPE (figura 11). Si se comparan las componentes cartesianas, es posible apreciar que las mayores discrepancias se producen en la componente Z, en la que se advierten diferencias, en el peor caso, de hasta7 mm/año en IGEL. En X e Y, sin embargo, las discrepancias entre las soluciones GPSTk-PPP y Bernese (semanales) son prácticamente del orden del milímetro. Es decir, podrían utilizarse las estimaciones de las velocidades en función de la precisión requerida, pero siendo conscientes de que una estimación a 10 años podría tener un error de 7 cm que puede ser, en la mayoría de los casos, insuficiente. Otra solución sería procesar anualmente las velocidades (duración estimada de unas 3 horas), de forma que los errores pueden quedar acotados en límites muy precisos.

11. CONCLUSIONES

A la vista de los resultados, se puede concluir este trabajo diciendo que, en primer lugar, la aplicación desarrollada cumple su objetivo y proporciona resultados con garantías. Se ha mostrado como, un usuario que desee dar coordenadas precisas, con 2-3 horas de observación puede tener precisiones en torno a los 5 cm sin más ayuda que sus datos RINEX.

Por otra parte, respecto al análisis de las velocidades, los resultados no pueden ser considerados como definitivos, ya que sólo se han utilizado datos de un año. En el futuro, se procederá a la comparación de más datos, pero con series más largas y en IGS08, con lo que será posible determinar si GPSTk-PPP puede ser utilizado para este fin en concreto. Recordemos, no obstante, que las soluciones para las componentes planimétricas proporcionan resultados excelentes, mientras que la altimétrica es una solución excelente, pero sesgada.

Como nota final, cabe decirse que los resultados diarios de un año entero de las cuatro estaciones consideradas se han calculado en menos de cuatro horas con un PC Intel Pentium de doble núcleo a 2,80 GHz con 1 Gb de RAM y sistema operativo Linux Ubuntu 9.04 (jaunty). Si los datos se procesan en el servidor, sin contar el tiempo de subida de los ficheros, la solución final se obtiene en unos 20 s. Este hecho hace que consideremos que se trate de una excelente aplicación, además de una alternativa, a las distintas soluciones existentes en el mercado.

12. REFERENCIAS

Brian Tolman, R. Benjamin Harris, Tom Gaussiran, David Munton, Jon Little, Richard Mach, Scot Nelsen, Brent Renfro, ARL:UT; David Schlossberg, University of California Berkeley. "The GPS Toolkit -- Open Source GPS Software". Proceedings of the 17th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation (ION GNSS 2004). Long Beach, California. September 2004.

- Dach, R. Hugentobler, U.; Fridez, P.; Michael M. (2007): "BERNESE GPS SOFTWARE VERSION 5.0". Astronomical Institute, University of Bern. GNU LGPL: http://www.gnu.org/copyleft/lesser.html (2012/04/04).
- Harris RB, Conn T, Gaussiran T, Kieschnick C, Little J, Mach R, Munton D, Renfro B, Nelsen S, Tolman B, Vorce J, Salazar D (2007) The GPSTk: new features, applications and changes. In: Proceedings of the 20th international technical meeting of the satellite division of the institute of navigation (ION GNSS 2007) September, Fort Worth, TX, USA.

GPSTk: http://www.gpstk.org (2012/04/04).

- Gunzip: http://www.gzip.org/ (2012/04/25). W. Gurtner (1998): "RINEX The Receiver Independent Exchange Format Version 2.10", ftp//igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex210.txt MAIL-6354]: "Upcoming switch to IG
- MAIL-6354]: "Upcoming switch to IGS08/igs08.atx", http://igscb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2011/006346.html (19/04/2012). [IGSMAIL-6354]: IGS08/igs08.atx", en Jam: http://www.freetype.org/jam/index.html (2012/04/25).
- Kouba J, Heroux P (2001) "Precise point positioning using IGS orbit and clock products." GPS Solutions 5:12-28. doi:10.1007/PL00012883.
- Renfro B, Harris RB, Tolman B, Gaussiran T, Munton D, Little J, Mach R, Nelsen S (2005) The open source GPS toolkit: a review of the first year. In: Proceedings of

the 18th international technical meeting of the satellite division of the institute of navigation (ION GNSS 2005) September, Long Beach, CA, USA

- Rodrigo F. Leandro, Marcelo C. Santos and Richard B. Langley: "Analyzing GNSS data in precise point positioning software." GPS Solutions, 2011, Volume 15, Number 1, Pages 1-13.
- Salazar, D., Hernandez-Pajares, M., Juan, J.M. and J. Sanz. (2009): "GNSS data management and processing with the GPSTk". GPS Solutions. Volume 14, Number 3, 293-299, DOI: 10.1007/s10291-009-0149-9, Springer Verlag.
- Wget: http://www.gnu.org/software/wget/ (2012/04/25).
- Zurutuza, J. and Sevilla, M. J. (2006). Deformations monitoring by integrating local and global reference systems. Geodetic Monitoring: from Geophysical to Geodetic Roles IAG / Springer Series, vol. 131. pp. 48-55 Springer Verlag. Zurutuza, J. and Sevilla, M. J. (2007): "Influence of the Cutoff Angle and the Bearing in
- High-Precision GPS Vector Determination". Journal of Surveying Engineering. Vol 133, nº 2, pp. 90-94.
- Zurutuza, J. and M. J. Sevilla (2009):. Dependence of the GPS high-precision solutions on the considered tropospheric model. Spain-China Symposium on Geophysical & Geochemical Geosystems. Zaragoza junio 2009. Zurutuza, J. and M. J. Sevilla (2011): "Tropospheric Modeling and Fixed Stations
- Constraints in Precise GPS Computations: Case Study". Journal of Surveying Engineering 137, 53; http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000039 (7 pages).
Control vertical de la Falla activa de Balanegra a partir de perfiles de nivelación de alta precisión Vertical monitoring of the active Balanegra Fault from high-precision levelling profiles

Borque, M.J.⁽¹⁾, Marín-Lechado, C.⁽²⁾, Pedrera, A.⁽²⁾, Galindo, J.⁽³⁾, López Garrido, A. C.⁽⁴⁾, Adán, R.⁽¹⁾, Gil, A.J.⁽¹⁾.

(1) Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén. Spain. (mjborque@ujaen.es)

(2) Instituto Geológico y Minero de España, Granada, Spain.

(3) Dpto. Geodinámica. Universidad de Granada. Spain.

(4) Instituto Ciencias de la Tierra. CSIC. Granada. Spain

SUMMARY

The Balanegra fault zone has a NW-SE trend, a southwestwards dip and constitutes the western boundary of the Campo de Dalías. It is located in the transition between the southern border of the Internal zones of the center-eastern Betic Cordilleras and the Alborán Sea. In this region, a system of conjugate active normal faults is developed that also includes faults with northeastwards dip (e.g. Loma del Viento fault). They indicate a current NE-SW extension of the shallow crust. This deformation occurs simultaneously to the NW-SE to NNW-SSE shortening that develops from Late Miocene the ENE-WSW folds responsible for the elevation of the relief and the uplift of Sierra of Gador.

The Balanegra fault zone has geological features that indicate a recent activity, such as the rectilinear character of the coast line, remarkable elevation of marine terraces, the formation of Quaternary wedge deposits and the tilting associated to the activity of secondary fault surfaces. Also, in the region seismic series happened in 1993-1995 that could be related to the activity of the southern extension of this fault zone. All these characteristics underline that this is one of the most interesting faults for active tectonic studies along the northern border of the Alboran Sea. However, only partial observations of this structure can be carried out, since the downtrown block is submerged.

This active fault has been monitored for a 4-year period from two high-precision levelling profiles. In this paper the main results are shown.

1. INTRODUCCIÓN

La falla de Balanegra tiene orientación NO-SE, buzamiento al SO y constituye el límite occidental del Campo de Dalias. Se localiza en el borde meridional de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas centro-orientales y el Mar de Alborán. En esta región se desarrolla un sistema de fallas normales conjugadas activas que incluye fallas con buzamiento hacia el NE (Falla de la Loma del Viento) e indican una extensión actual NE-SO de la parte más superficial de la corteza. Esta deformación se produce simultáneamente al acortamiento en dirección NO-SE a NNO-SSE que desarrolla desde el Mioceno superior grandes pliegues de ejes ENE-OSO y que son responsables de la elevación del relieve y de la formación de la Sierra de Gador (Figura 1).

La falla de Balanegra tiene rasgos geológicos que indican una actividad reciente, tales como el carácter rectilíneo de la línea de costa, elevación notable de terrazas marinas, la formación de cuñas de depósito cuaternarias y el basculamiento asociado a la actividad de superficies de falla secundarias. Además, en la región ocurrieron series sísmicas en 1993-1995, que se pueden asociar a la actividad de esta zona de falla y su extensión meridional. Todas estas características hacen que sea una de las fallas más interesantes para estudios de tectónica activa del borde septentrional del Mar de Alborán. Sin embargo, sólo se pueden realizar observaciones parciales de esta estructura, ya que el bloque hundido se encuentra sumergido (Figura 2).

Esta falla activa ha sido controlada durante un período de 4 años a partir de las remediciones de dos perfiles de nivelación de alta precisión. En este trabajo se presentan los principales resultados.

2. LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES

Se han instalado dos perfiles de nivelación a través de la parte sur de la Falla de Balanegra, situados en el sector más cercano al enjambre sísmico de 1993-1994 (Figuras 3a y 3b). Estos perfiles cortan perpendicularmente la parte terrestre de la Falla de Balanegra, desde el bloque elevado hasta la línea de costa, aunque la zona de falla se prolonga mar adentro. El perfil septentrional tiene aproximadamente 900 m de longitud y se extiende entre los puntos de referencia 996 a 997, y el perfil meridional tiene 400 m de longitud y discurre entre los puntos 991 a 993. En cada extremo del perfil se han colocado dos clavos en roca o en construcciones antiguas para garantizar su estabilidad. (Figura 4).



Figura 1. Falla de Balanegra: Mapa Geológico.



Figura 2. Modelo digital de la Falla de Balanegra. (Digital terrain model of Balanegra Fault Zone showing the fault scarp and marine terraces (10x10m). Vertical exaggeration has been applied for a better view.).



Figura 3a. Epicentros y mecanismos focales cercanos a la Falla de Balanegra. (Epicentres and focal mechanisms near Balanegra Fault.).



Figura 3b. Falla de Balanegra. Perfiles NAP. (High-precision levelling profiles in Balanegra Fault).

3. NIVELACIÓN DE ALTA PRECISIÓN (NAP)

La cuantificación de movimientos verticales a través de la comparación de desniveles obtenidos mediante NAP en diferentes campañas es una técnica extendida para la monitorización de fallas activas y para el control de deformaciones asociadas a seísmos (Marín-Lechado et al. 2010) (Giménez et al. 2009). El método está basado en la variación de los desniveles medidos a lo largo del perfil de nivelación en diferentes campañas, dándonos información sobre deformaciones acumuladas alrededor de fracturas importantes en el área de interés y en la época considerada.

La precisión obtenida en este tipo de nivelaciones dependerá del instrumental utilizado, de la metodología seguida y de los métodos de ajuste (Ihde, 1987). Por ello, el procedimiento y equipamiento utilizado en todas las campañas ha sido idéntico, minimizando cualquier influencia y error sistemático, y siempre siguiendo las recomendaciones del IGN (Instituto Geográfico Nacional) para nivelaciones denominadas de alta precisión.



Figure 4. Perfiles topográficos en la Falla de Balanegra. (*Topography profiles in Balanegra Fault*).

El equipo utilizado consistió en un nivel digital Leica DNA03, dos miras invar de 3 metros de longitud, dos bases que garantizaban una posición estable de la mira a lo largo de todo el perfil y un trípode de longitud fija. Todos los datos fueron almacenados automáticamente en la memoria interna de nivel con una desviación de estándar de ± 0.3 mm/ \sqrt{km} en nivelación doble garantizada por el fabricante. Las medidas fueron tomadas automáticamente, libres de la influencia de curvatura terrestre, y corregidas automáticamente de error de colimación. Cada nivelación comenzó y acabó siempre con la misma mira para evitar el error de talón. El perfil fue observado en los dos sentidos (nivelación doble), y el método usado fue punto medio con un protocolo de observación BFFB (atrás, adelante, adelante, atrás) y con una distancia entre nivel y mira de 20 metros, consiguiendo un balance final de distancias inferior a 10 centímetros. Para prevenir errores de refracción, la línea de la nivelada siempre tenía que ser superior a 50 centímetros. Los gradientes de temperatura fueron pequeños durante la campaña de observación y el intervalo de tiempo entre lecturas mínimo.

Los desniveles entre clavos de nivelación se han obtenido a partir de los datos brutos registrados en campo, promediando desniveles de ida y vuelta, con una tolerancia máxima entre dichos desniveles de $\pm 1.5 \text{ mm } \sqrt{K}$, donde K sería la distancia nivelada expresada en kilómetros.

Para evaluar la precisión de los desniveles obtenidos con nivelación geométrica de alta precisión se considera sólo la precisión

del equipo $\sigma_{ISO-LEV}$ (ISO 17123-2, Levels).

La desviación estándar $\sigma_{\Delta H}$, en mm, del desnivel entre dos puntos de nivelación, se obtiene mediante la expresión:

$$\sigma_{\Delta H} = \pm \sigma_{\rm ISO-LEV} \sqrt{k}$$

donde: $\sigma_{\text{ISO-LEV}}$, es la desviación estándar experimental de 1 km de doble nivelación y k la longitud, en kilómetros, de la nivelación.

En la determinación de movimientos verticales recientes (MVR) mediante la comparación de nivelaciones de precisión el método utilizado se basa en la comparación de los desniveles brutos (no compensados) obtenidos entre señales niveladas en campañas diferentes, así al comparar desniveles de diferentes épocas de observación la precisión con la que lo obtendremos, atendiendo a la ley de propagación de las varianzas, sería:

$$\sigma = \sqrt{\left(\sigma_{\Delta H_1}\right)^2 + \left(\sigma_{\Delta H_2}\right)^2} = \pm \sigma_{ISO-LEV} \sqrt{k} \sqrt{2}$$

Este estudio presenta los resultados obtenidos en cuatro campañas de NAP (2006, 2007, 2009 y 2010) realizados sobre la falla de Balanegra, donde para asegurar la representación de errores máximos, todas las barras del error son iguales a dos veces una desviación estándar obtenida. (Figuras 5 y 6).







0Figure 5. Desniveles en el Greenhouses Profile (en metros). Las barras de error corresponden a dos desviaciones estándar (2σ).

1 (Height differences in metres in the Greenhouses Profile. Errors bars are equal to two standard deviations).

4. RESULTADOS

Se ha producido un aumento de la deformación vertical a través de los perfiles. Sin embargo, no se encontró relación directa con los sismos registrados. Los terremotos con magnitud de 3.1 y 3.2 en 2006 no produjeron deformación vertical instantánea, como podría haberse esperado. Por otro lado, la máxima deformación ocurrió en un período en el que sólo hubo un terremoto de baja magnitud. Si se consideran las relaciones entre salto y magnitud de Wells y Coppersmith (1994), la ruptura del subsuelo fue demasiado pequeña para llegar a la superficie durante la deformación cosísmica. En cualquier caso, la deformación acumulada en los extremos meridional y septentrional del segmento de falla puede haber dado lugar a una respuesta tardía y lenta en la parte central del segmento de falla.







1Figure 6. Desniveles en el Old Guards Fortress Profile (en metros). Las barras de error corresponden a dos desviaciones estándar (2σ). 2 (Height differences in metres in the Old Guards Fortress Profile. Errors bars are equal to two standard deviations).

Por ello, la tasa de desplazamiento vertical determinada en la zona de falla de Balanegra puede ser una consecuencia de la reptación asísmica o de la deformación elástica acumulada. Los terremotos históricos e instrumentales de magnitud moderada cerca de Falla de Balanegra muestran un lapso de tiempo promedio entre ellos de unos 100 años durante los últimos 5 siglos. Si asumimos una tasa promedio de deslizamiento vertical de 0,43 mm/año durante los próximos 100 años, el deslizamiento vertical final sufrido en el perfil septentrional sería de 4 cm. Las ecuaciones de desplazamiento

máximo frente a magnitud de Wells y Coppersmith (1994) indicarían una magnitud de 5,7, similar a las magnitudes instrumentalmente registradas. Por lo tanto, el desplazamiento medido podría estar relacionado con la deformación elástica y la acumulación de energía asociada con la sismicidad de magnitud moderada. Este deslizamiento es heterogéneo en el período de monitorización, ya que se produjeron la mayoría de los movimientos, entre septiembre de 2007 y mayo de 2009, a lo largo del perfil septentrional (1,45 ± 0,74 mm en 19 meses, con una tasa de deformación vertical de 0,92 ± 0. 47 mm / año).

El deslizamiento vertical más elevado detectado en el norte de este perfil debe indicar que la Falla de Balanegra está bloqueada hacia el extremo sur de la zona de la falla en este período, donde se produjeron los terremotos principales de la serie 1993-1994.

5. CONCLUSIONES

En los próximos 100 años se esperan terremotos de esta falla de magnitud 5 a 6.5, lo que representa un riesgo sísmico que debe ser tenido en cuenta.

En los próximos años es esencial la medida del desplazamiento vertical con métodos de nivelación de alta precisión para determinar la variabilidad de la deformación vertical y sus relaciones con la sismicidad baja y moderada. Estos datos son esenciales para establecer el comportamiento de fallas activas lentas.

6. REFERENCIAS

Ihde, J. (1987). Improved precision levelling for deriving significant vertical movements of the earth's crust. *Journal of Geodynamics*, 8, 313–320.

Giménez, J.; Borque, M.J.; Gil, A.J.; Alfaro, P.; Estévez, A.; Suriñach, E. (2009). Comparison of long-term and short-term uplift rates along an active blind reverse fault zone (Bajo Segura, Se Spain). *Studia Geophysica & Geodaetica*, 53, 81-98.

Marín-Lechado, C.; Galindo-Zaldívar, J.; Gil, A.J.; Borque, M.J., de Lacy, C; Pedrera, A.; López-Garrido, A.C.; Alfaro, P.; García-Tortosa, F.; Ramos, I.; Rodríguez-Caderot,G.; Rodríguez-Fernández, J.; Ruiz-Costán,A.; Sanz de Galdeano-Equiza, C. (2010). Levelling profiles and a GPS network to monitor the active folding and faulting deformation in the Campo de Dalias (Betic Cordillera, Southeastern Spain). *Sensors*, 10, 3504-3518.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width and surface displacement. *Bulletin Seismological Society of America*, 84, 974-1002.

Control Geodésico de Deformaciones en la Falla de Baza a partir de mediciones GPS Geodetic Deformation Monitoring of the Baza Fault from GPS

Antonio J. Gil⁽¹⁾, Francisco J. García Tortosa⁽²⁾, Pedro Alfaro⁽³⁾, Jesús Galindo⁽⁴⁾, Ángel Carlos López Garrido⁽⁵⁾, María Clara de Lacy⁽¹⁾, Patricia Ruano⁽⁴⁾, Antonio Pedrera⁽⁶⁾, Carlos Sanz⁽⁵⁾, María Jesús Borque⁽¹⁾, Juan A. Armenteros⁽¹⁾, Manuel Avilés⁽¹⁾

¹⁾Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén (España). ajgil@ujaen.es (²⁾Dpto. Geología. Universidad de Jaén. España.

⁽⁵⁾Instituto Ciencias de la Tierra. CSIC. Granada. España.

SUMMARY

The Baza fault is the most important active fault in the Guadix-Baza Basin (GBB). The GBB is the largest intramontane basin of the central Betic Cordillera. The basin preserved a glacis paleosurface, which represents one of the best markers of the recent deformation in the basin. The Baza fault is a normal fault, 37 km long, with a NW-SE to N-S strike, and dipping between 45° and 65° ENE. The fault has several roughly parallel splays which are more numerous at the southern end and merge into a narrow fault zone northwards. Its movement divided the basin into two sub-basins, the Guadix to the west and Baza to the east, determining the distribution of sediments in the basin. Overall, the fault zone displaces the glacis about 100 m. Assuming an age for the glacis between 205 and 600 ka, the vertical slip rates estimated for the Baza fault, range from 0.17 to 0.49 mm/year. This fault was probably responsible of the 1531 Baza earthquake, which represents the largest event recorded in the historical seismic catalogue of the area. This fault has been monitored for a 4year period from GPS campaigns. In this paper the first results are shown.

1. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La Cordillera Bética está situada en la parte occidental del Orógeno Alpino Mediterráneo. En la actualidad está sometida a una compresión principal NNW-SSE y, en su sector central, a una extensión aproximadamente perpendicular de dirección ENE-WSW a NE-SW. La extensión se acomoda principalmente por fallas normales con una dirección NNW-SSE. Esta extensión deforma los materiales pertenecientes a las zonas Interna y Externa de la cordillera, así como al relleno sedimentario de las cuencas intramontañosas presentes en la misma, entre ellas la de Guadix-Baza.



Figura 1 - Mapa geológico simplificado de la CGB. (GBB simplified geological map.)

La cuenca continental de Guadix-Baza (CGB) es una gran cuenca intramontañosa situada en la parte central de la Cordillera Bética (Fig. 1.), sobre el contacto entre sus zonas Interna y Externa. Tradicionalmente se ha dividido en dos grandes sectores o subcuencas, la de Guadix (o sector occidental) y la de Baza (o sector oriental). Ambos sectores se encuentran separados en buena medida por la falla de Baza (Alfaro et al., 2008; García Tortosa et al., 2008) que es una de las principales fallas normales activas de este sector central de la Cordillera Bética y cuya actividad ha sido responsable de la división de la cuenca controlando, en parte, la sedimentación en ambos sectores a lo largo de la historia endorreica de la cuenca (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2008).

La figura 1 es un mapa geológico simplificado de la cuenca de Guadix-Baza, que muestra las principales estructuras activas en la misma. B.F.: falla de Baza; G.F.: falla de Galera; Gr.F.: falla de Graena; Z.F.: falla del Zamborino; A-B.F.: falla de Alfahuara-Botardo; E-G.F.: falla del E de Guadix; W-N.F.: falla del W del Negratín; B.F.: falla de Benamaurel; N-C.F.: falla del N de Cúllar.

La falla de Baza (Fig. 2) es una falla normal de 37 km de longitud, que tiene una dirección que varía de NO-SE a NS y un buzamiento que oscila entre 45 ° y 65 ° hacia el ENE. La zona de falla presenta varias ramas, más o menos paralelas, que son más abundantes en la mitad sur de la zona de falla, mientras que hacia el norte convergen hasta unirse en una fractura principal. La figura 2 muestra dos cortes geológicos representativos de la zona de falla y algunas fotografías panorámicas. En el mapa geológico de la falla se indica la situación de ambos cortes.

A partir de varios marcadores geológicos y geomorfológicos, se han estimado las tasas de desplazamiento vertical de esta falla que varían entre 0.17 y 0.49 mm/año (García Tortosa et al., 2011).

⁽³⁾Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Âmbiente. Universidad de Alicante. España.

⁽⁴⁾Dpto. Geodinámica. Universidad de Granada. España.

⁽⁶⁾Instituto Geológico y Minero de España. Granada. España.



(a) – Cortes geológicos. (Geological sections)



(b) – Mapa geológico de la zona de falla. (Geological map of the fault zone.)



(c) – Vista panorámica 1. (Panoramic view 1)



(d) – Vista panorámica 2. (Panoramic view 2)

Figura 2 (a, b, c, d) – Cortes geológicos de la zona de falla de Baza. Modificado de García-Tortosa et al. (2011). (Geological sections of the Baza fault zone. Modified from García-Tortosa et al. (2011))

2. RED GPS DE LA FALLA DE BAZA

En el año 2008 se diseñó y monumentó una red GPS constituida por siete puntos de control. Estos puntos se situaron tanto en el bloque de muro como en el de techo a lo largo de su trazado intentando, en la medida de lo posible, que estuviesen alejados de la zona de falla. El objetivo de esta red es la cuantificación geodésica de los desplazamientos 3D que se están produciendo en esta falla y su comparación con las estimaciones geológicas. La figura 3 muestra la instalación de la señal en roca en el punto "Enebro". Las primeras campañas se han realizado en septiembre de 2009 y 2010. Los equipos GPS utilizados son Leica Geosystem GX1230 con antenas LEIAX1202.



Figura 3 – Instalación del punto Enebro. (Enebro point installation.)

Las figuras 4, 5 y 6 muestran los equipos GPS en medición en la campaña de 2009, en los puntos Enebro, Talhe y Sismitas.



Figura 4 – 5200 Enebro.



Figura 5 – 5600 Talhe.



Figura 6 – 5700 Sismitas.

El procesado de los datos GPS se ha realizado con Bernese 5.0 (Dach et al., 2007) utilizando las dobles diferencias de fase como observables, efemérides precisas IGS (Dow et al., 2005) y excentricidades absolutas de antenas. El campo de velocidades se estima en ITRF2005 utilizando NEVE, sofware desarrollado por el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia de Roma (Italia). Las velocidades residuales se obtienen considerando el polo de Euler, dado por Devoti et al. (2008). La figura 7 muestra las velocidades horizontales residuales estimadas a partir de las campañas de septiembre de 2009 y 2010.



Figura 7 – Velocidades residuales estimadas de la red de Baza. (Estimated residual velocities for the Baza network.)

3. CONCLUSIONES

Por primera vez se ha presentado el campo de velocidad residual estimado para la red geodésica de la falla de Baza, a partir de las campañas GPS de 2009 y 2010. Próximas campañas mejorarán la estimación de las velocidades en esta región y disminuirán la incertidumbre.

Estos datos resultarán de gran interés para mejorar los cálculos de peligrosidad sísmica ya que esta falla es, probablemente, la responsable del terremoto de Baza de 1531, el más devastador ocurrido hasta la fecha en la cuenca de Guadix-Baza, con casi 400 víctimas mortales.

4. AGRADECIMIENTOS

Los estudios realizados han sido financiados por los proyectos: MEC-CSD2006-0041, MICINN-AYA2010-15501, CGL2011-30153-C02-02 (Fondos FEDER), y por el grupo de investigación RNM-282 del Plan Andaluz de Investigación. Algunas figuras han sido creadas utilizando Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998).

5. REFERENCIAS

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., García Tortosa, F.J., López Garrido, A.C., López Casado, C., Marín, C., Gil, A.J., and Borque, M.J. (2008). "The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain) ". *Int. J. Earth Sci.* 97, 1353-1365.
 Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez, and M. Meindl, Eds. (2007). "Bernese GPS
- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez, and M. Meindl, Eds. (2007). "Bernese GPS Software, Version 5.0, User Manual". Astronomical Institute, University of Bern. Bern. Switzerland.
- Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C. (2008). "New GPS constraints on the kinematics of the Apennine subduction". *Earth and Planetary Science Letters*, 273 (1–2), 163–174.
- Dow, J.M.; Neilan, R.E.; Gendt, G. (2005). "The International GPS Service (IGS): Celebrating the 10th Anniversary and Looking to the Next Decade". Adv. Space Res., 36, 320-326.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gibert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., and Ureña, M. (2008). "Geomorphologic evidence of the active Baza fault (Betic Cordillera, South Spain) ". *Geomorphology* 97, 374-391.
- García Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar J., Sanz de Galdeano, C. (2011). Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). *Geomorphology* 125, 517-529.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998). "New improved version of the Generic Mapping Tools released". EOS Trans. AGU, 79, 579.

Red GPS Topo-Iberia: Resultados Preliminares obtenidos en el Centro de Análisis de la UJA

Topo-Iberia GPS Network: Preliminary Results at UJA Analysis Centre

Antonio J. Gil⁽¹⁾, María Clara de Lacy⁽¹⁾, Antonio M. Ruiz⁽¹⁾, Juan A. Armenteros⁽¹⁾, Raquel Adán⁽¹⁾, Manuel Avilés⁽¹⁾, Federica Riguzzi⁽²⁾, Roberto Devoti⁽²⁾ y el grupo GPS de Topo-Iberia. ⁽¹⁾Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Universidad de Jaén. España, <u>ajgil@ujaen.es</u>

⁽²⁾Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sez. CNT, Roma, Italia

SUMMARY

The project "Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D: Topo-Iberia" (Ref.CSD2006-00041) is supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. Its objective is to understand the interactions in the Iberian Peninsula (SW Europe) between deep, shallow and atmospheric processes, through a multidisciplinary approach linking Geology, Geophysics and Geodesy. As part of this project a network of 26 continuous GPS stations, covering the Spanish part of the Iberian Peninsula (22 stations) and Morocco (4 stations) has been established. The major objective behind the establishment of this array is to monitor millimetre level deformation of the crust due to Nubia and Eurasian tectonic plates. More specific goals of the project include the identification of the areas and/or specific seismic faults which exhibit higher deformation rates, which could imply an increased seismic hazard in these specific areas. In December 2008, the network installation was completed and all the stations were fully operational. Data analysis is performed at three different analysis centres: Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA), University of Barcelona (UB) and University of Jaen (UJA). Different approaches to processing GPS data by using different software are being carried out. The first coordinate time series and the velocity field computed so far at UJA analysis centre are presented.

1. INTRODUCCIÓN

La Península Ibérica y sus márgenes, con un relieve que evidencia la intensidad y gran dispersión de las deformaciones tectónicas recientes, constituye un laboratorio natural idóneo para desarrollar investigaciones sobre su topografía y evolución 4-D. El objetivo del proyecto "Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D: Topo-Iberia" es comprender la interacción entre procesos profundos, superficiales y atmosféricos, integrando investigaciones en Geología, Geofísica y Geodesia.

El empleo de técnicas GPS para el control de deformaciones del terreno, permite la monitorización de áreas tectónicamente activas y la detección de movimientos relativos de pequeña magnitud (por debajo del centímetro), como sucede en las zonas de la península Ibérica. Así, con el fin de monitorizar las deformaciones milimétricas de la corteza debidas a los movimientos de las placas tectónicas Eurasia y Nubia, se ha instalado una red de 26 estaciones GPS permanentes estratégicamente situadas: 22 estaciones en la parte española de la Península Ibérica y 4 en Marruecos. Dentro de otros objetivos del proyecto se incluye también la identificación de áreas y fallas sísmicas específicas que presenten velocidades de deformación mayores, lo que supondría un mayor riesgo sísmico en dichas zonas.

2. RED GPS PERMANENTE TOPOIBERIA

Una serie de nuevas estaciones GPS permanentes se han instalado como complemento a otras redes ĜPS pertenecientes a diferentes instituciones (EUREF, IGS y Agencias Regionales de Gobierno). Después de un período inicial de diseño, adquisición de nuevos equipos, monumentación y puesta en marcha de los mismos, en la actualidad la red GPS de Topo-Iberia consta de veintiséis estaciones operativas (Figura 1). Estos sistemas autónomos se han diseñado incluyendo un receptor GPS y una antena GNSS Choke-Ring, un panel solar, dos baterías y un módem GPRS (Figura 2). Como norma general, los equipos se han instalado sobre el terreno, situando las antenas en pilares de hormigón sobre afloramientos rocosos. Sólo en casos donde las condiciones ambientales lo aconsejaban, se han empleado radomos protectores de antena, como es el caso de la estación NEVA situada en el Observatorio de Sierra Nevada (Granada).

El funcionamiento de la red se inició a principios de 2008, estando todas las estaciones operativas en diciembre del mismo año. De las 26 estaciones, 22 se encuentran en diferentes regiones de España y las otras 4 están ubicadas en lugares estratégicamente seleccionados en el norte de Marruecos para completar la visión general de la cinemática actual en la Península Ibérica y el sur de las áreas vecinas, incluyendo la cadena del Atlas.



Figura 1 - Mapa de estaciones de GPS Topo-Iberia. (Map of Topo-Iberia CGPS Sites).

3. PROCESADO DE DATOS EN LA UJA

El análisis de datos del conjunto formado por las estaciones GPS nuevas y las ya existentes, se lleva a cabo en tres centros de análisis diferentes: el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA), la Universidad de Barcelona (UB) y la Universidad de Jaén (UJA) mediante el uso de diferentes programas: GIPSY-OASIS, GAMIT y BERNESE respectivamente.

El análisis de los datos en la UJA se realiza con el programa científico Bernese 5.0 (Dach et al., 2007). En particular, utiliza las dobles diferencias de fase como observables; las órbitas precisas del IGS y los parámetros de orientación de la Tierra se mantienen fijos, aplicándose las correcciones absolutas de centro de fase dependientes de la elevación del satélite- proporcionadas por el IGS (Dow et al, 2005). Se estima una solución diaria en un marco de referencia débilmente constreñido, cercano a la condición de deficiencia de rango. Esta solución poco constreñida se calcula en un marco de referencia intrínseco, definido por las propias observaciones, que se diferencia de un día a otro por las traslaciones de red rígidas, manteniendo las distancias entre estaciones siempre bien definidas. Los constreñimientos para la realización del marco de referencia escogido son impuestos sólo a posteriori. A continuación, las soluciones diarias débilmente constreñidas procedentes de los distintos clusters se fusionan en soluciones globales mínimamente constreñidas de toda la red aplicando la teoría clásica de mínimos cuadrados (Bianco et al., 2003). Por último, estas soluciones mínimamente constreñidas se llevan al marco de referencia ITRF2005.



Figura 2 – Estación TGIL, vista general -arriba-, panel solar –abajo izq.y receptor GPS –abajo dcha.- (TGIL site, general view -top-, Solar panel bottom left- and GPS receiver -bottom right-)

El campo de velocidades se estima mediante el uso de un software especialmente diseñado para ello (NEVE), desarrollado por el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (Italia), que trabaja con un modelo estocástico completo. Dicho campo se calcula a partir de las series temporales en ITRF2005. Simultáneamente se calculan las velocidades junto con las componentes anuales y los desplazamientos ocurridos en épocas de cambios instrumentales. Los errores asociados a las velocidades se derivan de la propagación directa de las matrices de covarianza diarias. Las series temporales preliminares se han calculado con los datos disponibles de las estaciones GPS desde mayo de 2008 hasta el 16 de Abril de 2011. En la Figura 3 se muestran las series temporales para la estación TGIL.



Figura 3 - Series temporales -componentes N, E y UP- en ITRF2005 para TGIL. (*Time Series in N, E, UP components in ITRF2005 for TGIL*)

4. CAMPO DE VELOCIDADES GPS

La determinación del campo de velocidades permite conocer las características de la deformación actual de la corteza terrestre en la Península Ibérica. Las velocidades respecto del marco de referencia ITRF2005 y las velocidades residuales respecto de la placa Euroasiática se muestran en las Figuras 4 y 5 respectivamente. El polo de Eurasia empleado ha sido tomado de *Devoti et al. (2008).*



Figura 4 – Campo de Velocidades Topo-Iberia en ITRF2005 (*Velocity field Topo-Iberia in ITRF2005*)



Figura 5 - Velocidades residuales respecto de la placa Euroasiática (Residual velocities with respect to the Eurasian fixed plate)

5. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

A partir de este primer análisis de datos proporcionados por la red GPS de Topo-Iberia, se puede concluir que las estaciones muestran una incertidumbre media en las componentes horizontal y vertical de 1.2 mm/año y 5 mm/año, respectivamente. Las velocidades estimadas son congruentes con otros estudios geofísicos relacionados con la convergencia de las placas Eurasia y Nubia.

Se espera que series temporales más largas mejoren las estimaciones de las velocidades. Además, en los próximos meses se procederá al cálculo de las series temporales en el marco de referencia ITRF2008, vigente desde el 16 de Abril de 2011.

6. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el Programa Consolider-Ingenio 2010, en particular, por el proyecto Topo-Iberia CSD2006-0041 del Ministerio de Economía y Competitividad de España. Algunas figuras fueron hechas usando Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998).

7. REFERENCIAS

Bianco, G., Devoti, R., Luceri, V. (2003). Combination of loosely constrained solutions. IERS Tech. Note 30, 107-109.

- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez, and M. Meindl, Eds. (2007). Bernese GPS Software, Version 5.0, User Manual, Astronomical Institute, University of Bern. Bern. Switzerland.
- Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C. (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennine subduction. Earth and Planetary Science Letters, 273 (1-2), 163-174.
- Dow, J.M.; Neilan, R.E.; Gendt, G. (2005). The International GPS Service (IGS): Celebrating the 10th Anniversary and Looking to the Next Decade, Adv. Space Res., 36, 320-326. Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998). New improved version of the Generic Mapping
- Tools EOS released. Trans. AGU. 79. 579.

Control de deformaciones en el puerto de Málaga (sur de España) mediante series temporales de interferometría radar de satélite Deformation monitoring in the port of Málaga (southern Spain) with SAR interferometry time series

Antonio M. Ruiz⁽¹⁾, Joaquim J. Sousa⁽³⁾, Miguel Caro⁽²⁾, Antonio J. Gil⁽¹⁾, Ramon F. Hanssen⁽²⁾, Zbigniew Perski⁽⁴⁾, Jesús Galindo-Zaldívar^(5,6) y Carlos Sanz de Galdeano⁽⁶⁾

⁽¹⁾Dept. de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, University of Jaén, Spain, <u>amruiz@ujaen.es</u>, <u>ajgil@ujaen.es</u>

⁽²⁾Delft Institute of Earth Observation and Space Systems, Delft University of Technology, The Netherlands, r.f.hanssen@tudelft.nl, m.carocuenca@tudelft.nl ⁽³⁾Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Portugal, jjsousa@utad.pt

⁽⁴⁾Polish Geological Institut – NRI, Carpathian Branch, Poland, <u>zper@pgi.gov.pl</u>

⁽⁵⁾Departamento de Geodinámica, CSIC - University of Granada, Spain, jgalindo@ugr.es

⁽⁶⁾Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC - University of Granada, Spain, csanz@ugr.es

SUMMARY

Multi-temporal InSAR methods are effective tools for monitoring and investigating surface displacement on Earth based on conventional radar interferometry. These techniques allow us to measure deformation with uncertainties of one millimeter per year, interpreting time series of interferometric phases at coherent point scatterers (PS). Considering the regular revisit time and wide-area coverage of satellite radar sensors, and that PS usually correspond to buildings and other manmade structures, these techniques are particularly suitable for application in urban environments. Nowadays, there is an increasing demand for regular monitoring and accurate measuring of coastal changes for coastal zone management. In the scope of a research project in order to assess the evolution of coasts and quantify changes in coastal morphology, we study the stability of the port of Málaga, an international seaport located in the city of Málaga in southern Spain, on the Costa del Sol coast of the Mediterranean Sea. We use ERS-SAR and Envisat-ASAR data sets from 1992 to 2009 over this area, and process them using SAR interferometry time series analysis to monitor the stability of this port infrastructure. A subsidence rate in the order of 1-3 mm/yr is detected.

1. INTRODUCTION AND STUDY AREA

The Port of Málaga, an international seaport, is the oldest continuously-operated port in Spain and one of the oldest in the Mediterranean. It is today an economic and logistical centre, generating wealth for the city and employment for its inhabitants. Moreover, the changes undergone by the port (the Port extension and the special city-Port plan) are now consolidated as an important reference point within the maritime and touristic sector of Southern Europe.

The port is dominated by imports, principally an annual throughput of nearly 2 million tonnes of break bulk within a total annual throughput of 3.1 million tonnes. A substantially smaller export trade is centered on processed food and construction equipment.

In order to assess the evolution of coasts and quantify changes in coastal morphology, we have designed a research project using satellite radar interferometry. The research results will also permit us to resolve very interesting issues as detect the areas of greatest subsidence in the southern peninsular coast and assess the consequences of such deformation. In this work, we study the stability of the port of Málaga.

The study area, the province of Málaga, is located at the southern coast of Spain in the Autonomous Community of Andalusia. It is bordered by the Mediterranean Sea to the south (Fig. 1).

The capital, Málaga, is the southernmost large city in Europe. It lies on the Costa del Sol ("Coast of the Sun") of the Mediterranean Sea. It is also situated at the southern Betic Cordillera (southern Spain).

2. DATA AND METHOD

In this work, Stanford Method for Persistent Scatterers/Multi-Temporal InSAR (StaMPS/MTI) that combines both persistent scatterer (PS) and small baselines (SB) methods, allowing the identification of scatterers that dominate the scattering from the resolution cell (PS) and slowly-decorrelating filtered phase (SDFP) pixels, was applied. StaMPS is a software package that implements an InSAR persistent scatterer (PS) method developed to work even in terrains devoid of man-made structures and/or undergoing nonsteady deformation. StaMPS-MTI (Multi-Temporal InSAR) is an extended version of StaMPS that also includes a small baseline method and a combined multi-temporal InSAR method. The StaMPS framework was initially developed for PS applications in natural terrain (Hooper et al., 2004; 2007) and since, has been expanded to include short baseline analysis (Hooper, 2008). StaMPS PS analysis uses primarily spatial correlation of the phase to identify phasestable pixels, as opposed to temporal correlation, and it does not assume any approximate model of displacements (e.g. Ferretti et al., 2001; Kampes, 2005). A requirement is that the displacement gradients in space and time should not be steep for proper unwrapping. Once coregistering master and slave images, a series of interferograms is constructed which also uses the most precise orbit information available. An evaluation of interferometric phase differences in time is done to obtain the potential PS points. Finally, temporally coherent of natural reflectors in SAR images are detected due to their correlated phase behavior over time. Then, the displacement of each individual PS point is estimated by the technique.

In addition, SB analysis (Berardino et al., 2002) aims to detect pixels whose phase decorrelates little over short time intervals. Interferograms having mutual small baselines combinations are created based on the available of image. SB method searches to make phase unwrapping easier by selecting small baselines interferograms and filtering the phases. It creates a network of interferograms to estimate heights and deformation with respect to one single master image.

Finally, StaMPS/MTI combines both sets of results (PS+SDFP) to improve phase unwrapping and the spatial sampling of the signal of interest.



Figure 1 - Location of the study area in the Betic Cordillera, southern Spain. Coberture of radar images is depicted by the red box.

were selected in order to avoid Doppler centroid differences of more than 700 MHz.

A SRTM C-band DEM with resolution of 3 arc-seconds (90 m) and 10 meter height accuracy was used as an external DEM in this study to remove the topographic phase from the differential interferograms.

Precise orbit data for ERS-1/2 and Envisat satellites were provided by TU Delft and ESA.

For both processing (ERS and Envisat), the master image selection is based minimising perpendicular, Doppler and temporal baselines (Hooper et al., 2007). Orbits 12108 (13/08/1997) and 15314 (02/02/2005) were selected respectively for ERS and Envisat stacks (Fig. 2).

The data were processed using StaMPS/MTI to determine Line-Of-Sight (LOS) displacements (Fig. 3). Interferograms were created with DORIS.

3. RESULTS AND DISCUSSION

According to the geological map of Málaga (Estévez and Chamón, 1978) (Fig. 4) practically all the town of Málaga is situated over Quaternary and Pliocene soft sediments, unconformably



Figure 2 – Perpendicular baselines and Doppler centroid differences respect to the selected master image for ERS (above) and Envisat (below) stacks.

The Málaga area is covered by a total of 31 ERS-1/2 SAR images from the ascending track 230 and frame 729 (October 1992 – November 2000) and 23 Envisat ASAR images from the ascending track 230 and frame 729 (November 2002 – February 2009). Due to ERS-2 gyroscope failure on January 2001, only images until 2001

deposited above the basement. The exception is the northern border of Málaga, where directly appears the basement mainly formed by Paleozoic diagenetic sediments of the Malaguide Complex –one of the complexes of the Betic Internal Zone. The south part of the harbour of Málaga where has been detected one of the areas of subsidence was built in great part occupying part of the sea. The first coastal sediments, beach sediments, would be dragged, but under them the rest of the Quaternary and Pliocene sediments support the new harbour. In detritic rocks, the subsidence is mainly related to the presence of water saturated, clays and silts, mainly because they have high porosity and low permeability. If these sediments are loaded, they loss very slowly the interstitial water during compaction, decreasing the volume and finally determining the local subsidence. These harbour heavy constructions can explain the subsidence there located. Probably, this subsidence will continue several years, perhaps decades.

The sector of Teatinos, situated approximately 2.2 km to the west of the harbour, was crossed by a brook, which small valley opened in the proximities of the coast, disappearing before the shore. Several decades ago, this area corresponded to an agrarian land but nowadays is a district of the town. The singularity of this area is the

fact that the subsidence is restricted to a small sector. The first possible explanation, always within a process of compaction, is that this sector, crossed by the brook, had high porosity, also by the presence of clays and silts and was saturated in water. The deacreasing in the water table may be related to this local subsidence, possibly due to the existence of a well now actively used.

In order to advance in the interpretation of the cause of the subsidence in both points, it is necessary to get information about the previous researches, particularly in what is referred to the geotechnical aspects, i.e., in the harbour, the information of the type of rocks in which have been situated the new constructions, the deep to the basement, completed by some data about the thickness of each formation and other possible characteristics of the underlying sediments. For the western sector, similar type of data is also useful, as well as the information of the possible wells and their flow and use.



Figure 3 - ERS (above) and Envisat (below) mean LOS velocity over part of the city of Málaga. On the right, some time series plots of PS on the port area.



		1.16	ALC: N	- AUG	1.2	10		
040	Nett	100	100	1	6.0	ne:	- 10	Partic
_		12.4	-	12				Anong
	21/201		120	10022	10	15-0		
		1.0	100	- 25		100		
	MALLAR.		1.42		1	19	-	theme is a
800H	a state of the		-				-	7.64
	10014-001			5		_	0.	-
							12:4	· Internet or other
							152	And in case of the local division of the loc
							12.	Brahrmana
							1.1	A-116
							-122	Annual State Marga
LAGUIDE								
LAGUIDE			-	-			42	Calves a Transport
ELAGUIDE ELDE I DELACE	t History Lartectory			4		-		Calma a tranşatı Latena ingan
BLOOD I	i inter inter inter			4		T	2 4 4	laine a range Laine inge Laine herver
ILAGUIDI IIIIII DEIXIII IIIIIII	tinta Artista Maria			*		T	5113	Calman in rangan Liferen ingan Liferen inarraan Liferen inarraan
LAGUIDE Billion I geriacité billions	tinar Mana Mana Mana Mana Mana Mana Mana M			4 4		161	251135	laine a range Laine inge Laine inge Laine inge
LAGUIDE BLORD DETALLE INNEES The	C Friend Friend Friend Friend Friend Friend Friend Fried Fri			+			125103	Calum o respo Laten Ingo Laten Ingo Marria Maria Maria Maria Marria Marria Marria Marria Marria Marria Mari
LAGUIDI BUDI J DELGE INECO THE FUE	E PORT						5 4 2 5 4 2 ·	Galan a nagar Latan nga Latan karan Manan Ananan Mananan angar Mananan Manan Mananan Mananan Mananan M
LAGUIDI BUDI I DELCO INECCI The SHOT	eripaar Artensi Heis Staan Hal Hal Hal Hal						201320.2	Galan a maga Dana mga Dana mga Dana Manan Anana Manan
ILAGUIDE IIUNI I URIES INCO INCO INCO INCO INCO INCO INCO INCO	eripuse Artensi Britas Bill Bill Bill Bill Bill Bill Bill Bil						2125122	Grow a recept Description Terrest and Constant of Constant Description of Cons
LAGUIDE BODE J DELGE JANES The Second							5 4 4 5 E V - 1 2 .	Generating Denning Reconstruction Construction Dependent of Dependent of Dependent Dependent of Dependent of Dependent Dependent of Dependent of Dependen
LAGUIDI BUDI I DELAD DELAD THE DELAD SERIE	E						5 4 4 5 5 4 + 1 2 . F	Galana a renegat Denna rege Danna Server Danna Constant and Danna Danna a constant Danna a const Danna a const Dan

Figure 4 - Geological map of Málaga (Estévez and Chamón, 1978).

Acknowledgements

This research was supported by the European Space Agency (ESA) in the scope of 7629 CAT-1 project. It has also been partially supported by AYA2009-10209, AYA2010-15501, PR2006-0330, ESP2006-28463-E, CSD2006-00041, and CGL2006-06001 projects funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation as well as RNM-282 research group of the Junta de Andalucía (Spain). The SRTM data were provided by USGS/NASA. Interferometric data were processed using the public domain SAR processor DORIS and StaMPS/MTI. The satellite orbits used are from Delft University of Technology.

4. REFERENCES

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. and Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 40(11), 2375 - 83.

Estévez C. and Chamón, C. (1978) Hoja geológica 1:50.000 nº 1053/67 (Málaga-Torremolinos). I.G.M.E., 32 p. Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F. (2001). Permanent Scatters in SAR Interferometry.

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(1), 8-20.

- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. and Kampes, B. (2004) A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, Geophys. Res. Lett., 31(23), doi:10.1029/2004GL021737.
- Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H. (2007) Persistent scatterer InSAR for crustal deformation analysis with application to Volcán Alcedo, Galápagos, J. Geophys. Res.Lett., 112 (B07407), doi:10.1029/2006JB004763.
- Hooper, A. (2008) A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches, Geophys. Res. Lett. 35, L16, 302, doi:10.1029/2008GL03465.
- Kampes, B. M. (2005). Displacement Parameter Estimation using Permanent Scatterer Interferometry, PhD Thesis, Delft University of Technology.

Evaluación del posicionamiento NRTK en la región fronteriza entre Andalucía (España) y Portugal utilizando las redes activas RAP y RENEP *Evaluation of NRTK positioning on the border region of Andalusia (Spain) and Portugal using the RAP and RENEP active networks*

M^a Selmira Garrido ⁽¹⁾, Elena Giménez ⁽¹⁾, Juan A. Armenteros ⁽¹⁾, M^a Clara de Lacy ⁽¹⁾ y Antonio J. Gil ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén. Campus de Las Lagunillas. 23071. Jaén. mgarrido@ujaen.es

SUMMARY

Nowadays, real-time GNSS networks allow centimetre-level positioning accuracy using a network-based strategy. These "active" networks realize a reference frame and propagate it to the users. The correct realization of the reference frame is crucial in order to support real-time and post-processing solutions. In border regions, the coherence between the reference frames propagated by neighboring active networks is a critical problem. In addition, the accuracy and precision of NRTK positioning tend to degrade outside the network where the rover is not surrounded by reference stations and the NRTK corrections are extrapolated. This fact contributes to reduce the NRTK performance compared with optimal geographic conditions for the rover location inside the network. In order to perform a comparative study of the high-accuracy NRTK positioning services offered by the RENEP and RAP networks, a national and a local RTK network respectively, with similar characteristics, a study area on the border between Portugal and the Community of Andalusia (South Spain) is chosen to assess service coverage, time to fix ambiguities and accuracy and precision of network-based real-time positioning. In this study the test results of post-processed and simultaneous NRTK positions at six test points located in this border region are presented. Upon comparing the post-processed position for each test point, as estimated with respect to each of the two active networks analyzed, the discrepancies found in 3D were less than 2 centimeters. The results of network-based RTK positioning were found to be successful within a 2 cm precision level in the east and north components and 4 cm for the up component. The results also confirm that the NRTK positioning accuracy is about 2 cm in horizontal and 4 cm in vertical, which can satisfy the requirement of real-time positioning users at a centimetric accuracy level, even in border regions considering extrapolated NRTK solutions.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente, las redes destinadas al posicionamiento preciso en tiempo real, también conocidas como "redes activas" o "redes RTK (Real Time Kinematic)", han cobrado un gran protagosnismo en todas aquellas aplicaciones relacionadas con el ámbito de la Geomática. Las aplicaciones topográfico-geodésicas y cartográficas principlamente del posicionamiento basado en una red RTK (NRTK-Network based RTK Positioning), se ven ampliadas con otras como la agricultura de precisión, el guiado de maquinaria, el control de flotas, etc. Entre las principales ventajas que ofrece este posicionamiento destacan la modelización precisa de las fuentes de error que intervienen en el posicionamiento RTK, la mejora en la resolución de ambigüedades, la ampliación del área de trabajo al reducirse los errores dependientes de las distancia o la posibilidad de contar con un marco de referencia estable (Vollath et al., 2002; Euler and Zebhauser, 2003) y desde un punto de vista práctico, el aumento de la rentabilidad y el rendimiento en el trabajo. El auge de estas redes en los últimos años ha llevado a que un altísimo porcentaje de los paises y/o regiones europeas dispongan de al menos una red regional, o en su defecto estatal, de carácter activo. No obstante, en las zonas fronterizas, la coherencia entre los marcos de referencia propagados por redes activas vecinas puede ser un problema crítico (Benciolini et al., 2008). A este hecho hay que unir que la exactitud y precisión del posicionamiento NRTK tienden a degradarse fuera de la red, donde el "rover" no está rodeado por estaciones de referencia y las correcciones NRTK son extrapoladas (Garrido et el., 2011). Estos hechos puede reducir el rendimiento en comparación con el posicionamiento NRTK en óptimas condiciones geográficas. Para llevar a cabo un estudio comparativo de los servicios de posicionamiento preciso NRTK que ofrecen las redes RENEP y RAP, una red nacional portuguesa y una red regional española con características similares, se ha elegido un área de estudio en la frontera entre Portugal y la Comunidad de Andalucía (sur de España). En esta zona se evaluará la consistencia entre los marcos de referencia implicados, la cobertura de los servicios y la exactitud y la precisión alcanzados en el posicionamiento NRTK.

2. REDES GNSS ACTIVAS EN EL SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

En el suroeste de la Península Ibérica contamos con las redes de carácter activo RAP y RENEP. La Red Andaluza de Posicionamiento, más conocida por sus siglas, RAP, es una red de carácter regional que opera en Andalucía (España) (Figura 1). Actualmente está formada por 22 estaciones de referencia, todas ellas equipadas con receptores GRX1230 Pro de Leica Geosystems. El marco de referencia de la RAP ha sido calculado en ETRS89 (ETRF05- época media de observación 2007.14).



Figura 1 - Red RAP (RAP network)

(http://www.juntadeandalucia.es/obraspublicasytransportes/redandaluzade posicionamientorap)

Al igual que RENEP ofrece solución de red basada en el modelo MAC (*Master Auxiliary Concept*) (Euler et al., 2001) en formato estándar RTCM 3.0 (RTCM, 2004), pero utilizando sólo observaciones GPS.

RENEP es una red activa nacional portuguesa integrada por más de 40 estaciones de referencia distribuidas por la península, las islas Azores y Madeira (Figura 2). Se trata de una red mixta en cuanto al equipamiento de sus estaciones. Las coordenadas de sus estaciones de referencia han sido calculadas en ETRS89 (ETRF97- época media de observación 1995.4). Con el fin de garantizar un posicionamiento preciso en tiempo real, proporciona solución de red basada en el modelo MAC en formato estándar RTCM 3.0 y generada utilizando datos GPS y GLONASS.



Figura 2 – Red RENEP (RENEP network) (http://www.igeo.pt/produtos/geodesia/vg/renep/renep.asp)

3. METODOLOGÍA DE CONTROL

Con el objeto de evaluar el posicionamiento NRTK basado en las dos redes activas consideradas, se han seleccionado una serie de parámetros de evaluación entre los que se encuentran el análisis del marco de referencia de cada red, la cobertura de los servicios y la exactitud y la precisión alcanzados en el posicionamiento NRTK.

Para llevar a cabo esta evaluación se han seleccionado 6 puntos de control en una franja a lo largo de la frontera entre Portugal y la comunidad de Andalucía, identificados como MAJA, MIRA, MOJO, QUIN, SIEH y TOMZ (Figura 3). Todos ellos son vértices geodésicos pertenecientes a la red geodésica tridimensional española REGENTE (Barandillo and Quirós, 1996) y han sido observados durante la campaña realizada entre el 3 y el 6 de Noviembre de 2009. Dada la especial configuración de la zona de análisis, la elección de los puntos de control se ha realizado prestando especial atención a que estuvieran situados lo más cerca posible de la línea de frontera. No obstante, de los seis puntos de control, tres están muy próximos a esta línea (los tres puntos más al norte) mientras que los tres restantes, más al sur, se encuentran en sus proximidades.



Figura 3 – Localización de puntos de control -vértices REGENTE- y de estaciones de referencia RAP y RENEP (Location of test points – REGENTE geodetic sites- and RAP and RENEP reference stations)

En cada uno de los puntos de control se han obtenido varias muestras relativas al posicionamiento NRTK y simultáneamente se ha realizado una observación en modo estático, utilizando para este propósito un splitter que permite la conexión de dos receptores GNSS a la misma antena (ver detalle de montaje en la Figura 3). La instrumentación empleada está compuesta por dos receptores geodésicos GPS LEICA GX1230 doble frecuencia con 12 canales en L1, 12 canales en L2, código y fase y capacidad para trabajar en tiempo real, una antena geodésica compacta Leica AX1202, antena SmartTrack L1/L2 con plano de tierra integrado, un teléfono móvil Siemens MC75 con tarjeta SIM Movistar, un splitter GPSSource de dos salidas amplificado y diverso material auxiliar (cables de conexión, flexómetro para medida de alturas, basada para estacionamiento en pilar sobre centrado forzado, etc).

Para cada punto se dispone de 45 posiciones NRTK por cada una de las dos redes activas consideradas en el estudio, distribuidas en 3 sesiones no consecutivas e identificadas como: S1(RAP), S1(RENEP), S2(RAP), S2(RENEP), S3(RAP), S3(RENEP).

Es importante destacar que se ha considerado una resolución independiente de ambigüedades en cada registro RTK, siendo almacenada la posición sólo si el tiempo de resolución de ambiguedades es inferior a 90 segundos. Asimismo, se ha aplicado un control de calidad tanto horizontal (CQ horizontal) como vertical (CQ height) antes del registro de cada posición NRTK, siendo fijados los valores máximos de CQ horizontal en 30 mm y de CQ height en 50 mm.

La observación estática ha sido post-procesada con respecto a los marcos definidos por las estaciones RENEP y RAP más cercanas. Las coordenadas de las estaciones de referencia son constreñidas a ± 2 mm en la componente Norte y Este y a ± 4 mm en altura. El procesado de las observaciones se ha realizado con Bernese V 5.0 (Dach et al. 2007) utilizando efemérides precisas (Dow et al., 2005). Los observables de fase han sido preprocesados en modo línea base utilizando triples diferencias. En la estimación final, basada en el modelo de las dobles diferencias combinación libre de ionosfera con efemérides precisas, se ha utilizado una máscara de elevación de 3 grados y se ha aplicado una ponderación en función de la elevación del satélite. Se han aplicado calibraciones del centro de fase de la antena utilizando correcciones absolutas del centro de fase y se estimaron parámetros específicos de la troposfera para todas las localizaciones. A priori, la refracción troposférica fue modelada utilizando el modelo Dry-Niell (Niell, 1996) y la componente húmeda restante fue estimada con carácter horario para cada estación usando la función Wet-Niell (Niell, 1996) sin sigmas a priori. El método QIF (Quasi Ionosphere Free) se utiliza para fijar las ambigüedades como enteros.

4. RESULTADOS

4.1. Análisis de los marcos de referencia

Las Tablas 1 y 2 muestran las discrepencias, en cada componente, planimétricas (2D) y espaciales (3D), entre las

coordenadas ETRS89 de cada punto de control estimadas en postproceso a partir de los marcos de referencia RENEP y RAP y las coordenadas ETRS89 del vértice REGENTE facilitadas por el Instituto Geográfico Nacional español.

Tabla 1 - Discrepancias entre coordenadas estimadas respecto aRENEP y coordenadas REGENTE (Discrepancies uponcomparing the RENEP based post-processing solutions with theREGENTE position)

Id.	Δe (m)	Δn (m)	Δh (m)	2D (m)	3D (m)
MAJA	0.013	-0.003	-0.009	0.014	0.016
MIRA	0.008	-0.016	-0.003	0.018	0.018
MOJO	0.014	0.004	-0.035	0.015	0.038
QUIN	0.005	-0.006	0.002	0.008	0.008
SIEH	0.009	-0.009	0.020	0.013	0.024
TOMZ	0.005	0.001	-0.006	0.005	0.008

Tabla 2 - Discrepancias entre coordenadas estimadas respecto a RAP y coordenadas REGENTE (Discrepancies upon comparing the RAP based post-processing solutions with the REGENTE position)

Id.	Δe (m)	Δn (m)	Δh (m)	2D (m)	3D (m)
MAJA	0.010	0.026	0.009	0.028	0.029
MIRA	0.000	0.008	0.009	0.008	0.012
MOJO	0.005	0.030	-0.023	0.030	0.038
QUIN	-0.003	0.019	0.010	0.019	0.022
SIEH	0.002	0.018	0.024	0.019	0.030
TOMZ	-0.002	0.028	0.003	0.028	0.029

4.2. Precisión y exactitud en el posicionamiento NRTK

Los resultados de precisión horizontal y vertical se presentan de forma gráfica en las Figuras 4 y 5 respectivamente. Los resultados estadísticos de exactitud, recogidos en las Tablas 3 y 4, están calculadas respecto a la solución Regente (exactitud absoluta) y con respecto a la solución post-proceso (exactitud relativa).

<i>Tabla 3 –</i> Exactitud horizontal y vertical obtenida por sesiones
con la solución de red RAP (Horizontal and vertical accuracy by
sessions based on RAP NRTK solutions)

		Exactitud absoluta			Exactitud relativa		
Id.	E(m)	S1	S2	S3	S1	S2	S3
MAJA	E _h	0.026	0.023	0.025	0.011	0.008	0.013
	E_v	0.018	0.007	0.018	0.020	0.016	0.018
MIRA	E_h	0.039	0.025	0.021	0.033	0.020	0.018
	E_v	0.022	0.066	0.029	0.027	0.072	0.035
MOJO	E_h	0.032	0.034	0.028	0.008	0.013	0.017
	E_v	0.027	0.030	0.041	0.014	0.026	0.034
QUIN	E_h	0.029	0.022	0.016	0.016	0.011	0.017
	E_v	0.020	0.031	0.023	0.023	0.038	0.029
SIEH	E_h	0.015	0.023	0.016	0.016	0.011	0.013
	E_v	0.025	0.071	0.062	0.031	0.047	0.041
TOMZ	E_h	0.026	0.034	0.026	0.007	0.009	0.005
	E_{v}	0.008	0.025	0.012	0.007	0.022	0.012

Tabla 4 – Exactitud horizontal y vertical obtenida por sesiones con la solución de red RENEP (Horizontal and vertical accuracy by sessions based on RENEP NRTK solutions)

by sessions bused on REITER TIRIK solutions)							
		Exact	titud abs	soluta	Exactitud relativa		
Id.	E(m)	S1	S2	S3	S1	S2	S3
MAJA	E _h	0.016	0.018	0.013	0.012	0.014	0.008
	E_v	0.094	0.081	0.082	0.085	0.072	0.073
MIRA	E_h	0.025	0.057	-	0.007	0.039	-
	E_v	0.005	0.001	-	0.008	0.002	-
MOJO	E_h	0.010	0.010	0.015	0.010	0.014	0.008
	E_v	0.057	0.089	0.059	0.022	0.054	0.024
QUIN	E_h	0.027	0.009	0.018	0.023	0.007	0.018
	E_v	0.013	0.014	0.007	0.013	0.011	0.006
SIEH	E_h	0.019	0.016	0.015	0.015	0.009	0.015
	E_v	0.025	0.017	0.017	0.016	0.016	0.021
TOMZ	E_h	0.029	0.020	0.016	0.025	0.016	0.012
	Ev	0.021	0.014	0.032	0.023	0.019	0.038



Figura 4 – Discrepancias horizontales con respecto a la solución REGENTE al considerar las soluciones NRTK de RAP y RENEP (Horizontal discrepancies with respect to the REGENTE solution considering the RAP and RENEP NRTK solutions)



Figura 5 – Discrepancias verticales con respecto a la solución REGENTE al considerar las soluciones NRTK de RAP y RENEP (Vertical discrepancies with respect to the REGENTE solution considering the RAP and RENEP NRTK solutions)

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La coherencia entre redes activas de regiones vecinas, al igual que ocurre con el caso de redes permanentes de caracter pasivo, se convierte en un problema crítico de cara al posicionamiento preciso, siendo necesario garantizar a los usuarios que operan en zonas de frontera que no obtendrán resultados significativamente diferentes en función de la red utilizanda. El análisis de los marcos de referencia implicados en este estudio refleja que las discrepancias entre las coordenadas REGENTE y las estimadas en post-proceso respecto a RAP y RENEP son inferiores a los cuatro centímetros. Asimismo, las discrepancias RENEP-REGENTE son inferiores a las de RAP-REGENTE. Resultados que ponen de manifiesto la mayor similitud entre los marcos de RENEP (ETRF97) y REGENTE (ETRF96) que entre RAP (ETRF2005) y REGENTE.

Pese a la distancia a las estaciones de referencia de las redes consideradas, los servicios de posicionamiento ofertados son accesibles en todos los puntos de control. Aunque sólo son registradas aquellas soluciones en las que el tiempo en fijar las ambigüedades de fase es inferior al minuto y medio, los tiempos de inicialización se mantienen estables para las dos redes consideradas.

Los registros de posición en tiempo real en los puntos de control permiten llevar a cabo un análisis de la precisión y exactitud en el posicionamiento RTK en esta zona de frontera. El análisis gráfico de precisión del posicionamiento RTK muestra un grado de dispersión en torno al valor de control en 2D muy reducido, encontrándose un altísimo porcentaje de las posiciones RTK dentro de un círculo de 5 cm de diámetro. El análisis por sesiones, tanto de los valores de precisión como de exactitud, refleja una alta repetibilidad, con valores inferiores en planimetría que en altimetría, como a priori cabe esperar. En todos los casos, el valor de la precisión en la componente altimétrica duplica a los valores de precisión en las componentes este y norte. Se garantiza asimismo el nivel de exactitud centimétrico en el posicionamiento RTK en zonas límite, tanto en la componente horizontal como vertical. Destacan los buenos resultados alcanzados en todos los puntos de control, pese a disponer de soluciones de red extrapoladas para ambas redes. Es

importante remarcar el hecho de que no se aprecian diferencias significativas entre las dos redes activas consideradas en cuanto a cobertura, tiempo de resolución de ambigüedades, precisión y exactitud. Ambas generan correcciones de red basadas en la metodología MAC y ofrecen un servicio gratuito de posicionamiento preciso, por lo que no hay signos evidentes que recomienden utilizar una red frente a otra en la zona de análisis.

6. REFERENCIAS

- Barandillo, A. and Quirós, R., (1996): "Proyecto REGENTE. Una nueva red geodésica nacional". Física de la Tierra, 8, 23-28.
- Benciolini, B., Biagi, M., Crespi, M., Manzino, A.M., Roggero, M., (2008): "Reference frames for GNSS positioning services: Some problems and proposed solutions". J. Appl. Geodesy, 2, 53–62.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., Meindl, M. (2007): "Bernese GPS software version 5.0 user manual". Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland, 612pp
- Dow, J.M., Neilan, R.E. and Gendt, G. (2005): "The International GPS Service: celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade". Advance in Space Research, 36, 3, 320-326.
- Euler, H.J., Keenan, C.R., Zebhauser, B.E., Wübbena, G., (2001): "Study of a simplified approach in utilizing information from permanent reference station arrays". Proceedings of ION GPS 2001, Salt Lake City, UT, USA, Sep 11-14.
- Euler, H.J., Zebhauser, B.E., (2003): "The use of standardized network RTK messages in rover applications for surveying". Proceedings of ION NTM 2003, Anaheim, CA. January 22-24
- Garrido, M.S., Giménez, E., De Lacy, M.C., Gil, A.J. (2011): "Surveying at the limits of local RTK networks: Test results from the perspective of high accuracy users". Int. J. Applied Earth Observation and Geoinformation, 13, 2, 256-264.
- Niell, A.E. (1996): "Global mapping functions for the atmosphere delay at radio
- wavelengths". J. Geophysical Research, **101**, 3227-3246. RTCM (2004): "RTCM Recommended Standards for Di¤erential GNSS (Global Navigation Satellite Systems) Service, Version 3.0", RTCM Paper 30-2004/SC104-STD
- Vollath, U., Landau, H., Chen, X., (2002): "Network RTK versus single base RTK understanding the error characteristics". Proceedings of ION-GPS 2002, Portland, OR.
- Agradecimientos. Esta investigación ha sido financiada por los proyectos AYA2010-15501 y CSD2006-0041 (Fondos FEDER). Se agradece la colaboración y el apoyo prestado por el Instituto Geográfico Português (red RENEP) y por el Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía y el Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía de la Universidad de Cádiz (red RAP).

Exactitud de un MDT obtenido a partir de datos LIDAR Accuracy of a DTM obtained from LIDAR data

Alejandro Martínez de Agirre⁽¹⁾, Borja Rodríguez⁽¹⁾, y José Antonio Malpica⁽¹⁾

⁽¹⁾Universidad de Alcalá, Departamento de Matemáticas, Carretera Madrid-Barcelona, km. 33,600 (28871), Alcalá de Henares (Madrid), <u>alejandro.martineza@uah.es</u>, borja.rodriguezc@uah.es, y josea.malpica@uah.es.

SUMMARY

LIDAR (Light Detection And Ranging) technology determines the distance from a laser emitter to an object or surface using a pulsed beam. This technology, with global navigation systems, is revolutionizing the way to get the DTMs (Digital Terrain Models). Due to this fact, it is essential to study the precision of the different models obtained from the raw data provided by the hardware of the laser-scanner. As a case study, an area corresponding to the external campus of the University of Alcala de Henares has been a study. The LIDAR data used was the raw data (LAS files) provided by the laserscanner hardware; each file covers an area of one square kilometer with a density of 0.5 points per square meter and a double pulse return. In order to obtain the DTM from the LIDAR raw data, first, data is rasterized to a grid of 1 meter resolution, which gives the DSM, second, using mathematical morphology and a further analysis of the return of double pulse, objects that do not correspond to bare soil are eliminated to obtain the DTM. The results obtained by comparison with the altimetry of the related to the geodetic network are very satisfactory.

1. INTRODUCCIÓN

La tecnología LiDAR (Light Detection And Ranging) permite determinar la distancia desde un emisor láser a un objeto o superficie utilizando un haz láser pulsado. Esta tecnología está revolucionando la manera de obtener los MDT (Modelo Digital del Terreno), ya que ofrece numerosas ventajas en la adquisición de datos digitales de elevación frente a los sistemas basados en fotogrametría: permite medir la altura real del terreno debajo de la vegetación, mantiene una precisión homogénea para todos los datos de la zona de estudio, y disminuye considerablemente los costes y los plazos de entrega en trabajos de grandes extensiones. Los MDT constituyen una herramienta primordial a la hora de realizar análisis V visualizaciones de múltiples aplicaciones en los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Por este motivo, el principal objeto de estudio del presente trabajo es el de optimizar el proceso de extracción de los MDT a partir de datos LIDAR, y al mismo tiempo analizar tanto la precisión del algoritmo de extracción como la precisión altimétrica de los modelos generados automáticamente.

El sistema LIDAR aerotransportado está compuesto por un láser escáner, un receptor GPS que proporciona la posición del avión en cada momento, y un sistema inercial de navegación que informa de los giros del avión y de su trayectoria (Figura 1).



Figura 1 - Esquema de vuelo LIDAR

Mediante estos tres elementos, la tecnología LIDAR permite obtener las coordenadas planimétricas (x,y) y la elevación (z) de todos aquellos elementos reflejados en el escaneado, generando nubes de puntos tridimensionales (ver Figura 2). Los pulsos emitidos por el láser escáner pueden ser reflejados por edificios, árboles, coches, tendidos eléctricos, y/o cualquier otro objeto que se encuentre elevado sobre el terreno. La altura de dichos elementos no debe ser incluida en los MDT, ya que en éste se incluyen únicamente las alturas del terreno y no de los elementos existentes en él. Por este motivo, los filtros resultan imprescindibles para clasificar los puntos del terreno.



Figura 2 - Nube de puntos tridimensional obtenida por el LIDAR

La mayoría de los algoritmos existentes para la realización de dichos filtros pertenecen a casas comerciales y están bajo protección de copyright, por lo que no se suelen publicar en revistas científicas. En el ámbito académico, uno de los métodos más extendidos para el filtrado son los que utilizan morfología matemática. Lidenberg (1993) ya describía cómo la morfología matemática podía ser utilizada para el filtrado, y aconsejaba realizar una primera estimación para la superficie del terreno mediante un filtro de apertura sobre los datos con un elemento estructurante horizontal. Posteriormente, Kilian et al. (1996) llegaban a la conclusión de que el tamaño del elemento estructurante utilizado para el filtro de apertura es un parámetro crítico para el que no hay un valor óptimo, por lo que recomiendan utilizar una serie de filtros de apertura con elementos estructurantes de diferentes tamaños. Zhang et al. (2003) recomiendan un filtro morfológico progresivo donde la combinación de erosión y dilatación son empleados para filtrar los datos LIDAR. Estos filtros morfológicos pueden eliminar los elementos sobre el terreno, pero es difícil eliminar todos los elementos sobre el terreno

de diferentes tamaños (por ejemplo árboles y edificios) usando la misma ventana de filtrado. Este problema se resuelve incrementando el tamaño de la ventana de filtro morfológico gradualmente. En el presente trabajo, se ha utilizado la metodología del filtro morfológico progresivo, y al mismo tiempo se ha tratado de mejorar el algoritmo mediante el estudio de la diferencia de retornos de los pulsos LIDAR.

Una vez se ha generado el MDT a partir de datos LIDAR, es conveniente llevar a cabo un estudio sobre la exactitud planimétrica y altimétrica de los modelos generados. Hodson et al. (2004) llevaron a cabo un estudio de la precisión altimétrica de un MDT mediante puntos de referencia, obteniendo precisiones de 17 – 19 cm en vegetación baja y 26 cm en bosques. Kraus et al. (2004) plantean diversas metodologías para el estudio de la precisión de un MDT derivado del LIDAR respecto a un MDT generado con fotogrametría. Pacheco et al. (2011) concluyen que los MDT generados a partir del LIDAR son más consistentes en áreas urbanas debido a la presencia de espacios abiertos a nivel del suelo. En el trabajo que aquí se presenta se ha llevado a cabo una evaluación de la altimetría del MDT generado con la metodología propuesta, a partir de unos puntos de control obtenidos mediante tecnología GPS–RTK.

2. DATOS

Los datos utilizados en este trabajo corresponden a archivos LAS proporcionados por el hardware del láser escáner aerotransportado en el vuelo LIDAR. Los vuelos LIDAR se hicieron a una altura aproximada de 1800 metros y con una densidad mínima de 0.5 puntos por metro cuadrado, durante los veranos de 2006 y 2010, y cada archivo corresponde a un bloque de 1km x 1km.

El sensor utilizado en este estudio ha sido el ALS50-II de Leica-Geosystems diseñado para usos topográficos. Captura directamente la información altimétrica del terreno además de la información de intensidad retornada para diversos ecos de la señal. Las principales características del sensor utilizado son las siguientes: una altura de vuelo de entre 200 y 6000 metros, una frecuencia de hasta 150.000 Hz (150.000 pulsos/s), un ángulo de apertura entre 10 y 75 grados, una precisión de 11cm en altimetría, un paso de malla de 0.3 a 5 metros, y una densidad de puntos de hasta 12 puntos por metro cuadrado.

3. METODOLOGÍA

El presente trabajo está divido en dos partes, por un lado se ha desarrollado el algoritmo para la extracción automática de los MDT a partir de datos LIDAR, y por otro lado, se ha hecho un análisis sobre la precisión altimétrica de dichos modelos.

3.1. Extracción automática del MDT

La metodología utilizada para la extracción automática de MDT viene descrita detalladamente en Martinez de Agirre y Malpica (2010). Tanto en el siguiente diagrama (Figura 3) como en las próximas líneas, se explica de manera simplificada la forma en la que se han obtenido los diferentes modelos.



Figura 3 - Algoritmo de extracción de MDT a partir de datos LIDAR

Los **datos de entrada** de los que parte el algoritmo, son los archivos LAS que proporciona directamente el hardware del láser escáner aerotransportado. Cada archivo LAS corresponde, en este caso, a una extensión de 1km x 1km de la zona del campus externo de Alcalá de Henares, y tienen una densidad de 0.5 puntos por metro cuadrado.

El **preprocesamiento** de los datos consta de dos partes: Por un lado, la **rasterización** de los datos brutos proporcionados por los archivos LAS, ya que en estos archivos se tienen las coordenadas 3D da cada pulso. Streutker y Glenn (2006) proponen dividir los datos en celdas regulares donde cada una de ellas contenga un determinado número de puntos LIDAR dependiendo de la densidad. Y por otro lado, la **interpolación** de las celdas sin datos LIDAR se ha realizado mediante un método simple de interpolación, el de vecino más cercano. Según Bater y Coops (2009), ningún método de interpolación es superior a otro cuando se realizan interpolaciones de MDT con una densidad de puntos extremadamente densa, como con los datos LIDAR. Tras la rasterización de la nube de puntos proporcionada por el archivo LAS, y la interpolación de las celdas vacías, obtenemos el Modelo Digital de Superficies (MDS).

La **morfología matemática**, originalmente desarrollada por J. Serra (1982), tiene como objetivo la extracción de estructuras geométricas en los conjuntos sobre los que se opera, mediante la utilización de otro conjunto de forma conocida denominado elemento estructurante. El filtro de apertura utilizado en el algoritmo consiste en aplicar la erosión y la dilatación de forma consecutiva con cada elemento estructurante (ver Figura 4), y la morfología matemática progresiva consiste en la aplicación del filtro de apertura de manera progresiva, es decir, primero con una ventana 3x3, luego 5x5, etc.



Figura 4 - Ejemplo de filtrado de objeto mediante el operados de apertura. (a) imagen original, (b) imagen obtenida tras el filtro de erosión con el elemento estructurante, y (c) imagen obtenido tras aplicar el filtro de dilatación sobre (b)

La **clasificación del suelo desnudo** se realiza para diferenciar los objetos elevados con el suelo desnudo. Para ello, se calcula la diferencia de altura de cada píxel entre la imagen obtenida por la morfología matemática progresiva y la imagen del MDS. Si esta diferencia es menor a un determinado umbral (por ejemplo, 2 metros), se considera como punto del terreno, y se le vuelve a asignar a dicho píxel el valor del MDS de nuevo.

El **análisis de diferencia de ecos o retornos** se hace sobre la imagen que resulta de la resta entre el retorno de máxima altura y el de mínima altura de cada píxel, y se estudia la diferencia de retornos de los píxeles colindantes al píxel de estudio, para discriminar los objetos sobre el terreno de los puntos del suelo desnudo. Si en una cierta ventana de análisis (por ejemplo, 15x15), un determinado número de píxeles (por ejemplo, 5%), tiene una diferencia de retornos mayor a un umbral prestablecido (por ejemplo, 2 metros), el píxel de estudio se considera como punto elevado sobre el terreno, y sino se considera como punto del suelo desnudo, y se le devuelve el valor inicial del MDS.



Figura 5 - Esquema de los puntos de control

3.2. Análisis de la precisión altimétrica

El análisis sobre la precisión altimétrica se ha llevado a cabo a través de la toma de puntos de control mediante la técnica GPS-RTK de la zona de estudio. Este estudio fue llevado a cabo por Enríquez y Gomez (2003). El punto base, localizado en el tejado del edificio de la escuela politécnica de la Universidad de Alcalá, se encuentra a 10km aproximadamente del vértice geodésico de "Las Cuevas", y se utilizó la medida diferencial de fase para la obtención de la baselinea mediante posicionamiento estático y post-proceso de observaciones.

Los puntos de control (ver Figura 5) se tomaron mediante radiación desde el punto base mediante GPS-RTK, con medida de fase y resolución de ambigüedades a tiempo real, de modo que el equipo móvil resuelve las ecuaciones de posicionamiento diferencial respecto a la base a partir de los observables propios y de la base. Las coordenadas de los puntos de control obtenidas en WGS84, tienen unos errores en torno al centímetro en planimetría, y de 2-3 centímetros en la altimetría.

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos tanto en la generación automática de los diferentes MDT y en el estudio de la precisión altimétrica de los mismos han sido satisfactorios. En las siguientes líneas se muestran las evaluaciones realizadas.

4.1. Extracción automática del MDT

El algoritmo propuesto se ha evaluado en cuatro zonas diferentes que corresponden a superficies del terreno de 1km x 1km cada una de ellas. En la Figura 6 se muestran los resultados visuales obtenidos para una de las zonas de estudio, donde se puede ver; (a) la imagen PNOA de una de las zonas de estudio, (b) el modelo digital de superficies (MDS) obtenido a través de los datos LIDAR, (c) el MDT generado.por el algoritmo propuesto, y (d) el MDT generado por el algoritmo y corregido manualmente. En esta imagen se puede apreciar que la zona de estudio está formada por pequeñas pendientes y un área urbana de reciente construcción. Puede observarse cómo el MDT obtenido mediante la metodología propuesta apenas necesita de edición manual.



Figura 6 - (a) Imagen aérea en RGB, (b) MDS, (c) MDT obtenido mediante el algoritmo, y (d) MDT obtenido mediante el algoritmo y editado manualmente

En la Figura 7 se muestran los resultados visuales obtenidos para otra zona de estudio. En esta imagen se pueden ver edificios residenciales; grandes edificios como polideportivos, plazas de toros, o naves industriales; y suelo en construcción. Se puede apreciar en el MDT extraído por el algoritmo como alguno de los grandes edificios no se ha eliminado correctamente, por lo que se ha tenido que recurrir a la edición manual para filtrar dichos edificios.



Figura 7 - (a) Imagen aérea en RGB, (b) MDS, (c) MDT obtenido mediante el algoritmo, y (d) MDT obtenido mediante el algoritmo y editado manualmente

En la Tabla 1 se muestra un análisis cuantitativo de la precisión del algoritmo en las dos zonas de estudio. El análisis se ha realizado, a nivel píxel, comparando los diferentes modelos generados por el algoritmo con los modelos editados manualmente.

Tabla 1 - Exactitud de los MDT generados por el algoritmo

	<u> </u>	
	Cambios (MDS-MDT)[%]	Exactitud [%]
Figura 6	10.91	99.87
Figura 7	26.02	94.91

En la Figura 6 el 10.91% de los píxeles han sufrido cambios entre el MDS y el MDT (corregido manualmente), con un porcentaje de píxeles correctamente cambiados del 99.87%. En la Figura 7, donde hay más edificaciones, el cambio entre el MDS y el MDT ha sido del 26.02%, de los cuales el 94.91% se ha hecho de manera correcta.

La Figura 8 y la Figura 9 representan la diferencia que existe entre los MDT obtenidos por el algoritmo sin el análisis de diferencia de retornos, los MDT en los que se lleva a cabo el análisis de diferencia de retornos, y el MDT editado manualmente en la zona 3 y la zona 4 respectivamente.



Figura 8 - (a) MDT obtenido automáticamente sin el análisis de retornos, (b) MDT obtenido automáticamente con el análisis de retornos, y (c) MDT corregido manualmente



Figura 9 - (a) MDT obtenido automáticamente sin el análisis de retornos, (b) MDT obtenido automáticamente con el análisis de retornos, y (c) MDT corregido manualmente

Las elipses rojas que se pueden apreciar en las imágenes, representan las zonas donde el análisis de diferencia de retornos mejora el algoritmo. De la misma manera, se ha realizado otro análisis para cuantificar la mejora del algoritmo al incluir el análisis de diferencia de retornos. En la siguiente tabla se puede apreciar que dicho análisis mejora significativamente los resultados obtenidos.

Tabla 2 - Exactitud de los MDT generadosp or el algoritmoconsiderando el doble retorno o pulso (drecha) y sin considerarlo(centro)

	camb (MDS- MDT) [%]	exac (sin ecos) [%]	exac (con ecos) [%]
Figura 8	13.08	90.93	97.55
Figura 9	5.34	94.28	97.31

En la Figura 8, el porcentaje de píxeles que han sufrido cambios entre el MDS y el MDT ha sido del 13.08%. Cuando se ejecuta el algoritmo sin tener en consideración el análisis de doble retorno, los píxeles cambiados correctamente se quedan en el 90.93%; sin embargo, cuando el algoritmo realiza el análisis de doble pulso, el porcentaje de píxeles correctamente modificados asciende hasta el 97.55%. La Figura 9, sufre cambios en el 5.34% de la imagen, y ejecutando el algoritmo sin el análisis de doble pulso se consigue un 94.28% de precisión a la hora de obtener el MDT, pero al considerar dicho análisis, la precisión se eleva hasta el 97.31%.

4.2. Análisis de la precisión altimétrica

En este trabajo se ha realizado un análisis para evaluar la precisión altimétrica del MDT generado con un vuelo LIDAR. Para ello se han utilizado una serie de puntos de control, en los que se han llevado a cabo mediciones GPS-RTK y se ha comparado la coordenada Z medida de cada punto de control con la altura del correspondiente píxel en el MDT.

En la Tabla 3 y 4 se muestran las altitudes medidas con GPS y generadas con el MDT para los 11 puntos de control que se han tomado. El GPS proporciona alturas elipsoidales, esto es, referidas a un elipsoide de referencia; sin embargo uno de los vuelos LIDAR que se han utilizado (el de 2006) consta de alturas ortométricas, es decir, referidas al geoide. Para poder comparar estas dos alturas,

ambas deben estar referidas a una misma superficie de referencia. Se ha utilizado un modelo de geoide para transformar las alturas elipsoidales proporcionadas por el GPS en alturas ortométricas. El procedimiento seguido para comparar las alturas con el MDT obtenido a partir del vuelo LIDAR de 2010 ha sido menos problemático, ya que estas alturas están referidas al elipsoide. Debido a esto, el análisis de los MDT obtenidos a partir del vuelo de 2010 se ha realizado de manera directa.

Tabla 3 -	Evaluación	de las altitudes	del MDT	generado c	on el vuelo
LIDAR d	el año 2006				

Punto	h (elip)	H (orto)	H (MDT)	dif. H
P100	660,231	608,554	608,670	-0,116
P101	659,593	607,926	608,060	-0,134
P102	659,599	607,932	608,070	-0,138
P121	659,620	607,952	608,050	-0,098
P141	659,540	607,871	608,020	-0,149
P161	659,776	608,112	608,280	-0,168
P301	675,182	623,509	623,800	-0,291
P321	659,868	608,193	608,350	-0,157
P349	657,691	606,009	605,910	0,099
P360	658,161	606,487	606,640	-0,153
P410	660,310	608,650	608,890	-0,240

En la Tabla 3 se muestra el análisis de las altitudes del MDT generado con el vuelo del año 2006. Se puede observar que las diferencias entre la altitud GPS (orto) y la del MDT están muy por debajo del metro, llegando a ser de apenas 10 centímetros en algunos casos.

Tabla 4	 Evaluación 	de las altitudes	del MDT	generado co	on el vuelo
LIDAR	del año 2010				

Punto	h (elip)	H (orto)	h (MDT)	dif. h
P100	660,231	608,554	660,280	-0,049
P101	659,593	607,926	659,660	-0,067
P102	659,599	607,932	659,680	-0,081
P121	659,620	607,952	659,710	-0,090
P141	659,540	607,871	659,540	0,000
P161	659,776	608,112	659,830	-0,054
P301	675,182	623,509	675,300	-0,118
P321	659,868	608,193	659,940	-0,072
P349	657,691	606,009	657,600	0,091
P360	658,161	606,487	658,240	-0,079
P410	660,310	608,650	660,330	-0,020

La Tabla 4 representa el análisis llevado a cabo para los datos del año 2010. Se pueden observar mejoras respecto a los datos de la Tabla 3, ya que las diferencias entre una y otra altura están por debajo de los 10 centímetros, llegando incluso en un punto a obtenerse la misma altitud en el MDT que con la medición GPS.

5. CONCLUSIONES

Como principales conclusiones podemos destacar que el algoritmo desarrollado para la obtención automática de MDT a partir de datos LIDAR corresponde a una metodología original, ya que a la ya estudiada morfología matemática, se le añade un análisis de diferencia de ecos o retornos. Este algoritmo genera unos modelos que en la mayoría de casos apenas necesitan de edición manual. Por otro lado, estamos en condiciones de afirmar que los modelos digitales obtenidos a partir de los diferentes vuelos LIDAR, gozan de una gran precisión altimétrica respecto a los puntos de control de la zona de estudio.

6. REFERENCIAS

- Bater, C. W. and Coops, N.C. (2009): "Evaluating error associated with LIDAR-derived DEM interpolation". *Computer & Geosciences*, 35, 289-300.
- Enríquez, R. and Gomez, R (2003): "Estudio de la precisión cartográfica en imágenes satelite de alta resolción". PFC Universidad de Alcalá, 2003.
- Hodgson, M. E. and Bresnaham, P (2004): "Accuracy of Airborne Lidar-Derived Elevation: Empirical Assessment and Error Budget". *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 70, No 3, March 2004, 331-339.
- Kilian, J., Haala, N. and Englich, M. (1996): "Capture and evaluation of airborne laser scanner data". Int. Arch. Photogramm. Remote Sensing, 3, 383-388.

- Kraus, K., Briese, C., Attwenger, M. and Pfeifer, N. (2004): "Quality measures for Digital Terrain Models". Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, XXth ISPRS Congress, Istanbul, Turkey, 12-23 July.
- Lindenberg, J. (1993): "Laser-Profilmessungen zur topographischen Geländeaufnahme". Deutsche Geodätische Kommission, Series C, No. 400, Münich.
- Martínez de Agirre, A. and Malpica, J.A. (2010): "Constructing a Digital Terrain Model fron LIDAR data". *In the book Advances in Geoinformation Technologies 2010*, 47-59.
- Pacheco, A., Centeno, J., Assunçao, M. and Botelho, M. (2011): "Classificação de pontos LIDAR para a generação do MDT". *Bol. Cienc. Geod., sec. Artigos, Curitiba*, v. 17, nº 3, 417-438.
- Serra, J. (1982): "Image Analysis and Mathematical Morphology". London: Academic Press.
- Streutker, D. R. and Gleen, N. F. (2006): "LIDAR measurament of sagebrush steppe vegetation heights". *Remote Sensing of Environment*, 102, 135-145.
- Zhang, K., Chen, S., Whitman, D., Shyu, M., Yan, J. and Zhang, C. (2003): "A Progressive Morphological Filter for Removing Nonground Measurements From Airborne LIDAR data". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (4), 872-882.

Infraestructura Geodésica en Gipuzkoa: trabajos iniciales y estado actual *Geodetic Infraestructure in Gipuzkoa: previous works and current state*

J. Zurutuza⁽¹⁾, Miguel J. Sevilla⁽²⁾, M. C. Ruiz⁽³⁾, Josemari Aranburu⁽⁴⁾, Mikelo Elorza⁽⁴⁾, Faustino Gainzarain⁽⁴⁾

⁽¹⁾.Dpto. de Geodesia Aplicada. Sociedad de Ciencias ARANZADI. Gipuzkoa. geodesia@aranzadi-zientziak.org

⁽²⁾Astronomía y Geodesia. Facultad de Matemáticas. Universidad Complutense. Madrid sevilla@mat.ucm.es

⁽³⁾ GEOLan Donosti SL. Portuetxe 53B, Of. 314 - 20.018 San Sebastián. <u>admin.@geolandonosti.com</u>

⁽⁴⁾ Diputación Foral de Gipuzkoa. Plaza de Gipuzkoa 1. 20004 Donostia / San Sebastian. lizsit@gipuzkoa.net

SUMMARY

This paper describes the geodetic activities carried out within the Province of Gipuzkoa by the Council of Gipuzkoa. The first of the activities goes back to 1985, where a levelling network was designed and observed. Also that year, the Geodetic Network is densified (ROI) and a gravimetric geoid is determined in 1997, at the same time the first GPS Active Station starts being running by the Council of Gipuzkoa. In 2002, after the quality check of the levelling network, ED50<->ETRS89 transformation parameters divided in zones to cover all the area are computed. In 2005 the GPS-RTK Active Network of Gipuzkoa is developed and the High Accuracy Levelling Network is designed and started being surveyed. In 2005 the gravimetric Network is also surveyed. From 2005 and on, the main tasks are focused in the maintenance of the geodetic infrastructures, including the upgrades of the Active Stations. 2007 is the year when a tide gauge is installed to fulfill the geodetic dotation and in 2009 a study of the Sea Level Variation on the Biscay Gulf by means of Satellite Altimetry techniques is reported. Each year, the linking of the tide gauge to the other geodetic networks is performed.

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan las actividades de índole geodésica realizados por la Exc. Diputación Foral de Gipuzkoa en dicho Territorio. El inicio de dichas actividades se remonta a 1985, cuando se diseñan tanto la Red de Nivelación de Precisión como el diseño, ubicación y monumentación de la Red de Cuarto Orden. Dichos trabajos terminan en 1986 y 1987 repectivamente, si bien la Red de Cuarto Orden definitiva se calculó en 1995 cuando se culminaron las Redes de 4º Orden en Bizkaia y Alava. En 1997 se procede a la instalación de la primera estación activa GPS permanente en el Palacio de Diputación en San Sebastián. En 2002, tras un control de calidad de la Red NP existente, se calculan parámetros de transformación ETRS89-ED50 por zonas para toda la Provincia. En 2005 se crea la Red RTK GPS Activa de Gipuzkoa y se llevan a cabo campañas de densificación de la NAP y de las señales Pasivas (más de 1000 señales en un Territorio de menos de 2.000 km²). También en 2005 se diseña y observa la Red Gravimétrica de Gipuzkoa. A partir de 2005, los trabajos se han centrado en el mantenimiento de la infraestructura geodésica y la actualización de las estaciones Permanentes. En 2007 se añade GLONASS a todas las estaciones de la Red Activa para completar la dotación geodésica, se instala un mareógrafo asociado a una nueva Estación GNSS para la determinación del nivel del mar y en 2009 se hace un estudio acerca de la variación del nivel medio del mar en el Golfo de Bizkaia por medio de altimetría por satélites. En 2010 son ya más de 600 km nivelados mediante técnicas NAP. Los estudios prosiguen con el manteniemiento de las infraestructuras geodésicas y con los análisis de series temporales.

2. MARCO LEGAL

El marco Legal de dichas actividades se refleja en distintas disposiciones que no van a ser detalladas, si bien sí se indicará que:

- Bajo el régimen privativo de las Instituciones Forales recogido en la Constitución Española, Estatuto de Autonomía del País Vasco y Ley de Territorios Históricos (Ley 27/1983 de 25 de Noviembre), la Diputación Foral de Gipuzkoa mantiene desde el siglo pasado una Infraestructura Geodésica en Gipuzkoa.
- Y esta infraestructura es gestionada actualmente (Decreto Foral 16/2012, de 2 de Abril) por el **Departamento de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio**.

3. NIVELACIÓN

En 1985 se inicia un proyecto de nivelación de toda la provincia. Esta primera nivelación transcurría por todas las carreteras (una señal cada 2 km) y municipios de Gipuzkoa. En total, la red NP (Figura 1) de 9 anillos y 10 ramales, constaba de 475 señales, siendo

la precisión requerida de 3mm \sqrt{k} entre clavos consecutivos, 5mm \sqrt{k} en anillos, 10 mm \sqrt{k} en ramales y se ajustó por mínimos

cuadrados.

Posteriormente, en 2002, se procede a realizar un control de calidad de la Red NP. Para ello, se verificaron en torno al 10% del total de tramos existentes, abarcando señales en diferente orografía. El resultado fue que la Red NP de Gipuzkoa era, en el peor de los

casos, en torno a 12 mm \sqrt{k} (siendo k la distancia nivelada en kilómetros; en este caso, k=1). Esa precisión podía parecer suficiente en 1990 (hace un cuarto de siglo), pero era claro que las necesidades de 2000 (Siglo XXI) eran muy superiores. Por ello, se diseñó una estrategia de densificación para transformar la Red NP en una Red NAP de Gipuzkoa, enlazada a RedNAP del IGN (IGN, 2001), iniciada en 2001 y completada en 2008 (Barbadillo et. al., 2008).





Entre 2005 y 2009 se nivelaron más de 600 km (Figura 2), es decir, entre 120 y 150 km anuales, conforme a las Normas de la Sección de Nivelaciones del Servicio de Geodesia del IGN, observando nuevas señales y las antiguas señales NP.

Se combinaron las nuevas observaciones NAP con los antiguos desniveles en aquellos tramos todavía no renivelados, a fin de llevar todas las señales altimétricas al mismo marco. Dado que varias señales habían desaparecido y otras se habían movido, el proceso de preparación y depuración de los desniveles fue tedioso. El proceso seguido fue:

- 1. Ajuste de los nuevos desniveles a REDNAP (ajuste libre).
- 2. Ajuste de los nuevos desniveles fijando todas las estaciones REDNAP.
- Ajuste libre de los 972 viejos desniveles (sólo de aquellos en los que al menos una señal fuera desconocida) a la Red Altimétrica previa. En este ajuste se descartan las señales que se han movido.
- 4. Ajuste final de los viejos desniveles fijando las alturas NAP previamente conocidas.

El resultado obtenido habiendo fijado todas las señales NAP es decir, la solución del los viejos desniveles ajustados a las nuevas $\sqrt{1}$

alturas, fue de 7 mm \sqrt{k} . Actualmente y a falta de completar los 150 km restantes de trabajos de nivelación, gran parte de las señales son NAP (392) y no se aconseja el empleo de señales NP (294) salvo en situaciones extraordinarias.



4. RED GEODÉSICA

La Red de Cuarto Orden, que había sido diseñada en 1985, se materializa en 1987. El cálculo final se acomete de manera conjunta en toda la Comunidad del País Vasco en 1995, tras implantarse redes similares en Bizkaia y Alava. En la figura 3 se muestra la ROI y la RGN final en Gipuzkoa.



Figura 3 – Red Geodésica Nacional y ROI. (National Geodetic Network and ROI.)

La Red de 4º Orden tiene una distancia media, entre vértices, de 2,7 km. Los trabajos de monumentación fueron muy costosos, al igual que las expropiaciones, ya que los Vértices tenían que tener

servidumbre de acceso y visuales entre ellos. En la figura 4 se muestra un ejemplo de subida de los hitos a las áreas montañosas.



Figura 4 – Trabajos adicionales a la ROI. (ROI additional works.)

5. GPS

En 1997 se instala la primera estación GPS de doble frecuencia en el Palacio de Diputación, en el centro de San Sebastián. Fue de las primeras instaladas en España con datos rinex de libre acceso para postproceso y fue la precursora de todos los trabajos GPS realizados posteriormente.

En 1999 se procede al cálculo de parámetros de transformación ETRS89(IGS)-ED50 para todo el Territorio (Fig. 5). Si bien éstos no eran únicos (se crearon 15 zonas), su característica, y principal novedad, era que estaban referidas a la estación GFA.



Figura 5 - Trabajos adicionales a la ROI. (ROI additional works).

En 2002, dado el amplio uso de los parámetros "unificados", se amplía el proyecto y se decide implantar la "Red GPS de Estaciones Pasivas" (Zurutuza et. al., 2004) (Fig. 6) para que los usuarios hicieran RTK con dos equipos. Utilizando como estación principal la única estación activa de GFA, la Red de 4º Orden, la ROI y la recientemente ajustada REGENTE, del Instituto Geográfico Nacional (Regidor Gutiérrez et al., 2000), se observan con centrado forzoso un total de 18 Estaciones Pasivas (9 vértices REGENTE y 9 ROI), además de la Activa. La red de estaciones GPS se diseñó para cumplir los siguientes objetivos:

- 1.Integrar la estación activa en el marco de referencia ITRF00 y, por tanto, en el marco ETRS89.
- 2.Disponer al menos de una estación GPS de referencia precisa y de fácil acceso a distancias inferiores a 10 km desde cualquier punto del Territorio.
- 3.Integrar la red en los marcos geodésicos actuales: ITRF00, ETRS89 y ED50.
- 4. Establecer el marco de referencia para futuros trabajos a realizar en el Territorio.
- 5.Obtener parámetros de transformación de ETRS89 a ED50 precisos para todo el Territorio.

La campaña de observación se realizó entre finales de octubre y mediados de noviembre de 2002, con un total de 15 sesiones. Se utilizaron 7 receptores bifrecuencia con un intervalo de almacenamiento de 10 s. Las sesiones tienen observaciones comunes de al menos 6 horas. Las observaciones fueron calculadas con Bernese V 4.2, en Marco IGS00, para lo cual se utilizaron estaciones EUREF (GRAS, ONSA, MATE, WTZR, CASC, MADR y BRUS).



Figura 6- Red Pasiva GNSS. (Passive GNSS Network).

En 2004 debido a la progresiva reducción de horizonte de la estación de la Diputación, se diseña y propone a las administraciones competentes de la CAPV una Red GPS activa ampliable a toda la comunidad, que se materializa en Gipuzkoa en 2005 con la creación de la Red GPS Activa de la Exc. Diputación Foral de Gipuzkoa. Esta red contaba con 3 nuevas estaciones y se abandona la estación de la Diputación. La red es monitorizada y procesada a diario y, entre los servicios más importantes ofrecidos destacan:

- RTK: todo tipo de correcciones (base-simple, Red, GPS, G+G,...),
- Servicio Automático de postprocesamiento,
- Servicio de PPP-online (en fase de implantación),
- Servicios de almacenaje NTRIP (en fase de implantación).

En 2005, con la Red Activa operativa, se decide densificar la Red Pasiva. Se instalan señales GPS precisas en fondos de valle y núcleos urbanos. Las características de las observaciones (procesadas en Marco IGS) fueron:

- Doble sesión, cambiando de antena para evitar sesgos,
- Duración mínima, 4 horas por sesión usando 4 receptores+Red Activa.
- Horizonte despejado si era posible, dada la orografía de Gipuzkoa,
- Si no había buen horizonte, se observa, además, otra señal cercana,
- Observar también clavos NP (futuros NAP) para posibles contrastes de geoide o definición de Sup. Alt. De Referencia.

En total se observaron 229 señales (distancias máximas menores de 15 km), con diferencias entre las coordenadas de las sesiones distribuidas de la siguiente manera (sobre el 81% por encima de 5 cm de precisión):

Diferencia	N. de puntos	Porcentaje
Dif.< 5mm	30	13.1 %
5mm < Dif <10 mm	34	14.8%
10 mm< Dif. < 20 mm	56	24.5%
20 mm< Dif. < 50 mm	65	28.4 %
50 mm <dif. 100="" <="" mm<="" td=""><td>15</td><td>6.6 %</td></dif.>	15	6.6 %
100 mm < Dif. < 150 mm	9	3.9 %
Dif.> 150 mm	20	8.7 %

A partir de 2007, se incorpora una nueva Estación y todas las estaciones se actualizan para disponer de seguimiento GLONASS. Actualmente dos de las estaciones reciben señales GIOVE e IOV si bien no se suministran RINEX con estas observaciones.

Actualmente la Red cuenta con 4 estaciones propias (Fig. 7), integra 2 estaciones privadas sitas en Gipuzkoa, y 10 estaciones públicas y privadas de 7 redes del entorno. De este modo los usuarios cuentan con una red de estaciones más densa y robusta. Las estaciones propias se integran en 3 redes ajenas, de modo que los usuarios cuentan con 4 caster distintos de acceso a estaciones de Gipuzkoa. Las soluciones diarias con Page-NT y Bernese (semanales) nos permiten mantener desde 2005 un marco de velocidades y monitorizar las soluciones particulares de cada una de estas redes.



Figura 7 – Red Activa GNSS. (Active GNSS Network).

Para finalizar este Apartado, se adjunta una herramienta desarrollada para procesar "online" observaciones RINEX: PPP Online. Para utilizarla, el usuario simplemente ha de subir sus observaciones y se mostrarán, de forma totalmente automática, los resultados en pantalla para su descarga.

GEOLan	Donosti SL		
en.	Calcula Adva OPS uniter (PPF) T Avandem Report Parlagement in Decem	my fundame	
Independ Providence	付 Seleccionar Idionia 🕴		
astronti	PPP Online		0
kres Paola Annalis, Isare Ganas Game	Advances this agriculture to documbin in resummability, but receipt controls, to be relative to a "700 [enternalistis all que que se internalista enternalistas allemanas (Expansion)	en som in missione medlene stelleter kommend sitt med en en det Nache stittelste fres - mission en antersteinningen pår 11-5
	(Iloo coestarias		

Figura 8 – Servicio PPP Online. (Online PPP Service).

6. GRAVIMETRÍA

En 2005 se decide crear la RGG (Red Gravimétrica de Gipuzkoa) (Sevilla et. al., 2006) (Fig. 9). La RGG consta de 11 estaciones y está enlazada con la estación gravimétrica absoluta de la Universidad Complutense de Madrid (Makinen et. al., 1990).

A lo largo del recorrido se hizo un perfil de calibración y se utilizaron las estaciones Aranda del Duero, Miranda de Ebro y San Sebastián, del IGN.

REDES GRAVIMÉTRICAS DE GUIPÚZCOA



Figura 9 – Red gravimétrica de Gipuzkoa. (*Gravimetric network of Gipuzkoa.*)

El equipo de observación fue un gravímetro relativo Lacoste&Romberg modelo "GRAVITON-EG" nº 1194 (Figura 10). Para la toma de parámetros meteorológicos se utilizó una sonda de temperatura TESTO y un barómetro analógico THOMEN. Se utilizó un flexómetro para medir la altura del sensor sobre las señales de nivelación, a las cuales están referidas las cotas.



Figura 10 - GRAVITON EG5C. (GRAVITON EG5C.)

La precisión obtenida fue excelente, siendo la desviación típica a posteriori de 1.77 μ Gal.

Una vez se disponía de la Red Gravimétrica, la siguiente tarea a llevar a cabo era la densificación de los valores de gravedad de todo el Territorio. Por ello, en 2006 se llevó a cabo el diseño y posterior densificación de la RGG.

Los puntos elegidos para su observación debían de cumplir con una serie de requisitos:

- Disponer de observaciones GPS precisas,
- Ser NAP,
- Cubrir todo el Territorio formando una malla lo más regular posible. 129 de estas señales ubicadas en zonas montañosas y de difícil acceso no cuentan con NAP.

Así, la RGG serviría para diversos fines como cálculo de geoide, crear mapas de anomalías,..., en definitiva, a ayudar a conocer la estructura interna del Territorio. En la figura 11 se adjunta la RGG densificada. En total, se observaron cerca de 250 señales adicionales (Figuras 11 y 12).



Figura 11 – Red Gravimétrica de Gipuzkoa (Gipuzkoa Gravimetric Network).



Figura 12– Estación de la Red Gravimétrica de Gipuzkoa (Gipuzkoa Gravimetric Network's Station).

7. MAREÓGRAFO Y ESTACIÓN GNSS DE PASAIA

Uno de los principales objetivos de la geodesia es la determinación del Nivel Medio del Mar. En Febrero de 2007 se instala un mareógrafo asociado a una antena GNSS (Vélez et. al., 2008). Para la selección del emplazamiento se visitaron diferentes localizaciones a lo largo de la Costa de Gipuzkoa, seleccionándose finalmente el Puerto de Pasaia, concretamente en el edificio de AZTI-Tecnalia dado el interés conjunto. Después de recabar y analizar la información sobre diversos tipos de mareógrafos (radar, presión, acústicos,...) se optó por utilizar un sensor PAROSCIENTIFIC para la medida del nivel del agua por inmersión con sensor de cuarzo digital "DIGIQUARTZ" modelo 8DP070-GV con electrónica inteligente modelo 735. El par GNSS-Mareógrafo está a una distancia en torno a los 30 m, a menos de 200 m de RedNAP y en la línea de nivelación que une España con Francia por Irún, siendo una estación privilegiada en este aspecto. En las figuras 13 y 14 se muestran los detalles del mareógrafo-Estación GNSS.

En la instalación del sensor se ha tenido en cuenta los siguientes aspectos:

- Instalación robusta: el sensor no puede recibir golpes ni sufrir variaciones posicionales.
- Flexible: para labores de mantenimiento
- Evitar el oleaje externo
- Permitir la recolocación del sensor siempre en el mismo sitio



Figura 13 – Estación de la Red Gravimétrica de Gipuzkoa (Gipuzkoa Gravimetric Network's Station).



Figura 14 – Estación GNSS para el Mareógrafo (Tide Gauge GNSS Station).

Desde los inicios de la actividad del mareógrafo, anualmente se verifican los enlaces del mareógrafo (TG) a las redes GNSS, NAP y la microrred de control (Fig. 15) para verificar la estabilidad posicional de las instalaciones (Sevilla et. al., 2011).



Figura 15 – Microrred de control del mareógrafo (Tide Gauge's control network).

Adicionalmente, se ha colocado un clavo en la terraza para facilitar las observaciones.

- Los enlaces anuales se llevan a cabo de la siguiente manera:
- TG TGBM1: nivelación geométrica,
- TGBM1 clavo de la terraza: medida directa (recíprocas y simultáneas),
- Resto de Observaciones: NAP y GNSS.

Los resultados obtenidos año tras año garantizan la estabilidad de la infraestructura instalada. Esto permite, por tanto, aislar las medidas del nivel del mar respecto de las posibles variaciones por deformación de la corteza.

8. OTROS ESTUDIOS

Además de estos trabajos, se han realizado diversos estudios, entre los que destacan:

- Variación del Nivel Medio del Mar en el Golfo de Bizkaia (2008),
- Contraste de geoide EGM2008/Ibergeo2008 con la NAP de GFA (2009),
- Estudio de la estacionalidad del ZTD (2009),
- Anomalías de la gravedad (2009-...).

Respecto a los trabajos adicionales, caben reseñarse:

- Análisis anual de Velocidades de la Red GNSS, incluyendo estaciones propias y ajenas
- Red Pasiva: Observaciones en 2005 y reobservaciones en 2010 en marcos distintos. Está programada una nueva campaña en ITRF2008.
- Red Gravimétrica: Está programada una reobservación del enlace a la absoluta de Madrid.

9. CONCLUSIONES

La Infraestructura Geodésica de Gipuzkoa está materializada por la Red de Estaciones GNSS, la Red de Nivelación NAP y la Red de Gravimetría Básica. Las redes de Estaciones Pasivas en antiguos vértices geodésicos y en clavos horizontales, junto con los clavos NP y la aplicación de postproceso AutoPPP, tienen un carácter subsidiario de las anteriores redes y es necesario realizar una lectura atenta de sus reseñas. Se mantiene un documento abierto de recomendaciones

(http://b5m.gipuzkoa.net/web5000/docu/geodesia/GomendioakReco mendacionesGeodesiaGipuzkoa.pdf) que es descargado mensualmente una media de 137,5 veces y que señala cómo obtener los mejores resultados y optimizar el uso de esta infraestructura. Desde el año 2005 los usuarios han descargado 93.1 Gbs de datos RINEX para postproceso, la red GNSS cuenta con una media de 20.887 conexiones NTRIP anuales y se descargan mensualmente una media 169.9 reseñas, de los algo más de 1000 señales existentes en la actualidad.

La Infraestructura Geodésica de Gipuzkoa está concebida para que los usuarios tengan fácil acceso a su contenido vía web, orientada a desarrollar trabajos prácticos y abierta a su reprocesamiento por la integración de los nuevos modelos/observables (VMF1, GLONASS, GALILEO,...). La experiencia acumulada ha sido fundamental para reorientar las siguientes tareas, teniendo siempre presente que numerosos proyectos una vez completados pueden quedar obsoletos a muy corto plazo, dada la rápida renovación tecnológica y metodológica de este campo del conocimiento.

En el siglo XXI las Infraestructuras Geodésicas regionales sólo pueden ser dinámicas, una Geodesia estática está anticuada nada más nacer, ya que está superada por nuevos marcos internacionales (IGS05, IGS08, etc), regionales (EVRS), nuevos observables (Galileo, Compass), modelos globales (Mareas, troposfera, etc.), modelos gravimétricos homogéneos (Grace, Goce) frente a campañas heterogéneas (Gravimetría clásica), posicionamientos absolutos (PPP) frente a los relativos (Postproceso clásico), etc. Dado que los usuarios actuales y futuros pueden trabajar prácticamente con la misma precisión instrumental que los Marcos de Referencia, es preciso integrar el trabajo de la comunidad científica, administración pública y usuarios hacia una Geodesia 2.0. El papel de la administración pública ha de ser facilitar esa tendencia colaborativa en beneficio de sus usuarios, del conocimiento científico y de la mejora continua de este tipo de infraestructuras.

10. REFERENCIAS

- Barbadillo A., Sanchez sobrino J.A., de la Cruz F, Quiros Donate R. (2008): "Compensación preliminar de la nueva Red española de nivelación de Alta precisión". 6 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar, Portugal, 11-14 febrero 2008.
- IGN (2001): Red Española de Nivelación de Alta Precisión –REDNAP– Infraestructura de infraestructuras. Boletín Informativo. AÑO II 1 ABRIL-JUNIO 2001 1 Núm. 6.

- MAKINEN, J., R. VIEIRA, A. G. CAMACHO y M. J. SEVILLA (1990): Absolute Gravity Measurements in Madrid. *Bureau Gravimétrique International. Bulletin D'information* N° 67, pp. 168-172. Toulouse (Francia).
- Regidor Gutiérrez, J., J.F. Prieto Morín, J. Manuel Sanz Megia, R. Quiros Donate & A. Barbadillo Fernández, (2000): "El Proyecto REGENTE". VII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía TOPCAR 2000. Madrid, 16-20 Oct. 2000.
- Sevilla, M. J., J. Zurutuza and A. Martín (2011): Three Years of Tide Gauge Measurements in the Pasajes Harbour. FIG Working Week Bridging the Gap between Cultures Marrakech pp 1-12.
- Sevilla, M. J., Vélez, E. y Zurutuza, J. (A) (2006): "Red Gravimétrica del Territorio Histórico de Gipuzkoa". PUBLICACION - INSTITUTO DE ASTRONOMÍA Y GEODESIA, 25- 28. ISSN: 0213-6198. (2006).
- Vélez, E., Zurutuza J., Sevilla, M. J., Galparsoro, I., Antzizar, A. (A):"Estación Mareográfica del Puerto de Pasaia". PUBLICACION - INSTITUTO DE ASTRONOMÍA Y GEODESIA, 37-41. ISSN: 0213-6198. (2008).
- Zurutuza, J., García, L. and Sevilla, M. J., (2004): "Red de estaciones GPS y estación permanente en Gipuzkoa." 4ª Asamblea hispanolusa de Geodesia y Geofísica, Figueira da Foz, Portugal. Feb. - 2004.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A

Adán, R	
Agea, Z	
Alfaro, P	
Aranburu, J	
Armenteros, J. A.	
Arnoso, J.	
Avilés, M.	

B

Barbadillo Fernández, A.	
Barbadillo, A	
Benavent, M	
Bethencourt Fernández, A	
Bethencourt-Fernández, A	
Borque, M. J	
Bos, M. S	

С

Caldera, S	5
Cano, M. A.	
Caro, M.	
Casaca, J	
,	

D

Dalda Mourón, A.	
Devoti, R.	97
E	
Elorza, M.	

F

Fernández Herreras, J. P.	17
Fraile Torrecilla, J.	17

G

G. Montesinos, F	
Gainzarain, F	
Galindo, J	
Galindo-Zaldívar, J.	
García Tortosa, F. J.	
García-Cañada, L	
García-Espada, S	
Garrido, M. S.	
Gil, A. J.	89, 93, 97, 101, 105
Giménez, E	
Gonzalo, P	51
Н	
Usersen D.E.	101

Henriques, M. J.	47
Herrera, A.	5

L

Lacy, M. C 5	5, 93, 97, 105
Lamolda-Ordóñez. H	
López Garrido, A. C	89 93
Lopez Damasco, I	
Lopez-Kallasco, J	
Μ	
Malpica, J. A	109
Marín-Lechado, C	89
Martín A	75 81
Martínez de Agirre, A	
Ν	
Nuno Lima, J	47
0	
Oliveira, S	47
Р	
Pascual M	51 57
Dadrana A	
$\mathbf{Pediera, A}$	
Perski, Z	101
R	
Realini, E	5
Reguzzoni, M	
Riguzzi F	97
Rodríguez B	109
Duana D	
\mathbf{N}_{rel}	
\mathbf{K} \mathbf{U} \mathbf{Z} , \mathbf{A} . \mathbf{W} .	
Ruiz, M. C	81, 115
8	
Sánchez Sobrino, J. A	17, 29, 35
Santamaría-Gómez, A	
Sanz de Galdeano, C	101
Sanz, C	
Sevilla, M. J	5, 75, 81, 115
Sousa, J. J	
Т	
Torres, João Agria	
V	
Valdés, M	29, 51, 57
Vélez. E	
Vieira, R	
Z	
Zurutuza I 65	5 75 81 115
2010t020, 9	, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,



Chairpersons: Fernando Carilho José Antonio Peláez Montilla José Ignacio Badal Nicolás Suzana Custodio
Aurkibidea/Índice/Índice/Index

El límite de placas Ibero-Mogrebí a la luz del análisis multifractal <i>The Ibero-Maghrebian plate boundary to the light of the multi-fractal analysis</i> 127 C. López Casado, J. Henares, J. Badal, J.A. Peláez, M. Hamdache
Terremoto de Chile 2010. Análisis de daños en Viña del Mar <i>The Chile earthquake of 2010. Analysis of damage in Viña del Mar</i> 135 C. Aranda, F. Vidal, G. Alguacil, M. Navarro
El terremoto de 1487 en la ciudad de Almería <i>The 1487 earthquake in the city of Almeria</i>
Aplicações de Técnicas de Inteligência Computacional à Deteção Sísmica Applications of Computational Intelligence Techniques for Seismic Detection
Evidencia de un supuesto evento tsunamigénico no catalogado en la costa de Portugal en 1773 Evidence of an apparently uncatalogued offshore Portugal tsunamigenic event in 1773
Movimientos de ladera inducidos por terremotos en España: Una revisión Seismic induced landslides in Spain: A review
Cálculo de los Parámetros Pd y τc para Terremotos del Cabo S. Vicente y Golfo de Cádiz Estimation of Pd and τc Parameters for S. Vicente Cape and Gulf of Cadiz Earthquakes
Mejora del Carácter Poissoniano de Catalogos Sísmicos Mediante un Filtro Discriminador entre Eventos Principales, Premonitorios y Réplicas. Aplicación a Fuentes Sísmicas del SE. de La Península Ibérica. Poissonian Character of Seismic Catalogs Improvement by Discriminator Filter Between Main and Secondary Events. Aplicationt To Seismic Sources at SE of Iberian Peninsula. J. J. Giner-Caturla, P. J. Jauregui- Eslava, J. J. Galiana-Merino, J. L. Soler-Llorens, S. Rosa-Cintas
Determinación de la estructura geofísica superficial del Bajo Andarax a partir de ruido sísmico ambiental. Determination of the shallow geophysical structure of the Low Andarax from seismic ambient noise
Intraplate seismicity across the Cape Verde swell: Fault solutions and Taxonomic Analysis of Earthquakes
Relación entre las magnitudes mb (IGN) y ML (CRAAG) calculadas para terremotos localizados en el Norte de Argelia Relationship between computed mb (IGN) and ML (CRAAG) magnitudes for earthquakes located in Northern Algeria
José A. Peláez, Mohamed Hamdache, José M. Martínez Solares
Estudio de las series sísmicas de Arquillos, abril de 2010 - julio de 2011?, y Baeza, mayo - diciembre de 2011?, en la zona centro de la provincia de Jaén Study of the Arquillos, April 2010 - July 2011?, and Baeza, May - December 2011?, seismic swarms, in the central part of the province of Jaén
José A. Peláez, Mohamed Hamdache, Fernando Pérez Valera, Jesús Henares, Mario Sánchez Gómez, Carlos López Casado

Evidence of crustal anisotropy in the southeast of Betic Cordillera (Spain)	
Anisotropía de la corteza en región oriental de la Cordillera Betica (España)	197
Buontempo L., Wuestefeld A., Morales J., Martín J. B.	
Amplificación del terreno para diferentes perfiles con el mismo valor de C y de Vs30 Ground amplification for different profiles with constant C and Vs30 values J.J. Galiana-Merino, S. Rosa-Cintas, P. Jáuregui-Eslava, J.J. Martínez Esplá, J. Rosa-Herranz, J.J. Caturla	201 Giner-
Modelo de Zonas Sismogénicas para el Cálculo de la Peligrosidad Sísmica en España	

El límite de placas Ibero-Mogrebí a la luz del análisis multifractal The Ibero-Maghrebian plate boundary to the light of the multi-fractal analysis

C. López Casado^(1,2), J. Henares⁽²⁾, J. Badal⁽³⁾, J.A. Peláez^(2,4) y M. Hamdache⁽⁵⁾

⁽¹⁾Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, clcasado@ugr.es

SUMMARY

The spatial distributions of earthquakes and its released energy have a scale-invariant behaviour and therefore they can be analysed by means of the so-called multi-fractal spectrum. The dimensions of this spectrum describe the geometrical properties of these distributions (earthquake location and seismic energy). Such dimensions can be regarded as new parameters which characterize spatially the seismicity as an alternative to the classical a and b parameters of the Gutenberg-Richter recurrence relationship. We have studied the seismicity of the Ibero-Maghrebian plate boundary from the point of view of its fractal geometry. Therefore we are available to obtain a fractal zonation of the investigated area. This has allowed us to obtain the plates contact geometry. In the central part, now, we can note clearly a seismically active zone that spreads in direction NE-SW from Agadir (southern Morocco) to the south of Valencia (eastern Spain) through the Alborán Sea, which cuts and modifies the east-west alignment of the boundary between Iberia and north of Africa.

1. INTRODUCCIÓN

Los conjuntos fractales pueden ser homogéneos o heterogéneos, es decir, uniformes y simétricos o no uniformes y asimétricos. A los primeros se les llama monofractales, ya que necesitan un sólo número D para definir sus propiedades de escala. A los segundos se les llama multifractales, ya que necesitan varios números D_a (con q real desde $-\infty$ a $+\infty$) para definir sus propiedades de escala. A este último conjunto de dimensiones se le llama espectro multifractal. Las dimensiones D_q de este espectro nos dan información sobre las características geométricas del conjunto fractal. Así, Da, para valores negativos de q nos informa sobre las zonas vacías del conjunto fractal, y para valores positivos de las zonas con agrupamientos. Diversos autores han aplicado estos conceptos al estudio sismotectónico de una región sísmicamente activa obteniendo resultados muy satisfactorios (Hirabayashi et al., 1992; Teotia, 2000; Öncel and Wilson, 2006; Henares et al., 2010; Teotia and Kumar 2011; Tanget al., 2012).

El contacto Ibero-Mogrebí entre las placas Euroasiática y Africana presenta una gran complejidad sismotectónica aún sin explicar completamente. Esta complejidad queda claramente reflejada en la sismicidad de la zona. Marcados alineamientos de terremotos se continúan en otros distribuidos de forma completamente dispersa. Así, el nítido límite de placas existente al oeste y al este del contacto Ibero-Mogrebí desaparece en su zona central. Algo similar ocurre con la magnitud de los terremotos. Al oeste y al este se producen los de gran magnitud, y en la parte central los de magnitud moderada. También al oeste y al este la sismicidad es superficial, y sin embargo en el centro hay numerosos terremotos intermedios y algunos muy profundos. Diversos autores (Klitgerd y Schouten, 1986; Bird, 2003; Gutscher, 2004) han presentado soluciones a la geometría de este complicado borde de placas para su zona central, pero aún no se ha encontrado ninguna totalmente satisfactoria. Lo mismo ha ocurrido con las hipótesis que han tratado de explicar su geodinámica (Sanz de Galdeano, 1990a,b; Vissers et al., 1995; Seber et al., 1996; López Casado et al., 2001; Gutscher et al., 2002; Jolivet et al., 2009; Pedrera et al., 2011; Ruiz Constán et al., 2011; Billi et al., 2011).

El conocimiento de las fallas activas de una región es un trabajo complicado, en el que hay que recurrir a todo tipo de información geológica y geofísica. La sismicidad está directamente relacionada con la fracturación, hasta tal punto que es ésta una de las informaciones más utilizadas para localizar las fallas de una región tectónicamente activa. Por tanto, si conseguimos una descripción geométrica clara de la fracturación de una región podremos comprender mejor su tectónica. Por ello, en este trabajo se muestran los mapas de las distribuciones espaciales de varias dimensiones fractales y del salto del espectro fractal para las localizaciones y la energía de los terremotos del área Ibero-Mogrebí. Esto se realiza para su zonificación sismotectónica y para una mejor determinación de la geometría del contacto de placas en esta área.



Figura 1. Arriba: sistema de fallas principales en el área Ibero-Mogrebí. Abajo: situación de esfuerzos tectónicos actuales. Figure 1. Top: main faults in the Ibero-Maghrebian area. Bottom: current tectonic stresses.

2. MARCO SISMOTECTÓNICO

El área de estudio está localizada en la zona de contacto de las placas Euroasiática y Africana, entre Azores y Túnez (figura 1). Este contacto es relativamente claro de las Azores a los Altos de Gorringe, y está formado principalmente por fallas transcurrentes dextrorsas, con carácter inverso en algunos lugares. En los Altos de Gorringe hay algunas fallas transversales inversas muy importantes de dirección NE-SW que cortan el contacto. Este continúa hasta el Golfo de Cádiz, pero en una forma menos clara. En el sector de Horseshoe, bajo la costa sur de Portugal, hay algunas fallas de carácter inverso también de dirección NE-SW (Rosas *et al.*, 2012),

⁽²⁾Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo sísmico y Tectónica activa"

⁽³⁾Departamento de Física de la Tierra, Universidad de Zaragoza

⁽⁴⁾Departamento de Física, Universidad de Jaén

⁽⁵⁾Département d'Études et Surveillance Sismique, CRAAG, Argelia

vergentes al oeste. Hacia Gibraltar el aspecto lineal del contacto desaparece debido a la compleja estructura sismotectónica del Arco de Gibraltar. Entre Gibraltar y el NE de Marruecos existen numerosas fallas, entre las que destaca el muy importante sistema de fallas sinistrorsas de dirección NNE-SSW que cortan el contacto. El citado sistema pasa del SE español hasta el SO de Marruecos a través de las Béticas, el mar de Alborán, el Rif y el Atlas. En el área de Argelia, el contacto vuelve a ser claro, predominando fallas inversas de dirección N70°E a E-W.



Figura 2. Arriba: terremotos superficiales registrados en nuestros catálogos con $M_W \geq 3.3$ desde el comienzo del catálogo del IGN hasta 2011. Abajo: terremotos intermedios y profundos registrados en el catálogo del IGN desde 1950.

Figure 2. Top: shallow recorded earthquakes from our catalogs with $M_W \ge 3.3$ updated to 2011. Bottom: intermediate and deep earthquakes recorded in the IGN catalog from 1950.

Las placas Ibérica y Africana están sometidas a una aproximación gradual bajo un régimen de compresión de dirección NO-SE (Udías and Buforn, 1991). Hacia el oeste, en el océano Atlántico, la dirección de aproximación cambia a la dirección ONO-ESE (Udías and Buforn, 1991; Galindo Zaldívar et al., 1993; Henares et al., 2003). En la zona de Argelia y Túnez la dirección de compresión es NNO-SSE (Udías and Buforn, 1991; Medina and Cherkaoui, 1991; GalindoZaldívar et al., 1993; Bezzeghoud and Buforn, 1999; Henares et al., 2003). Sin embargo, dentro de la placa Ibérica, en el área Béticas-Mar de Alborán, el régimen de compresión es acompañado por un importante régimen distensivo de dirección ENE-OSO (Henares et al., 2003; Stich et al., 2006; Pérez Peña et al., 2010), es decir, prácticamente perpendicular a la compresión. Estas direcciones de compresión y extensión varían localmente. Así, se ha encontrado una compresión N-S en el área Murcia-Alicante, en el levante español (Henares et al., 2003), compresiones NO-SE y extensiones NNE-SSO en el Golfo de Cádiz, y una compresión ENE-OSO en Lucena, en el área NO de las Béticas (López Casado y Henares, 2011). Un esquema de estos esfuerzos se muestra en la figura 1.

La sismicidad del área Ibero-Mogrebí ha sido ampliamente estudiada por numerosos autores (Mezcua y Rueda 1997; López Casado *et al.* 2001; Buforn *et al.*, 2004; Harbi *et al.*, 2003a,b; Peláez *et al.*, 2007; Carvalho *et al.* 2009; Buforn y Udías, 2010). La figura 2 muestra la distribución de epicentros de terremotos superficiales (h \leq 30 km) del límite oeste del contacto de las placas Euroasiática y Africana. En ella se distingue varios alineamientos. El alineamiento más occidental, en el Océano Atlántico, con terremotos de gran magnitud, se extiende desde Azores hasta los Altos de Gorringe, entre las longitudes 18°O y 10°O en dirección ONO-ESE, y señala claramente el límite entre ambas placas. Desde el final de este agrupamiento se observan dos nuevos alineamientos, uno hacia la costa de Portugal hasta Lisboa y otro de dirección EO, ya en el Golfo

de Cádiz, que llega hasta los 7ºO. Ambos alineamientos muestran que se está difuminando la anterior nitidez del contacto de placas, lo que se refrenda aún más si se tiene en cuenta lo moderado de las magnitudes de los terremotos de esta zona.

Entre los 7ºO y 2ºO, la distribución espacial de los terremotos se complica mucho. Así, entre 7ºO y 6ºO se observa un claro vacío sísmico, donde ya no se puede localizar el contacto, continuado con dos nuevos alineamientos divergentes. Uno en dirección SO-NE, que pasa por las Béticas, y otro en dirección NO-SE, que se dirige hacia Marruecos, con terremotos de magnitud aún más moderada. Ambos alineamientos están limitados en su parte oriental por un importante alineamiento de dirección NE-SO que se extiende desde la costa sur de España, las Béticas, en el sureste de la península ibérica, el oeste del mar de Alborán, el norte de Marruecos, y las montañas del Atlas medio hasta el Océano Atlántico. A partir de allí y hacia el E, vuelve a encontrarse, tras un nuevo vacío sísmico sobre los 2ºO, un neto alineamiento de dirección OSO-ENE, visible en la figura 2, que tiene terremotos de gran magnitud y sigue la línea de la costa por el norte de Argelia hasta alcanzar Túnez, mostrando otra vez de forma clara el contacto entre placas.

La sismicidad de profundidad intermedia (30 km < h < 140 km) e inclusive muy profunda (h > 600 km), está también presente en esta región, como se muestra en la figura 2. Así, podríamos definir principalmente cuatro sectores, tres para la intermedia y uno para la muy profunda. El primer sector comprende la parte occidental, entre las Azores, los Altos de Gorringe, el SO de Portugal y un alineamiento que desde Lisboa, en dirección oeste, se introduce en el Atlántico. El segundo sector se encuentra en el Golfo de Cádiz, con una dirección y posición similar a la del alineamiento sísmico que marcaba la sismicidad superficial. El tercer sector se encuentra al este del arco de Gibraltar y al oeste del mar de Alborán, en un semicírculo abierto al este formado por tres claros agrupamientos. De estos tres sectores es en este último, en dirección N-S, en el que se dan las mayores profundidades intermedias. El cuarto sector se encuentra al sur de Granada, debajo de la anterior sismicidad intermedia, y es donde se localiza un pequeño agrupamiento de terremotos con profundidad superior a los 600 km. A pesar de la distribución general O-E (la supuesta para el contacto) de esta sismicidad, lo que más la caracteriza es su discontinuidad, y que los agrupamientos principales que la constituyen están dispuestos en direcciones N-S o NNE-SSO, es decir, perpendiculares o casi perpendiculares a la E-O de la distribución general.

3. METODOLOGÍA

Los datos utilizados en este estudio son las localizaciones y las magnitudes de los terremotos del área Ibero-Mogrebí registrados en los catálogos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de España y los catálogos de terremotos principales de Marruecos (Peláez et al., 2007) y Argelia (Peláez et al., 2009; Hamdache et al., 2010). Se ha realizado una homogeneización de la magnitud de estos catálogos a la magnitud momento (López Casado et al., 2000; Rueda and Mezcua, 2002; Scordilis, 2006). Teniendo en cuenta la importancia de los grandes terremotos en un análisis sismotectónico y la necesidad de utilizar un número grande de datos para obtener resultados fiables de las dimensiones fractales, hemos tomado todos los terremotos registrados en estos catálogos hasta 2011, con magnitud mayor o igual a 3.3. La magnitud se ha pasado a energía utilizando la ecuación $logE = 11.8 + 1.5 \cdot M_s$ (Gutenberg and Richter, 1956), en la que la magnitud superficial se ha sustituido por la magnitud momento que utilizan nuestros datos.

Este catálogo no es completo en el periodo elegido, por lo que los valores de las dimensiones fractales no informarán sobre toda la sismicidad de la zona, pero sí sobre la de mayor grado energético, que es la que interesa en un trabajo sismotectónico a una escala regional como es la que hemos utilizando (área Ibero-Mogrebí). En el caso del análisis de la sismicidad intermedia se nos presentan aún más acusados los anteriores problemas de fiabilidad, homogeneidad, completitud y número de datos. Igualmente, hemos priorizado la minoración de los errores debidos al número de datos, y por ello hemos tomado el mayor número de terremotos posibles. Así hemos utilizado todos los terremotos de profundad entre 30 y 120 km, sin umbral de magnitud y registrados a partir de 1950. Ya que nuestro análisis fractal lo hacemos en dos dimensiones, la sismicidad del área Ibero-Mogrebí se ha dividido en cuatro capas, 0-30, 31-60, 61-90 y 91-120 km. Por encima de esta última profundidad el análisis se hace inviable por la falta de datos.

El análisis multifractal de una medida se puede realizar a través de la función de partición generalizada propuesta por Falcone (1990). A partir de ésta se introduce la función de partición del conjunto de datos mediante la ecuación

$$Z_q(\varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_i^q(\varepsilon)$$

donde q y τ son números reales y p_i y ε_i son cantidades aleatorias que representan la medida realizada y el tamaño. La suma se extiende sobre todas las partes separadas, N, que componen el objeto.

El algoritmo de cuenta de cajas está basado en la anterior ecuación y nos permite calcular $\tau(q)$ tomando logaritmos en ambos lados de la ecuación.

$$\tau(q) = \lim_{\varepsilon \to \infty} \frac{\log E(Z_q(\varepsilon))}{\log \varepsilon}$$

La conducta multifractal de una medida p_i para un numero real q dado dentro de una caja de tamaño fijo ε , viene expresado por $\tau(q)$. Este límite no puede ser alcanzado a través de calculos computacionales. Para resolver este problema se debe discretizar y realizar un ajuste lineal de la representación *log-log*. Para realizar esto se cubre el objeto con un mallado de tamaño ε . Entonces, se calculan las medidas contenidas dentro de cada caja del mallado, es decir, $p_i(\varepsilon)$. Para calcular los promedios de las ecuaciones de partición se repite el anterior proceso para distintos tamaños y origenes del mallado. La pendiente del ajuste lineal *log-log* nos da el correspondiente índice multifractal. De acuerdo con Grassberger se puede determinar mediante la ecuación

$$D_q = \frac{\tau(q)}{(q-1)}$$

Un sistema es considerado monofractal cuando la dimensión generalizada satisface la igualdad $D_{q1} = D_{q2} = D_{q3} \dots$ para $q_1 < q_2 < q_3 \dots$ Por el contrario, es multifractal cuando satisface la desigualdad $D_{q1} > D_{q2} > D_{q3} \dots$ para $q_1 < q_2 < q_3 \dots$ Cuanto más disperso es un sistema, mayor es el valor de D_q , y cuanto más compacto, menor es el valor de D_q (Öncel and Wilson, 2006).

El método de cuenta de cajas de tamaño fijo da sólo buenos resultados en los cálculos de dimensiones para valores de q > 0, es decir, para las zonas donde se concentra la sismicidad (Hirabayashi, 1992; Li *et al.*, 1994), por tanto, es el adecuado para el cálculo de las dimensiones fractales que nos interesan. Para mejorar los resultado en el caso del salto fractal, que necesita valores de q negativos, en los ajustes lineales *log-log* se han eliminado los puntos que corresponden a las cajas más pequeñas y a las más grandes (Martínez López, 2000; Martínez López 2001; Oncel and Wilson, 2001) y se han tomado sólo aquellos entre los cuales el ajuste lineal tiene menor error.

Las dimensiones que vamos a calcular, siguiendo el anterior algoritmo, son la de capacidad, entropía y correlación (D_0 , D_1 y D_2), así como el salto espectral $D_{.30}$ - D_{30} . La dimensión de capacidad nos indica cómo el conjunto de datos llena el espacio que ocupa, es decir, cómo los terremotos cubren la región de estudio. Si la llenaran completamente su valor seria dos, la dimensión del espacio en el que se encuentran, y si ocuparan sólo un punto su valor sería evidentemente cero. La dimensión de entropía nos informa sobre cómo están ordenados los datos, es decir si los terremotos en el área que ocupan siguen algún patrón geométrico dado (falla o sistemas de fallas de una determinada dirección), o si la energía que liberan se ajusta a algún tipo de ley dada. La dimensión de correlación informa de cómo se agrupan los datos, es decir, de si los terremotos están recubriendo el espacio de forma aleatoria o en determinados grupos, o si la energía se libera por un sólo terremoto o terremotos en grupos o en forma aleatoria. Por último, el salto espectral nos da el grado de heterogeneidad geométrica de los datos, es decir, la complejidad geométrica de la distribución espacial de los terremotos y de su energía liberada. Para valores de q próximos a $\pm \infty$ las evaluaciones de las dimensiones son muy erróneas, y por ello para el cálculo del salto multifractal se utilizan valores pequeños de q, siempre y cuando para estos el carácter asintótico del salto sea significativo. Así, Teotia (2000) utiliza un valor de |q| = 6, Shivakumar y Rao (2000) de 10, y Öncel and Wilson (2006) de 15. En este trabajo hemos utilizado un valor de |q| = 30, para el cual el carácter asintótico es significativo y los errores de las dimensiones bajos (Henares et al., 2010).

0Para los cálculos hemos elegido una región (caja) de 100 x 100 km, que hemos desplazado de este a oeste y de norte a sur a intervalos de 20 km, para cubrir toda la región de estudio. En estas cajas, el número mínimo de datos ha sido de 20, y el promedio de 62, lo que nos ha permitido obtener valores precisos (Bhattacharya, 2002) con errores inferiores al 20%. Si el proceso de mover las cajas a intervalos de 20 km ya minimiza los errores introducidos por la falta de precisión de las localizaciones de los epicentros de los terremotos, la confección de los mapas de contorno, realizado mediante un proceso de suavizado según el programa grafico SURFER 8 (Golden Software, 2002) que utiliza en el ajuste un polinomio de carácter local de grado 10, aún minimiza más los anteriores errores.

4. RESULTADOS

En la figura 3 mostramos la distribución espacial de la dimensión de capacidad, D_0 , que es común a las posiciones y energía de los terremotos. La distribución espacial de esta dimensión nos muestra las zonas que están más cubiertas o llenas de terremotos, o de liberación homogénea de energía. Así, cuanto mayor sea su valor en una zona, más llena de terremotos o de energía liberada homogéneamente estará caracterizada dicha zona. Por tanto, desde el punto de vista sismotectónico, estas zonas de valores altos son las que determinan mejor la posición del contacto.



Figura 3. Distribución espacial para posiciones de la dimensión de capacidad D_{0}

Figure 3. Spatial distribution for positions of the capacity dimension D_0 .

Si para determinar la posición del contacto unimos de oeste a este los máximos observamos: a) un claro alineamiento, entre Azores y los Altos de Gorringe, de dirección ONO-ESE, y otro de dirección O-E que llega hasta el Golfo de Cádiz, b) paralelo al primer alineamiento, en su zona más occidental y luego en dirección NO-SE, se observan varios máximos que se dirigen por el Océano Atlántico hacia Agadir, en la costa sur de Marruecos, c) un alineamiento de dos máximos localizados al oeste de Lisboa en el Océano Atlántico y en Lisboa y que podría estar, hacia el sur, relacionado tanto con el máximo de los Altos de Gorringe como con el del Golfo de Cádiz, d) un alineamiento de dirección NE-SO que se extiende desde el levante español hasta el SO de Marruecos a través de las Béticas, mar de Alborán , Rif y Atlas, y finalmente, e) otro claro alineamiento, al este, de dirección OSO-ENE entre el NE de Marruecos y el N de Túnez a través de la costa de Argelia.

Las distribuciones espaciales para las posiciones de los terremotos de las dimensiones de información o entropía y correlación, son similares a las de la dimensión de capacidad, por lo que podemos decir que las características observadas con la dimensión de capacidad se refuerzan, y que con estas dimensiones sólo se matizan, como al analizar el salto espectral, otras características geométricas del contacto. Así, los valores bajos de los máximos que aparecen en los mapas de estas distribuciones indican un marcado orden y un gran grado de agrupamiento de las posiciones de los terremotos en esta área de contacto entre las placas Euroasiática y Africana. Podríamos decir que sistemas de fallas con direcciones claras de sus trazas que se fracturan sólo en determinados sectores de ellas, determinan la sismicidad del área Ibero-Mogrebí. Esto queda también ratificado por el valor cercano a la unidad que tienen los máximos de la distribución espacial de la dimensión de capacidad.



Figura 4. Distribución espacial del salto espectral $(D_{.30} - D_{30})$. Arriba: para las posiciones. Abajo: para la energía de los terremotos. *Figure 4. Spatial distribution of the spectral slope* $(D_{.30} - D_{30})$. *Top: for the positions. Bottom: for the energy of the events.*

En el caso de las distribuciones espaciales para las energías liberadas en las posiciones antes analizadas, de las dimensiones de información y correlación, tenemos que tener en cuenta que valores bajos de D_1 y de D_2 implican orden y agrupamiento, respectivamente, de la liberación de la energía, y valores altos desorden y dispersión. Como los criterios anteriores son para valores absolutos, para analizar los mapas de estas dimensiones tendremos que tener en cuenta que los máximos y mínimos que aparecen en ellos son relativos.

Las diferencias espaciales de estas dimensiones con las antes obtenidas son muy significativas. Además, estas distribuciones son también mucho más heterogéneas. Estas diferencias indican claramente que las distribuciones de posiciones y liberación de energía de los terremotos son muy diferentes, y que la distribución espacial de la liberación de energía es mucho más multifractal que la de las posiciones. Al igual que en el caso de las posiciones, podemos definir cuatro sectores principales, aunque ahora los alineamientos y la asociación con un contacto nítido son menos claros. Los alineamientos del oeste se difuminan, el de dirección E-O del Golfo de Cádiz desaparece, se hace visible la correlación entre la actividad sísmica de los Altos de Gorringe y la zona SO de Portugal, el alineamiento NE-SO de las Béticas-mar de Alborán y Rif-Atlas se ensancha y se desplaza hacia el este, de forma clara en la zona del mar de Alborán. El alineamiento más al este es el que mejor se mantiene, aunque ahora en su zona más oriental se separa en dos de forma claramente divergente. Pero quizás la característica que más se aprecia en estas distribuciones es la desconexión entre los sectores del oeste y del este y el de la parte central. Esto implica un debilitamiento o desaparición del contacto E-O en estas dos zonas de desconexión y un cambio radical de la dirección del contacto, en la zona entre estas desconexiones. Así, se pasa de las direcciones próximas al E-O de los sectores extremos a una dirección NE-SO en el sector central.



Figura 5. Dimensión de capacidad para las posiciones para las tres capas que contienen los terremotos intermedios.

Figure 5. Dimension capacity for the three layers containing the intermediate earthquakes.

La figura 4 muestra la distribución espacial para las posiciones de los terremotos para el salto espectral $(D_{.30} - D_{30})$. Se observa en ella que hay cuatro zonas con una gran heterogeneidad. Estas concuerdan con las observadas en las distribuciones espaciales de las anteriores dimensiones, con la excepción, de la zona *b*), que ha desaparecido. Por su heterogeneidad se deben considerar como las zonas donde el contacto es más claro. En ellas es mayor el área cubierta por los terremotos, mayor el orden de sus localizaciones y mayor el grado de agrupamiento. Es interesante indicar que al oeste y al este del mar de Albarán hay dos zonas homogéneas con claro carácter monofractal.

La figura 4 también muestra la distribución espacial del salto multifractal $(D_{.30} - D_{30})$ para la liberación de la energía. Lo más significativo de este mapa es que, a pesar de que las diferencias entre los mapas de las dimensiones de información y correlación para posiciones y energía eran muy significativas, la diferencia con el del salto para posiciones es mínima. Esto refuerza todo lo dicho para las dimensiones y su salto, para posiciones y para las dimensiones para energía.

Por tanto, la sismicidad del área Ibero-Mogrebí presenta una gran heterogeneidad en tres zonas. La central, claramente separada de las otras dos, alinea su máxima heterogeneidad en dirección NE-SO, desde el levante español hasta Agadir, en la costa oceánica de Marruecos, aunque el máximo principal, que se situaría sobre parte de las Béticas, mar de Alborán y Rif, también define una tendencia E-O. Las otras dos heterogeneidades, al este y al oeste de la central, alinean sus máximas heterogeneidades en direcciones próximas al E-O, tal como se espera del contacto de placas Euroasiática y Africana en esta zona.



Figura 6. Salto espectral para posiciones (arriba) y energía (abajo) para las tres capas que contienen los terremotos intermedios. Figure 6. Spectral slope for positions (top) and energy (bottom) for the three layers containing the intermediate earthquakes.

También hemos extendido el análisis multifractal a la sismicidad intermedia (figura 5). Para las tres capas de profundidad, 31-60, 61-90 y 91-120 km y en todas las dimensiones se pueden definir tres sectores. Tomando la dimensión de capacidad para posiciones (Figura 5), el más al oeste, está situado entre los Altos de Gorringe y el Golfo de Cádiz, con dirección de sus máximos ONO-ESE, coincide con los alineamientos de los máximos de las dimensiones obtenidas con la sismicidad superficial. El sector central tiene forma de arco y define perfectamente con sus dos máximos el arco de Gibraltar. El tercer sector, al este, es un agrupamiento aislado que se sitúa en el centro del nítido alineamiento del contacto de placas en esa zona.

En relación a los máximos de las dimensiones en las distintas capas de profundidad se observa que el más significativo en la primera capa es el del Golfo de Cádiz del sector oeste. Sin embargo para la capa más profunda, el más significativo es el situado en la zona norte del sector central, sobre la parte norte del mar de Alborán. Cabe también destacar que a medida que aumenta la profundidad, los máximos se individualizan o desaparecen. Así, en la capa más profunda se observan claramente diferenciados los máximos de los Altos de Gorringe, del Golfo de Cádiz y el del norte del sector central, desapareciendo el del sector este. También en esta última capa aparece el agrupamiento de los terremotos intermedios del Atlas Medio.

Esta misma distribución geométrica de máximos se observa en los mapas de heterogeneidad (figura 6) aunque ahora es aún más claro que la zona más heterogénea, tanto para posiciones como para energías, es la del mar de Alborán. Esta distribución de la sismicidad intermedia indica una clara relación con la sismicidad superficial, pero de una forma local o casi puntual. Así, a lo largo del contacto existen zonas donde ambas placas interaccionan más significativamente, y parte de su movimiento horizontal diferencial se ha transformado en un hundimiento en ese sector de una de las placas y en la creación de sistemas de fallas de dirección diferente al general E-O del contacto de las placas Euroasiática y Africana.

5. ZONIFICACIÓN SÍSMICA Y DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA DEL CONTACTO DE PLACAS

Un paso fundamental en la evaluación de la peligrosidad sísmica mediante el método zonificado de una región sísmicamente activa es la determinación de sus diferentes fuentes sísmicas. Estas fuentes deben ser sísmicamente homogéneas, es decir, dentro de cada una de ellas los parámetros de caracterización sísmica deben ser constantes. Al haber obtenido el carácter multifractal de las posiciones y de la energía de los terremotos del área Ibero-Mogrebí, no existe un sólo conjunto de fuentes sísmicas homogéneas para este área, sino que para cada dimensión o para cada parámetro sísmico existe un determinado conjunto de fuentes. Así, de cualquiera de los mapas de dimensiones obtenidos se puede obtener una zonificación. Es decir, podemos obtener zonificaciones homogéneas en cuanto a cómo recubren, ordenan y agrupan los terremotos y la energía que estos liberan, y a cómo es el grado de la heterogeneidad de estas geometrías.

Los datos utilizados nos han conducido a una determinación de zonas sísmicas demasiado grandes para un análisis local de la peligrosidad sísmica, pero sin embargo son los adecuados para determinar la posición general del contacto de placas. Así, en la Figura 7 se muestra la geometría del contacto, en la que cabe destacar su discontinuidad, tanto en dirección como en actividad sísmica. El sector oeste es solo lineal hasta los Altos de Gorringe, donde se bifurca en dos ramas, una hacia el este hasta el Golfo de Cádiz, donde se interrumpe sísmicamente, y otra hacia el norte hasta Lisboa donde a 90° aparece otro alineamiento que se introduce en el Océano Atlántico. A partir del vacío sísmico del golfo de Cádiz, observamos dos alineamientos divergentes que se dirigen a las Béticas y al NO de Marruecos, que cortan un claro alineamiento en dirección NE-SO que va desde el levante español, a través de las Béticas orientales y centrales, mar de Alborán, Rif, Atlas Medio, hasta Agadir, en la costa atlántica de Marruecos. En este sector se puede determinar una sub-placa atlántica-Marroquí, una Bética-mar de Alborán-Rif y una Ibérica. El sector este, también sísmicamente separado del sector central, presenta dos claros alineamientos, el primero en dirección OSO-ENE y el segundo en dirección EO.

Ambos definen claramente el límite en esta parte entre las placas Euroasiática y Africana.



Figura 7. Geometría del contacto entre las placas africana y euroasiática en el área Ibero-Mogrebí según el análisis multifractal de las posiciones y la energía liberada de los terremotos catalogados en esta área.

Figure 7. Geometry of the contact between the African and the Eurasian plates at the Ibero-Maghrebian area according to the multifractal analysis from position and released energies of the earthquakes recorded in this area.

6. CONCLUSIONES

La geometría fractal es una herramienta muy útil en la caracterización sismotectónica de una región sísmicamente activa. Para la evaluación precisa de las dimensiones fractales es necesario un número alto de datos. Esto obliga a la utilización de catálogos con muchos datos, lo que implica tener que bajar la magnitud umbral de los terremotos utilizados, dando lugar a una falta de completitud y homogeneidad de los datos. Ya que en este trabajo lo más importante era determinar el carácter multifractal del área Ibero-Mogrebí, es decir, mostrar las diferencias de valores de las dimensiones entre regiones más que los valores absolutos de cada región, hemos priorizado el aumentar el número de datos sobre la precisión de los mismos.

Los terremotos del área Ibero-Mogrebí presentan características multifractales en sus localizaciones y en la energía que estos liberan. Estas características multifractales se observan tanto para la sismicidad superficial ($h \le 30$ km) como para la intermedia (30 < h< 140 km). El carácter multifractal es mucho más significativo en la liberación de energía que en la localización. Sin embargo, las zonas de heterogeneidad que definen ambas medidas son muy similares.

Los valores bajos de los máximos de las dimensiones de entropía y correlación, tanto para posiciones como para la energía liberada, conjuntamente con el valor cercano a la unidad de la dimensión de capacidad, determinan una sismicidad controlada por sistemas de fallas con direcciones y zonas de ruptura claramente determinadas.

La diferentes zonificaciones sísmicas realizadas utilizando valores homogéneos de las dimensiones fractales y del salto multifractal, se presentan como un método indispensable a la hora de determinar fuentes sísmicas homogéneas en la evaluación de la peligrosidad sísmica. Igualmente, el análisis de los valores extremos de las distribuciones espaciales de las dimensiones fractales y del salto multifractal de las localizaciones de los terremotos y de su energía liberada deben ser utilizados para caracterizar sismotectónicamente áreas sísmicas activas complejas.

Así, en este trabajo, se ha observado que el contacto de placas sólo está claramente determinado en dos zonas, una al oeste, entre Azores y los altos de Gorringe, y otra al este, entre el este de Marruecos y el este de Argelia. De los altos de Gorringe y hacia el este, hasta el este de Marruecos, el contacto se bifurca en dos ramas, una de dirección norte que al llegar a Lisboa gira 90° y se introduce en el océano Atlántico, y otra de dirección este que llega al Golfo de Cádiz. A partir de aquí, y tras un pequeño vacío símico, se observan dos nuevas ramas divergentes, una hacia las Béticas y otra hacia el NO de Marruecos, que se introducen en una alineación sísmica que va, de forma transversal, desde el levante español hasta Agadir en la costa sur atlántica de Marruecos, a través de las Béticas, mar de Alborán y Marruecos. Por tanto, el contacto entre Iberia y Africa queda desdibujado en la región del mar de Alborán, donde la sismicidad existente, congruente con las fallas conocidas allí, muestra que se encuentra cortado transversalmente por un conjunto de fracturas que desde el borde oriental de las Béticas, cruza el mar de Alborán y pasa al Atlas.

Desde el punto de vista de la evaluación de la peligrosidad sísmica en esta región, lo anterior implica que las fuentes sísmicas a determinar en la zona central del contacto de placas deberán tener en cuenta que la orientación principal de éstas deberá ser el NE-SO y no el E-O que a simple vista determina la tendencia general de la sismicidad del área Ibero-Mogrebí.

7. AGRADECIMENTOS

Este trabajo se ha podido realizar gracias a la ayuda económica del proyecto CGL2011-30153-C02-02 del Ministerio de Educación y Ciencia de España. Uno de los autores de este artículo agradece a la organización española ONCE el apoyo técnico que le ha suministrado.

8. REFERENCIAS

- Billi, A., Faccenna, C., Bellier O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., and Serpelloni, E. (2011): "Reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundaryheading for the closure of the western Mediterranean". Bull. Soc. Géol. France182, 279-303.
- Bird, P. (2003): "An updated digital model of plate boundaries". Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4, 10.1029/2001GC000252
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., and Pro, C. (2004): "Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications". Pure Appl. Geophys. 161, 623-646.
- Buforn, E., and Udías, A. (2010): "Azores-Tunisia, a tectonically complex plate boundary". Advances in Geophysics 52, 139-182.
- Carvalho, A., Campos Costa, A., and Oliveira, C.S. (2009): "A finite-fault modeling of the 1755Lisbon earthquake sources". In: Mendes-Victor, L.A., Oliveira, C.S., Azevedo, J., and Ribeiro, A.(eds.), The 1755 Lisbon Earthquake: Revisited. Springer, 433-454.
- Falconer, K.J. (1990): "Fractal Geometry: Mathematical Foundations and Applications". John Wiley & Sons.
- Grassberger, P. (1983): "Generalized dimensions of strange attractors". Phys. Lett. A 97, 227-231.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F. (1956): "Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration". Bull. Seismol. Soc. Am. 46, 105-145.
- Gutscher, M.A. (2004): "What caused the Great Lisbon Earthquake?" Science 305, 1247-1248
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., MendesVictor, L., and Spackman, W. (2002): "Evidence for active subduction beneath Gibraltar" Geology 30, 1071-1074.
- Hamdache, M., Peláez, J.A., Talbi, A., and López Casado, C. (2010): "A unified main earthquake catalog for Northern Algeria". Seismol. Res. Lett. 81, 732-739.
- Harbi, A., Benouar, D., Benhallou, H. (2003a): "Re-appraisal of seismicity and seismotectonics inthe northeasternAlgeria. Part I: Review of historical seismicity". J. Seism.7, 115-136.
- Harbi, A., Maouche, S., Benhallou, H. (2003b): "Re-appraisal of seismicity and seismotectonics inthe north-eastern Algeria. Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis". J. Seismol. 7, 221-234.
- Henares, J., López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., and Peláez, J.A. (2003): "Stress fields in the Ibero-Maghrebian region". J. Seismol. 7, 65-78.
- Henares, J., López Casado, C., Badal, J., and Peláez, J.A. (2010): "Seismicity pattern of the Betic Cordillera (southern Spain) derived from the fractal properties of earthquakes and faults". Earthq. Sci. 23, 309-323.
- Hentschel, H., and Procaccia, I. (1983): "The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors". Physica D 8, 435-444.
- Jolivet, L., Faccenna, C., and Piromallo, C. (2009): "From mantle to crust: Stretching the Mediterranean". *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198-209.
- Klitgord, K.D., and Schouten, H. (1986): "Plate kinematics of the central Atlantic", In: Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (eds.), The western North Atlantic region, Geology of North America, Geological Society of America, 351-378.
- López Casado, C., Molina, S., Giner, J., and Delgado, J. (2000): "Magnitude-intensity relationships in the Ibero-Maghrebian region". Natural Hazards 22, 269-294.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Molina Palacios, S., and Henares, J. (2001): "The structure of the Alboran Sea: An interpretation from seismological and geological data". *Tectonophysics* 338, 79-95.
- López Casado, C., and Henares, J. (2011): "Rasgos sísmicos generales y estado de esfuerzos de la Cordillera Bética". In: Fallas Activas en la Cordillera Bética. Eds. C. Sanz de Galdeado and J.A. Peláez. Granada, Spain.
- Martínez López, F., Cabrerizo Vilchez, M.A., and Hidalgo Álvarez, R. (2001): "Multifractal behaviour of the estimated natural measure for colloidal cluster-cluster aggregation in 2-D". *Physica A* **291**, 1-12. Mezcua, J., and Rueda, J. (1997): "Seismological evidence for a delamination process in
- the lithosphere under the Alboran Sea". Geophys. J. Int.129, F1-F8.
- Öncel, A.O., Wilson, T.H., and Nishizawa, O. (2001): "Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values". J. Geophys. Res. 106, 21827-21841.

- Öncel, A.O., and Wilson, T. (2006): "Evaluation of earthquake potential along the Northern Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea using comparisons of GPS strain and seismotectonic parameters". Tectonophysics 418, 205-218.
- Pedrera, A., Ruiz Constán, A., Galindo Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., LópezGarrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M., and González Castillo, L. (2011): "Is therean active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field". Journal of Geodynamics 52, 83-96.
- Peláez, J.A., Chourak, M., Tadili, B.A., Aït Brahim, L., Hamdache, M., López Casado, C., and Martínez Solares, J.M. (2007a): "A catalog of main Moroccan earthquakes from 1045 to 2005". Seismol. Res. Lett.78, 614-621.
- Peláez, J.A., Hamdache, M., Talbi, A., Ureña, M.A., and López Casado, C. (2009): "Main earthquake map of northern Algeria".Ed. Peláez, J.A.. Copicentro, Granada.
- PérezPeña, A., MartínDavila, J., Gárate, J., Berrocoso, M., and Buforn, E. (2010): "Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements". J. Geodyn.10.1016/j.jog.2010.01.015.
- RuizConstán, A., GalindoZaldívar, J., Pedrera, A., Célérier, B., and MarínLechado, C. (2011): "Stress distribution at the transition from subduction to continental collision (northwestern andcentral Betic Cordillera)". Geochem.Geophys.Geosyst. 12, O12002, 10.1029/2011GC003824
- Sanz de Galdeano, C. (1990a): "Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present". Tectonophysics 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1990b): "The southern extension of the graves and tears of northern and central Europe: A proposal of interpretation". Rev. Soc. Geol. España 3, 231-241 (in Spanish).

- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J., and Peinado, M.A. (2005): "Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sourcesassociated with specific faults". Tectonophysics 248, 293-302.
- Scordilis, E.M. (2006): "Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude". J. Seismol. 10, 225-236.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., and Demnati, A. (1996): "Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains". Nature 379, 785-790.
- Shivakumar, K., and Rao, M.V. (2000): "Application of fractals in the study of rock fracture and rockburst-associated seismicity". In: Dimri, V.P. (ed.), Application of Fractals in Earth Sciences, 171-188.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., and Morales, J. (2006): "Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations". Tectonophysics 426, 295-317.
- Teotia, S.S. (2000): "Multi-fractal analysis of earthquakes: An overview". In: Dimri, V.P. (ed.), Application of Fractals in Earth Sciences. A.A. Balkema, 161-170.
- Udías, A., Buforn, E. (1991): "Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary
- derived from focal mechanisms of large earthquakes". *Pageoph.* 136, 433-448.
 Vissers, R.L.M., Platt, J.P., and Van der Wal, D. (1995): "Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view". Tectonics 14, 786-803.

Terremoto de Chile 2010. Análisis de daños en Viña del Mar The Chile earthquake of 2010. Analysis of damage in Viña del Mar

C. Aranda ⁽¹⁾, F. Vidal ^(1, 2), G. Alguacil. ^(1,2) y M. Navarro ⁽³⁾

(1) Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada, España. fvidal@iag.ugr.es, ca.arquitect@gmail.com

(2) Departamento de Física Teórica y Física del Cosmos, Universidad de Granada, España. alguacil@ugr.es

(3) Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almeria, España. mnavarro@ual.es

SUMMARY

Viña del Mar was strongly struck off (I=VIII) by the great Maule earthquake of February 27th, 2010 (M_w 8.8, I_{max} = IX -EMS). The shake tested numerous modern structures and facilities in the city. Although the shock had a PGA = 0.35 g and exceeded 0.1 g for about 25 s (I = VIII), most of the buildings performed well, although some did not. Only 252 buildings (12.27%) of the 2054 inspected ones were damaged, and 1.61% had grade 3 or 4 (EMS). Building damage occurred mainly along the sea and the river Marga Marga shores with soft soils, fluvial and marine deposits. Most of seriously damaged buildings (grade \geq 3) were tall RC structures built before 1985 earthquake, and storey number $N \geq 10$, with period close to predominant ground motion period. The high density of walls (0.015- 0.035) and the high ratio H / T (40-70) explain the absence of collapses. The urban damage distribution was similar to the 1985 earthquake.

Key words: Earthquakes, soils, construction types, vulnerability and damage.

Correspondencia: Francisco Vidal Sánchez (fvidal@iag.ugr.es) Instituto Andaluz de Geofísica Campus Universitario de Cartuja Universidad de Granada, 18071, Granada (Spain) Phone: 34958240900 Fax: 34958160907

1. INTRODUCCIÓN

El terremoto principal del 27 de febrero de 2010, magnitud M_w 8.8 e intensidad máxima IX (EMS), ocurrió a las 03:34 a.m. hora local (06:34:14 UTC), sacudió las costa centro-sur de Chile. El foco se localizó en 36.289°S, 73.239W (costa del Maule, frente a Curanipe y Cobquecura), con una profundidad de 30,1 km (Servicio Nacional de Sismología de Chile). En los primeros 5 días después del sismo principal, hubo 142 réplicas de Mw \geq 5.0. Un gran número de réplicas significativas (19 de Mw \geq 6,0 y más de 1300 con Mw \geq 4,0) se produjeron durante el primes mes incrementando los destrozos en los edificios ya dañados (Fig. 1).



Figura 1- Izquierda: Áreas de ruptura de terremotos Chilenos de 1868 a 1995 con Mw > 8.0. Los números romanos indican las Regiones de Chile. Centro: Epicentro del sismo principal (estrella) y de las replicas ocurridas en los cinco primeros días (círculos grises, tamaño según su magnitud) y el área de ruptura del terremoto. Derecha: Arriba proyección tridimensional de la superficie de falla mostrando la distribución espacial del deslizamiento y abajo una sección donde se representa el frente de ruptura cada 5s. (Left: Rupture extents of Chilean earthquakes from 1868 to 1995 with Mw> 8.0. The Roman numerals indicate the regions of Chile. Center: the mainshock epicenter (star) and aftershocks ones (gray circles, scaled by size) occurred within the first five days) and the earthquake rupture area. Right, top: three-dimensional projection of the fault surface showing the spatial distribution of slip. Right, down: a section that represents rupture front contours plotted every 5 s).

El terremoto se produjo en una falla tendida inversa de dirección N17.5°E y 18° de buzamiento. La zona de ruptura fue de unos 550 km de largo y 100-150 km de ancho, según la distribución de réplicas (Fig. 1). El sismo se originó en una brecha sísmica identificada como madura, con un terremoto máximo de Mw entre 8 y 8.5 (Ruegg et al., 2009) que fue superado (Mw = 8.8). El tiempo de propagación de la ruptura a lo largo la falla fue más de 150 s (Fig. 2). La función temporal de la fuente sísmica muestra una ruptura múltiple.

La ruptura superó, por el N y por el S, los límites previstos de la zona de gap, superponiéndose a la zonas de ruptura de los terremotos de Valdivia de 1960 (M_w 9,5) y de Valparaíso 1906 y 1985, de M_w 8.2 y 8.0, respectivamente (EERI, 2010).



Figura 2.- Función temporal de la fuente sísmica, que describe la tasa de liberación de momento sísmico con el tiempo en la región fuente. (*Time function of the seismic source, which is described by the moment- rate release with time from the earthquake source*).

En la región centro-sur de Chile, la placa de Nazca converge a unos 7 cm/año (Khazaradze y Klotz, 2003) y subduce bajo la placa de Suramericana. A lo largo de esta región de subducción, se han producido sismos de gran magnitud ($Mw \ge 8,0$) en 1570, 1575, 1647, 1657, 1730, 1751, 1822, 1835, 1837, 1914, 1906, 1928, 1939, 1943, 1960 y 1985. Las zonas de ruptura de algunos de estos

terremotos se muestran en la Fig. 1. Tras el gran sismo de Valdivia de 1960 (M_w 9.5), el de 2010 es considerado como el segundo más fuerte registrado instrumentalmente en la historia de Chile y el sexto más grande hasta entonces de todo el mundo. El terremoto liberó cerca de 178 veces más energía que el devastador sismo de Haití ocurrido el mes anterior.

La aceleración pico (PGA) registrada en la ciudad de Cauquenes, estación más cercana al epicentro del sismo principal, fue mayor de 1 g, y llegó a 0,65 g en la ciudad de Concepción, donde se dieron daños graves. En Viña del Mar, ciudad ubicada junto al extremo norte de la zona de ruptura del terremoto, alcanzó una aceleración pico de 0,35 g. Hay que destacar que la mayor parte de la ciudad está fundada en suelos blandos.

El sismo sacudió una zona de alto nivel de amenaza sísmica (con una PGA > 0,7 g esperada en 475 años, Leyton et al., 2009) y sometió a una intensidad alta a un inmenso número de construcciones diseñadas según las disposiciones del código sísmico chileno. Después del terremoto de 2010, se ha modificado el código sísmico (Nch 433), teniendo en cuenta las lecciones aprendidas, en el Decreto N° 61 que fija el Diseño Sísmico de Edificios y derroga el Decreto N° 117 de 2010 que fue la primera modificación a la norma después de Terremoto del 27 de febrero de 2010.

En la Figura 3 se representan los mapas de peligrosidad sísmica obtenidos por el proyecto GSHAP, Leyton et al. (2009) y la norma sismorresistente chilena (NCh 433-Of96), siendo las aceleraciones efectivas estimadas: 0.6, 0.7 y 0.4 g, respectivamente. Según el código, la región de Valparaíso es una de las zonas de mayor peligrosidad sísmica de Chile ($A_0 = 0.4$ g).



Figura 3. Mapas de peligrosidad sísmica de Chile obtenidos por: el proyecto GSHAP, con PGA en m/s², (Izquierda) y Leyton et al. (2009) (Centro). Derecha: Zonificación sísmica de la Norma Chilena de Construcción,. El punto rojo indica la situación de Viña del Mar. (Seismic hazard maps of Chile after GSHAP project, (PGA in m/s2, Left), and Leyton et al. (2009), (center). Right: Seismic Zoning of the Chilean Building Seismic Code. Red point shows the location of Viña del Mar city).

La ciudad de Viña del Mar, de la región de Valparaíso (costa central de Chile) está ubicada en la desembocadura del río Marga - Marga. La mayoría de la ciudad se construyó sobre una planicie (conocida como Población Vergara al Norte del Estero) de depósitos sedimentarios marinos y fluviales que consisten principalmente en arenas de diferente grosor, que en algunos lugares se mezclan con limos. El nivel freático es muy superficial, de tan solo 4 m en algunas zonas de la ciudad.

Esta sedimentación ha estado controlada por el levantamiento tectónico y por la falla de Marga-Marga. Las propiedades geotécnicas de los estratos de suelo cercanos a la superficie dependen de su ubicación (Thorson, 1999), en general se trata de grandes depósitos de arena de origen marino (en el borde NO del valle), con estratos intercalados de arenas sedimentarias de origen fluvial (en el borde S) y de arenas finas con arenas limosas (en el borde NE) (Fig. 4). A partir de 10 m de profundidad, y exceptuando la "barra" o sector cercano al mar, se encuentran los depósitos de una antigua laguna que consisten en estratos alternados de arcilla

plástica y fangos orgánicos, suelos blandos que usualmente producen gran amplificación sísmica. El lecho rocoso se encuentra a profundidad variable (h > 30 m bajo el nivel del mar), lecho cuya forma, orientación y profundidad también tienen una gran influencia en la amplificación sísmica (Thorson, 1999).



Figura 4. Arriba) Microzonificación de Viña del Mar basada en los materiales más superficiales ($\leq 8m$) (según Luengo,1986) y ubicación de los sondeos. Abajo) Estratigrafía de los sondeos. (Top) Microzonification of soils beneath Viña del Mar (after Luengo,1986) and location of the boreholes. Down) Panel diagram of borehole stratigraphy).

La ciudad ha sido repetidamente dañada por grandes sismos regionales, siendo los de 1575, 1647, 1730, 1906, 1960 y 1985 los más relevantes. Otros causaron sacudidas intensas y daños menores como los de 1965, 1971, 1981, y 1997. La sacudida del terremoto de 2010 alcanzó en el centro de la ciudad una intensidad VIII (EMS) y tuvo una intensidad menor en los cerros circundantes. Se produjeron graves daños en algunos edificios, sobre todo en los de hormigón armado (HA) de gran altura (N \geq 10 plantas), principalmente los ubicados junto al mar y las orillas del río Marga-Marga, indicando la influencia de las condiciones de sitio. En este trabajo se analiza la dependencia del nivel de daño, y de su distribución urbana, con la vulnerabilidad de las construcciones, considerando además las características del suelo y de la sacudida sísmica.

2. METODOLOGÍA

22 gravely allow

La evaluación post sísmica se puede desarrollar en dos etapas: la evaluación rápida (o de habitabilidad), que consiste en valorar el peligro que constituye un edificio para la población después de un evento sísmico, y la evaluación detallada, que representa el nivel de daño estructural y su clasificación (p.e. ATC20-1 - i; FEMA 1992, HAZUS99 1999; EERI 1996) o los propuestos recientemente (p.e. Goretti y Di Pasquale, 2002, Lantada, 2007; Carreño et al, 2009) o en este trabajo.

Para la valoración del daño y la habitabilidad se desarrollaron dos formularios basados en las metodologías de Risk-UE y HAZUS. El primer formulario recoge los datos de la edificación, su tipología y la clasificación de su vulnerabilidad (Fig. 5). Los aspectos más importantes para la evaluación de la vulnerabilidad desarrollados en el primer formulario son: Información general, materiales y sistema estructural, clasificación de la tipología, la vulnerabilidad (EMS-98 y Risk-UE), índice de vulnerabilidad Iv y modificadores del comportamiento para construcciones de mampostería M y de HA (Risk-UE) (Fig. 5).



Figura 5. Formulario desarrollado para la evaluación de la vulnerabilidad. (*A form for building vulnerability assessment*).

El segundo formulario se organizó para poder evaluar el estado de daño y el de seguridad de cada una de las construcciones afectadas. Este incluye una serie de aspectos importantes: Información general, estado de daño (tipo, grado, %), clasificación del riesgo de la edificación frente a réplicas, clasificación de la habitabilidad del edificio, recomendaciones y medidas de seguridad. También se incluyen anotaciones, esquemas, fotografías e información relacionada (Fig.6).

Finalmente, una ficha resume los resultados de ambos formularios para cada edificación. La ficha recoge aspectos relativos al edificio (ubicación, uso, tipo de estructura, etc.), detalles sobre los daños (grado, ubicación, extensión, etc.), de la vulnerabilidad (clase según la EMS-98, Iv), clasificación de los daños (incluyendo fotografías), clasificación de la seguridad, y un resumen de las características de los elementos estructurales y no estructurales (ver p.e. la Figura 7)

En Abril, se realizó una primera inspección in situ, de los 2054 edificios (158 manzanas) situados en la zona llana de la ciudad, donde se evaluaron 252 que estaban dañados. En una segunda campaña, realizada en Diciembre 2010, se revisaron nuevamente 51 construcciones que aún permanecían dañadas, y se analizaron los detalles de las reparaciones y refuerzo de las otras 201 afectadas. En ambas campañas se cumplimentaron los formularios para cada edificio afectado, realizando además un registro fotográfico de cada edificación dañada, que muestra dónde y cómo había sido afectada.



Figura 6. Formulario desarrollado para la inspección de daños en edificios después de un sismo. (A form developed for the inspection of building damage after an earthquake).

El primer tramo histórico (TM1) pertenece a las edificaciones construidas antes del terremoto del 3 de Marzo de 1985. El segundo tramo (TM2) corresponde a las construidas entre 1985 y 1993, época en la que se incorporan cambios significativos en la Norma Sismorresistente y una mayor severidad en su aplicación, tras la que se redactó una nueva versión (NCh433.Of93), declarada oficial en 1993.

El tercer tramo (TM3), comprendido entre los años 1994 y 2003, se promulga una nueva versión de la Norma Sismorresistente, la NCh433-Of 96, y además se desarrolla la Ley Nº 19.748 de revisión estructural, terminada en 2001 y aplicada como normativa en 2003. Esta nueva ley estableció la obligación de revisar el proyecto de cálculo estructural por un revisor experto externo. El cuarto y último rango (TM4) muestra las edificaciones más modernas construidas entre los 2004 y 2010, que incorporan las exigencias de Ley Nº 19.748.

Numero de marzana: 4/a Grado de Dato: Grado 4 (Rojo) Nombre de Edificio: Edificio: Tricabae Afo de construcción: 1998 Rango: 1994 - 2003 Clastificación TM-3 Dirección: 8 None: 501 Sector: Plan de Vila Uno: Residencial	Table 1		Pins U		tens Emplacamiento
Namero de plontas: 11. Materialidad: Estructura de Hormigón con albabilería reforzada			R.		12
Clasificación de Valmera Tipología	hilidad Tipologia	Tipologia	Clase de	Tipologia	Indice de
Constructiva 2	HAZUS	EMS-98	Velnerabilidad	Risk-UE	Vulnerabilidad
Estructuras de Hormigia de maros a cortaite	C2H Marco de corta da hormight	Marris con minifi alto de douche seamorresistent si (DME)	E, F+D- Valor probable E, Limits superior F y Limits tolerise D	RC2. Moros de cortante de hormigin	7V maile + 9,386
Contraction de Sublect La edificación presente I Descripción: Cirandes grietas en el hornigin y fracturas en Agrietamiento rotabil las barros de reluezzo algunas derómencios e y 2 planta moy dañ compresión, entre da descendió 5 em. En a Clasificación de la habita ALTO.	mentios estructi haña may se mientos entry le harras corr e del hormigi longitudinal cos permanenti adas. Decalog us, en partes oparación dollidad. Peliq	en revers, dan vere acturales con fa agaat. Fallo en l in. Penilda del Inclinación de es. ado. Muestra fi partuales de la por de colapso.	Ilo por compresión a juntara de vigas recubrimiento y er algunas colarmas illas múltiples por estructara. Tambi culificación de RB	e def reforzadas, cposición de , Presenta eone, én el serreno ESGO MUY	
Construction of Construction	Server .		State of the state	Burner	
	111 -				
				1	

Figura 7. Un ejemplo de ficha que resume los aspectos más importantes en la evaluación de la vulnerabilidad, daño y riesgo de una edificación. (An example of a form that summarizes the most important aspects in the assessment of vulnerability, damage and risk of an inspected building).

El terremoto del 27 de febrero de 2010 creó la necesidad de redactar modificaciones de emergencia a la NCh433-Of 96, que era la vigente hasta ese momento, siendo los principales cambios la clasificación de suelos y los parámetros que se deberán usar para ello, el ajuste de las consideraciones de diseño de los elementos de hormigón armado sometidos a flexo-compresión y otras relacionadas directamente con la determinación de las solicitaciones, el análisis y el diseño.

En nuestro análisis se han considerado varios factores que condicionan la respuesta de las construcciones. Las edificaciones de Viña del Mar se clasificaron por altura y materialidad, además de la tipología (Ech) y época de construcción o tramo histórico (TM). La clasificación por alturas se dividió en tres segmentos. El primero se refiere a edificaciones hasta 3 plantas construidas con materiales diversos, tales como: madera, adobe, albañilería, hormigón y combinación de las mismas. El segundo segmento contempla edificaciones que varían entre 3 y 9 plantas, y el tercero considera edificaciones con más de 10 plantas. Estas dos últimas categorías son mayoritariamente estructuras de Hormigón Armado.

La revisión de las características de las construcciones y la norma sismorresistente (NCh433-Of96) ha permitido hacer una clasificación de las tipologías constructivas de la ciudad de Viña del Mar. Los 5 tipos o categorías son: ECh 1) Edificios de hormigón armado con pórticos y muros de corte. ECh 2) Edificios de muros de corte de hormigón armado. ECh 3) Edificios de muros de mampostería mixtos (Hormigón, Albañilería, Albañilería Confinada o Reforzada).ECh 4) Construcciones de Mampostería reforzada o confinada de muros con bloques de hormigón o de ladrillo (con armadura introducida en los huecos) y ECh 5) Edificios de marcos de acero con muros de corte.

En la Tabla 1 se muestran las tipologías chilenas basadas en las características observadas y en las propuestas por Alcocer et al. (2003), Gómez (2001), entre otros. Estas se han comparado con las de HAZUS, EMS-98 y Risk-UE y clasificado su vulnerabilidad según la escala EMS-98 y según el índice de vulnerabilidad tipológico Iv* (Giovinazzi y Lagomarsino, 2004). La mayoría de las

estructuras tipológicas de Viña del Mar son las ECh 3 y ECh 4 (~75 %) y el resto son de tipo ECh 1 y ECh 2. Apenas existen estructuras ECh 5.

Tabla 1 - Tipologías constructivas de Viña del Mar y las correspondientes de HAZUS, EMS y Risk-UE, su índice de vulnerabilidad Iv y la clase de vulnerabilidad EMS. (Building types in Viña del Mar and their classification according HAZUS, EMS and Risk-EU criteria, its vulnerability index Iv and EMS vulnerability class).

Estructuras Chilenas	Tipología HAZUS	Tipología EMS-98	Tipología Risk-UE	Índice Iv* Risk- UE	Clase de Vulnerab. EMS-98
ECh- 1. Edificios de HA con pórticos y muros de corte	C1H. Estructura de HA momento	Pórticos de HA con nivel alto de DSR	RC4. Sistemas duales de pórticos de HA y muros	0.386	E* F+,D-
ECh- 2. Edificios de muros de corte de HA	C2H. Muros de corte de HA	Muros con nivel alto de DSR	RC2. Muros de cortante de HA	0.386	E* F+,D-
	W1. Marcos de Madera	Estructuras de madera	W. Estructuras de madera	0.447	D* C+, E+, B-
ECh- 3. Edificios de muros de mampostería mixtos	URM L. Muros de carga no armados	Muros de carga no armados con forjados de HA	M3.4. Muros de carga no armados con forjados de HA	0.616	C* B-, D+
	RM2L. Muros de carga armados	Muros de carga armados o confinados	M5. Edificios mampostería totalmente reforzada	0.694	D* E+, C-
ECh- 4. Mampostería reforzada o confinada de muros con	RM1M. M con forjados de madera y cubierta de metal	M sin armar, de ladrillo o de bloques de H	M3.1. Muros de M no reforzada y forjados de madera	0.74	В* А+, С-
bloques de hormigón o de ladrillo	RM2L. Muros de carga armados	Mampostería armada o confinada	M4. Muros de M confinados o reforzados	0.451	D* C+, E+, B-
ECh- 5. Edificios de marcos de acero con muros de corte	S2H. Marcos de acero reforzados	Estructuras metálicas arriostradas	S4. Estructuras de acero con muros de corte	0.224	E* D+, F-, C-

* Valor probable + Límite superior - Límite inferior. M: Mampostería

HA: Hormigón Armado (RC) H: Hormigón (R) DSR: Diseño Sismorresistente En cursiva la tipología que no existe en Viña del Mar. (the type that don't exists in Vina del Mar is shown in italics)

3. RESULTADOS

Los espectros de respuesta obtenidos con los registros de las dos estaciones de aceleración existentes en la ciudad muestran una mayor energía del movimiento en una serie de períodos que van de 0.5 a 0.8 s en el caso de la estación de Viña del Mar, y de 0.4 a 1.1 s para la estación del Viaducto Marga-Marga (Fig. 8). Usando la relación periodo T vs número de plantas N de Guendelman et al. (1997) para edificios de HA, T = 0.045 N, se comprueba que los edificios con períodos propios cercanos a los predominantes del espectro de respuesta del movimiento del suelo sufrieron más daños, sobre todo aquellos de N ≥ 10 plantas.

A pesar de que la sacudida sísmica tuvo una a_{max} de 0.35 g y que esta superó 0.15 g durante más de 20 s, alcanzando una intensidad de grado I = VIII (EMS), sólo un 12.3 % de los 2054 edificios revisados presentó daños y ninguno colapsó (Tabla 2). El 8 % tuvieron daño muy ligero, 2.6 % leve, 1.1 % moderado y 0.5 % daño severo (grados 1, 2, 3 y 4 de la escala EMS, respectivamente).



Figura 8. Espectros de respuesta de la componente E-W del movimiento y diferentes amortiguamientos (Boroscheck et al, 2010). El círculo rojo muestra el rango de períodos con mayor aportación de energía. (Response spectra of EW component of ground motion for different dampings (Boroscheck et al, 2010). Red circle shows the range of periods with higher energy input).

Los edificios más dañados, con daños moderados o severos (grados 3 y 4 EMS) se encuentran en la zona de suelos más blandos de la ciudad, de depósitos aluviales pertenecientes a la mitad SW del delta de la desembocadura del rio Marga-Marga y a depósitos en la barra costera (Fig. 9 y 10), en el área situada a la izquierda de la falla Marga-Marga (y del antiguo cauce del mismo rio). Esta distribución espacial del daño fue también observada por los grupos de trabajo del EERI que visitaron las zonas dañadas y es similar a la del sismo de 1985.

En el suelo se detectaron agrietamientos longitudinales, observados tanto en las aceras y calzadas como en los patios y estacionamientos de los edificios, apreciándose también asentamientos de escala centimétrica.



Figura 9. Plano de Viña del Mar donde se señalan en rojo las Manzanas con Daño Moderado y Severo. El triángulo de color azul es la zona donde se han observado los mayores daños y pertenece al área situada a la izquierda de la falla Marga-Marga. (Map of Viña del Mar where building blocks with moderate to severe damage are highlighted in red. Blue triangle indicates the area of observed major damage and it corresponds to the area placed at the left side of the Marga-Marga fault).

En los edificios de HA los daños que predominaron fueron grietas y fracturas horizontales o de cizalla en los pilares de apoyo, grietas en X en las paredes y pilares de los edificios. Esto determinó el desalojo de los edificios más dañados mientras se tomaban decisiones sobre su reparación o demolición.

Los edificios con grado 3 fueron el 8.7 % de los dañados, siendo la mayoría de Hormigón Armado (63.6 %), con N \geq 10 plantas y anteriores a 1985. Los edificios con grado 4 fueron el 4.3 % de los dañados, y en su mayoría (81.8 %) se concentraron en los edificios de HA con más de 10 plantas (Tabla 2). Ninguna edificación construida entre 1985 y 1993 tuvo daños estructurales graves (grado \geq 4).

La existencia de depósitos fluviales, marinos y un nivel freático muy superficial, en promedio unos 4 m en muchos lugares de la ciudad, influyeron en la distribución de las intensidades sísmicas. La distribución del movimiento sísmico del suelo había sido estimada anteriormente en la microzonificación sísmica de la ciudad (Moehle et al, 1986). La intensidad máxima esperada en la ciudad era IX (escala MM) para un terremoto local de magnitud superior a 8 (Barrientos 1980). El terremoto de 2010, con una Mw =8.8, solo alcanzó en Viña del Mar una intensidad de grado VIII.



Figura 10. Vista 3D de la ciudad de Viña del Mar que muestra los edificios con daños. Se aprecia una dependencia de los daños con la altura y con su ubicación sobre los terrenos más blandos. (3D view of the Viña del Mar city which shows the damaged buildings. A dependence between damage and building height and its location on soft soils can be observed).

Se ha estudiado la dependencia del nivel de daño con la época de construcción, la altura y el parámetro de rigidez H/T de los edificios. Los resultados indican que el 52.7 % de todos los edificios dañados fueron construidos antes del terremoto de 1985 (TM1), un 15.5 % son del tramo 1985-1993 (TM2), un 22.6 % del tramo 1994-2003 (TM3) y finalmente un 9.1 % del tramo 2004-2010 (TM4) (Fig. 11). Según lo analizado, los edificios dañados de HA, la relación H/T (o su equivalente N/T) es el parámetro definitorio para aclarar la presencia de daños en edificios de N \geq 10 plantas, junto con el efecto del terreno.



Figura 11. Distribución de número de edificios dañados según su época de construcción. (Distribution number of damaged buildings according to their construction epoch).

Es destacable que los edificios dañados han sido sólo el 12.3 % y que el 86.9 % de estos sólo han tenido daños de grado 1 o 2. Un resultado sorprendente es que las edificaciones de menos de 3 plantas (de materiales y tipologías diversas, tipos ECh 3 y 4) (que son el 74.2 % del total), tuvieron un menor % de edificios con daño (0.9 %) que las de N \geq 3 plantas (mayoritariamente estructuras de HA, tipos ECh 1 y 2). El % de edificaciones con daños de grado 3 y 4 fue menor en los edificios bajos (0.4 %) que en las altos (Tabla 2).

Tabla 2 - Clasificación de los edificios por altura y grado de daño. (Classification of buildings by heigh and grade of damage).

Edificios clasificados	Todos los Edificios	Edificios Dañados	Sin Daño (G0)	VL (G1)	L (G2)	M (G3)	S (G4)	C (G5)
Numero de Edificaciones	2054	252	1802	165	54	22	11	0
% del total	100%	12.27%	87.73%	8.03%	2.63%	1.07%	0.54%	0.00%
Edificaciones $N \ge 3$ plantas	529	233	296	164	44	16	9	0
% del total	25.75%	11.34%	14.41%	7.98%	2.14%	0.78%	0.44%	0.00%
Edificaciones N< 3 plantas	1525	19	1506	1	10	6	2	0
% del total	74.25%	0.93%	73.32%	0.05%	0.49%	0.29%	0.10%	0.00%
VL: Muy Ligero L: Ligero M: Moderado S: Severo C: Colapso								

El parámetro H/T (relación altura /período, en m/s) sirve para estimar la rigidez translacional de un edificio de hormigón armado. Esta relación ya había sido utilizada para analizar el comportamiento de edificios chilenos de menos de 40 pisos (Ríos et al., 2005, Gómez 2001). Los edificios de HA se pueden clasificar según el valor del parámetro H/T (Guendelman et al., 1997) como: demasiado flexible H/T < 20 [m/s], flexible 20<H/T < 40 [m/s], normal 40<H/T < 70 [m/s], rígido 70<H/T<150 [m/s] y demasiado rígido H/T>150 [m/s]. (Tabla 3).

Tabla 3 - Nivel de daño esperado en función de H/T para I = VIII (Moroni y Astroza, 2002). (Expected damage level versus H / T for I = VIII (Moroni and Astroza, 2002)).

H/T (m/s)	Nivel de daño
> 70	Despreciable
50 a 70	Daño no- estructural
40 a 50	Daño estructural leve
30 a 40	Daños estructurales moderado

La mayoría de los edificios de Viña del Mar tienen una rigidez normal con valores entre 40<H/T<70 [m/s]. La relación H/T vs daños obtenida por Moroni y Astroza (2002) analizando los efectos del terremoto del 3 de marzo de 1985 en los edificios de Viña del Mar da una estimación del nivel de daño muy similar a los cuantificados en el sismo de 2010.

Los valores de densidad de muros (área de muros/área de la planta) (Tabla 4) de las construcciones chilenas, varia entre 0.015 a 0.035 (Wood, 1991), siendo muy superiores a los de otros países. En Estados Unidos o Japón generalmente tienen pocos muros divisorios, su uso es predominantemente como oficinas y porque se diseña buscando una combinación de comportamiento elástico y dúctil. En Chile la mayoría de las edificaciones altas tiene uso habitacional y la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones exigió la disposición de muros divisorios entre viviendas (Calderón 2007).

Por esta razón, los edificios de HA de Viña del Mar, tanto los de muros estructurales como los de pórticos con muros de corte, tienen una rigidez normal, lo que reduce los desplazamientos totales y el relativo entre plantas, disminuyendo así el nivel de daño sísmico. En general el comportamiento de los edificios fue bastante satisfactorio en este terremoto, ya que la mayoría de los daños fueron ligeros, exceptuando algunos casos, en unos porque ya habían sufrido daños

en el terremoto de 1985 (que gracias a la rigidez no colapsaron en su momento y fueron restaurados) y en otros casos porque el periodo del suelo estuvo cercano al del edificio o bien porque hubo algún defecto de diseño, lo que causó unos daños más graves de los admisibles.

Tabla 4 - Relación entre el nivel de daño y la densidad de muros por unidad de planta (dn). (Relationship between the level of damage and the Ratio Wall area to Floor area (dn))

dn (%)	Nivel de daño
dn ≥ 1.15	Ligero (0 y 1)
$1.15 > dn \ge 0.85$	Moderado (2)
$0.85 > dn \ge 0.50$	Severo (3)
dn < 0.50	Grave o muy grave (4 y 5)

Los 22 edificios clasificados en este trabajo con daño grado 3 y los 11 con grado 4 tenían un riesgo alto y muy alto ante réplicas fuertes, respectivamente, por lo que su uso debió de ser restringido o prohibido. Los 54 edificios de grado 2 tendrían un riesgo bajo después de medidas por lo que su uso debió estar limitado. Sin embargo, los edificios evacuados para su reparación fueron 8 (6 de ellos de gran altura) (Tabla 5), y los edificios evacuados para su demolición fueron solo 4 (Tabla 6), lo que indica que ha habido casos en los que se han podido usar algunos edificios prematuramente según la evaluación de daños y de seguridad.

Ya que solo 4 edificios (de los 11 con daños estructurales graves) han sido evacuados para su demolición y que los restantes edificios con grados 3 y 4, casi todos de gran altura, se han intentado reparar y reforzar por su gran valor económico y social (como se hizo con los dañados en el sismo de 1985, algunos de ellos nuevamente con daños moderados o severos), el proceso de refuerzo y reparación en estos edificios dañados va a ser en muchos casos arriesgado. Estas reticencias sobre la recuperación de edificios dañados gravemente ya las expusieron los que hicieron una evaluación preliminar de los edificios más dañados (p.e. Carpenter, 2010; informe EERI, 2010).

Tabla 5 - Edificios evacuados con daños moderados y severos en reparación. (Evacuated Buildings with moderate and severe damage to be repaired)

	Según	N° de p	lantas	Total de edificios	<i>6</i> 7 1 1 4 4 1
Época de construcción	< 3 plantas	3 a 9 de H.A	10 o más de H.A	evacuados con daños moderados y severos	% del total de edificios dañados
TM - 1	0	1	2	3	1,19
TM - 2	0	0	2	2	0,79
TM - 3	0	0	2	2	0,79
TM - 4	0	1	0	1	0,40
Total	0	2	6	8	3,16

Tabla 6 - Edificios Evacuados y con posible demolición. Buildings evacuated and with possible demolition.

Époco do	Se	gún N° planta:	de s	Total de edificios	% del total
construcción	N<3	3 a 9 H.A	≥10 H.A	Evacuados con posible demolición	de edificios dañados
TM - 1	0	0	1	1	0,40
TM - 2	0	0	0	0	0,00
TM - 3	0	0	2	2	0,79
TM - 4	0	0	1	1	0,40
Total	0	0	4	4	1,58

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de la vulnerabilidad de las construcciones de Viña del Mar y de los daños sufridos durante el terremoto de 2010 ha constatado que las construcciones recientes habían incorporado los requerimientos del Código Sísmico NCh433Of96. No obstante, las condiciones locales del suelo han de ser tenidas más en cuenta en la práctica del diseño y construcción de las estructuras, sobre todo en el caso de las más altas.

La zona plana de la ciudad Viña del Mar se encuentra sobre depósitos fluviales y marinos constituidos fundamentalmente por arenas, que en algunos lugares se encuentran mezcladas con limos, hasta una profundidad de 30 m o mayor, donde aparece el zócalo rocoso. En algunas zonas el nivel freático es muy somero, de tan solo unos 4 m. Los suelos blandos cercanos a la falla del Marga-Marga causaron amplificación sísmica. Esta característica se comprueba con la distribución de daños observados en este terremoto, que es similar a la del sismo de 1985. Una zonificación sísmica de la ciudad, realizada por Moehle et al (1986), estimaba una diferencia de intensidad de más de 1 grado entre la zona llana y los cerros más cercanos y apuntaba diferencias dentro de la zona plana.

La revisión de las características de las edificaciones y de la normativa sismorresitente chilena ha permitido la clasificación de las construcciones típicas en 5 tipologías constructivas. Estas se han comparado con las de HAZUS, EMS y Risk-UE lo que ha permitido asignarles un índice de vulnerabilidad tipológico (Giovinazzi y Lagomarsino, 2004) o la clase de vulnerabilidad según la escala EMS.

El análisis de las construcciones de Viña del Mar, se ha hecho considerando que se han incorporado en sus costumbres y hábitos constructivos una conciencia y precaución sísmica porque históricamente ha tenido varios terremotos destructores. Esto ha dado, en general, buenos resultados: edificios de baja vulnerabilidad, un % de daño muy bajo y ausencia de colapsos.

Las estimaciones de daños permiten estudiar el comportamiento sísmico de las diferentes tipologías constructivas y la seguridad y habitabilidad de las edificaciones afectadas si se sigue un estándar que previamente se haya probado. Diversos estudios y metodologías de evaluación han permitido constatar, una vez más, la importancia de una forma correcta y estandarizada de recoger la información, intentando evitar las subjetividades de los evaluadores. La ciudad de Viña del Mar ha sido en este terremoto uno de los escenarios en el que los daños se han evaluado por entidades extranjeras como EERI, NSF, NEHRP, GERR, PEER y por varias oficinas de cálculo chilenas, obteniéndose estudios no estandarizados, con mucha información variada y diversa.

Una vez más se ha constatado que para una adecuada transmisión de las cargas, desde los elementos estructurales que las reciben, hasta los elementos de fundación, es necesario evitar las discontinuidades del sistema resistente de cargas laterales y verticales. En general las edificaciones en Viña del Mar son regulares tanto en planta como en altura, pero los casos que presentan más daños generalmente coinciden en presentar algún tipo de irregularidad. Un ejemplo claro es el edificio Festival, que tiene una forma de "H", es decir, dos volúmenes conectados por la caja de escaleras y ascensores. Uno de los daños más relevantes fue la concentración de esfuerzos en las escaleras, se cortaron las conexiones de varios forjados y pilares, agrietándose el hormigón e incluso perdiendo en muchas zonas el revestimiento, dejando la mayoría de la armadura expuesta. Debido a los graves daños estructurales se clasificó grado 4 de daño. Otra irregularidad que fue causa de daños en algunos edificios fue la de piso débil en planta baia.

Lo más destacable de este sismo es que, a pesar de alcanzar claramente el grado VIII en la parte llana de la ciudad, el 87.7 % de las 2054 construcciones revisadas de Viña del Mar no presentaron daños apreciables y solo 252 sufrieron daños suficientemente visibles para ser evaluados. Además, en el 86.9 % de los afectados,

los daños fueron muy ligeros y leves (grados 1 y 2), y afectaron solo al 10.7 % del total.

Ninguna construcción ni moderna ni antigua sufrió colapso.

Las 252 edificaciones dañadas se agruparon en cuatro tramos históricos correspondientes con cambios en la Normativa sismorresistente NCh433 aplicada. Esto ha permitido observar el gran cambio normativo que se produjo tras el terremoto de 1985. La mayoría (52.2 %) de los 252 edificios dañados fueron construidos antes del terremoto de 1985, a pesar de que estos eran tan solo el 6.5% del total de los 2054 edificios. El % de los edificios dañados es menor en los tramos posteriores: 15.5 % para el período 1985- 1993 (donde no se presentó ninguna edificación con daño grado 4 o 5), 22.6 % para el 1994-2003 y un 9.1 % en el 2004-2010.

Los edificios dañados con grado 3 fueron el 8.7 % de los edificios afectados y solo el 1.1 % del total. La mayoría (63.6 %) eran de hormigón armado de media y gran altura y construidos antes de 1985. Las edificaciones de menos de 3 plantas afectadas con este grado solo fueron el 2.4 % y son todas edificaciones construidas antes de 1985. No hay daños de grado \geq 3 en los edificios con menos de 10 plantas construidos después de 1985 pero si en los de 10 o más.

Los edificios con daños de grado 4 fueron el 0.5 % del total y el 4.3 % de los dañados. Estos daños severos se concentraron en edificaciones de más de 10 plantas de HA (un 81.8 % de este grado). En muchos de estos edificios altos, la planta baja tiene una altura mayor que la de los pisos superiores, sufriendo por esta razón fallos de "piso débil".

Las edificaciones de baja altura, (≤ 3 plantas), las más abundantes en la ciudad, tuvieron un comportamiento sísmico bastante adecuado. Solo 9 edificios resultaron con daños graves (2 de ellos severos), debido a la experiencia chilena en construcciones de esta tipología.

En Viña del Mar (y en el resto de Chile) los edificios de hormigón armado, tanto los de muros estructurales como los de pórticos con muros de corte, tienen una mayor rigidez que en otros lugares del mundo, como por ejemplo Japón o USA. El parámetro densidad de muros (área de muros /área de la planta) tiene valores que varían entre 0,015% a 0,035% frente a valores de 0,005 p.e en USA, esto explica en parte el bajo porcentaje de daños en las construcciones de HA y la ausencia de colapsos.

Otro parámetro que se ha considerado importante ha sido la relación H/T (o su equivalente N/T), cuya variación en el tiempo (y la variabilidad de su valor de unos edificios a otros de una misma época) puede explicar, junto con los factores ya mencionados, la aparición de daños en algunos edificios, sobre todo en edificios de gran altura. En este trabajo se ha demostrado que dicha relación explica la mayor cantidad de daños en los edificios estudiados de 10 o más plantas de hormigón armado en Viña de Mar.

Los resultados obtenidos sirven para conocer mejor las construcciones de Viña del Mar y su sismorresistencia que pueden utilizarse en futuras investigaciones sobre el análisis del comportamiento sísmico de edificaciones chilenas.

Además de la utilidad inmediata de las evaluaciones de daños, que permiten la clasificación de la seguridad de los edificios y, en el caso de las estimaciones rápidas tomar medidas protectoras y correctoras urgentes, el análisis de daños permite por una lado conocer la vulnerabilidad de las construcciones, y con ello poder hacer una previsión de daños en función de la intensidad sísmica, y por otro lado extraer lecciones del por qué ocurren los daños, ambos resultados pueden utilizarse en la prevención de desastres sísmicos.

5. **REFERENCIAS**:

Alcocer Sergio, Astroza, M. Gómez, C. Moroni, O (2003). World Housing Encyclopedia Report. EERI, Earthquake Engineering Research Institute. 2003

- ATC-20-1 i Applied Technology Council (1989). Field manual: Postearthquake safety evaluation of buildings. Redwood City, CA.
- Barrientos S., (1980), "Regionalización Sísmica de Chile", Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias con Mención en Geofísica, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Pp 72.

- Calderón Corail, Javier Andrés (2007) "Actualización de tipologías estructurales usadas en Edificios de Hormigón Armado en Chile". Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. Santiago, Chile 2007.
- Carpenter, L D. (2010); informe EERI, 2010. "Performance of Tall Buildings in Viña del Mar 2/27/2010 Chile, Magnitude 8.8 Eathquake. A preliminary Briefing. Los Angeles Tall Bildings Structural Design Council. Pp54 87.
 Carreño, M L, Cardona O y Barbat A, (2009). "Metodología de Inspección y
- Carreño, M L, Cardona O y Barbat A, (2009). "Metodología de Inspección y Clasificación rápida del estado de Seguridad de Edificios Afectados por un Terremoto" España 2009. Pp 113.
- EERI. (2010). Earthquake Engineering Research Institute (1996). Post-Earthquake Investigation Field Guide. Oakland.FEMA (1999). Special Earthquake Report, Junio 2010, Pp 20
- European Seismological Commission, Subcommission on Engineering Seismology, Working group Macroseismic scales, (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS- 98). Luxembourg. http://www.gfzpotsdam.de/pb1/pg2/ ems_new/index.htm.
- FEMA/NIBS: Federal Emergency Management Agency and National Institute of Building Sciences (1999). HAZUS' 99 technical manual. Earthquake Loss Estimation Methodology, Washington, D.C., USA.
- Giovinazzi, S. y Lagomarsino, S. (2004), "A macroseismic method for vulnerability assessment of buildings", Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering. Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper ID 896.
- Gomez C, (2001), "Caracterización de sistemas estructurales usados en las viviendas de hormigón armado y albañilería reforzada en Chile", Civil Engineer Thesis, Universidad de Chile.
- Goretti, A., y Di Pasquale, G., 2002. An Overview of Post-Earthquake Damage Assessment in Italy. En EERI Invitational Workshop. An Action Plan To Develop Earthquake Damage and Loss Data Protocols, 19-20 de septiembre de 2002. Pasadena, California.
- GSHAP. Programa Mundial de Evaluación de Riesgo Sísmico, http://www.seismo.ethz.ch/static/GSHAP/
- Guendelman, T., Lindenberg, J., Guendelman, M., "Perfil Bío-Sísmico de edificios", Proc. Séptimas jornadas chilenas de sismología e ingeniería antisísmica, 1997.
- HAZUS 99 Estimated annualised earthquake losses for the United States. Washington, USA. Disponible en: http://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/>
- Khazaradze, G.; Klotz, J. (2003). Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-central Andes. *Journal of Geophysical Research* 108(B4), doi: 10.1029/2002JB001879: 1-13.

- Lantada M^a N. (2007). "Evaluación del Riesgo Sísmico mediante métodos avanzados y técnicas GIS. Aplicación a la ciudad de Barcelona. Tesis Doctoral Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 2007. Pp 339.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. R. Hutko (2010), Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13301, doi:10.1029/2010GL043379.
- Leyton, F.; Ruiz, S.; Sepúlveda, S.A. (2009). Preliminary re-evaluation of probabilistic seismic hazard assessment in Chile: from Arica to Taitao Peninsula. Advances in Geosciences 22: 147-153.
- Leyton, F.; Ruiz, S.; Sepúlveda, S.A. (2010). Reevaluación del peligro sísmico probabilística en Chile Central. *Revista Geológica de Chile*. Andean Geology 37 (2): 455-472. July, 2010. pp3
- Luengo, N., R.P., (1986), Actualization de zonification de suelos en Viña del Mar. Departamento de Obras Civiles. Universidad Tecnica Federico Santa Maria.
- Moehle J., Wood S. and Wight J. (1986). The 1985 Chilean Earthquake: Observations of earthquake-resistant construction in Vina del Mar, *Report to the National Science Foundation*, Research Grants ECE 86-03789, ECE 86-03604, and ECE 86-06089
- Moroni y Astroza (2002). Characteristic housing types in Chile. 7th U.S. National Conference on Earthquake Engineering (7NCEE). Estados Unidos
- Servicio Sismológico Universidad de Chile (2011) DGF. http://www.sismologia.cl/seismo.html
- Norma Chilena Oficial. NCh 433-of.96 (2005). "Diseño sísmico de edificios". Instituto Nacional de Normalización, INN - CHILE, Santiago, Chile.
- Ríos H., Music J., Vladilo I., "Perfil Bío-Sísmico de Edificios Representativos de la Construcción en Altura de la Ciudad de Antofagasta", 2005.
- Risk-UE (2003). An advanced approach to earthquake RISK scenarios with applications to different European towns. European Commission 5FP - City of Tomorrow and Cultural Heritage. CEC Contract Disponible en: http://www.risk-ue.net/>
- Ruegg, J.C., et al., (2010). "Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile," *Physics of the Earth* and Planetary Interiors, 175, pp. 78-85.
- Thorson, R.M. (1999) La falla Marga Marga Viña del Mar. Chile. Departamento de Obras Civiles. Universidad Técnica Federico Santa Maria. 42 pp.
- Wood, S. L (1991) "Performance of reinforced concrete buildings during the 1985 Chile Earthquake: Implications for the design of structural walls", *Earthquake Spectra*, EERI, Vol. 7, N° 4.

El terremoto de 1487 en la ciudad de Almería *The 1487 earthquake in the city of Almeria*

F. Vidal ^{(1) (3)}, M.Espinar ⁽²⁾, C. Aranda ⁽¹⁾ y M. Navarro ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada mespinar@iag.ugr.es, <u>fvidal@iag.ugr.es</u>

- ⁽²⁾ Depto. de Historia Medieval y CCTTHH. Universidad de Granada mespinar@ugr.es
- ⁽³⁾ Depto. de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada <u>fvidal@ugr.es</u>
- ⁽⁴⁾ Depto. de Física Aplicada. Universidad de Almería, <u>mnavarro@ual.es</u>

SUMMARY

The November 1487 destructive earthquake has been insufficiently studied, although the city of Almeria was practically destroyed and at least several Andarax River towns were also damaged. Data from the Book of allotment of Almeria and contemporary chroniclers give details about the urban structure and damage distribution in Almeria. The fortress walls and the city walls suffered severe damage, which forced to build a new wall to defend the east side of the city and repair the rest. A significant percentage of buildings in the city, recently capitulated, were severely damaged (total and partial collapse), which reduced the extent of the city, leaving outside the rebuilt walls the Al-Hawd and the eastern part of Al - Musalla quarters, being ruined most of their houses. Water pipes to the city were also damaged. The damage assessment seems to indicate that Almeria reached an intensity of VIII (EMS).

Key words: Historic earthquakes, local intensity, earthquake damage.

Correspondencia: Francisco Vidal Sánchez (fvidal@iag.ugr.es) Instituto Andaluz de Geofísica Campus Universitario de Cartuja Universidad de Granada, 18071, Granada (Spain) Phone: 34958240900 Fax: 34958160907

1. INTRODUCCIÓN

La sismicidad histórica del SE de España no es muy conocida para el período antes del siglo XV. El Reino de Granada, gobernado por los reyes nazaríes desde 1232 hasta 1492, estuvo formado en su mayor parte por las actuales provincias de Málaga, Granada y Almería. En este territorio ocurrieron durante este período terremotos destructores como p.e. los de: 1406 de Vera (VII-VIII), 1357 y 1487 en Almería (con I ~VIII), 1431 en Granada (IX), y 1494 en Málaga (VIII). Estos sismos han sido poco estudiados porque la mayor parte de los documentos históricos son escasos e incompletos.

El terremoto del 1487 dejó pocas noticias en las fuentes históricas pero el estudio del Libro de Repartimiento de Almería (Segura, 1982) nos ha permitido conocer algunos aspectos de la ciudad y su tierra relacionados con este sismo y poder estimar sus efectos en la ciudad y sus alrededores.

2. CARACTERÍSTICAS DE LOS SUELOS DE LA CIUDAD DE ALMERÍA

Las condiciones geológicas locales pueden alterar las características de las sacudidas sísmicas que explican la variabilidad espacial de la intensidad a escala urbana. Esto es relevante para entender los diferentes grados de daño que aparecen a escala urbana tanto en sismos históricos como actuales. De igual modo la desigual distribución de daños (una vez sustraída la contribución de la vulnerabilidad) puede servir para detectar áreas con diferente grado de intensidad, que pueden ser estudiadas analizando registros de sismos, explosiones o microtremores.

La zona de Almería tiene dos unidades tectónicas: el complejo Alpujárride y los materiales del Neógeno y del Cuaternario. Una clasificación geomorfológica indica la existencia de dos grandes abanicos aluviales asociados a los ríos Belén y Andarax. En la Fig. 1 se muestra un mapa de clasificación de unidades geomorfológicas obtenido por Navarro et al (2001). La antigua ciudad de Almería estaba asentada sobre afloramientos rocosos (la fortaleza y barrios anejos) y la mayor parte sobre el abanico aluvial del Holoceno, este formado por arenas y gravas, siendo los rellenos de baja velocidad Vs de poco espesor.



Figura 1. Mapa de clasificación de unidades geomorfológicas 1.-Montaña 2.- Colina con fuerte pendiente 3.- Colina con suave pendiente 4.- Abanico aluvial del Pleistoceno 5.- Abanico aluvial del Holoceno I 6.-Abanico aluvial del Holoceno II 7.- Valle plano I 8.- Valle plano II 9.-Llanura sometida a inundaciones 10.- Tierras bajas costeras. (Landform classification map. 1: Mountain; 2: Steep-slope hill; 3: Gentle-slope hill; 4: Pleistocene alluvial fan; 5: Holocene alluvial fan I; 6: Holocene alluvial fan II; 7: Valley flat I; 8: Valley flat II; 9: Flood Plain; 10: Coastal lowland; 11: Reclaimed land).

Para ver la característica del comportamiento de los suelos hemos revisado las características de la Vs^{30} obtenidas para Almería (Fig 2) y los períodos predominantes obtenidos con microtremor (Fig.3) (Navarro et al 2001).



Figura 2. Mapa de valores de Almería. (Zonation of Almeria city from V_s^{30} values).



Figura 3. Mapa de periodos predominantes en Almería obtenida con microtremor. (Predominant period distribution map in Almería from microtremor data analysis)

3. EL TERREMOTO DEL 1487

En el mes de noviembre de 1487 se produjo un terremoto destructor en Almería que alcanzó el grado VIII (Vidal, 1986) y epicentro cercano a Almería (36.83N, 2.47W) (Vidal, 1993). Galbis (1932) lo fechó en diciembre de 1487 y en el catálogo sísmico de Mezcua y Martínez Solares (1983), figura en 1489 sin poner ni el día en que ocurrió ni la intensidad y lo localizan en Almería. Martínez Solares y Mezcua (2002), corrigen el catálogo previo con datos de Alcocer y López Marinas (1983) y lo dan como ocurrido en noviembre de 1487, con intensidad VIII y en las coordenadas anteriores. Otros autores que han analizado este sismo, como Espinar (1994) y Olivera (1995), indican que el epicentro se sitúa cercano a la ciudad, que hay muy poca información sobre los daños, aunque refieren que el sismo derrumbó la torre más fuerte (parte de la fortaleza o alcazaba) y la mayor parte de las murallas.

La ciudad de Almería quedó prácticamente arruinada, según el viajero alemán Jerónimo Münzer, que visitó la ciudad a partir del 18 de octubre de 1494. Refiere daños del terremoto de 1487 y de cómo

era la ciudad y su mezquita mayor: "La ciudad es triangular y tiene una muralla llena de torres; pero en el interior, desde un terremoto y después de la conquista, está tan derruida, que en muchos lugares está deshabitada y en ruinas. Antiguamente tuvo cinco mil casas habitadas. Ahora no tiene ni ochocientas. Y a cualquier forastero que allí llega con deseos de afincar, se le da casa, huertos, campos y olivos gratuitamente, para que pueda vivir holgadamente. Por esto ha de poblarse prontamente. La mezquita, esto es, la catedral de Almería, es una de las más bellas de todo el reino de Granada. Pues antes de la guerra y del terremoto tenía tal abundancia de mercaderes, que en todo el año, en la ciudad y en su distrito, se elaboraban más de docientos centenarios de seda. A causa de estas y de otras riquezas, aquel templo resulta fantástico y soberbio" (Münzer, Camacho, 1987). En otras traducciones se recoge lo siguiente: "por la parte de dentro, a causa de un temblor de tierra y después de lograda la victoria, ha sufrido tales destrozos, que en muchos sitios se encuentra derruida y deshabitada. En otro tiempo tuvo cinco mil casas habitadas, pero ahora no llegan a ochocientas" (Münzer, García-Mercadal, 1952).

Tras la conquista de la ciudad (por capitulación), se produjo la rebelión mudéjar de 1490, pero no sabemos si la ciudad pudo entonces deteriorarse por los soldados cristianos o los musulmanes; los vencidos fueron expulsados de los núcleos de población y solo permanecieron unos pocos en la Morería. A partir de enero de 1491 se procedió a repoblar la ciudad, y las alquerías de su entorno, pues estaba prácticamente vacía. Los monarcas gastaron importantes sumas de dinero en reparar fortalezas y murallas de ciudades, pero desconocemos lo que ocurrió con Almería. Más adelante si que obligaron a los mudéjares, y más tarde a los moriscos, a cooperar para reparar las murallas de Almería (siguiendo la tradición nazarí) como se hizo en el terremoto de 1494 en otras ciudades afectadas (Málaga, Comares, Almogía, Benalmádena, Salobreña, Fuengirola, Vélez Málaga y otras zonas costeras).

Aunque existen muy pocas referencias en los cronistas, algunos autores los citan para destacar la importancia de los daños. Santisteban y Flores (1927, 1931) nos dicen que se derrumbaron numerosas viviendas, se cayeron torres, murallas y otros edificios: "*Las casas de Almería que en otro tiempo pasaban de cinco mil no llegaban a ochocientas*". Vincent (1974) recoge otras noticias y alude a descripciones como las de Alonso de Palencia (citado por Castro, 1932 y por Palencia, Paz y Meliá. 1909), en las que se dice que entre los derrumbamientos se vio afectada la "torre más fuerte y la mayor parte de las murallas de Almería".

El padre Tapia (1974) habla de daños en el segundo recinto de murallas de la fortaleza: "Cuando los Reyes Católicos entraron en Almería en diciembre de 1489, este recinto estaba ya en ruinas, demolido por los terremotos de dos años antes" y además que las aguas de las fuentes de Alhadra y las conducciones a la ciudad se vieron afectadas por el terremoto, que se repararon por el moro Albondoque. En el Archivo de la Catedral de Almería encontramos algunas noticias relacionadas con las aguas, que por la fechas ha llevado a considerar que las conducciones de la ciudad se vieron dañadas por el terremoto.

En su Historia de Granada, Lafuente Alcántara (1846) hace referencia a los efectos del terremoto de 1487 cuando nos cuenta cómo los pueblos dependientes del Zagal se vieron afectados y, además, el miedo que éstos sentían a los ataques de los cristianos: "Los fronteros les amenazaban con guerra pertinaz, y los moros devolvían con usura los daños de sus correrías. Para mayor tribulación, violentos terremotos conmovieron la tierra de Almería, causando ruinas, sobresaltos y muertes".

Conde (1820-21) recoge una visión de lo acaecido según fuentes musulmanas, y cronistas como Palencia y Zurita proporcionan la versión cristiana, que es citada por otros autores. Alfonso de Palencia, cronista de los Reyes Católicos, dice: "Influyó principalmente el terror, que se apoderó de todos los moros del territorio granadino, el terremoto en noviembre derrumbó la torre más fuerte y la mayor parte de las murallas de Almería, y que en nuevas y más terribles sacudidas destruyó cuanto Mahomad Abohardillas había hecho reparar. Este suceso fue de funesto augurio para todos los mahometanos" (Paz y Meliá, 1909). Queda así constatada la fecha, la importancia del sismo, la ocurrencia de réplicas intensas de este terremoto (ya que dos años después la ciudad es entregada a los reyes), y también la gravedad de los daños, que suponen una intensidad $I \ge VIII$ (EMS).

4. LA CIUDAD DE ALMERÍA EN EL MOMENTO DEL REPARTIMIENTO

Tras la capitulación de la ciudad en 1489, su reordenación y la asignación de bienes se recogen en el Libro de Repartimiento. Este libro describe las reparticiones, que comienzan en enero de1491 y acaban en 1498. La mayoría de estos repartos tienen lugar en los tres primeros años y se alargó debido a modificaciones y reasignaciones. Las iglesias, conventos, concejo (propios) y cargos recibieron un número importante de bienes urbanos diversos (mezquitas, alhóndigas, baños, tiendas, atarazanas, casas, etc.). A los repobladores se les asignó a cada vecino su vivienda, en bastantes ocasiones formada por algunas casas más pequeñas de los antiguos moradores, y en varios casos también otro tipo de bienes urbanos.

Según los datos recogidos en este libro, muchos lugares de la ciudad no se parecían en nada a la etapa de más esplendor en la época nazarí, aunque el recinto murado fuese el mismo. La mayor parte de los barrios estaban llenos de solares, huertas, y jardines donde poco antes existían edificaciones, como refleja la Figura 1. Algunos edificios significativos (como el caso de las Atarazanas y algún templo instalado en antiguas mezquitas), y otras estructuras urbanas (como las puertas de la ciudad) no habían variado de lugar. Esto ha ayudado a situar numerosos de los elementos urbanos que se describen en el libro de Repartimiento.

Estos datos constatan que la extensión de la ciudad se redujo enormemente. Se dejaron fuera de las murallas zonas derruidas y abandonadas, partes este y oeste de la ciudad (Fig. 4). Se reconstruyeron parte de las murallas deterioradas y se levantaron otras nuevas para poder ofrecer una defensa eficaz a los pobladores.

En la etapa musulmana, la ciudad estaba formada por tres barrios: Al-Hawd, Al-Madina y Al-Musalla. El primero desapareció; el segundo podemos decir que permaneció casi igual y el tercero quedó notablemente reducido, por trasladarse la muralla que corría a lo largo de la rambla hacia el oeste (Fig. 4). La parte de la ciudad enmarcada entre la nueva muralla y la que separaba la Al-Madina de la Al-Musalla, se convierte en el centro de la ciudad cristiana y por ello se concentran en ésta los edificios públicos e incluso los religiosos (Fig. 2). La longitud de la muralla de la nueva ciudad era aproximadamente de 3500 metros y la extensión de la ciudad de unas 75 hectáreas.

La muralla construida nueva empezaba en la puerta de Pechina, que comenzó a denominarse puerta de Purchena, donde desembocaba una calle importante de la ciudad y se formó una plaza. Desde aquí, la muralla bajaba por el paseo hasta la calle de Conde Ofalia, donde se abría otra puerta llamada del Sol. La muralla seguía hasta la actual calle Martínez Campos y continuaba hasta el mar, donde se unía con la antigua muralla árabe. En la muralla paralela al mar había dos puertas, una denominada, del Mar y la otra de la Sortida. En la parte norte de la muralla, que separaba la alcazaba del cerro de San Cristóbal, estaba la puerta de Muza. En la parte meridional se levantaron tres baluartes defensivos y en la cerca que separaba la Al-Madina del resto de la ciudad permanecieron abiertas 3 puertas: de la Carmia, de la Imagen y de las Carretas, y además se cita la puerta Cerrada, que no da detalles para ubicarla exactamente.

La muralla construida nueva empezaba en la puerta de Pechina, que comenzó a denominarse puerta de Purchena, donde desembocaba una calle importante de la ciudad y se formó una plaza.

Desde aquí, la muralla bajaba por el paseo hasta la calle de Conde Ofalia, donde se abría otra puerta llamada del Sol.



Figura 4. Mapa de Almería donde se distingue la ciudad nazarí (más grande) y las nuevas murallas construidas después de la capitulación (según Torres Balbás y Ocaña Jiménez). (Almeria city map where larger size of the Nazari city, and the trace of the new walls built after the capitulation can be seen (according to Torres Balbas and Ocaña Jiménez).

La muralla seguía hasta la actual calle Martínez Campos y continuaba hasta el mar, donde se unía con la antigua muralla árabe. En la muralla paralela al mar había dos puertas, una denominada, del Mar y la otra de la Sortida. En la parte norte de la muralla, que separaba la alcazaba del cerro de San Cristóbal, estaba la puerta de Muza. En la parte meridional se levantaron tres baluartes defensivos y en la cerca que separaba la Al-Madina del resto de la ciudad permanecieron abiertas 3 puertas: de la Carmia, de la Imagen y de las Carretas, y además se cita la puerta Cerrada, que no da detalles para ubicarla exactamente.

La mayoría de las calles de la nueva ciudad eran de época musulmana por lo que la destrucción no debió ser tan grande como para desfigurar el urbanismo musulmán. Del mismo se reconocen la calles de Pechina, de Purchena, Real, las que van a Santa María, a San Juan, a la Fortaleza, etc. Las calles nazaríes eran más pequeñas que las cristianas. Más detalles en Segura (1982) y Fig. 5.

Los edificios públicos más importantes eran la alcazaba, donde en el edificio de una mezquita se colocó la iglesia de San Juan de la Alcazaba. Conocemos también las ubicaciones de la casa del Concejo (en el actual ayuntamiento), el hospital y las atarazanas, las cuales, aunque no quedan apenas restos, pueden localizarse en los planos de Almería de aquel tiempo.

En el Libro de Repartimiento se citan también otros edificios y estructuras urbanas, como p. e. una cantarería, hornos de tejas, horno de pan, horno de la seda, la cárcel, pescadería, matadero, abastecimiento de agua, aljibes, fuentes, lavadero, calles sin salida, cobertizos, corrales, alhóndigas, baños, casas de los extranjeros, mancebías, plazas de los moros, tenerías, casa del jabón, casa del peso de la harina, la alcaicería situada cerca de la iglesia, la Judería, la Morería, el corral donde se encerraban los toros, el juego de las Cañas, la casa para guardar las acémilas del rey, etc.

Los principales templos de Almería se instituyeron sobre las antiguas mezquitas, algunas de las cuales fueron abandonadas y se convirtieron en viviendas de los repobladores, igual que sucedió con la sinagoga judía. En la mayoría de los casos se ha conservado el emplazamiento de las iglesias principales.

Los cristianos dividieron la ciudad en cuatro parroquias (o colaciones) llamadas de Santa María la Mayor, Santiago, San Pedro y Pan Pablo, y San Juan. Había además cuatro monasterios: San Francisco, Santo Domingo, Santa Clara y la Santísima Trinidad y varias ermitas distribuidas en los diferentes barrios. La catedral se erigió sobre la antigua mezquita mayor (según Cédula de 21 de mayo de 1492)¹ y se nombró el cabildo catedralicio². El primer obispo, Juan de Ortega, tomó posesión el 21 de mayo de 1492.

El emplazamiento de las iglesias de Santiago, San Pedro y San Pablo era el mismo que el actual. Dos de los monasterios conservan el mismo emplazamiento, Santo Domingo y Santa Clara. El primero se encontraba cerca de la puerta del Mar y se destruyó durante la guerra civil. El segundo, fundado por Don Gutiérrez de Cárdenas, Comendador Mayor de León, se levantó sobre las casas de Lezcano. El emplazamiento de San Francisco está hoy ocupado por iglesias y conventos de jesuitas y en el del monasterio de la Santísima Trinidad se encuentra hoy en la parroquia de San Sebastián, que antes estaba fuera de la puerta de Pechina, en una huerta llamada Huerta del Rey. Todos estos centros religiosos recibieron bienes suficientes para hacer frente a los gastos del culto y al mantenimiento de las personas que los servían o residían en ellos.

¹ El templo se puso bajo la advocación de Santa María de la Encarnación, como ocurrió en la mayoría de las iglesias del reino de Granada.

² Formado por el arcediano, el arcipreste, deán, maestre escuela, prior tesorero, 12 acólitos, 26 canónicos, y 12 capellanías.



Figura 5. Mapa de la ciudad cristiana (Segura, 1982) donde se sitúan las murallas, las calles principales, iglesias y los conventos. (Almeria Christian City Map (Segura, 1982) where the walls, main streets, churches and convents are located).

Según los documentos, las colaciones de la ciudad estaban formadas por un número de casas de los repobladores (Tabla 1), formadas por una o varias casas nazaríes.

Tabla 1 - Número de casas existentes en cada barrio o colación. (*Number of houses in each district of Almeria*) (Segura, 1982)

Barrio o colación	Número de casas de
	los repobladores
San Juan	182
Santa María la Mayor	158
San Pedro y San Pablo	234
Santiago	190
Desconocidas	56
Total	820 casas

La iglesia catedral recibió 50 casas, 10 huertas, al igual que las otras iglesias que recibieron sus correspondientes casas y huertas. El monasterio de San Francisco tenía varias huertas, 3 mezquitas, 1 horno y 82 pares de casas y el de Santo Domingo 8 tiendas, 1 baño, huertas, mezquita y posesiones suficientes para fundarlo. Además conocemos los bienes de Propios y los de la fortaleza y alcazaba. También sabemos que las iglesias recibieron los bienes de las mezquitas, aunque no todas pasaron a ser centros religiosos, pues algunas se repartieron como viviendas de los repobladores. Las ermitas que se conocen son: San Juan Evangelista en la alcazaba, donde se celebró la primera misa en día de Navidad del 1489. Fuera de las murallas, en el arrabal de Al-Hawd, encontramos las de Santa Lucia y San Roque. En la huerta sobre el antiguo oratorio del arrabal de Al-Musalla estaría la ermita de San Lázaro. En el cerro de San Cristóbal se ubica una ermita dedicada a este santo. En la Al-Madina están las de San Antón y Santa Ana (Fig. 2). La ermita de San Gabriel se encontraba en la calle Real, cerca de la puerta del Mar, y la de Santa Lucia en la calle de Purchena. Además había una ermita dedicada a Santa Catalina cuyo emplazamiento se desconoce.

5. EFECTOS DEL TERREMOTO EN EL CASCO URBANO DE ALMERÍA

En el Libro de Repartimiento encontramos algunas noticias sobre solares, casas caídas, corrales y otras reseñas que sirven para estimar los efectos del terremoto (esquematizadas en la Fig. 6). En cada una de las colaciones se describen algunos edificios con daños o en malas condiciones, que en la mayoría de los casos debieron estar ligados a efectos del sismo, según lo relatado por los cronistas y otros coetáneos como Münzer.

1.- Colación de Santa María la Mayor (la antigua Almedina)

En esta zona las construcciones mencionadas en el repartimiento se encontraban medio caídas en la mayoría de los casos. El primer caso que se refiere alude a que se derrocaran las construcciones de una lateral de una calle para hacerla más ancha, manteniendo en la acera del frente los hornos de la seda. Entre los bienes dados al Comendador Mayor se citan: la casa de Hamette Arrasbaida, en un callejón, una alhóndiga, una mezquita, y las construcciones de un callejón, donde se nos dice que había otras casillas caídas, ubicadas a la salida de un Arco. Además, se menciona un corral donde se construiría una pequeña plaza. Al Alcalde de Almería, Fernando de Cárdenas, le dieron tres pares de casas pequeñas para que hiciera unl ensanche y corrales, que unió con otras que él había comprado al Alguacil Abez. Se citan también casas medio caídas como las de Fernando de Alvelda, Diego de Oropesa, junto a un mesón en la calle real cerca de la puerta del mar, y las del repoblador Molina. En conclusión, podemos decir que en la Parroquia de Santa María (la antigua Almedina) aparecen casas medio caídas y esto se aprovechó para ensanchar la calle principal y algunas otras.

2.- Colación de Santiago

En este barrio se ubicaba la Judería, con su correspondiente sinagoga, y se cita también una mezquita. La casa de Juan Despin estaba caída y tenía la puerta principal hacia un baño (público). A Fernando Díez de Alcalá le dieron otras para ensanches, lo que nos demuestra que no estarían en buenas condiciones. Al zapatero Francisco de Salamanca se le concedió un solar para que construyera una tienda nueva. A los hijos de Alonso de Córdoba les dieron otras casas maltratadas y en mal estado. El sastre Miguel recibió otro solar para que lo construyera, por último Francisco de Tineo obtuvo otra tienda para que ensanchara su casa y tienda. En conclusión podemos decir que en este barrio aparecen varios solares o edificaciones en mal estado, aunque no se mencionan explícitamente un gran número de construcciones con daños.

3.- Colación de San Pedro y San Pablo

En este barrio se dieron viviendas a Alonso Méndez de Alcántara pero se cayeron y tuvieron que dárselas en otra parroquia. En el caso de Rodrigo Fajardo tiene una casa medio caída situada junto al mesón de Montenegro. Pedro Gallego obtuvo un corral caído para que construyera un establo y un pajar. Alonso Sánchez de Úbeda tuvo sus casas junto a la muralla y una huerta pero tuvo que dejarlas por encontrarse en mal estado. En el caso de Gómez Barroso se le entrego un solar al lado de su vivienda en la calle que iba a la puerta cerrada. Fernando Navarro es dueño de un corral que tiene que edificar. Nadar Oliver recibió sus viviendas junto al lugar donde se iba a construir el Monasterio y se le da un solar también para construirlo. Se citan casas caídas como ocurre con las Cristóbal Rodríguez, Alonso Méndez de Alcántara que tuvo que abandonarlas por que se cayeron igual que ocurrió con otra vivienda derribada o derrocada encontrándose dueño de un solar. Las de García de Iglesias también se cayeron. Alonso Fernández de Illezcas obtuvo otras casas medio caídas situadas frente a San Gabriel. Otros obtuvieron corales medio caídos, un palacete descubierto, solares

para edificar, etc. En conclusión en este barrio encontramos varios ejemplos de viviendas que se derribaron o cayeron teniendo que darles otras viviendas en mejores condiciones.

4.- Colación de San Juan

En este barrio encontramos varios ejemplos de casas pequeñas que se dieron para ensanche o para establos; tiendas del Rey que tuvieron que edificarse de nuevo (por su mal estado). Se citan una huerta con una casa medio caída y en la calle Real, hay algunas casas y tiendas que se derribaron para construir corrales. En ocasiones se alude a solares de algunas tiendas que estaban perdidas o medio caídas y casas convertidas en solares. Se citan otros lugares dañados de la ciudad, p.e. le dieron unas casas caídas, junto a la puerta del Ahóndiga, a Pedro Pascual para que construyera su vivienda, o el caso de Nadar Oliver que en la Huerta de la ciudad tenía una torre caída. Se puede considerar que esta colación recibió daños, ya que se citan varios casos de solares de casas y tiendas que se dan para que los nuevos dueños las construyeran o las reedificaran, indicando que estaban dañadas.



Figura 6. Distribución espacial de daños en casas y murallas almerienses, constatados documentalmente. (Spatial distribution of documentary observed damage in buildings and city walls of Almeria).

6. EFECTOS DEL TERREMOTO EN OTRAS POBLACIONES

En el Libro de Repartimiento de Almería no se dan detalles sobre lo ocurrido en otros pueblos. Sin embargo en las alquerías situadas en el río Andarax y proximidades, como son las de Çeçiliana, Rioja, Benahadux, Pechina, Mondújar, Huéchar, Nijar, Huebro, Biator, Huércal, Alhadra, Alquián, Patulas y Nichiti. El Libro de Repartimiento describe daños a algunas casas y molinos que le correspondían a algunos de los repobladores. Se dan noticias también de asignar al monasterio de la Trinidad un molino caído, que debe de arreglar o levantar y ponerlo en funcionamiento, en cada una de las alquerías de Çeçiliana, Benahadux, Pechina, Mondújar, Gador y en Huércal.

En Rioja, Alonso de Madrid tiene en esta alquería la heredad de Abén Abdalla con dos casas "qu'estan medio caídas", (Segura, 1982, pág. 173). Cristóbal de Xodar, la casa caída y la heredad de Hamete Chalar.

En Benahadux, Cristóbal de Reinoso tiene la mitad de la vivienda y heredad de Benaron y la otra mitad correspondió a su esposa e hijo porque la otra parte de la casa estaba caída, se le dio la casa en enmienda de una parte de parral que no recibió.

En Gador, Fernando de Alvelda tiene la casa y heredad del Marchaní. Recibe un molino de pan "*qu'estava derribado, junto con la heredad de Juan Alonso*", en enmienda de la casa y para ayuda de poder labrar de nuevo el molino, (Segura, 1982, pág. 150).

En Patulas se le entregó al alcalde de Almería Mosen Fernando de Cárdenas un cuarto de molino de pan que estaba caído para que lo reconstruyese.

En Huércal (de Almería), el herrero Juan de Toledo adquirió una casa medio caída que perteneció al Boloduy. El sastre Miguel recibió una noria y un palacio de la propiedad de Hamed Cafor "qu'esta en la casa de Hamed Cafor" y "y el palaçio es el qu'está junto con los dichos arboles qu'esta descubierto", (Segura, 1982, pág. 464).

No se dan detalles sobre lo acaecido en las otras casas, probablemente porque estaban asignadas a moriscos.



Figura 7. Poblaciones afectadas con daños por el terremoto. (Towns and villages affected by earthquake damage).

7. CONCLUSIONES

Los datos analizados del Libro de Repartimiento de Almería y de los cronistas de la época llevan a profundizar el conocimiento de las condiciones en que se encontraba la ciudad de Almería en 1487 y sobre los efectos del terremoto en sus construcciones, tanto en construcciones fuertes como murallas o torres así como en construcciones civiles (casas, molinos, tiendas, etc.) y constatar la existencia de daños relativamente graves en las alquerías vecinas.

Según los cronistas, este terremoto fue destructor, tanto que derrumbó la torre más fuerte (la alcazaba) y la mayor parte de las murallas de la ciudad. Estos daños se prueban por las reparaciones que los pobladores antiguos (antes de la entrega de la ciudad) y los nuevos hicieron en las murallas caídas y por la construcción de una

nueva muralla en la zona E de la ciudad, alejándola de la antigua muralla junto a la rambla. El segundo recinto de murallas de la fortaleza (sobre roca) sufrió también daños y se citan daños en las conducciones de aguas desde Alhadra a la ciudad.

La existencia de réplicas intensas, que produjeron nuevos daños en las construcciones reformadas por el rey Zagal, queda reflejada por Alfonso de Palencia, cronista de los Reyes Católicos. Este deja constancia de la situación de la ciudad recién hecha su capitulación.

El gran destrozo en las casas y bienes urbanos se recoge en el Libro de Repartimiento, iniciado en 1491 y acabado en 1498. A causa de los daños, la extensión de la ciudad se redujo enormemente, dejando fuera de las murallas, algunas zonas derruidas y abandonadas existentes en las partes oeste y este de la ciudad, barrios de Al-Hawd y parte oriental del de Al-Musalla, respectivamente.

Al describir el repartimiento, hecho a partir de 4 años después, tanto a las iglesias, conventos, concejo y repobladores, se deja constancia del número de casas nazaríes y otros bienes asignados, su ubicación y el estado de ruina de muchos de ellos por los daños o derrumbes, que en ocasiones los habían transformado en corrales o solares. Los daños tanto a las construcciones mencionadas, sobre todo en las partes E, SE y S de la ciudad, como a las murallas indican que la intensidad en Almería fue de grado VIII (EMS).

En las alquerías de Çeçiliana, Rioja, Benahadux, Pechina, Mondújar, Huéchar, Nijar, Huebro, Biator, Huércal, Alhadra, Alquián, Patulas y Nichiti, situadas en el río Andarax, los daños descritos en el Libro de Repartimiento, afectando a algunas casas y molinos, corresponden a algunos de los repobladores y al monasterio de la Trinidad que le asignaron molinos caídos en esas poblaciones. Sin embargo, no se dan detalles sobre lo acaecido en las otras casas repartidas. Estos daños indican que la intensidad de la sacudida pudo ser de grado VII (EMS), y si los daños en otras pertenencias son similares a los descritos para casos concretos , la intensidad podría haber alcanzado incluso el grado VIII (EMS) en algunas de esas poblaciones.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado dentro del proyecto CGL2011-30187-C02-01-02 del Ministerio de Ciencia e Innovación, actualmente Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

Alcocer, A. y López-Marinas, J.M., 1983. "Nuevos datos históricos para el conocimiento de la sismicidad almeriense", en *Sismicidad Histórica en la Región de la Península Ibérica*, Asoc. Esp. De Ing. Sísmica, pp.5-7.

Castro Guisasola, F., 1932. "Los terremotos de la provincia de Almería", *Periódico La Independencia*, 6 de Abril.

Conde, A., 1820-1821. Historia de la dominación de los árabes en España, Madrid.

Espinar, M., 1994. "Los estudios de Sismicidad Histórica en Andalucía: los terremotos de la provincia de Almería", *El estudio de los terremotos en Almería*, Actas. Instituto de Estudios Almerienses-Excma Diputación Provincial, Almería, pp. 113-180.

Galbis Rodríguez, J., 1932. Catalogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5 E y 20 W y paralelos 45 y 25 N, Inst. Geog. y Cat. Tomo I. pp. 807.

Lafuente Alcántara, M., 1846. Historia de Granada, comprendiendo la de sus cuatro provincias Almería, Jaén, Granada y Málaga, desde remotos tiempos hasta nuestros días, Granada, tomo IV, pp. 40.

Martínez Solares, J.M. y Mézcua J. (2002): Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900). Madrid, Monografía nº18. Instituto Geográfico Nacional. 253 pp.

Mezcua y Martínez-Solares, J. M., 1983. Sismicidad del Área Ibero-Mogrebi, Inst. Geog. Nac., Publ. 203, pp. 301.

Münzer, J., 1987. Viaje por España y Portugal. Reino de Granada. Ediciones TAT, Granada, pp. 31.

Münzer, J., 1952. En Garcia Mercadal, J., 1952. Viajes de extranjeros por España y Portugal desde lo más remotos tiempos hasta fines del siglo XVI, Madrid.

Olivera Serrano, C., 1995. Geografía y doblamiento. En Sismicidad histórica del Reino de Granada (1487-1531), Inst. Geog. Nac., Monografía 12, pp. 37-267.

Palencia, A., 1909. Guerra de Ganada, Traducción de D. A. Paz y Meliá, Madrid.

Santisteban Delgado, J., y Flores González-Grano de Oro, M., 1927. Historia cronológica e biográfica de Almería.

Santisteban Delgado, J., y Flores González-Grano de Oro, M., 1931. *Privilegio o fuero concedido a la ciudad de Almería*, publicado por Imprenta de Orihuela, Almería, pp. 7 y 78.

Segura Graiño, C., 1982. El Libro de Repartimiento de Almería. Edición y estudio, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Tapia, J. A., 1974. Almería piedra a piedra, Biografía de una ciudad, Almería, pp. 48

Torres Balbás, L., 1957. Almería islámica, Al-Andalus, XXII, Madrid.

Vidal Sánchez, F., 1986. Sismotectónica de la region Béticas-Mar de Alborán, Tesis Doctoral, Univ. Granada, pp. 457.

Vidal Sánchez, F., 1993. *Terremotos relevantes y su impacto en Andalucía*. Curso sobre Prevención Sísmica. Universidad de Granada - Instituto Andaluz de Geofísica, pp. 24.

Vincent, B., 1974. "Les tremblements de terre dans la province d'Almería (XV-XIX siècle)", *Annales E.S.C.*, 29, n.3, pp. 571-586.

Aplicações de Técnicas de Inteligência Computacional à Deteção Sísmica Applications of Computational Intelligence Techniques for Seismic Detection

Guilherme Madureira⁽¹⁾ e António Ruano⁽²⁾

⁽¹⁾Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Centro Geofísico de S.Teotónio, 7630-585 Odemira, <u>guilherme.madureira@ipma.pt</u> ⁽²⁾Centro de Sistemas Intelegentes, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, <u>aruano@ualg.pt</u>

SUMMARY

Although a significant amount of research has been devoted to automatic seismic detection algorithms, the majority of the systems employed in seismic centers is based on the Short Time Average (STA) / Long-Time Average (LTA) ratio and its variants. These algorithms produce a significant number of false alarms and missing detections, therefore needing human supervision at all times. Therefore, continuous research efforts are required for highly efficient real time seismic event detectors, applied for continuous seismic data. Computational Intelligence (CI) techniques have been successfully applied to a broad spectrum of areas. In seismology, they have been used mainly for earthquake prediction research, control and monitoring of civil engineering structures, discrimination between event types, phase determination and for seismic detection. Fueled by the need of improving the performance of the automatic detection system used by Portuguese Institute of Meteorology (IM), research collaboration between IM and the University of Algarve (UALg) started around 3 years ago. It was focused on improving the detection performance, at the station level. Using data related to the year 2007 recorded at the IM station of Vaqueiros (PVAQ), in the Algarve, 2903 segments of 120 sec duration were collected. From these, 502 represented events classified by the National Data Center (NDC) as seismic events, and the other 2501 classified by the NDC as non-seismic events. We were able to achieve, with a Support Vector Machine (SVM) whose inputs were Power Spectral Density (PSD) at 6 frequencies, computed on 5 non-overlapping intervals within 120 sec segments, a perfect detection, where the whole 2903 data were correctly classified. The SVM detector was afterwards applied, in continuous operation, to the PVAQ seismogram for the first 256 days of 2008. The Recall (R) and Specificity (S) values for the whole period were 97.8% and 98.7%, respectively. The same classifier was subsequently applied to the first 185 days of 2008 of another IM station, Estremoz. The R and S values achieved were 88.4% and 99.4%. Taking into account that all catalogue events were considered (with magnitudes as small as 0.1), and that the results for PESTR were obtained with a classifier trained with PVAQ data, these results, to the best of our knowledge, are among the best found in the literature. In order to make the classifier suitable for early warning systems, we are experimenting a different windowing of the data, with also different feature extraction, with the goal of reducing significantly the response time.

1. INTRODUÇÃO

Existe um interesse crescente na sismologia pelo incremento da velocidade e do rigor do processamento automático de dados sísmicos. A aplicação de Redes Neuronais Artificiais (RNA) neste domínio, e mais concretamente, na deteção automática de eventos sísmicos, tem vindo a ser estudada há alguns anos e é atualmente um caminho promissor de investigação.

Tendo presente que a qualidade de um sistema de deteção sísmica depende diretamente do desempenho do sistema de deteção ao nível da estação sísmica, o trabalho desenvolvido anteriormente incidiu sobre este nível. Em trabalhos anteriores, treinou-se uma Rede Neuronal Artificial (RNA), do tipo Máquina de Vectores de Suporte (SVM) (Haykin, 1999), com um universo de dados constituído por 2903 exemplos extraídos do registo da estação PVAQ da rede do Instituto de Meteorologia (IM), referentes ao ano de 2007 (Madureira e Ruano, 2009). Aquele universo de dados foi dividido em dois conjuntos, para treino e validação, com aproximadamente o mesmo número de elementos, e mantendo a proporção de casos positivos e negativos. Seguidamente, pôs-se em prática uma estratégia de aprendizagem activa (Cohn et al., 1994) em que os exemplos mal classificados do conjunto de validação foram sendo integrados no conjunto de treino de modo iterativo, tendo-se obtido no final um detector perfeito para aqueles conjuntos.

O detector foi submtido ao registo contínuo, num sistema de janela deslizante, ou seja, simulando uma detecção em ambiente real, com dados de PVAQ de 2008, que lhe são completamente desconhecidos. Os resultados foram muito bons, principalmente quando comparados com o sistema tradicional actualmente em funcionamento. A simulação em ambiente real também foi experimentada com dados de outra estação da rede do IM, PESTR, referentes a 2008, e os resultados foram excelentes, tendo em conta

que o classificador³ foi treinado exclusivamente com dados de PVAQ.

No processo de treino referido anteriormente, o tempo de resposta do detetor não foi tido em consideração. Nos testes efetuados em ambiente real, e relativamente aos casos positivos, o tempo médio de resposta entre a entrada da fase P e a primeira classificação foi de 84.0 s. Dado o crescente interesse na implementação de sistemas de alerta precoce, conhecidos como sistemas de *Early Warning* (EW), houve necessidade de modificar os procedimentos adotados no sentido de obter tempos de resposta drasticamente mais reduzidos.

2. TRABALHO ANTERIOR

Como referido, anteriormente procedeu-se ao treino de uma SVM-RBF (Madureira e Ruano, 2009) (Haykin, 1999). Os sinais sísmicos são sinais não-estacionários. Representações tempofreqüência, como o espectrograma, são ferramentas importantes para o processamento de tais sinais variáveis no tempo. No referido trabalho, o espectrograma foi usado como a característica do sinal sísmico (feature) a apresentar à rede neuronal.

A Densidade Espectral de Potência (PSD) foi estimada utilizando a média do periodograma (Welch, 1967). Apenas as frequências positivas foram tidas em conta (PSD unilateral). A PSD foi ligeiramente suavizada pela média dos seus valores numa largura de banda constante de 1/10 de uma década. O procedimento para atingir essa suavização foi o seguinte: Sejam P(f) os valores da PSD em algum conjunto de freqüências discretas F. Começando com a menor freqüência de F, (fmin), criámos uma seqüência de frequências separadas por 1/10 de uma década,

³ Neste documento os termos detetor e classificador têm o mesmo significado.

$$f_k = f_{\min} 10^{\frac{k-1}{10}}, \quad k = 1, 2, \dots$$
 (1)

depois dividimos F em conjuntos disjuntos D_k,

$$D_{k} = \{f\} : f_{k} \le f \le f_{k+1}, f \in F, k = 1, 2, \dots$$
(2)

cada conjunto D_k está associado a uma frequência f_k como definido acima. A PSD suavizada, $P_s(f_k),$ é dada por,

$$P_{S}(f_{k}) = \frac{1}{\#D_{k}} \sum_{f \in D_{k}} P(f)$$
(3)

Dividimos segmentos de 120 segundos em 5 intervalos não sobrepostos. Para cada um deles calculámos a PSD. Isto é feito com funções padrão do Matlab. Em seguida, tomou-se o valor da PSD em 6 freqüências de 1, 2, 4, 8, 10 e 15 Hz. Isto significa que 30 características diferentes serão usados para o treino do classificador. A Fig. 1 ilustra um registo sísmico e seu espectrograma, com destaque para as freqüências selecionadas.



Figura 1 - (A) 120 segundos de registo sísmico (B) Espectrograma

Do ano de 2007, da estação sísmica PVAQ, situada no sul de Portugal continental, 2903 exemplos foram seleccionados, 502 representando a classe positiva (classificado como sismo pelos sismólogos no NDC, e onde as fases sísmicas foram identificados nos registos de PVAQ), e os outros 2.401 classificados como nãosismos (classe negativa). No primeiro caso, o sistema de detecção da estação classificou incorrectamente 50% dos eventos. Na classe negativa, 50% dos exemplos foram selecionados aleatoriamente representando eventos que desencadearam o sistema de detecção, mas que não foram classificados como sismos pelo NDC (falsos positivos), enquanto o resto dos exemplos foram seleccionados de forma aleatória, não coincidindo com os eventos detectados pelo sistema, nem classificados como sismos pelo NDC.

O processo completo de extracção de features esquematiza-se na Fig. 2.



Figura 2 - Extracção de segmentos, cálculo de features e construção do universo de dados

3. SVM (SUPPORT VECTOR MACHINES)

As SVMs baseiam-se na teoria de aprendizagem estatística desenvolvida por Vapnik (Vapnik, 1998). Esta tecnologia proporciona uma nova e promissora abordagem à problemática do reconhecimento de padrões. Nesta secção aborda-se de uma forma muito genérica a teoria subjacente às SVMs (Haykin, 1999).

3.1. SVM Linear

Considere-se um conjunto T, constituído por N pares (x_i, y_i) , em que $x_i \in X$ são padrões de treino e $y_i \in Y$ são as respectivas classes, sendo X o universo de dados e $Y = \{-1, +1\}$. T diz-se linearmente separável relativamente às classes definidas, se existir um hiperplano que separa os elementos das duas classes, conforme ilustrado na Fig. 3 para um caso bidimensional.



Figura 3 – Separação por um hiperplano de padrões de duas classes – caso bidimensional

Um hiperplano é definido pela equação

$$w \cdot x + b = 0 \tag{4}$$

em que $w \cdot x$ é o produto interno entre os vectores $w \in x$, $x \in X$, e w é um vector perpendicular ao hiperplano. A distância do hiperplano à origem é $\frac{b}{\|w\|}$, sendo $b \in .$

A equação 4 divide o hiperespaço em duas regiões: Uma definida pela inequação $w \cdot x + b > 0$, e outra por $w \cdot x + b < 0$. A partir destas inequações é possível definir um classificador f(x)do seguinte modo:

$$f(x) = \begin{cases} +1 & se \quad w \cdot x + b > 0 \\ -1 & se \quad w \cdot x + b < 0 \end{cases}$$
(5)

hiperplanos paralelos, H_1 e H_2 , definidos pela equação $w \cdot x + b = \pm 1$, e construídos de modo a conterem os padrões mais próximos do hiperplano definido pela equação 4. Esta ideia é ilustrada na Fig. 4 Nestas condições é possível estabelecer o seguinte:

$$\begin{cases} w \cdot x_i + b \ge +1 & se \quad y_i = +1 \\ w \cdot x_i + b \le -1 & se \quad y_i = -1 \end{cases} \quad \forall (x_i, y_i) \in T$$
(6)

ou de forma equivalente

$$y_i \left(w \cdot x_i + b \right) - 1 \ge 0 \quad \forall \left(x_i, y_i \right) \in T \tag{7}$$

Demonstra-se que a distância d que separa os hiperplanos H_1 e H_2 é dada por

$$d = \frac{2}{\|w\|} \tag{8}$$

e portanto a distâcia mínima entre os dados e o hiperplano separador

$$H$$
 é $\frac{1}{\|w\|}$.



Figura 4 – Distância entre os hiperplanos H_1 e H_2

Pretende-se maximizar a distância entre os dados e o hiperplano separador, garantindo que não existem padrões entre os hiperplanos H_1 e H_2 . Este objectivo pode ser atingido através do problema de minimização quadrática

$$\min_{\boldsymbol{w},\boldsymbol{b}} \left(\frac{1}{2} \left\| \boldsymbol{w} \right\|^2 \right) \tag{9}$$

Através de multiplicação da equação 4 por constantes é possível obter infinitos hiperplanos equivalentes. Considerem-se agora dois

sujeito às restrições:
$$y_i(w \cdot x_i + b) - 1 \ge 0, \quad i = 1, ..., N$$

Este problema pode ser abordado pelo método dos multiplicadores de Lagrange, através da função Lagrangeana

$$L(w,b,\alpha) = \frac{1}{2} \|w\|^2 - \sum_{i=1}^{N} \alpha_i (y_i (w \cdot x_i + b) - 1)$$
(10)

em que $\alpha = [\alpha_1, ..., \alpha_N]$, sendo os α_i os multiplicadores de lagrange. Esta função deve ser minimizada relativamente a $w \in b$, e maximizada em relação a α , pelo que se devem verificar as condições

$$\frac{\partial L}{\partial b} = 0 \tag{11}$$

$$\frac{\partial L}{\partial w} = 0 \tag{12}$$

A condição 11 conduz a

$$\sum_{i=1}^{N} \alpha_i y_i = 0 \tag{13}$$

e a condição 12 resulta em

$$w = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i y_i x_i \tag{14}$$

Utilizando 13 e 14, reformula-se 10 de modo a obter a seguinte função a maximizar relativamente a α

$$Q(\alpha) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_{i} - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} \alpha_{i} \alpha_{j} y_{i} y_{j} \left(x_{i} \cdot x_{j} \right) \quad (15)$$

com as restrições:
$$\begin{cases} \alpha_{i} \ge 0, \quad \forall i = 1, ..., N \\ \sum_{i=1}^{N} \alpha_{i} y_{i} = 0 \end{cases}$$

De notar que este problema depende unicamente dos dados de treino na forma de produtos internos. Este facto é importante na formulação das SVMs não lineares, que serão tratadas na secção 3.2.

Dada a solução α^* , e sendo w^* e b^* a solução do problema de optimização formulado na expressão 9, pode-se determinar w^* através da equação 14. Para determinar b^* note-se, que para o problema formulado, e tendo em conta as condições de Karush-Kuhn-Tucker (KKT) (Pontil e Verri, 1998), no ponto óptimo tem-se

$$\alpha_{i}^{*}\left(y_{i}\left(w^{*}\cdot x_{i}+b^{*}\right)-1\right)=0, \quad \forall i=1,...,N \quad (16)$$

Desta equação decorre que os α_i^* só são diferentes de zero para os vectores x_i que satisfazem a igualdade

$$y_i \left(w^* \cdot x_i + b^* \right) - 1 = 0$$
 (17)

que são aqueles que pertencem a um dos hiperplanos H_1 ou H_2 . Estes vectores denominam-se "vectores de suporte" (*support vectors*) (SV), e só eles participam na determinação do hiperplano separador óptimo, H. De notar que no cálculo de w^* com a equação 14 só intervêm os termos em que $\alpha_i^* > 0$, e portanto só os SV participam no cálculo. Os SV estão assinalados com círculos na Fig. 5.

Considerando $y_i = 1$, e denotando por x_{SV} os x_i que são SV, o valor de b^* calcula-se a partir dos SV e da equação 17, através da expressão

$$b^* = 1 - w^* \cdot x_{SV} \tag{18}$$

Finalmente, denotando por α_{SV}^* os $\alpha_i^* > 0$, e por y_{SV} as classificações dos correspondentes SV, tem-se a expressão do classificador

$$f(x) = \operatorname{sgn}\left(\sum y_{SV}\alpha_{SV}^{*}(x_{SV} \cdot x) + b^{*}\right)$$
(19)

em que sgn é a função "sinal" definida do seguinte modo

$$\operatorname{sgn}(x) = \begin{cases} -1 & se \ x < 0 \\ 0 & se \ x = 0 \\ +1 & se \ x > 0 \end{cases}$$
(20)

3.2. SVM Não Linear

Para tratar problemas não lineares, o espaço de dados de treino original é transformado num novo espaço de maior dimensão. A este novo espaço chama-se "espaço de atributos" (*feature space*) e é um espaço com produto interno. Sendo $\Phi: X \to \Im$ uma transformação adequada do espaço de dados num *feature space*, um problema de classificação não separável no espaço original, pode tornar-se separável no novo espaço, e permitir a aplicação de uma SVM linear.

A transformação Φ pode ser expressa pela equação

$$x_i \cdot x_j \to \Phi(x_i) \cdot \Phi(x_j)$$
 (21)

Não é necessário conhecer a forma funcional da transformação, introduzindo o conceito de núcleo (*kernel*) através da expressão

$$K(x_i, x_j) = \Phi(x_i) \cdot \Phi(x_j)$$
(22)

que define o produto interno no espaço de atributos. Um exemplo é o núcleo de funções de base radial (RBF *kernel*), definido pela expressão

$$K\left(x_{i}\cdot x_{j}\right) = e^{\frac{\left\|x_{i}-x_{j}\right\|^{2}}{2\sigma^{2}}}$$
(23)

Neste estudo utilizou-se uma SVM com este kernel.

Substituindo na equação 15 o produto interno $x_i \cdot x_j$ pelo núcleo

 $K(x_i, x_j)$ obtém-se um problema de optimização semelhante, em que o objectivo é maximizar em relação a α a expressão

$$Q(\alpha) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_{i} - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} \alpha_{i} \alpha_{j} y_{i} y_{j} K(x_{i}, x_{j}) \quad (24)$$

com as restrições:
$$\begin{cases} \alpha_{i} \ge 0, \quad \forall i = 1, ..., N \\ \sum_{i=1}^{N} \alpha_{i} y_{i} = 0 \end{cases}$$

De modo idêntico ao descrito para a SVM linear, obtém-se a expressão que define o classificador

$$f(x) = \operatorname{sgn}\left(\sum y_{SV}\alpha_{SV}^{*}K(x_{SV},x) + b^{*}\right) \quad (25)$$

4. TREINO DA RNA

Utilizou-se a implementação da SVM-RBF descrita em (Frieß et al., 1998).

Os resultados são apresentados em termos de Sensibilidade, ou Recall (R), definido como:

$$R = \frac{TP}{TP + FN}$$
(26)

e em termos de Especificidade (S), definido como:

$$S = \frac{TN}{FP + TN}$$
(27)

onde TP, TN, FP e FN representam o número de; verdadeiros positivos, verdadeiros negativos, falsos positivos e falsos negativos, respectivamente. Ou seja, R é taxa de classificações correctas entre os exemplos positivos, e S é taxa de classificações correctas entre os exemplos negativos.

Com o valor 0.237 de variância, os resultados obtidos no primeiro treino foram os seguintes:

$$R_{\text{TREINO}} = 99.62\%$$

$$S_{\text{TREINO}} = 99.35\%$$

Estes resultados podem ser considerados excelentes,

4.1. Aprendizagem Activa

Posteriormente, foi aplicada uma forma de aprendizagem activa (Cohn et al., 1994). Os exemplos mal classificados foram incorporados no conjunto de treino, e aleatoriamente retirado o mesmo número de exemplos para o conjunto de validação, como esquematizado na Fig. 5.



Figura 5 - Aprendizagem activa

Este procedimento foi repetido até à obtensão de um classificador perfeito (R=100% e S=100%) para aquele universo de dados.

5. AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO EM AMBIENTE REAL

Embora se tivesse atingido um classificador perfeito, este desempenho verifica-se relativamente a um conjunto limitado de dados. Para se avaliar o desempenho do detetor de um modo mais significativo, é necessário simular o funcionamento em ambiente real.

Numa fase posterior o detector foi submtido ao registo contínuo, num sistema de janela deslizante, ou seja, simulando uma detecção em ambiente real, com dados de PVAQ de 2008. Estes dados são completamente desconhecidos do classificador, visto que não foram utilizados no treino.

A janela de 120 segundos desliza em intervalos de 50 amostras, o que corresponde a 0.5 segundos. Cada segmento de 120 segundos é submetido ao classificador, e a classificação resultante é confrontada com a informação do catálogo sísmico de modo a se apurar se a classificação foi correcta, isto é, se foi um verdadeiro positivo ou um verdadeiro negativo, ou se pelo contrário, ocorreu um falso negativo ou um falso positivo.

Foram submetidos à avaliação 301 dias do ano de 2008, e os resultados obtidos foram os seguintes:

$$R_{PVAOreal} = 97.80\%$$

 $S_{PVAQreal} = 98.70\%$

Estes resultados evidenciam uma boa capacidade de generalização do classificador, e um bom equilíbrio na qualidade da classificação entre casos positivos e negativos.

Podem surgir situações em não existem dados disponíveis para o treino da rede, como por exemplo estações novas, pelo que há interesse em avaliar o classificador treinado com dados de uma estação, perante dados de outra estação com equipamento semelhante. Nesse sentido, adotou-se o procedimento descrito acima a outra estação da rede do IM, PESTR, ou seja, avaliou-se o desempenho em ambiente real do classificador treinado com dados de PVAQ, relativamente a dados de PESTR. Os resultados desta avaliação foram os seguintes:

$$R_{\text{PESTRreal}} = 88.40\%$$

$$S_{\text{PESTRreal}} = 99.40\%$$

Estes resultados reforçam as conclusões sobre a boa capacidade de generalização do classificador. Note-se que embora haja uma redução significativa na taxa de sucesso relativamente aos casos positivos, o resultado obtido continua a ser bastante bom. Relativamente aos casos negativos registou-se até uma ligeira melhoria de desempenho. O presente estudo foi essencialmente motivado pela constatação da necessidade de aperfeiçoar o sistema automático em funcionamento no IM. Este sistema assenta nos detetores automáticos a funcionar ao nível da estação sísmica, baseados na razão STA/LTA, pelo que interessa avaliar o desempenho destes sistemas com critérios semelhantes aos utilizados na avaliação do classificador neuronal em análise. Os resultados desta avaliação foram os seguintes:

$$R_{STA} = 75.40\%$$

 $S_{STA} = 91.40\%$

De notar que o classificador neuronal descrito neste documento é substancialmente mais complexo que o sistema de deteção automática atualmente a funcionar nas estações do IM, baseado na razão STA/LTA, pelo que não se pretende comparar os sitemas em si.

6. REDUÇÃO DO TEMPO DE RESPOSTA

O crescente interesse na implementação de sistemas *Early* Warning, motivou a procura de procedimentos de treino que

permitissem a redução substancial do tempo de resposta do classificador relativamente ao instante inicial da fase P.

Nas experiências descritas acima, não tendo havido à partida uma preocupação neste sentido, optou-se por extrair características (*features*) dos segmentos de registo que contivessem uma grande quantidade de informação sobre os eventos sísmicos, particularmente em relação aos casos positivos. O procedimento de extração de *features* descrito acima, pressupõe uma classificação dos casos positivos cerca de 120 s após a chegada da P. Como referido na secção 1, o tempo médio de resposta foi de 84.0 s.

Para perseguir o objetivo de redução substancial do tempo de classificação, houve necessidade de optar por recolher bastante menos informação sobre o evento sísmico em si, e incidir sobre a transição entre ruído e a entrada da fase P. O método de extração de *features* seguido assentou no conceito de janelas de longa duração, e janelas de curta e média duração, todas elas incluindo o mesmo segmento inicial do registo do evento sísmico. Na Fig. 6 esquematiza-se o modo com este esquema foi implementado.



Figura 6 - Esquema de janelas para extração de features - EW

Optou-se por manter, não só a dimensão do espaço de entrada (30), como o conceito genérico de extração de features adotado na experiência anterior, a diferença reside no posicionamento das janelas relativamente à entrada da fase P. Como se esquematiza na Fig. 6, as janelas de diferentes durações sobrepõem-se, coincidindo no seu término, deste modo, todas elas contêm o mesmo segmento inicial do evento. A duraçõo escolhida para este segmento inicial foi de 3 s, e as janelas têm durações de 100, 40, 20, 10, e 5 segundos. Tal como anteriormente, a PSD foi calculada e suavizada em cada janela, e extraídos os valores da potência nas mesmas seis frequências selecionadas.

Os dados utilizados no treino e na validação foram os mesmos da experiência anterior, e o procedimento de treino em tudo idêntico. Os resultados da primeira fase de treino foram os seguintes:

 $R_{\rm PVAQ\text{-}EW}=97.80\%$

 $S_{PVAQ-EW} = 98.60\%$

Estes resultados, embora ligeiramente inferiores aos obtidos na mesma fase da experiência anterior (ver secção 4.), continuam a ser muito bons, e indiciam que a informação contida nas features extraídas do modo descrito acima é suficiente.

Tal como anteriormente, aplicou-se o esquema de aprendizagem ativa descrito na secção 4.1., que também convergiu para o classificador perfeito, relativamente ao universo de dados em causa.

Seguidamente procedeu-se à avaliação do classificador obtido em ambiente real sobre 301 dias de registo contínuo de PVAQ de 2008, seguindo os procedimentos descritos na experiência anterior, tendo-se chegado aos resultados que se seguem:

$$R_{PVAQ-EWreal} = 95.33\%$$

 $S_{PVAQ-EWreal} = 98.40\%$

Os resultados foram um pouco inferiores aos obtidos anteriormente, particularmente no que se refere à taxa de verdadeiros positivos (*Recall*), mas mesmo assim refletem uma boa capacidade de generalização. Por outro lado, o tempo médio de resposta foi drasticamente reduzido para 1.46 s, o que é compatível com a utilização em sistemas EW.

7. TRABALHO FUTURO

Com o objetivo de avaliar o impacto no sistema global de deteção em funcionamento no IM, baseado em agrupamentos de estações, pretende-se construir detetores para pelo menos todas as estações de um agrupamento, integrá-los naquele sistema, e observar as diferenças relativamente ao esquema atual.

Embora os resultados da avaliação em ambiente real possam ser considerados bons em qualquer dos casos, há que ter em conta, que mesmo assim ocorrem em média cerca de 170 falsos alarmes por hora, para além de várias deteções falhadas. Na sequência de trabalho anterior (Madureira e Ruano, 2011), pretende-se tornar possível aplicar um esquema de aprendizagem ativa segundo o conceito descrito na secção 4.1., incidindo sobre os erros cometidos após o treino inicial. Deste modo seria possível aperfeiçoar o classificador ao longo do tempo, melhorando o seu desempenho com base nos erros cometidos.

8. CONCLUSÃO

Descrevemos a construção de detetores sísmicos automáticos com recurso a RNA. Foram seguidas duas abordagens:

1- Numa primeira fase optou-se por fornecer à rede uma maior quantidade de informação sobre os eventos sísmicos a identificar, sem preocupação com o tempo de resposta.

2- Na segunda fase, procurou-se reduzir significativamente o tempo de resposta, de modo a tornar o detetor adequado a sistemas de Early Warning.

Em ambos os casos os detetores foram avaliados simulando a operação em ambiente real. O sistema de deteção automática atualmente em funcionamento, baseado na razão STA/LTA foi também avaliado. Em qualquer das fases, os resultados da avaliação em ambiente real mostraram-se superiores aos produzidos pelo sistema atualmente em funcionamento. O tempo de resposta obtido na segunda fase torna o sistema adequado para integrar sistemas de Early Warning.

9. REFERÊNCIAS

Cohn, D., Atlas, L. and R, L. (1994). Improving Generalization with Active Learning. Machine Learning, 15, 201-221.

- Frieß, T., Cristianini, N. and Campbel, C. (1998). The Kernel Adatron Algorithm: A Fast and Simple Learning Procedure for Support Vector Machines. 15th Intl. Conf. Machine Learning. Morgan Kaufmann Publishers.
- Haykin, S. (1999). Neural Networks: A Comprehensive Foundation, Prentice Hall.
- Madureira, G., Ruano, A. E. (2009). A Neural Network Seismic Detector, 2nd IFAC International Conference on Intelligent Control Systems and Signal Processing (ICONS 2009), 21-23 September, 2009, Istanbul, Turkey.
- Madureira, G., Ruano, A. E. (2011). Aprendizagem Activa na Detecção de Eventos Sísmicos Utilizando Redes Neuronais Artificiais, 7.º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 28-30 Março, 2011, Setúbal, Portugal.

Pontil, M. e Verri, A. (1998). Support vector machines for 3-D object recognition. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 20(6):637–646.

Vapnik, V. (1998). Statistical Learning Theory. Wiley.

Welch, P. D. (1967). Use of Fast Fourier Transform for Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short Modified Periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, AU15, 70.

Evidencia de un supuesto evento tsunamigénico no catalogado en la costa de Portugal en 1773

Evidence of an apparently uncatalogued offshore Portugal tsunamigenic event in 1773

Alan Ruffman^(1,2) y José A. Peláez^(3,4)

⁽¹⁾Geomarine Associates Ltd., Halifax, Nova Scotia, Canada

⁽²⁾Honorary Research Associate, Dept. of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax

⁽⁴⁾Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo Sísmico y Tectónica Activa"

SUMMARY

We present the documentary evidence along with its analysis of an apparent tsunamigenic event on July 27-28, 1773 off the southern coast of the Algarve region of Portugal. This event was first discovered during a 1986 reassessment of the pre-1867 historical seismicity of the Province of Nova Scotia, Canada. The search of Nova Scotian newspapers deliberately captured all articles of any seismic events reported no matter where they were located as a method of evaluating how interested the early colonial newspapers were in earthquakes. The March 8, 1774 brief Halifax newspaper article was only 16 lines long and reported "several shocks" over the two days and noted that "... it occasioned the River Guadiana to swell much above its banks ...". The only credit given in the Halifax account was "European Advices. London, October 16".

London newspapers in the Fall of 1873 yielded three nearly identical articles that were three times the length of the Halifax account and gave more detail of the events including reporting deaths from both building collapses and from the tsunami. The news was transmitted by a letter from Lagos in the Algarve to a merchant in Rotterdam; two of the London journals credited the 'Amsterdam Gazette'. No reports have been found in the French language 'Gazette d'Amsterdam' nor in the Dutch language 'Amsterdamsche Courant'. There were no Portuguese journals published in 1773 and no locally-derived data have been found to provide a second independent source to further confirm this apparently uncatalogued 1773 event.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios de peligrosidad sísmica en una zona o región, de forma prioritaria, han sido los desencadenantes de un buen número de proyectos enfocados a la investigación de la sismicidad histórica. También, por supuesto, el mero conocimiento de la propia historia de esa zona. De hecho, en España, también en otros países, fueron los estudios encaminados a determinar los emplazamientos más idóneos de las centrales nucleares, y su peligrosidad sísmica asociada, los que posiblemente más aportaron a esta disciplina.

El hecho de que los sismógrafos nos vengan proporcionando información instrumental en el mejor de los casos sólo aproximadamente en los últimos 100 años, y de forma precisa sólo en las últimas décadas, hace que necesitemos realizar estudios de sismicidad histórica a la hora de conocer la ocurrencia de terremotos en una región para largos y medios períodos de retorno, o lo que es igual, con valores bajos de probabilidad anual. Lo usual, es encontrarnos con ciclos sísmicos muy por encima del período instrumental de la región de estudio.

La sismicidad histórica, como cualquier otra disciplina, requiere de una cierta metodología de trabajo, es decir, de una serie de procedimientos (Rodríguez de la Torre, 1992). Hay veces que la información obtenida es fruto de una búsqueda sistemática y detallada (intensiva), especialmente cuando se parte de un sismo catalogado pero del que se dispone de poca información. Otras veces, la búsqueda de posibles sismos no catalogados requiere de una búsqueda extensiva, investigando todas las publicaciones conocidas, ejemplar por ejemplar (Rodríguez de la Torre, 1992). Esta metodología es la que ha llevado a descubrir en los últimos años un importante número de terremotos no catalogados previamente en el catálogo sísmico del I.G.N., algunos tan significativos como el de 21/10/1880 (Rodríguez de la Torre, 1990; Martínez Solares, 2002), en el Océano Atlántico, sentido con intensidad máxima V-VI, y dada su posible localización (~10°W, 41°N), con una magnitud estimada del orden de 6.2 M_W (Cabañas et al., 2012).

Un proyecto de estas características ha sido el que nos ha puesto sobre la pista de un posible terremoto tsunamigénico no catalogado en 1773, que a partir de la escasa, aunque detallada, información disponible, se deja sentir con una intensidad elevada en la costa sur de Portugal. El proyecto, desarrollado a mediados-finales de los 80's, perseguía encontrar información sobre terremotos históricos en los periódicos coloniales canadienses, en concreto, la sismicidad histórica pre-1867 de la provincia de Nova Scotia, en Canadá.

Aquí, presentamos la evidencia documental, junto con su discusión, de este posible evento.

2. EVIDENCIAS DOCUMENTALES Y EFECTOS RELATADOS

La primer evidencia que tenemos de este terremoto es un relativamente corto artículo publicado en el periódico *The Nova-Scotia Gazette: and the Weekly Chronicle* de 08/03/1774 (ver transcripción en Anexos). Bajo el epígrafe "EUROPEAN ADVICES. LONDON, October 16" se relatan los efectos de un terremoto con fecha 27/07/1773 que "aterroriza" a los habitantes de Lagos. Como puede verse en la transcripción, cita algunos efectos sucedidos en la desembocadura del Guadiana y en Faro, en la costa sur del Algarve, inequívocos de un tsunami, así como oleaje perceptible a la misma vez en toda la costa sur de Portugal.

El epígrafe del artículo hizo que centráramos la búsqueda de la fuente de información en los periódicos londinenses de la época. La búsqueda de información en la *Burney Collection Newspaper* de la *British Library* nos llevó a encontrar hasta tres artículos de los cuales se podría haber extractado la noticia aparecida en el periódicos *The Nova-Scotia Gazette: and the Weekly Chronicle.* Los periódicos *The Morning Chronicle, and London Advertiser* de 23/09/1773, *Middlesex Journal: Or, Universal Evening-Post* de 14/10/1773, y *The Craftsman; or Say's Weekly Journal* de 16/10/1773 publican exactamente la misma noticia, la cual se transcribe en Anexos (figura 1).

El epígrafe de la noticia en el primer periódico es "Extract of a letter from Lagos, in the Province of Algarve, in Portugal, Aug. 3.", y en los dos últimos "Part of a letter from Lagos, in the Province of Algarve, in Portugal, to a merchant at Rotterdam, dated August 23, 1773". Además de la no concordancia de fecha, que parece una mera errata, en el primer periódico no se hace ninguna referencia a su origen, mientras que en los dos últimos aparece como pie de texto "Amsterdam Gazette". Aunque bien pudiera el periódico publicado con fecha 16/10/1773 haber copiado literalmente la noticia del publicado dos días antes, el 14 /10/1773, lo que parece claro es que ninguno de los dos copió la noticia del publicado con anterioridad, el 23/09/1773, ya que en este primer periódico no se hace referencia alguna a la "Amsterdam Gazette". Es más, la información (noticia)

⁽³⁾Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Jaén

original debería estar en inglés, ya que no es posible que al menos dos periódicos diferentes hagan la misma traducción, palabra por palabra, de una noticia tan extensa.

Part of a letter from Lagos, in the province of Algarve, in Portugal, to a merchant at Rotterdam, dated August 23, 1773.

"The inhabitants of this province have been lately much terrificil, by feveral flocks of an earthquake, which lifted for near two days. On the 27th of lait month, about eight o'clock in the morning, the first flock was felt at Castro Mazin, a little frontier town on the West-fide of the mouth of the river Guadiana, over against Aymonte, in Cardalufia.

"It laited for the space of half a minute, in which time a religious house belonging to the Dominican Friars was thrown down, as were feveral houses, the falling of which killed many people. The river Suadiana swelled much above its banks, and deluged out a great quantity of water, which overflowed the country a long way, and did confiderable damage, sweeping away cattle, corn, fruits, and every thing in its way. The veffels in the bay, many of them lost their anchors, and were thrown on shore; a great number of fishing boats were thrown on the lasd, and feveral men perished. The rocks on the banks of Guadiana were moved in feveral places, and feveral large pieces fell, which, by their fize, the height they fell from, and the undulating motion from the earth beneath, either buried themfelves in the ground, or in the bed of the river.

"The fame flock was felt, and nearly at the fame time, at all the towns along the coaft, from the Guadiana to Cape St. Vincent's, being about twenty-feven leagues, efpecially here and at Faro, where the hofpital was thrown down, the houfe of mercy, and fome other houfes much damaged, and feveral finall veffels and fifting boats were thrown on fhore, but happily no lives were loit, as have been yet heard of; what is remarkable, the fwell of the fea was very perceptible nearly at the fame time, along the whole coaft, and fo palpable, that the people in the veffels feit the rifugs, and one in Faro harbour was pulled under water, by her anchors holding faft, but happily no people were on board.

"The fifthermen here have fuffered pretty much in their boats, &c. but no other damage was done, though the flock was felt very fenfibly; fmaller flocks were felt at uncertain periods till the 20th at night, when they happily fubfided, without any more dangerous confequences." —Amflerdam Gazette.

Figura 1 - Noticia aparecida el 14/10/1773 en Middlesex Journal: Or, Universal Evening-Post. (News on the Middlesex Journal: Or, Universal Evening-Post published on 10/14/1773)

La búsqueda de la noticia original no ha dado aún sus frutos. Tras consultar la "*Gazette d'Amsterdam*" y la "*Amsterdamsche Courant*" no se ha encontrado nada al respecto. La primera de ellas, escrita en francés, no atiende a este tipo de noticias. La segunda, escrita en holandés, sí refiere algún dato sobre algún terremoto que ha alarmado en cierta ocasión a la población, aunque en todos los casos con interés para España, son terremotos y efectos ya catalogados previamente.

También se está trabajando con la hipótesis de que no sea éste el título exacto de la publicación, sino la forma de referirse a alguna

publicación de Amsterdam o, más genéricamente, de Holanda / Países Bajos.

Los efectos que se refieren en los artículos publicados en los periódicos londinenses, que se pasan a resumir a continuación, son claramente espectaculares y nos hablan inequívocamente de lo que podrían ser los efectos de un terremoto el día 27/07/1773 y de su tsunami asociado.

Fecha: 27 de julio de 1773

Hora: sobre las 8 de la mañana

Duración: medio minuto

Duración de las réplicas: desde el 27 hasta el 29 de julio

Efectos genéricos: Aterroriza a los habitantes del Algarve. Es sentido en las ciudades de la costa entre el Guadiana y el Cabo de San Vicente. La elevación del nivel del mar fue importante en toda la costa, sintiéndola claramente incluso las personas que se encontraban en embarcaciones.

Efectos en Castro Marim: Destruye la casa de los monjes dominicos, así como muchas casas, muriendo mucha gente. El rio Guadiana se desborda, arrasando ganado, campos y todo lo que hay en su camino. Desplaza rocas y las hunde. Los barcos perdieron sus anclas y fueron echados fuera del agua. Las barcas de pesca fueron echadas también fuera del agua, y en consecuencia, murieron algunas personas.

Efectos en Faro: Destruye el hospital y la Casa de la Misericordia. Algunas casas fueron muy dañadas. Los pequeños barcos y barcas de pesca fueron echados fuera del agua, pero no se perdieron vidas. Los pescadores sufrieron mucho en sus barcas. Un barco se hundió al elevarse el nivel del mar, debido a que estaba anclado al fondo del puerto.

Los efectos citados, sin considerar los del hipotético tsunami, podrían ser congruentes con una intensidad VIII (EMS-98) en Castro Marim y VI-VII en Faro.

Algo que llama la atención es el hecho de que el periódico canadiense de 08/03/1774, al extractar la noticia, omite y suaviza algunos de los efectos más devastadores. Por ejemplo, no cita las muertes ni las casas destruidas en Castro Marim.

3. CONCLUSIONES

A la vista de estos cuatro artículos que, como se ha indicado, provienen de un único texto, y a falta de más pruebas documentales, podemos plantear las siguientes hipótesis.

La primera es que se corresponda con un "*hoax*". Los autores de este trabajo lo consideran una hipótesis poco probable, aunque no descartable, evidentemente. Ciertos investigadores opinan que el epígrafe del artículo no es más que un subterfugio del periodista o editor del periódico a la hora de dar credibilidad a un rumor. Sin embargo, el relato de los efectos, incluyendo la zona en la que se produce, a la luz de los conocimientos que tenemos hoy en día de este tipo de sucesos, es más que creíble. Tampoco nos parece probable que periódicos de prestigio inventen este tipo de noticias, lo que podría hacerles perder su credibilidad.

Si realmente fue un *hoax*, cumplió largamente con su cometido. No sólo engañó, al menos, a cuatro periódicos de la época, sino que ha hecho que más de doscientos años después se siga hablando de ese suceso.

La siguiente hipótesis que se plantea es la de que sean efectos no considerados hasta ahora de un terremoto ya catalogado. Hemos considerado como más probables, dados sus efectos y cercanía en el tiempo, los de SW del Cabo de San Vicente de 31/03/1761 (intensidad máxima VI-VII en Beja, e intensidad VI en Castro Marim), considerado réplica del terremoto de Lisboa de 1755, y el de Golfo de Cádiz de 12/04/1773 (intensidad máxima VII). En todo caso, en ninguno de los dos eventos hay concordancia de fecha, hora, duración, o en cómo fue sentido en las poblaciones que se citan.

En la búsqueda de información sobre los efectos del terremoto de Golfo de Cádiz de 12/04/1773, se refiere en diversas publicaciones (Perrey, 1847; Mallet and Mallet, 1858; Roux, 1932; Galbis, 1940) que la ciudad de Tánger fue destruida, haciendo referencia en todos los casos a la "Gazette de France". En la búsqueda que nos ocupaba, hemos encontrado (*The London Gazette*,
1777, ver Anexo; Dodsley, 1793) referencias a efectos más concretos sobre esta ciudad que no habíamos visto reflejados en otros estudios de sismicidad histórica, lo cual serviría a la hora de aquilatar mejor los efectos e intensidad sentida en esta ciudad. Se llega incluso a dar la hora de una réplica no catalogada de este terremoto.

La tercera hipótesis, y considerada como más probable por los autores de este trabajo, es el que sea efectivamente un nuevo evento tsunamigénico no catalogado en el Golfo de Cádiz, si bien somos conscientes de que son necesarias más pruebas documentales a la hora de considerarlo como inequívoco.

4. REFERENCIAS

- Cabañas, L., A. Rivas Medina, J.M. Martínez Solares, J. Gaspar Escribano, B. Benito, R. Antón y S. Ruiz Barajas (2012): "Preparación y homogeneización de un catálogo sísmico para la evaluación de la peligrosidad sísmica en España". VII Asamblea
- Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, San Sebastián. Dodsley, J. (ed.)(1793): ""The annual register, or a view of the history, politics, and literature, for the year 1773". 5th edition. London.
- Galbis, J. (1940): "Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5ºE y 20°W y paralelos 45° y 25°N. Tomo II". Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.
- Mallet, R. and J.W. Mallet (1858): "The earthquake catalogue of the British association with the discussion, curves, and maps, etc.". Taylor and Francis, London. Martínez Solares, J.M (2002): "Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-

1900)". Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Perrey, M.A. (1847): "Sur les tremblements de terre de la Péninsule Ibérique". Annales des Sciences Physiques et Naturelles, d'Agriculture et d'Industrie, X, 461-513.

Rodríguez de la Torre, F. (1990): "Sismología y sismicidad en la Península Ibérica durante el siglo XIX". Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona.

Rodríguez de la Torre, F. (1992): "Geografía e historia de los sismos". Cuadernos Críticos de Geografía Humana, no. 97.

Roux, G. (1932): "Mémoire annuel consacré a la Physique du Globe et a la Météorologie au Maroc". Mémoires de la Société des Sciences Naturelles du Maroc, XXXIX.

5. ANEXOS

Transcripciones literales de los artículos citados en el texto. Entre corchetes [] se han incluido aclaraciones de los autores.

- The Nova-Scotia Gazette: and the Weekly Chronicle

Halifax, Nova Scotia, Canada

8 Marzo, 1774. Vol. IV. No. 181 (página 1)

(Digital files. Nova Scotia Archives & Records Management. Halifax, Nova Scotia, Canada)

"EUROPEAN ADVICES.

LONDON, October 16. [1773]

Several shocks of an earthquake, which lasted about two days, viz. the 27th and 28th of July, greatly terrified the inhabitants of Lagoes [Lagos], in the province of Algrave [Algarve], in Portugal; it occasioned the river Guadiana to swell much above its banks, deluged the country, and swept away cattle, corn, fruit, &c. &c. moved rocks, and buried them in the ground, or in the bed of the river. It was felt [west] along the coast 27 leagues, to St. Vincent's [St. Vincent Cape]; also at Faro, where houses, hospitals, ships, and boats in abundance suffered. The swell of the sea was very perceptable at the same time, upon the whole coast; and the vessel in Paro [Faro] harbour, without any person on board, was pulled under water by her anchor's holding fast. On this alarming event, the inhabitants had no heard of any lives lost."

- The Morning Chronicle, and London Advertiser London, England 23 septiembre, 1773. No. 1353 (página 3) - Middlesex Journal: Or, Universal Evening-Post London, England 14 octubre, 1773. No. 709 (página 3) - The Craftsman; or Say's Weekly Journal London, England 16 octubre, 1773. No. 793 (página 2)

(Digital files. 17th-18th Century. Burney Collection Newspapers. The British Library. Colindale Avenue. London, England)

"Part of a letter from Lagos, in the province of Algarve, in Portugal, to a merchant at Rotterdam, dated August 23, 1773.

The inhabitants of this province [Algarve] have been lately much terrified, by several shocks of an earthquake, which lasted for near two days. On the 27th of last month [July], about eight o'clock in the morning, the first shock was felt at Castro Mazin [Castro Marim], a little frontier town on the West side of the mouth of the river Guadiana, over against Aymonte [Ayamonte], in Cardalusia [Andalusia].

It lasted for the space of half a minute, in which time a religious house belonging to the Dominican Friars was thrown down, as were several houses, the falling of which killed many people. The river Guadiana swelled much above its banks, and deluged out a great quantity of water, which overflowed the country a long way, and did considerable damage, sweeping away castle, corn, fruits, and every thing in its way. The vessels in the bay, many of them lost their anchors, and where thrown on shore; a great number of fishing boats were thrown on the land, and several men perished. The rocks on the banks of Guadiana were moved in several places, and several large pieces fell, which, by their size, the height they fell from, and the undulating motion from the earth beneath, either buried themselves in the ground, or in the bed of the river.

The same shock was felt, and nearly at the same time, at all the towns along the coast, from the Guadiana, to Cape St. Vincent's, being about twenty-seven leagues, especially here and at Faro, where the hospital was thrown down, the house of mercy, and some other houses much damaged, and several small vessels and fishing boats were thrown on shore, but happily no lives were lost, as has been yet heard of; what is remarkable, the swell of the sea was perceptible nearly at the same time, along the whole coast, and so palpable, that the people in the vessels felt the raising, and one in Faro harbour was pulled under water, by her anchors holding fast, but happily no people were on board.

The fishermen here have suffered pretty much in their boats, &c. but no other damage was done, though the shock was felt very sensibly; smaller shocks were felt at uncertain periods till the 29th at night, when they happily subsided, without any more dangerous consequences. - Amsterdam Gazette."

- The London Gazette

London, England

11-15 mayo, 1773. No. 11352 (página 1)

(Digital files. 17th-18th Century. Burney Collection Newspapers. The British Library. Colindale Avenue. London, England)

"Tanger, April 14. On Monday last, between Five and Six in the Morning, we were alarmed by a very violent Shock of an Earthquake, which lasted about Two Minutes, and has destroyed Ninety-eight Houses, and shaken the Town to much, that the remaining Houses must be rebuilt. We hear of only Three Lives lost; but Numbers of the Inhabitants have been dragged from under the Ruins very much bruised. Yesterday about half an Hour after Eleven we felt another Shock, though not so violent as the former."

Movimientos de ladera inducidos por terremotos en España: Una revisión Seismic induced landslides in Spain: A review

Alfaro, P.⁽¹⁾, Azañón, J. M.⁽²⁾, Clavero, D.⁽³⁾, Delgado, J.⁽¹⁾, Figueras, S.⁽⁴⁾, García-Mayordomo, J.⁽⁵⁾, García-Tortosa, F. J.⁽⁶⁾, Garrido, J.⁽⁷⁾, Hernández, L.⁽⁸⁾, Lenti, L.⁽⁹⁾, López, J. A.⁽¹⁰⁾, López Casado, C.⁽³⁾, Macau, A.⁽⁴⁾, Martino, S.⁽¹¹⁾, Mulas, J.⁽⁵⁾, Peláez, J. A.⁽¹²⁾, Rodríguez-Peces, M. J.⁽¹³⁾, Santamarta, J. C.⁽¹⁴⁾, Silva, P. G.⁽¹⁵⁾

⁽¹⁾Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante, pedro.alfaro@ua.es, jose.delgado@ua.es

⁽²⁾Dpto. Geodinámica, Universidad de Granada, Av. Severo Ochoa s/n, 18071 Granada, jazanon@ugr.es

⁽³⁾Dpto. Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Av. Severo Ochoa s/n, 18071 Granada, neosuka@live.com, clcasado@ugr.es

⁽⁴⁾Institut Geològic de Catalunya, Unidad de Técnicas Geofísicas, C/Balmes 209, 08006 Barcelona, sfigueras@igc.cat, amacau@igc.cat ⁽⁵⁾Instituto Geológico y Minero de España, Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos, c/Alenza 1, 28003 Madrid,

julian.garcia@igme.es, j.mulas@igme.es

⁽⁶⁾Dpto. Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, gtortosa@ujaen.es

⁽⁷⁾Dpto. Ingeniería Civil, Universidad de Granada, Av. Severo Ochoa s/n, 18071, jega@ugr.es

⁽⁸⁾Consejería de Obras Públicas, Transportes y Política Territorial. Gobierno de Canarias, C/Talavera s/n, 38107 Santa Cruz de Tenerife, litoteca@yahoo.es

⁽⁹⁾Institute of Science and Technology for Transport, Development and Networks, 58 Bv. Lefebvre, 75732 Paris (Francia), luca.lenti@ifsttar.fr

⁽¹⁰⁾IES Juan Arcas, Av. Juan Carlos I, 30800 Lorca (Murcia), juanan@hotmail.es

⁽¹¹⁾Dpt. Scienze della Terra, Universidad de Roma – La Sapienza, Pza. Aldo Moro 5, 00185 Roma (Italia), Salvatore.martino@uniroma1.it

⁽¹²⁾Dpto. Física, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, japelaez@ujaen.es

⁽¹³⁾Dpto. Geodinámica, Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, martinjr@geo.ucm.es

⁽¹⁴⁾Dpto. Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas, Facultad de Física, Universidad de La Laguna, Av. Astrofísico Francisco Sánchez s/n, 38203 La Laguna (Tenerife), jcsanta@ull.es

⁽¹⁵)Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca, 05003 Ávila, pgsilva@usal.es

SUMMARY

Strong to moderate earthquakes induce landslides. During the last decade, several research groups have collected information about this relevant secondary geological for historical and instrumental events in Spain. This work introduces to an overall review of collected data considering landslide typology, spatial distribution, and relative abundance in relation with the earthquake size (magnitude/intensity). The analyzed cases will provide a preliminary data-base for further studies of seismic hazard and paleoseismology.

1. INTRODUCCIÓN

Las inestabilidades de ladera constituyen un efecto inducido común durante terremotos, causando frecuentes daños en edificaciones y, sobre todo, en infraestructuras viarias (Bird y Bommer, 2004). En casos extremos pueden llegar a causar víctimas, como sucedió durante el terremoto de enero de 2001 en El Salvador. La importancia de este fenómeno sismo-inducido como agente causante de pérdidas para la sociedad, deriva de varios hechos: un terremoto puede desencadenar múltiples inestabilidades de forma casi simultánea y a grandes distancias del epicentro, siendo tanto mayor cuanto mayor es la magnitud del evento. La superficie de territorio que puede verse afectada por este fenómeno se ha observado que es también proporcional a la magnitud del evento (Keefer, 1984; Rodríguez et al., 1999).

La problemática asociada a este fenómeno procede de las anteriores características, así como del hecho de que su ocurrencia no está contemplada en la normativa técnica vigente, ni en planes de ordenación urbana o de emergencias. En aquellos casos en que los estudios técnicos los contemplan, su estudio acostumbra a ser realizado mediante métodos simplificados (método pseudo-estático). Adicionalmente, la memoria colectiva es débil y se olvidan sucesos históricos. Así, zonas gravemente afectadas por movimientos de ladera sismo-inducidos son ocupadas poco tiempo después (casos de Alhama de Granada o de Alcoy en España).

Si bien la ocurrencia de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en España está documentada desde antiguo, su estudio es relativamente reciente en nuestro país, a diferencia de los estudios de movimientos de ladera inducidos por otras causas (lluvia, erosión, etc.). En el presente trabajo presentamos una revisión de las contribuciones realizadas por los diversos grupos que han estudiado esta problemática y publicado sus logros, poniendo especial énfasis en el inventario de inestabilidades de ladera que ha resultado a partir de dichas contribuciones.

2. LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN DESARROLLADAS

El estudio de los movimientos de ladera sismo-inducidos se ha efectuado en España desde cuatro aproximaciones básicas: (1) en el marco de estudios de Tectónica Activa, (2) realización de inventarios asociados a eventos concretos, (3) elaboración de mapas previsores, y (4) análisis de inestabilidades concretas.

En el primer caso, los estudios de Tectónica Activa, no suele ser frecuente que en ellos que se reconozcan o caractericen inestabilidades. Ello es debido a que el tiempo transcurrido desde el episodio de actividad de la falla en cuestión hasta la actualidad es tal que muchas de las inestabilidades reconocibles pueden atribuirse a otras causas, siendo difícil su asignación a un paleoevento concreto. Igualmente, existen dudas acerca de la posible magnitud del evento causante. Tan sólo en el caso de estudios realizados sobre fallas con actividad en épocas históricas recientes se han podido identificar y asociar inestabilidades a terremotos. Tal es el caso de los estudios sobre la falla de Sencelles, Mallorca (Silva et al., 2001). La documentación recopilada durante su estudio permitió localizar varios desprendimientos causados por el denominado terremoto de Palma de 1851 (Io = VII). En esta misma línea de investigación se está procediendo a la catalogación de los efectos geológicos de los terremotos en España mediante la aplicación de la Escala Macrosismica de efectos Ambientales de los terremotos ESI-2007 (Michetti et al., 2007; Reicherter et al, 2009). El catálogo preliminar incluye 32 movimientos de ladera sísmicamente inducidos: 6

grandes deslizamientos y 23 desprendimientos (Silva et al., 2008). Los datos analizados indican, en casi todos los casos, que las áreas macrosísmicas poseen una extensión alrededor de 80-100 km², pero los efectos geológicos relevantes (de mayores dimensiones) apenas llegan a afectar a áreas de 10 km², incluso aquellos relacionados con intensidades mayores o iguales a VII.

La segunda línea de trabajo desarrollada ha consistido en la realización de inventarios de inestabilidades desencadenadas por eventos históricos o recientes. Diversos documentos históricos mencionan la ocurrencia de inestabilidades de ladera inducidas por ciertos terremotos (Prado, 1863; Fernández Castro et al., 1885; Orueta, 1885; entre otros muchos). Diversos estudios de sismicidad histórica recopilan, a su vez, muchos de estos documentos históricos (IGN, 1980; Vidal, 1986; Martínez Solares, 2001; Olivera et al., 2006; entre otros). Las inestabilidades inducidas por eventos recientes (1999 hasta la actualidad) han sido inventariadas a partir de inspecciones *in situ* del territorio afectado. Así, Mulas (1999) inventarió parte de las inestabilidades desencadenadas por el terremoto de Mula (2/Feb/1999, Mw 4.7).

Recientemente, Delgado et al. (2011a) han elaborado un catálogo de inestabilidades sismo-inducidas en la Cordillera Bética a partir de documentación histórica, inspección/verificación sobre el terreno de dicha documentación, así como de los inventarios realizados de eventos recientes (1999 a 2005). Los datos recopilados señalan que las inestabilidades de tipo "disrupted" (*sensu* Keefer, 1984) son las más frecuentes. De la misma forma, Alfaro et al. (2012a,b,c) han publicado el inventario de inestabilidades desencadenadas por el terremoto de Lorca (11/May/2011, Mw 5.1). La principal limitación de estos estudios radica en la falta de material cartográfico post-terremoto, que sirva de apoyo para una rápida inspección regional e identificación de las inestabilidades de mayor tamaño, incluso para áreas remotas.

Una tercera línea de actuación desarrollada ha consistido en la elaboración de mapas previsores de inestabilidades sismo-inducidas. Hasta la fecha la mayoría de estos estudios se han basado en el método del bloque rígido deslizante o Newmark, desarrollado por investigadores del USGS (Jibson, 1993, 2007; Jibson et al., 2000). Este método considera el estado de la ladera, calculando la denominada aceleración crítica (a_c) como la aceleración mínima necesaria para alcanzar un equilibrio estricto en la ladera (Factor de Seguridad = 1), y la acción sísmica (acelerogramas). Permite determinar la probabilidad de rotura por acción sísmica en función del denominado desplazamiento de Newmark (D_N), o desplazamiento acumulado resultante mientras la aceleración del terremoto excede el valor de la aceleración crítica de la ladera.

Delgado et al. (2004a,b, 2006) han elaborado mapas de susceptibilidad en el valle del río Serpis (Alicante) definiendo diversas categorías de susceptibilidad a partir de la probabilidad de que a_c de cada punto sea inferior a 0.1g, valor que estiman debió afectar al entorno de Alcoy durante el terremoto de 1620. Los resultados obtenidos muestran una excelente correlación entre las zonas de susceptibilidad más alta y las inestabilidades desencadenadas por dicho terremoto.

Coral Moncayo (2002) y Figueras et al. (2005) han estudiado laderas en el Principado de Andorra. Para tal fin, consideraron tres acelerogramas cuyo espectro se ajusta al resultante de un estudio de peligrosidad sísmica (periodo de retorno de 475 años, PGA 0.1g) y calcularon a_c para cada formación rocosa y diversos intervalos de pendiente. Sus resultados ponen de manifiesto que sólo aquellas laderas con pendiente superior a 40° pueden sufrir inestabilidad.

Rodríguez-Peces (2008, 2010), García-Mayordomo et al. (2009) y Rodríguez-Peces et al. (2008, 2009a,b,c,d, 2011a) han aplicado extensivamente el método de Newmark para el estudio regional de sectores de Sierra Nevada (Granada) y Lorca (Murcia). Como novedad, estos autores consideran la aceleración pico resultante a partir tanto de análisis deterministas como probabilistas, incrementan dicha aceleración para tener en cuenta fenómenos de amplificación (estratigráfica y/o topográfica) y calculan D_N a partir de las expresiones propuestas por Jibson (2007). Los resultados han sido

comparados con inventarios de inestabilidades producidas por terremotos concretos así como por otras causas (lluvia, erosión, etc.), encontrando que la correlación entre ambos tipos de información es limitada, aunque los desplazamientos observados en las cabeceras de grandes deslizamientos. Adicionalmente, los valores de D_N resultantes (~2 cm) sugieren que las inestabilidades que con mayor frecuencia se producirán serán desprendimientos y avalanchas rocosas de dimensiones reducidas y afectando a zonas también reducidas. Tan sólo para eventos de magnitud Mw > 6.0 es de esperar una amplia ocurrencia de estos fenómenos y la generación de deslizamientos de mayores dimensiones.

Mavrouli et al. (2009) han estudiado dos emplazamientos en Andorra (Solá de Santa Coloma), calculando el factor de seguridad según la expresión de Hoek y Bray (1981) para roturas planas. Consideraron, además, que el buzamiento de las discontinuidades a favor de las cuales podría producirse el movimiento variaba desde su buzamiento medio \pm desviación típica, que la aceleración sísmica en roca era 0.12g, la cual variaba por amplificación topográfica, y que la presión del agua en las discontinuidades podía variar entre el 0% (sin agua) y el 70%. Los resultados muestran que la zona tiene baja susceptibilidad a desprendimientos sismo-inducidos, y que éstos sólo aumentarían de forma significativa cuando el agua rellene más del 50% de las discontinuidades.

Mulas et al. (2001, 2003) han realizado una zonación sísmica de diversos valles del Pirineo Central. Realizaron una clasificación del territorio a partir de una combinación (matriz) de parámetros específicos de la ladera (litología, pendiente, etc.) y de la acción sísmica (intensidad macrosísmica esperada en 475 años). Más recientemente, Mulas et al. (2010) han realizado un estudio comparativo de diversas técnicas para la elaboración de mapas previsores en las mismas zonas. De la comparativa realizada señalan tres elementos clave: (1) un conocimiento detallado de la acción sísmica, siendo muy interesante disponer de medidas *in situ* mediante acelerómetros, (2) los mapas deben realizarse para cada tipología de inestabilidad, pues los condicionantes (tanto estáticos como dinámicos) varían de una tipología a otra, y (3) considerar la variabilidad de las propiedades geotécnicas de los materiales.

La realización de mapas previsores se ha encontrado, hasta la fecha, con una limitación básica: la ausencia de inventarios completos de inestabilidades inducidas por terremotos concretos, que permitan una calibración de las diversas metodologías disponibles. Hasta la fecha este control se ha efectuado con pocas inestabilidades, lo que hace que ciertas incertidumbres sean inherentes a los resultados y mapas propuestos por cada autor.

Finalmente, la última línea de investigación desarrollada ha consistido en la descripción y/o análisis dinámico de inestabilidades concretas. Así, Sanz (1992, 1997) estudió el deslizamiento de Güevéjar (Granada), recuperando información histórica acerca de su evolución post-terremoto y demostró la importancia que tuvo el agua freática para su repetida reactivación por efecto sísmico (terremotos de 1755 y 1885). Posteriormente, Jiménez Pintor y Azor (2006) realizaron un modelo geológico para esta inestabilidad.

García-Mayordomo (1998, 1999) analizó, aplicando el método de Newmark, la estabilidad en condiciones dinámicas de dos taludes tipo en Alcoy (Alicante), con pendientes y longitudes de 10°/100 m y 20°/50 m, respectivamente, obteniendo que sus aceleraciones críticas eran tan bajas como 0.04g.

Rodríguez-Peces (2008, 2010) y Rodríguez-Peces et al. (2008; 2011b,c,d) han aplicado también el método de Newmark para estudiar tanto pequeños desprendimientos (causados por los terremotos de Bullas, 2002, Mw 5.0, y La Paca, 2005, Mw 4.8) como grandes deslizamientos en la provincia de Granada (Güevéjar y Diezma). Estos estudios son muy interesantes por cuanto emplean el método de Newmark para realizar análisis retrospectivos de estabilidad que permiten estimar los parámetros desencadenantes de la inestabilidad y, además, permiten determinar la combinación "distancia epicentral máxima–magnitud" del evento que los reactive.

Núm.	Nombre	Fecha	Prof. (km)	Magnitud (Mw/Ms/otra)	I _{MSK}	Distancia epicentral máxima (km) Disrupted / Coherent / Flow		Area 2 (km ²)	
1	Ribagorça	02/03/1373	-	6.5 / /	VIII-IX	-	74.5	-	-
2	Camprodon	02/02/1428	-	6.5 / /	IX	-	9.1	-	-
3	Carmona	05/04/1504	-	6.9 / /	VIII-IX	-	17.6	-	-
4	Vera	09/11/1518	-	6.1 / /	VIII-IX	1.4	-	-	-
5	Alcoy	02/12/1620	-	5.5 / /	VII-VIII	0.3	1.3	-	3.6
6	NW Málaga	09/10/1680	-	6.8 / /	VIII-IX	-	23.2	-	-
7	Estubeny	23/03/1748	-	6.2 / /	IX	11.3	-	-	-
8	SW Cabo San Vicente	01/11/1755	-	8.7 / /	XI-XII	769	577	-	-
9	Dalías	25/08/1804	-	6.4 / /	VIII-IX	32.5	26	-	857
10	Torrevieja	21/03/1829	-	6.6 / /	IX-X	38.7	-	-	
11	Palma	15/05/1851	-	5.2 / /	VII	23	-	-	-
12	Huercal Overa	10/06/1863	-	4.2 / /	VI-VII	8.5	-	-	66
13	Arenas del Rey	25/12/1884	-	6.5 / /	IX-X	35.8	45.4	39.4	3170
14	Onteniente	07/01/1945	-	4.8 / 4.8 /	VII	15.4	-	-	-
15	NW Purchil	19/04/1956	5	5.0 / 5.0 /	VIII	4.8	-	-	-
16	SW Galera	09/06/1964	5	4.8 / 4.8 /	VIII	8.4	2.3	-	34
17	W Lentegí	24/06/1984	5	5.0 / 5.0 /	V	10.4	13.6	-	104
18	SW Montefrío	24/10/1991	5	/ / 2.6	-	7.9	-	-	-
19	N Mula	02/02/1999	1.1	4.7 / 4.7 /	VI	19.8	8.8	-	185
20	SW Bullas	06/08/2002	1.2	5.0 / 4.8 /	V	4.2	-	-	3.5
21	Ripollés	21/09/2004	3	/ / 4.0	V-VI	5	-	-	-
22	NW Aledo	29/01/2005	10.9	4.8 / 4.7 /	VI	16.3	-	-	18
23	Lorca	11/05/2011	4	5.1 / /	VII	9.6	4.3	-	104
24	SE Pulpí	29/08/2011	3	/ / 2.7	III	13.9	-	-	-
25	SW El Pinar	08/10/2011	12	4.0 / / 4.4	V	4.5	-	-	-
26	NW Frontera	11/11/2011	21	/ / 4.6	IV-V	7	-	-	-

Tabla 1 - Terremotos desencadenantes de movimientos de ladera en España (Earthquakes that triggered landslides in Spain).



Figura 1 – Localización epicentral de los eventos reconocidos como desendadenantes de movimientos de ladera. El número hace referencia a la primera columna de la Tabla 1 (*Epicentral location of events recognized ashaving triggered landslides. Number refers to data in the first column of Table 1*).

Esteve (2011) ha estudiado el comportamiento dinámico actual del deslizamiento de El Molinar (Alcoy, Alicante). Para tal fin empleó métodos numéricos y un sismograma compatible con las características del evento que se supone lo activó (1620, Mw 5.5). Los resultados indican que actualmente la respuesta dentro de la masa variaría por efecto de unos rellenos existentes en su cabecera, que amplificarían la respuesta en bajas frecuencias (< 3 Hz) en cabecera y a más altas frecuencias en el resto del cuerpo.

Más recientemente, Mateos et al. (2012) han estudiado un deslizamiento profundo en la costa de la Sierra Tramuntana (Mallorca). Analizando posibles causas desencadenantes, determinan factible su origen sísmico.

Para un correcto desarrollo, estos estudios requieren mucha información (geológica, geotécnica, sísmica), que pocas veces está disponible. Ello justifica que aún sean poco frecuentes.

3. CATÁLOGO DE EVENTOS Y DE INESTABILIDADES SISMOINDUCIDAS

Partiendo del catálogo publicado por Delgado et al. (2011a), el mismo ha sido actualizado añadiendo la información adicional recogida en los diversos trabajos anteriormente mencionados. Con ello se ha elaborado el catálogo más actualizado hasta la fecha de los eventos causantes de inestabilidades de ladera (Tabla 1, Figura 1), las tipologías de inestabilidades (Figura 2), las distancias epicentrales máximas observadas de ocurrencia (según tipología y tamaño del evento desencadenante; Figura 3 y 4), y el área máxima de territorio afectado por inestabilidades (Figura 5).

La información recopilada ha permitido identificar también diversos eventos que desencadenaron inestabilidades, pero dicha información es insuficiente para una correcta localización de dichas inestabilidades (Tabla 2). Sería interesante un estudio conjunto entre historiadores, sismólogos y geólogos para buscar más información al respecto, que permita completar el catálogo disponible.

Tabla 2 – Terremotos desencadenantes de inestabilidades de ladera no localizadas

22/Sep/1522W Alhama AlmeríaVIII-IX03/Oct/1713LorcaIV-V20/Dic/1818LorcaVI-VII	Fecha	Evento	Imáx
03/Oct/1713 Lorca IV-V 20/Dic/1818 Lorca VI-VII	22/Sep/1522	W Alhama Almería	VIII-IX
20/Dic/1818 Lorca VI-VII	03/Oct/1713	Lorca	IV-V
	20/Dic/1818	Lorca	VI-VII

El análisis de los datos permite extraer información muy útil acerca del estado de dicho catálogo y de las propias inestabilidades. Como hay pocos datos de tipología "flow/lateral spreading" (*sensu* Keefer, 1984), a continuación sólo se analiza la información del resto de tipologías ("disrupted" y "coherent").

El primer aspecto a destacar es que la gran mayoría de las inestabilidades sismoinducidas son de la tipología denominada "disrupted" (sensu Keefer, 1984). La figura 2 presenta la frecuencia relativa de cada una de ellas. Las inestabilidades de tipo "disrupted" suelen corresponder a desprendimientos en suelos/roca y pequeños deslizamientos que se desorganizan al progresar el movimiento de la masa. Es por ello que pueden desencadenarse incluso para pequeñas excitaciones (M~2.6, Tabla 1) en laderas que se encontraban en equilibrio estricto. Son muy frecuentes para eventos de magnitud moderada a baja (Mw < 5.5), siendo casi la única tipología desencadenada. En cambio, la proporción de las otras tipologías aumenta significativamente para eventos de magnitud Mw > 5.5. Ello es debido a que el movimiento del suelo durante estos eventos tiene una duración y amplitud suficiente, así como un contenido apropiado de bajas frecuencias, que es capaz de excitar las grandes masas de estos tipos de inestabilidad y ponerlas en movimiento.

Atendiendo a la distribución espacial de las inestabilidades respecto del epicentro y, en concreto, a las distancias epicentrales máximas en función de la magnitud del evento, se comprueba que varios de ellos han desencadenado inestabilidades a grandes distancias del epicentro (Figura 3), mayores que las curvas límite propuestas por Keefer (1984) para cada tipología, constituyendo "outliers" (*sensu* Delgado et al., 2011b). Estas grandes distancias

podrían atribuirse a errores en la localización del epicentro y, en consecuencia, a las distancias epicentrales resultantes. Sin embargo, en la Figura 3 se observa que la mayor parte de estos outliers se deben a eventos recientes (1999-actualidad), cuando la Red Sísmica Nacional ya tenía una gran densidad de estaciones y el error medio de localización es del orden de 5km (o inferior).



Figura 2 – Frecuencia relativa por tipología de las inestabilidades de ladera desencadenadas por terremotos (*Relative frequency of seismicinduced landslide typology*).



Figura 3 – Distancias epicentrales máximas observadas de inestabilidades en función de la magnitud del terremoto (Maximum epicentral distances observed for landslides as a function of earthquake magnitude).

Un segundo aspecto significativo de la Figura 3 es que para magnitudes moderadas a altas (Mw > 6.0), las distancias epicentrales máximas observadas para inestabilidades de tipo "coherent" son en ocasiones mayores que las observadas para la tipología "disrupted", lo cual es contradictorio (se requiere más energía para poner en movimiento una gran masa -deslizamiento coherente- que un bloque suelto de suelo o roca). Incluso hay eventos para los cuales sólo hay información sobre inestabilidades de tipo "coherent", incluso a grandes distancias (Tabla 1). Este hecho pone de relieve que el catálogo recopilado es incompleto, faltando información sobre desprendimientos para estos eventos (históricos en todos los casos), pero también se deduce que dichas inestabilidades debieron causar un impacto notable (por sus dimensiones, por los daños causados) para que quedaran registradas en las crónicas de la época.

La Figura 4 presenta información equivalente pero empleando la intensidad epicentral como medida del tamaño del evento. Como la vigente escala EMS no contempla los efectos sobre el terreno para definir sus grados, se han empleado las evaluaciones realizadas en la antigua escala MSK, que sí los consideraba. Se comprueba que las inestabilidades de tipo "disrupted" son comunes para terremotos de intensidad Io \geq V; en cambio las inestabilidades de tipo "coherent" sólo son frecuentes para eventos de intensidad VI-VII.



Figura 4 – Distancias epicentrales máximas observadas de inestabilidades en función de la intensidad epicentral del terremoto (*Maximum epicentral distances observed for landslides as a function of earthquake intensity*).

Finalmente, atendiendo a la superficie de territorio afectada por inestabilidades (Figura 5), son muy pocos los datos disponibles todavía. Mientras los eventos de mayor magnitud/intensidad se caracterizan por áreas claramente inferiores a los máximos observados/propuestos por diversos autores (Figura 5), para magnitudes bajas (Mw < 5.0) estas áreas son elevadas, próximas (o incluso superiores) a los valores máximos observados a nivel mundial. Es también llamativo que pese a las grandes distancias epicentrales observadas (Figuras 3 y 4), el área afectada es proporcionalmente baja, quedando para la mayoría de los eventos por debajo de las curvas de área máxima propuesta por diversos autores (Keefer, 1984; Rodríguez et al., 1999; Delgado et al., 2011b). Ello es debido a que varios de los eventos que desencadenaron inestabilidades a grandes distancias (outliers) tenían su epicentro fuera de las zonas afectadas por inestabilidades, lo que incrementa las distancias, pero no las áreas (Delgado et al., 2011a).



Figura 5 – Superficie afectada por inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en función de la magnitud/intensidad epicentral del evento (Surface affected by landsliding induced by earthquakes as a funtion of event magnitude/epicentral intensity).

4. CONCLUSIONES – LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

El estudio sistemático de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos es una línea de trabajo relativamente reciente en España. Si bien hay documentación muy antigua sobre la ocurrencia de este fenómeno, los primeros trabajos donde se aborda el estudio de dichas inestabilidades desde una óptica de la ingeniería sísmica datan de los años 90 del siglo XX. Actualmente son cuatro las líneas de investigación básicas que están siendo desarrolladas por los diversos grupos que estudian este fenómeno: (1) Tectónica Activa, (2) inventarios de inestabilidades asociados a eventos concretos, (3) elaboración de mapas previsores, y (4) estudio de estabilidad en condiciones dinámicas de laderas piloto. Entre los análisis de Tectónica Activa cabe resaltar la catalogación de este tipo de efectos geológicos mediante la aplicación de la escala ESI-2007 (Silva et al., 2008), la cual se implementará en el catalogo On-line que está desarrollando el Grupo de Paleosismología y Tectónica Activa de INQUA.

Los datos resultantes de estas cuatro líneas han permitido elaborar un primer intento de catálogo de eventos desencadenantes de inestabilidades y una base de datos de inestabilidades sismoinducidas. Esta base de datos es, obviamente, un punto de partida e inevitablemente es incompleta. Sería muy interesante un estudio conjunto entre historiadores, sismólogos y geólogos para buscar más información al respecto, que permita completar el catálogo disponible. Esta falta de completitud hace que las conclusiones siguientes sólo deban considerarse como una primera aproximación a la realidad del problema.

Los datos actualmente disponibles demuestran que las inestabilidades de tipo "disrupted" son las más frecuentemente inducidas por los terremotos, especialmente cuando su magnitud es inferior a Mw 5.5, constituyendo prácticamente el único tipo desencadenado, mientras que la tipología "coherent" es sólo abundante (pero siempre menos que la tipología "disrupted") para eventos de magnitud superior al anterior umbral. Como rasgo significativo, son frecuentes los ejemplos de inestabilidades inducidas a distancias grandes, mayores incluso que las resultantes de las curvas propuestas por Keefer (1984). Algo similar sucede cuando se considera la intensidad como método de expresar el tamaño/severidad de la sacudida.

El área afectada por inestabilidades se caracteriza por ser relativamente pequeña para los pocos eventos de magnitud moderada a alta disponibles. En cambio, este parámetro está próximo a los valores máximos observados a nivel mundial para eventos de magnitud baja (Mw < 5.0).

Estos datos permiten definir varias líneas de actuación en el estudio futuro de este fenómeno. La primera, básica, sería poder mejorar la calidad del catálogo y base de datos disponibles por la incorporación de nuevos datos, tanto de terremotos históricos como de eventos futuros.

Por la relevancia observada en eventos históricos, otra línea importante a desarrollar sería estudiar el comportamiento dinámico de grandes inestabilidades pre-existentes, así como determinar criterios objetivos, cuantitativos, que permitan deteminar cuándo pueden reactivarse bajo una acción sísmica. Algo similar sería conveniente establecer para inestabilidades de nueva generación.

Finalmente, los inventarios de inestabilidades sismoinducidas, tanto de terremotos históricos como futuros, deben ser la base para un ejercicio de auto-evaluación de las diversas metodologías empleadas para la realización de mapas previsores de este fenómeno. Su verificación permitiría un uso apropiado por parte de las autoridades públicas para definir zonas en riesgo, y proponer usos más apropiados del suelo.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto CGL2011-30153-C02-02 y por el grupo de investigación VIGROB-184 (Universidad de Alicante).

6. **REFERENCIAS**

- Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012a). Widespread landslides induced by the Mw 5.1 Lorca, SE Spain, earthquake of 11 May 2011. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52, Doi: 10.1016/j.enggeo.2012.04.002.
- Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012b). Landslides induced by the May 11 (2011), Lorca (SE Spain), earthquake (Mw 5.1). Proc. ESC-ISL, Banf, Canada. Junio 2012, 5 p.
- Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012c). Movimientos de ladera inducidos por el terremoto de Lorca. Proc. VII Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, San Sebastián, junio 2012.
- Bird, J.F. and J.J. Bommer (2004). Earthquake losses due to ground failure. *Engineering Geology*, 75, 147-279.
- Coral Mocayo, H (2002). Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonificación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra. PhD Thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Delgado, J., J.A. Peláez, R. Tomás, C. López Casado, A. Estévez, C. Doménech y A. Cuenca (2004a). Incertidumbres en la determinación de la susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante). En: C. Conesa García, Y. Álvarez Rigel y J.B. Martínez-Guevara (Eds.): Medio ambiente, recursos y riesgos naturales. Análisis mediante Tecnología SIG y Teledetección. Murcia. Vol. II, 165-175.
- Delgado, J., J.A. Peláez, R. Tomás, A. Estévez, C. López Casado, C. Doménech, A. Cuenca y J. Henares (2004b). Susceptibilidad a movimientos de ladera inducidos por terremotos en Alcoy (Alicante) y sectores adyacentes. *Geotemas*, 6, 285-288.
- Delgado, J., J.A. Peláez, R. Tomás, A. Estévez, C. López Casado, C. Doménech y A. Cuenca (2006). Evaluación de la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos. Aplicación a la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4), 197-218.
- Delgado, J., J.A. Peláez, R. Tomas, F.J. García-Tortosa, P. Alfaro and C. López-Casado (2011a). Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31, 1203–1211.
- Delgado, J., J. Garrido, C. López-Casado, S. Martino and J.A. Peláez (2011b). On far field occurrence of seismically induced landslides. *Engineering Geology*, 123, 204-213.
- Esteve, C. (2011). Análisis dinámico del deslizamiento de El Molinar (Alcoy). Proyecto Fin de Carrera. Escuela Politécnica Superior, Universidad de Alicante, Alicante.
- Fernández Castro, M., J.P. Lasala, D.Cortázar y J. Gonzalo y Tarín (1885). Terremoto de Andalucía: Informe de la Comisión nombrada para su estudio dando cuenta del estado de los trabajos en 7 de marzo de 1885. Imp. M. Tello, Madrid.
- Figueras, S., A. Macau, X. Goula y M. González (2005). Aplicación del método de Newmark para el estudio de los movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra. VI Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables, Vol. 3, 12 p., Valencia.
- García-Mayordomo, J. (1998). Riesgo Sísmico en la Cuenca de Alcoy (Alicante). Aproximación a una Zonificación Sísmica. Tesis del Máster, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- García-Mayordomo, J. (1999). Zonificación Sísmica de la Cuenca de Alcoy mediante un Sistema de Información Geográfico. *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Murcia, 12-16 de Abril de 1999, Memorias, Tomo Ib, 443-450.
- García-Mayordomo, J., M.J. Rodríguez Peces, J.M. Azañón and J.M. Insua Arévalo (2009). Advances and trends on earthquake-triggered landslide research in Spain. *Ist INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology*, Baelo Claudia, Spain (2009).
- IGN, Instituto Geográfico Nacional (1980). El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884. Publicaciones IGN, Madrid.
- Hoek, E.T. and J.W. Bray (1981). Rock slope engineering. Institute of Mining and Metallurgy. London.
- Jibson, R.W. (1993). Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmark's sliding block analysis. *Transportation Research Record*, 1411, 9–17.
- Jibson, R.W. (2007). Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91, 209–218.
- Jibson, R.W., E.L. Harp and J.A. Michael (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271–289.
- Jiménez Pintor, J. y A. Azor (2006). El Deslizamiento de Güevéjar (provincia de Granada): un caso de inestabilidad de laderas inducida por sismos. *Geogaceta*, 40, 287-290.
- Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin, 95, 406–421.
- Martínez Solares, J.M. (2001). Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755). Monografía 19, Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Mateos, R.M., M.J. Rodríguez-Peces, J.M. Azañón, J. Rodríguez- Fernández, F.J. Roldán, I. García- Moreno, Gelabert, B. y J. García-Mayordomo (2012). El deslizamiento de Bàlitx (Mallorca) y su posible origen sísmico. Procesos activos de expansión lateral desde el Pleistoceno Superior. *Boletín Geológico y Minero*, en prensa.
- Mavrouli, O., J. Corominas y J. Wartman (2009). Evaluación del peligro de desprendimientos rocosos inducidos por terremotos: El Solà de Santa Coloma, Andorra. En: E. Alonso, J. Corominas y M Hürlimann (eds.): VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. 25 años. Tomo II, 675-686.
- Michetti, A.M., E. Esposito et al. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 ESI 2007. In: Vittori, E. and L. Guerrieri (eds): *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, LXXIV. Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, SystemCart Srl, Roma, Italy, 7–54.
- Mulas, J. (1999). Inventario de inestabildades desencadenadas por el terremoto de Mula de febrero de 1999. IGME, Madrid. 2 Mapas. Inédito.

- Mulas, J., D. Ponce de León, M. Martínez y J.M. Pardo (2001). Diseño de una metodología para la zonificación de la inestabilidad de laderas naturales producidas por terremotos. Aplicación a una zona del Pirineo Central (Huesca). V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Vol. III, 1241-1252.
- Mulas, J., D. Ponce de León y E. Reoyo (2003). Microzonación sísmica de movimientos de ladera en una zona del Pirineo Central. 2º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Málaga, 13-26.
- Mulas, J., D. Ponce de León, J.M. Pardo Sanjurjo, L. Bardasano, A. Prieto Martín, C.L. Carnicero y G. Herrera (2010). Microzonación sísmica de las inestabilidades de ladera. Diseño de una metodología y su aplicación a una zona piloto en el Pirineo aragonés (Alto Tena, Huesca). Informes Técnicos, nº 2, IGME. CD-Rom.
- Olivera, C., E. Redondo, J. Lambert, A. Riera Melis i A. Roca (2006). Els terratrèemols dels segles XIV i XV a Catalunya. Institut Cartografic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona.
- Orueta y Duarte, D. (1885). Informe sobre los terremotos ocurridos en el sud de España en diciembre de 1884 y enero de 1885. Imprenta F. Muñoz, Málaga.
- Prado, C.(1863). Terremotos en la provincia de Almeriía. Escenas Contemporáneas, I, 385–386.
- Reichert, K., A.M. Michetti and P.G. Silva (2009). Palaeoseismology: historical and prehistorical records of earthquake ground effects for seismic hazard assessment. *Soc. Geol. London Spec. Publ.*, 316, 1-10.
- Rodríguez, C.E., J.J. Bommer and R.J. Chandler (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18, 325–346.
- Rodríguez-Peces, M.J. (2008). Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico: Mapas de desplazamiento de Newmark para la Cuenca de Lorca, Cuenca de Granada y Sierra Nevada. Tesis de Máster. Universidad de Granada, Granada.
- Rodríguez-Peces, M.J. (2010). Analysis of earthquake-triggered landslides in the South of Iberia: Testing the use of the Newmark's method at different scales. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Granada.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo, J.M. Azañón y A. Jabaloy (2008). Evaluación de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la Cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG. *Boletín Geológico Minero*, 119(4), 459-472.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo and J.M. Azañón (2009a). Comparing Newmark's method at regional, sub-regional and site scales: seismically induced La Paca rock-fall case (Murcia, SE Spain). 8IWSMRR Workshop Abstract and Short Paper CD, 8th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, Aguadulce (Almería), 15-18th March 2009.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo and J.M. Azañón (2009b). Comparación del método de Newmark a escala regional, local y de emplazamiento: el caso del desprendimiento de la Paca (Murcia, SE España). *Geogaceta*, 46, 151-154.

- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo y J.M. Azañón (2009c). Evaluación regional de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos para diferentes escenarios sísmicos en Sierra Nevada (Granada, SE España). En: E. Alonso, J. Corominas y M Hürlimann (eds.): VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. 25 años. Tomo II, 687-698.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo, J.M. Azañón, J.M. Insua-Arévalo, J.L. Pérez-García and J. Delgado (2009d). Comparación del método de Newmark a Escala regional, Local y de Emplazamiento en las Cuencas de Lorca y de Granada (SE España). En: E. Alonso, J. Corominas y M Hürlimann (eds.): VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. 25 años. Tomo II, 699-710.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo, J.M. Azañón and A. Jabaloy (2011a). Regional Hazard Assessment of Earthquake-Triggered Slope Instabilities Considering Site Effects and Seismic Scenarios in Lorca Basin (Spain). *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. XVII, 2, 183–196.
- Rodríguez-Peces, M.J., J.L. Pérez-García, J. García-Mayordomo, J.M. Azañón, J.M. Insua-Arévalo and J. Delgado (2011b). Applicability of Newmark method at regional, sub-regional and site scales: seismically induced Bullas and La Paca rockslide cases (Murcia, SE Spain). Natural Hazards, 59, 1109-1124.
- Rodríguez-Peces, M.J., J.M. Azañón, J. García-Mayordomo, J. Yesares, E. Troncoso and M. Tsige (2011c). The Diezma landslide (A-92 motorway, Southern Spain): history and potential for future reactivation. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 70, 681– 689.
- Rodríguez-Peces, M.J., J. García-Mayordomo, J.M. Azañón, J.M. Insua-Arévalo and J. Jiménez Pintor (2011d). Constraining pre-instrumental earthquake parameters from slope stability back-analysis: Palaeoseismic reconstruction of the Güevéjar landslide during the 1st November 1755 Lisbon and 25th December 1884 Arenas del Rey earthquakes. *Quaternary International*, 242, 76-89.
- Sanz, E. (1992). El deslizamiento de ladera de Güevéjar (Granada) durante los terremotos de Lisboa (1755) y Andalucía (1884). III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, 195-203.
- Sanz, E. (1997). Le mouvement de versant de Güevejar (Grenade) au cours des tremblements de terre de Lisbonne (1755) et d'Andalousie (1884). Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 56, 83-87.
- Silva, P.G., F.M. González Hernández, J.L. Goy, C. Zazo and P. Carrasco (2001). Paleo and historical seismicity in Mallorca (Baleares, Spain): a preliminary approach. *Acta Geológica Hispánica*, 36, 3-4, 245-266.
- Silva, P. G., M.A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, T. Bardají, J. Lario, P. Alfaro, JJ. Martínez-Díaz, K. Reichert, J. Giménez, J. Giner, J.M. Azañón, J.L. Goy y C. Zazon (2008). Catalogación de los efectos geológicos y ambientales de los terremotos en España en la Escala ESI-2007 y su aplicación a los estudios paleosismologicos. *Geotemas*, 6, 1063–1066.
- Vidal, F. (1986). Sismotectónica de la región Béticas–Mar de Alborán. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada.

Cálculo de los Parámetros Pd y τc para Terremotos del Cabo S. Vicente y Golfo de Cádiz

Estimation of Pd and τc Parameters for S. Vicente Cape and Gulf of Cadiz Earthquakes

M. Carranza⁽¹⁾, E. Buforn⁽¹⁾, C. Pro⁽²⁾, A. Zollo⁽³⁾, A. Pazos⁽⁴⁾, L. Lozano⁽⁵⁾ and F. Carrilho⁽⁶⁾

⁽¹⁾Dpt. Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense, Madrid (Spain)

⁽²⁾Dpt. Física. Universidad de Extremadura, Mérida (Spain)

⁽⁴⁾Real Instituto y Observatorio de la Armada, San Fernando, Cádiz (Spain)

⁽⁵⁾Instituto Geográfico Nacional, Madrid (Spain)

⁽⁶⁾Instituto de Meteorología, Lisboa (Portugal)

SUMMARY

San Vicente Cape and Gulf of Cádiz regions, located at SW of Iberia, are two areas where large earthquakes may occur and cause serious damage. Lisbon 1755 (Imax=X) earthquake or the 1969 (Ms=8.1) with its epicenter locate at SW of S. Vicent Cape, or the 1964 earthquake (Ms=6.5) at Gulf of Cadiz, are the most important examples. In order to study the feasibility of an early warning system (EEWS) for these regions, we have estimated the peak displacement Pd and the period τ_c , which allow a quick real time estimation of magnitude using the very first seconds of the seismogram. Time windows between 2-4 seconds have been studied and different filters have been applied. We analyzed records of 60 earthquakes from S. Vicente Cape and 38 from Gulf of Cadiz, occurred in period 2006-2011 with magnitude larger than 3.8, that have been registered at broadband seismic stations located at regional distances (less than 500km). Due to the off-shore foci and the poor azimuthal coverage, Pd parameter has been corrected with the radiation pattern obtained from focal mechanisms of the largest earthquakes in the region. Pd parameter it is also reduced to a reference distance. We have also estimated the predominant period τ_c for the analyzed time window.

1. INTRODUCCIÓN

The South Iberia region is characterized by the occurrence of shallow (h <40 km), intermediate (40-150 km) and very deep (650 km) earthquakes (Buforn et al. 1988, 2004) and also of some large and damaging earthquakes such as, the 1755 Lisbon (Imax=X), 1969 S. Vicente Cape (Ms=8,1) or 1964 Gulf of Cadiz (Ms=6.5) events (dark stars in figure 1). But even earthquakes of minor size in this area, can produce a considerable social alert, due to the fact that they are felt in a wide region, as was the case of the 17-12-2009 earthquake, Mw=5.5, felt in a wide zone of the SW of the Iberian Peninsula, and as far as Madrid. Earthquakes of this region have special interest for the implementation of the Earthquake Early Warning System (EEWS) technologies.



Figure 1 – Epicenter location of earthquakes larger than 3.8 in the period 2006-2011. The areas concerning our study are remarked.

In order to study the feasibility of an EEWS for earthquakes on this region (ALERT-ES project), we have estimated the parameters peak displacement (Pd) and predominant period (τ_c) for a rapid estimation of the magnitude from the first seconds of the beginning of P-waves.

We have selected earthquakes occurred on the period 2006-2011 $(M \ge 3.8)$ with epicenter in S. Vicente Cape-Gulf of Cadiz region Data correspond to real time broad-band seismic stations at regional distances (less than 500 km) (black triangles, figure 1) of Instituto Geográfico Nacional, Western Mediterranean and Portuguese National Networks. We have selected time-windows from 2 to 4s. At a first step our study it's focused on S. Vicente Cape zone (figure 1).

2. METHODOLOGY

The Pd parameter is defined as the peak displacement of the three first seconds of P-wave, Wu and Zhao (2006). Zollo et al. (2006) have modified its definition, so that the time window is not fixed to three seconds, and they have normalized the observed Pd to a reference distance. This parameter is related to the magnitude (M) and hypocentral distance (R):

$$\log(P_{d}) = A + B * M + C * \log(R)$$
⁽¹⁾

Were A, B and C are constants. If the Pd parameter is normalized to a reference distance, equation 1 is reduced to:

$$\log(P_{d}) = A + B * M \tag{2}$$

In our study the Pd parameter has been estimated using the Pwave amplitude observed at the records of the three components at each station, as:

$$P_{d} = \sqrt{(NS)^{2} + (EW)^{2} + Z^{2}}$$
(3)

Previously, we have corrected the signal by the mean, filtered using a high-pass Butterworth filter with corner frequency at 0.075Hz, cut and removing the instrumental response in order to obtain the displacements for a 3s window from the beginning of Pwave. Due to the poor azimuthal coverage of the stations and offshore foci (figure 1), we must introduce a previous correction at the observed peak amplitude according to radiation pattern of the focal mechanism.

The τ_c parameter can be considered as representing the average period of the P-wave signal. Several authors have proposed

⁽³⁾Dpt. Física. Universita Federicco II, Naples (Italy)

empirical relations between τ_c and magnitude: Kanamori (2005), Zollo et al. (2010). This parameter is defined as:

$$\tau_{c} = 2\pi \sqrt{\frac{\int_{0}^{t} u^{2}(t)dt}{\int_{0}^{t} v^{2}(t)dt}}$$
(4)

Where u and v are the displacement and velocity respectively, computed over a time window $(0, \tau_0)$ starting at the first-P arrival and τ_0 equal to a few seconds.

For the determination of τ_c we have used the vertical component of the broad-band velocity records of S.Vicente Cape earthquakes, corrected by the mean and filtered using a high-pass Butterworth filter with corner frequency at 0.075Hz. The signal has been, integrated to obtain the displacements and finally integrated over the time window as it could be seen in equation 4. We have checked time window from 2 to 4 s.

3. ANALYSIS

At a first step we have made a waveform comparison of the first seconds of the seismograms in all stations for the twelve largest eartquakes of the data base. In Figure 2 a time window of 5 s. corresponding to the station EVO is shown.



Figure 2 - Waveform comparision for the first seconds of the twelve largest earthquakes of the database at EVO. At the right of each waveform the epicentral distance (km) and azimuth it is given. At left the shock's reference and magnitude are shown.

From figure 2 we can observe two groups of earthquakes with similar waveforms. We have call them A and B (figure 1). From figure 1, we observe that in zone A is located the largest earthquake of the database: the 17/12/2009 earthquake Mw=5.5 and in consequence we can use the focal mechanism of this earthquake as the focal mechanisms of earthquakes in zone A. For zone B the largest earthquake of the database is the earthquake occurred in 12/02/2007 Mw=5.9 (figure 3). Focal mechanism of this shock may be assumed as the focal mechanism of earthquakes in zone B (Pro et al., 2012).

According to the previous section, Pd parameter has been corrected by the radiation pattern of the focal mechanism of 2007 shock for zone B and 2009 for zone A, assuming that these focal mechanisms may represent the fracture process of zones A and B.



Figure 3 -Focal mechanism for 17/12/2009 and 12/02/2007 earthquakes, Pro et al. (2012).

4. RESULTS

In figure 4 we show the Pd parameter (grey dots) for a 3 seconds time window versus the hypocentral distance R. This parameter has been corrected by the sensitivity and the radiation pattern,



Figure 4 - Plot of peak displacement over a 3-s window versus hypocentral distance for earthquakes occurred at S. Vicente Cape.

The best fit regression line (black line) has been obtained: Log

$$(P_d) = -1.1(\pm 0.2) Log R - 0.6(\pm 0.4)$$
(5)

We use the slope of equation 5 to obtain a equation to reduce de peak displacement parameter to a reference distance of 200 km. We have selected 200 km because it is the distance corresponding to the nearer station to the epicenter. In order to obtain a linear relation with magnitude for the Pd parameter (equation 1 and 2), we have reduced the parameter for all stations to 200 km applying the reduction equation:

$$P_d^{200} = P_d \cdot 10^{-1.1\log(20\%)}$$
(6)

We have represented these new values of the reduced P_d parameter versus magnitude (figure 5).



Figure 5- Plot of peak displacement over a 3-s window reduced to 200 km versus magnitude for earthquakes occurred at S. Vicente Cape.

For every magnitude we have estimated the Pd mean. The bestfit line is computed weighted by the standard deviation (vertical error bars, figure 5).

$$Log(P_{d}) = 0.7(\pm 0.2)M - 6(\pm 1)$$
(7)

For τ_c parameter, we have studied time windows from 2 to 4 seconds for the largest earthquakes of the database (figure 6). For each time window length a best-fit line is computed using the mean and weighted by the standard deviation (vertical error bars, figure 6). These best-fit lines are respectively:

$$\log(\tau_{c}) = 0.26(\pm 0.08)M - 1.6(\pm 0.4) \tag{8}$$

$$\log(\tau_{c}) = 0.20(\pm 0.07)M - 1.2(\pm 0.4) \tag{9}$$

$$\log(\tau_{c}) = 0.19(\pm 0.07)M - 1.1(\pm 0.4) \tag{10}$$

From a equation 8 to 10 we can conclude that practically not exist differences between 3 and 4 seconds of time window. For further study, we have selected a 3 second window because it is the most common used in other earthquake early warning systems, Zollo et al. (2010).

In consequence the τ_c parameter has been calculated for all earthquakes of the data base over a 3 seconds window. At first we observed that τ_c is strongly afected by the signal to noise ratio, so we removed the noisy records. We have plotted our data (dark grey dots, figure 7) together with data of Japan, Taiwan and the south of Italy (light grey dots, figure 7), Zollo et al. (2010). We have also estimated the best-fit line (black line, figure 7) for San Vicente Cape data, using the mean values of τ_c parameter weighted with the standard deviation of the mean:

$$\log(\tau_{c}) = 0.14(\pm 0.07)M - 0.90(\pm 0.3) \tag{11}$$

In figure 7 we have also represent the best-fit line and the associated standard error bounds obtained by Zollo et al. (2010) computed with data from Japan, Taiwan and the South of Italy (equation 12).

$$\log(\tau_{c}) = 0.21(\pm 0.01)M - 1.20(\pm 0.07) \tag{12}$$

From comparison of equations 11 and 12 we could observe diferences in the slope, but in figure 7, we could see that the mean values of τ_c for San Vicente Cape data (black dots, figure 7), are



Figure 6- Plot of τ_c parameter over a 2-s, 3-s and 4-s window versus magnitude for earthquakes occurred at S. Vicente Cape.

inside the error bounds of the equation 12 for other regions of the world. The possible reason of the differences between the two equations is the lack of larger earthquakes (M>6.5) for San Vicente Cape region. If we only take for the comparison the largest eartquakes of the database (equation 9), the relation obtained between τ_c and the magnitude, is much more similar to the results obtained for other regions of the world (equation 12).



Figure7-Plot of τ_c parameter over a 3-s window versus magnitude for earthquakes occurred at S. Vicente Cape (dark grey dots) and their mean value (black dots), and data from other region (light grey dots). Regression line for the mean values is also plot (black line) and the relation and error bounds obtained by Zollo et al. (2010) are also shown (grey lines)

5. CONCLUSIONS

We have identified two zones with similar waveforms for earthquakes in S. Vicente Cape area. One zone is called A region, where the 17/12/2009 shock (Mw=5.5) occur. The second zone, called B correspond to the area where the 12/02/2007 shock (Mw=5.9) is located.

The Pd parameter has been corrected by the radiation pattern and related with the hypocentral distance. This allowed us to reduce the Pd to a reference distance of 200km and obtain a relation between the magnitude and the peak displacement Pd.

We have also obtained a relation law between period $\tau_{\rm c}$ and magnitude.

We have compared our preliminary results for τ_c parameter with data obtained by Zollo et al. (2010) for other regions and found a good agreement with them.

6. ACKNOWLEDGMENTS

This work has been partially supported by the Spanish Ministerio de Ciencia e Innovación, project CGL2010-19803-C03-01

7. REFERENCES

Buforn, E., A. Udías and M.A. Colombás (1988): "Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary". *Tectonophysics*, 152, 89-118.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., A. Udías and C. Pro (2004): "Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications". *Pure Appl. Geophys*, **161**, 623-646

Kanamori, H. (2005): "Real-time seismology and earthquake damage mitigation". Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 33, 195–214

Pro, C., Bezzeghoud, M., E. Buforn and A. Udías (2012): "The earthquakes of 29 July 2003, 12 February 2007, and 17 December earthquake 2009 in the region of Cape Saint Vincent (SW Iberia)". (Submitted to Tectonophysics)

Satriano, C., Wu, Y. M., A. Zollo and H. Kanamori (2011): "Earthquake early warning: Concepts, methods and physical grounds". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **31**, 106-118

Wu, Y. M. and H. Kanamori (2005): "Rapid assessment of damage potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P waves". Bull. Seism. Soc. Am. 95, 1181-1185.

Wu, Y. M. and L. Zhao (2006): "Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning". *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312
 Zollo, A., M. Lancieri and S. Nielsen (2006): "Earthquake magnitude estimation from

Zollo, A., M. Lancieri and S. Nielsen (2006): "Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records". *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23312

Zollo, A., Amoroso, O., Lancieri, M., Y-M. Wu and H. Kanamori (2010): "A Thresholdbased Earthquake Early Warning using dense accelerometer networks". *Geophysics Journal International*, **183**, 963-974

Mejora del Carácter Poissoniano de Catalogos Sísmicos Mediante un Filtro Discriminador entre Eventos Principales, Premonitorios y Réplicas. Aplicación a Fuentes Sísmicas del SE. de La Península Ibérica

Poissonian Character of Seismic Catalogs Improvement by Discriminator Filter Between Main and Secondary Events. Aplicationt To Seismic Sources at SE of Iberian Peninsula

J. J. Giner-Caturla⁽¹⁾, P. J. Jauregui-Eslava⁽¹⁾, J. J. Galiana-Merino⁽²⁾, J. L. Soler-Llorens⁽¹⁾, S. Rosa-Cintas⁽¹⁾ ⁽¹⁾Universidad de Alicante, Facultad de Ciencias, Alicante, España. <u>urs@ua.es</u>

⁽²⁾Universidad de Alicante, Dpto. Física, Ingenieria de Sístemas y Teoría de la Señal, Alicante, España

SUMMARY

In the different probabilistic methodologies for the assessment of seismic hazard of a particular region, it is usually assumed the hypothesis of the statistical independence or Poissonian character, of the earthquakes occurrence, which requires the application of some type of filter discriminator able to draw from the available seismic catalogs, statistically independent events, called main events. This leads to the classification of events contained in the catalogs in primary and secondary, the latter, premonitory and aftershocks, and the extraction of new catalogs of main events. Our objectives are: first in the design and implementation of one of these statistical filters, capable of operating in the space-time domain, and draw the series of main events. Secondly we intend to contrast the more or less Poissonian character of the catalogs used before and after applying the filter to different sub-catalogs. These come from subregions defined either from purely geometric or seismogenic characteristics selected, all applied to the seismic zone located southeast of the Iberian Peninsula.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos teóricos contemplados en sismología es el posible carácter independiente o poissoniano que presenta la ocurrencia de eventos tal y como viene recogida en los catálogos sísmicos. Si bien este caracter es discutible, no es menos cierto que bajo ciertos supuestos o restricciones sea posible tratar las series sísmicas como series poissonianas con el objetivo final de la estimación de la peligrosidad sísmica en áreas concretas.

La consideración de una serie de ocurrencia de terremotos como poissoniana puede en la práctica ser testificada estadísticamente, mediante test de hipótesis como el de Kolmorogov-Smirnov o la prueba de chi cuadrado. En estos casos el procedimiento pasa por el cálculo de un estadígrafo representativo de la muestra y de su comparación con el valor crítico del estadígrafo obtenido para una distribución de Poisson para un nivel de confianza dado.

La hipótesis nula en este tipo de test suele ser: ¿es la función de distribución de la muestra una distribución de Poisson? Esta hipótesis es aceptada o rechazada según el estadígrafo calculado para la muestra sea inferior o bien supere al valor crítico de la distribución de Poisson.

En este sentido cabe imaginar que la obtención de valores del estadígrafo de la muestra sucesivamente menores y más cercanos al valor crítico a medida que se aplican a la muestra restricciones o filtros espacio-temporales más exigentes puede ser un indicador del sentido en que deben de trabajar estas restricciones.

Así se puede programar una primera serie de ensayos en la que actuando sobre la fecha de inicio de la serie o/y el tamaño mínimo considerado sea posible observar la evolución de los estadígrafos y valorar la posible mejora del carácter estacionario de la serie.

Un tratamiento mas completo consistiría en la introducción de una clasificación de los eventos contenidos en la serie basada en su independencia desde el punto de vista estadístico, lo que permitiría la construcción de una nueva serie en la que solo figuraran eventos independientes a los que denominaremos eventos principales y eventos aislados.

El resto de los eventos formarían parte de agrupamientos o clusters en torno a los eventos principales, estos clusters contendrían los eventos considerados como premonitorios y réplicas.

Este estudio de la dependencia o independencia estadística de los eventos lo abordaremos por medio de una adaptación a nuestras condiciones de la metodología propuesta por EPRI(1976). A grandes

rasgos esta consiste en la introducción de un test de hipótesis, basado en la distribución binomial, que aplicado a cada evento secuencialmente permitiria clasificar el evento como aislado, o en caso contrario dependiente, dando lugar asi al nuevo catálogo, cuyo carácter poissoniano seria testificado o valorado posteriormente, y comparado con el obtenido anteriormente.

El tratamiento individualizado del catálogo esto es evento por evento, y la aplicación de test estadísticos debe de corregir, al menos en un rango de tamaños, la posible falta de estacionaridad debida a la incompletitud del catálogo, característica de los catálogos disponibles con mezcla de información histórica e instrumental.

2. METODOLOGÍA

Como ya hemos apuntado, la independencia estadística de los eventos contenidos en los catálogos sísmicos, es un presupuesto básico en la estimación de la peligrosidad sísmica por métodos estadísticos, tanto zonificados como no zonificados, tal y como se vienen aplicando en los diferentes trabajos sobre peligrosidad relativos a la Península Ibérica publicados hasta la fecha.

De hecho las características tectónicas de nuestra región dan lugar a una sismicidad de tipo media-baja, con algunos episodios de intensidades elevadas separados por largos lapsos de tiempo. En el SE de la península, en particular, los principales accidentes tectónicos reconocibles presentan unas bajas tasas de movimiento que dificultan la aplicación de los métodos de tipo determinista. Es por esta razón por la que creemos de interés el tratamiento o depuración estadística de los catálogos lo que nos ha llevado al diseño de una metodología, concretada en un programa de cálculo o filtro en sentido amplio, capaz de cubrir dos objetivos:

1.- extraer de los catálogos información relativa a las series cronológicas de eventos independientes o principales.

2.-contrastar la adecuación de las series obtenidas a la hipótesis de estacionaridad derivada de considerar la ocurrencia de eventos como sucesos de Poisson.

2.1.- Extracción de las series de eventos principales

Para alcanzar el primero de estos objetivos, nos apoyamos en la metodología descrita en EPRI, la cual presenta en nuestra opinión ventajas significativas en relación con otros procedimientos. Como por ejemplo:

- No se asume ningún a priori acerca de la dimensión temporal de los posibles agrupamientos.

- Tampoco se presumen ni la homogeneidad espacial ni la estacionaridad en el tiempo

El procedimiento examina el carácter de cada uno de los eventos contenidos en el catálogo de que se trate, por su posición relativa en el contexto espacio-temporal con respecto al resto de los eventos. Los pasos a seguir se detallan a continuación:

I.-Pasos preliminares

Consistente en la selección de los umbrales de intensidad y fecha inicial y ordenación del catálogo por tamaño decreciente

II.-Definición de la ventanas local y extendida

Comenzando por el primer evento, se construye a su alrededor un seudovolumen cilíndrico, cuya generatriz representa un pequeño lapso de tiempo Δ tl y cuyas bases representan círculos geográficos de radio determinado R1. EPRI designa a este volumen como la ventana local V1. Seguídamente se contabiliza el número de eventos contenidos en esta ventana al que designamos como N1.

A continuación se construye un segundo seudovolumen, llamado, ventana extendida, V_e de dimensiones Δt_e , Re que englobe tanto en sus dimensiones espaciales como temporales a la ventana local y se recuentan el total de eventos interiores a la misma Ne, obviamente Ne debe de ser mayor o igual a NI.

Tanto para el caso de la ventana local, como para la ventana extendida, estas se posicionan en el dominio del tiempo de manera que el evento a analizar se halle a un tercio del origen de la ventana y a dos tercios del extremo, cubriendo así tanto los posibles premonitorios como las réplicas.

III.- Diseño del experimento binomial

Es obvio que en la hipótesis de independencia estadística de los eventos, estos se distribuirán homogéneamente en el interior de ambos seudovolúmenes de modo que la probabilidad elemental de que un evento se encuentre en la ventana local, o vendrá dada por el cociente entre ambos volúmenes:

$$p = \frac{V_i}{V_e} \tag{1}$$

Esto conduce a un experimento binomial, en el que la variable aleatoria, número de ocurrencias dentro de la ventana local, NI, supuesto un total de ocurrencias Ne en el seno de la ventana extendida, debe de distribuirse como:

$$P(N_{l} \le n_{l} / n_{e}) = \sum_{o}^{N_{l}} {\binom{n_{e}}{N_{l}}} p^{N_{l}} (1 - p)^{n_{e}}$$
(2)

 $N_i = 0, 1, \dots, n_i$

Esta función de probabilidad acumulada nos proporciona la probabilidad binomial de que el número de eventos en la ventana local sea menor o igual que un valor prefijado es decir que no supere cierto valor.

Este planteamiento es equivalente a asumir la invarianza del parámetro de Poisson en ambas ventanas de modo que los valores esperados de las variables aleatorias NI y Ne normalizados por el volumen de cada ventana VI y Ve coincidan.

De acuerdo con ello, las hipótesis nula H0 y alternativa H1 del contraste propuesto será precisamente estas:

$$H_{0}: \frac{E[N_{l}]}{V_{l}} \leq \frac{E[N_{e}]}{V_{e}} \quad evento \quad aislado$$
$$H_{1}: \frac{E[N_{l}]}{V_{l}} > \frac{E[N_{e}]}{V_{e}} \quad agrupamiento \tag{3}$$

Es decir, si aceptamos la hipótesis nula H₀:

La tasa es invariante, la distribución estacionaria, no hay indicios estadísticos de agrupamiento y el evento se clasificaría como aislado El rechazo de esta conduce a la aceptación de la hipótesis alternativa H₁: La tasa es mayor en la ventana local, hay indicios de agrupamiento y el evento se clasifica como parte de un agrupamiento.

En la práctica este contraste se puede realizar invirtiendo la distribución binomial, es decir calculando, para un nivel de probabilidad dado, que llamaremos nivel de confianza, $(1-\alpha)$,cual será el número de eventos crítico n_{cri} que pueda contener la ventana local para que se acepte la hipótesis nula.

De esta manera si el recuento de eventos en la ventana local, ofrece un valor igual o menor que este valor crítico aceptaremos la hipótesis nula, y el evento se clasificará como aislado:

si
$$N_1 \leq n_{cri}$$
 aceptamos $H_0 \Rightarrow$ evento aislado

Si por el contrario el número de eventos en la ventana local supera este valor aceptaremos la hipótesis alternativa y el evento se clasificará como parte de un agrupamiento.

si
$$N_1 > n_{cri}$$
 aceptamos $H_1 \Rightarrow$ agrupamiento

IV.-Explotación del experimento binomial. Extracción del catálogo filtrado

En la práctica, la aplicación del test se realiza de forma secuencial evento por evento, ordenados estos por tamaño decreciente, y en caso de igualdad de tamaño por tiempo creciente, es decir el primer evento a tratar será el de mayor tamaño y mas antiguo del catálogo considerado.

Los radios de las ventanas local y extendida se toman en función del tamaño de manera similar a referencias halladas en la literatura (Gardner, Knopoff; 1974), en este caso las distancias consideradas son:

 Tabla 1 – Radio versus Intensidad (Intensity versus radius)

Intensidad	Magnitud	Vent. Local (Km.)	Vent. Extendida (Km.)
IV-V	4.0	10	15
VI-VII	4.5	20	25
VIII-IX	5.0	30	35
Х	6.0	40	45

Respecto de la longitud, inicialmente se elige una ventana local variable de corta duración, y una ventana extendida fija grande, de modo que si el evento no supera el test, procedemos a incrementar la duración de la ventana local, esto puede aumentar tanto el valor del número de eventos crítico n_{cri} como el resultado del conteo NI por lo que volvemos a aplicar el test.

El proceso se repite hasta lograr una ventana local para la cual el test se supere, y el evento aparezca como aislado. Logrado esto, definimos como tamaño del agrupamiento, el de la ventana local inmediatamente anterior a esta e identificamos los eventos que lo componen. El evento en curso se clasifica como principal y el resto como secundarios siendo etiquetados para no volver a considerarlos.

Caso de que el evento supere el test con el menor tamaño de ventana, lo clasificamos como aislado o principal sin agrupamiento.

El resultado del filtro consiste por lo tanto en un catálogo de eventos principales o aislados, y en una serie de subcatálogos conteniendo los eventos asociados a cada principal.

2.2.- Analisis comparativo de Independencia Estadística de los Catálogos antes y después de la aplicación del test binomial.

El siguiente objetivo del filtro que presentamos, es la valoración de la posible mejora, introducida por la clasificación de los eventos en principales y secundarios, en el carácter independiente de las series de eventos contenidos en los catálogos resultantes.

Para alcanzar este objetivo el filtro aborda un nuevo contraste de hipótesis, aplicable tanto a los catálogos originales como a los de eventos principalesy aislados. El test elegido ha sido el de Kolmogorov-Smirnov cuyo fundamento explicamos brevemente a continuación:

La variable aleatoria utilizada ahora será la tasa anual acumulada de un período de n años, $(\Lambda_1, \dots, \Lambda_n)$, cuya función de distribución será contrastada con la distribución de Poisson.

El cálculo del estadístico de contraste requiere de dos distribuciones, la primera de ellas empírica, obtenida a partir de las tasas anuales mediante:

$$\hat{F}(\lambda) = 0 \quad si \qquad \lambda < \Lambda_1 \quad \delta
\hat{F}(\lambda) = \frac{i}{n} \quad si \qquad \Lambda_i < \lambda < \Lambda_{i+1}
\hat{F}(\lambda) = 1 \quad si \qquad \lambda > \Lambda_n$$
(4)

La segunda distribución será la de ensayo es decir la distribución de Poisson F_0 correspondiente a cada valor de Λ para el parámetro de Poisson estimado.

Obtenidas estas, el estadístico o distancia de Kolmogorov se define como:

$$delta_{1} = F(1, 2,, n-1) - F_{0}$$

$$delta_{2} = \bar{F}(2, 3,, n) - F_{0}$$

$$KSest = \max(delta_{1}, delta_{2})$$
(5)

El contraste se establece comparando el valor del estadístico de la muestra con el valor crítico en los siguientes términos:

 H_0 : KSest < KScrit la distribución es de Poisson

$$H_1: KSest \ge KScrit$$
 la distribución excede la de Poisson (6)

3.- CATÁLOGOS Y RESULTADOS

Con objeto de evaluar el desempeño del filtro, se han utilizado 12 fuentes sísmicas facilitadas por IGN afectando al E y SE peninsular tratando cada una de ellas individualmente.



Figura 1 – Fuentes sísmicas delimitadas por IGN utilizadas en este artículo. (Seismic Sources IGN bounded used in this paper).

Para cada fuente se han obtenido dos catálogos ordenados. El primero con todos los eventos contenidos en la fuente y el segundo solo con los eventos aislados y principales obtenidos como resultado del filtrado. Adicionalmente se ha obtenido para cada fuente un catálogo de todos los eventos no aislados reagrupados en episodios detallando la extensión, duración y número de eventos que contiene.

Por último, tanto el catálogo original de cada fuente como el de eventos principales y aislados derivado del mismo han sido repetidamente sometidos al test de Kolmogorov, variando el umbral de intensidad desde I=3 a I= 6 y el año de inicio del catálogo desde 1300 hasta 1900 a intervalos de 100 años. El año de fin en todos los casos se ha fijado en 2010 obteniendo un total de 28 casos por fuente.

Tabla 2 – Resultados filtro y test de Kolmogorov (Filter and Kolmogorov test results)

		D 1 1	Resultados Test Kolmogorov-Smirnov						
	Resultados Filtro					Catálogo Original		Catálogo Filtrado	
	Eventos	Episodios	Aislados	Filtrados	H ₀ .	H_1	H_0	H ₁ .	
Fuente1	2,434	254	586	840	15	13	22	6	
Fuente2	1,136	164	329	493	7	21	23	5	
Fuente3	3,458	426	792	1,218	8	20	16	12	
Fuente4	3,430	874	125	999	0	28	14	14	
Fuente5	868	440	108	548	14	14	14	14	
Fuente6	3,272	542	125	667	7	21	18	10	
Fuente7	6,105	1,270	319	1,589	6	22	16	12	
Fuente8	3,585	409	78	487	14	14	21	7	
Fuente9	692	410	57	467	14	14	17	11	
Fuente10	1,284	583	51	634	21	7	22	6	
Fuente23	721	98	287	385	21	7	28	0	
Fuente24	342	44	180	224	28	0	28	0	

En la primera sección de la tabla 1 se contemplan los resultados obtenidos en la aplicación del test binomial, detallando el número de episodios y eventos aislados detectados por el filtro y el total de eventos resultantes contenidos en el catálogo filtrado. En la segunda sección de la tabla se contabilizan los casos de aceptación y rechazo en cada fuente del test de Kolmogorov, es decir del carácter Poissoniano tanto del catálogo original de la fuente como en el filtrado.

Los casos de aceptación o rechazo del carácter Poissoniano del catálogo empleado dependen tanto de la fecha de inicio como de la intensidad umbral consideradas en cada una de las 28 combinaciones posibles, por lo que a continuación detallaremos fuente a fuente la distribución de casos:

Fuente 1.-

Original Poissoniana desde 1900 para la intensidad IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Filtrada Poissoniana desde 1900 para la intensidad III y desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Fuente 2.-

Original Poissoniana desde 1300 para la intensidad VI

Filtrada Poissoniana desde 1800 para la intensidad III y desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Fuente 3.-

Original Poissoniana desde 1900 para la intensidad V y desde 1300 para las intensidad VI

Filtrada Poissoniana desde 1900 para las intensidades III y IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 4.-

Original No Poissoniana en ningún caso

Filtrada Poissoniana desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 5.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades V y VI

Filtrada Poissoniana desde 1300 para las intensidades V y VI *Fuente* 6.-

Original Poissoniana desde 1300 para la intensidad VI

Filtrada Poissoniana desde 1900 para la intensidad III, desde 1700 para la intensidad IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 7.-

Original Poissoniana desde 1300 para la intensidad VI

Filtrada Poissoniana desde 1900 para las intensidades III y IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 8.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades V y VI Filtrada Poissoniana desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Fuente 9.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades V y VI Poissoniana desde 1300, 1400 y 1900 para la Filtrada intensidad IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 10.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Poissoniana desde 1900 para la intensidad III y Filtrada desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Fuente 23.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Filtrada Poissoniana desde 1300 para las intensidades III, IV, V y VI

Fuente 24.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades III, IV, V v VI

Filtrada Poissoniana desde 1300 para las intensidades III, IV, V y VI

4.- CONCLUSIONES

1.-El filtro ensayado se comporta de forma muy potente en las fuentes de más de 1500 eventos (nº 1, 3, 4, 6, 7 y 8) ya que nos define unos subcatalogos con reducciones entre el 65% y 87% del catalogo inicial. En aquellas fuentes en donde el número de eventos registrados esta comprendido entre 1500 y 1000 (nª 2,10) los subcatalogos obtenidos han sufrido reducciones en torno al 50%, mientras que si el número de eventos registrados es menor de 1000 (nº 5, 9, 23 y 24) los subcatálogos sufren reducciones inferiores al 50 % . Por lo que se pone en evidencia que es en las fuentes en que se ha registrado mayor numero de eventos en donde el filtrado surge mas efecto.

2.-Otra conclusion a destacar es que mediante la aplicación del filtro, se ha conseguido que en todas las fuentes consideradas, el caracter Poissoniano de los subcatalogos se acepte a partir de intensidad sísmica grado V y el año 1300, lo que en este estudio particular da mucha robustez a los resultados para posibles aplicaciones en estudios de peligrosidad sísmica.

3.-Las conclusiones de la aplicación de este filtro las podemos extrapolar a zonas sísmicas similares, es decir, con amplios catalogos de sismicidad histórica -época en que es dificil discernir entre principales y secundarios- y de la época instrumental.

5.- REFERENCIAS

- ANDERSON, J.G., TRIFUNAC, M.D. (1978) Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America.
- CORNELL, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis, Bull, Seism, Soc. Am., 58, 1583-1606
- GINER, J.J., 1996. Sismicidad y peligrosidad sísmica en la comunidad autónoma de Valencia. Análisis de incertidumbres. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- GINER, J.J., LOPEZ CASADO, C., PELAEZ, J.A., PEINADO, M.A., DELGADO, J. y CHACON, J. (1992). Seismic microzonation of Torrevieja (Southeast Spain). Proc. of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering. Madrid. Ed. Balkema. Rotterdam. 6259-6264.
- GRINGORTEN, I.I. (1963): A plotting rule for extreme probability paper. J. Geophys. Res 68 813-814
- GUMBEL, E.J. (1958): Statistics of extremes. Columbia Univ. Press, Nueva York, 379 pág.
- GUTEMBERG, B. y RICHTER, C.F (1944): Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., 34, 185-188.
- MARTIN MARTIN, A.J. (1984): Riesgo sísmico en la Península Ibérica. Instituto Geográfico Nacional. Tesis doctoral. Madrid. 236 pp.
- McGUIRE, R. (1976): EORISK: Evaluation of Earthquake Risk to site. FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis. U.S.G.S. Open file. Report 76-67, 92 pp.
- MERZ, H.A. y CORNELL, C. A. (1973a): Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law. Bull. Seism. Soc. Am., 63, 1999-2006.
- MERZ, H.A. y CORNELL, C. A. (1973b): Aftershocks in Engineering Seismic Risk Analysis. Report. R73-25, M.I.T. Cambridge.MEZCUA, J. y MARTINEZ SOLARES, J.M. (1983, 1993): Sismicidad del área Ibero-
- Mogrebí. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- RICHTER, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 25, Nº1, pp. 1-32.
- ROCA, A., LOPEZ ARROYO, A. y SURIÑACH, E. (1984): Application of the Gumbel III Law to seismic data from Sourthern Spain. Engineering Geology, 20, 63-71.

Determinación de la estructura geofísica superficial del Bajo Andarax a partir de ruido sísmico ambiental

Determination of the shallow geophysical structure of the Low Andarax from seismic ambient noise

Francisco Luzón^(1,2), Antonio García-Jerez^(1,2), Abigail Jiménez⁽¹⁾, Francisco J. Sánchez-Sesma⁽³⁾, Enrique

Carmona^(1,2), **José M. García**⁽¹⁾, **Miguel A. Santoyo**⁽⁴⁾, **Antonio J. González-Camacho**⁽⁵⁾ ⁽¹⁾Universidad de Almería, La Cañada de San Urbano, 04120, Almería, fluzon@ual.es; ajlloret@ual.es; carmona@ual.es; jmgarcia@ual.es

²⁾Instituto Andaluz de Geofísica, Granada, agjerez@iag.ugr.es; ecarmona@iag.ugr.es

⁽³⁾Universidad Nacional Autónoma de Mexico, sesma@unam.mx

⁽⁴⁾Universidad Complutense de Madrid, masantoyo@pdi.ucm.es

⁽⁵⁾Instituto de Geociencias (CSIC), antonio.camacho@mat.ucm.es

SUMMARY

We investigate the shallow velocity structure of the Low Andarax River (Almería) by means of the analysis of seismic ambient noise. We have performed two types of passive seismic experiments: i) first, we carried out field campaigns consisting in tracing several profiles perpendicular to the Andarax river. In order to find the depth to the basement along the profiles the receivers were deployed every 500 m along the lines. The ambient noise data processing procedure was divided into three principal stages: (1) single station data preparation, (2) calculation of average coherence between pairs with 1 minute windows for the vertical components, and (3) inversion of those coherence functions in order to obtain the Swave velocity structure. ii) Secondly, we have performed other experiment based on small aperture arrays (R < 500m). The datasets of five field campaigns have been analyzed by using SPAC-like array methods, including a recently developed three-component method for Love wave analysis (Single Circular Array method, SCA). Suitable shallow ground models have been inverted from Rayleigh- and Love-wave dispersion curves.

The results are in fair agreement with previous geologic studies and provide some new data on the bedrock geometry and elastodynamic properties of the main sedimentary bodies. The retrieved models contribute to the knowledge of the so called "deep aquifer" and will be used in future estimations of the seismic response of the basin.

1. INTRODUCCIÓN

Surface wave tomography has proven to be very useful in imaging the crust and uppermost mantle on regional and global scales across much of the globe. Surface waves of different periods are sensitive to seismic shear wave speeds at different depths, with the longer period waves exhibiting sensitivity to greater depths. By measuring the dispersive character of surface waves, strong constraints can be placed on the shear wave velocity structure of the crust and upper mantle.

Recent developments in acoustics (e.g., Weaver and Lobkis, 2001a, 2001b, 2004; Derode et al., 2003) and seismology (Campillo and Paul, 2003; Sánchez Sesma et al., 2006; Pérez-Ruiz et al., 2008) suggest an alternative method to measure the elastic response of the Earth by extracting the Green function from the diffuse or random wavefields. Contrary to ballistic waves, fully diffuse wavefields are composed of waves with random amplitudes and phases propagating in all possible directions and, therefore, contain the information about any possible path, which can be extracted by computing crosscorrelations between pairs of receivers (Shapiro and Campillo, 2004). In seismology, two types of signals have been considered to form random wavefields. The first one is seismic coda, which results from multiple scattering of seismic waves by small-scale inhomogeneities (e.g., Aki and Chouet, 1975; Paul et al., 2005). The second one is ambient seismic noise (Yang and Ritzwoller, 2008). The Green function between two locations (or at least, the arrival times of the different wave-trains) can be extracted from the diffuse field with a simple field-to-field correlation taken over sufficiently long time (Shapiro and Campillo, 2004). Ambient noise, in contrast with seismic coda, has the advantage that it does not depend on earthquake occurrence and can be recorded at any time and any location.

In this work, we will analyze the data from five profiles perpendicular to the Andarax river (South-Eastern Spain), with interstation distance of 500 m (Fig. 1), from the diffuse-field theoretical framework. We will obtain the S-wave velocity structure along those profiles by using the coherence function of seismic ambient noise. This site has been selected for the following reasons: 1) it is located in an active seismic region, with the higher seismic hazard values in Spain, where shallow seismic series are occurring continuously (in fact the valley is rounded by very near active faults systems which produced the earthquakes with the highest magnitudes recorded in Spain in the last decades); 2) this place is composed mainly by sedimentary materials, increasing its seismic hazard due to amplification of the seismic inputs and spectral resonances; and 3) the population is exponentially growing from the last decades due to its dynamic economy based on pioneer intensive agriculture and its growing tourism. We want to improve our knowledge of the elastodynamic properties of this area for a better assessment of the seismic hazard of the region, to increase the knowledge of the geomorphology and evolution of the Andarax river valley and an improvement of the global knowledge about this area to estimate hydrogeological resources.

2. METHOD

It has been shown (e. g. Luzón et al., 2011) that the coherence or SPAC function between vertical-motion records at the ground surface (Aki, 1957) equals the Bessel function of zero order:

$$\frac{\operatorname{Re}\left[\left\langle u_{z}(x,\omega)\left\langle u_{z}^{*}(y,\omega)\right\rangle\right]}{\sqrt{\left\langle\left|u_{z}(y,\omega)\right|^{2}\right\rangle}}=J_{0}(kr)$$
(1)

The hypotheses considered are: (i) the existence of a predominant mode for Rayleigh-wave propagation, (ii) the consideration of a horizontally layered medium and (iii) isotropic illumination or diffuse field conditions. These hypotheses are reasonable and commonly assumed in ambient noise methods (condition iii) and for velocity structure inversions based on surface waves (i and ii).

We obtain the experimental SPAC function as follows: we divide the traces into 1 minute windows, and correct them from baseline and trend. After that, we filter the traces with a Butterworth band-pass filter with second-order poles between 0.1 and 5 Hz, and consider only 1 bit signals (Campillo and Paul, 2003). Then, we use a cosine-tapered window with 5% of taper and calculate the FFT. Finally, we obtain the SPAC function between every pair of stations (Luzón et al., 2011). Once we have the experimental SPAC functions we use a Genetic Algorithm (Jiménez et al., 2005) in order to invert the S-wave structure, by assuming predominance of the fundamental Rayleigh mode. We use GEOPSY programs to calculate the theoretical dispersion curves, which are introduced in the argument of the Bessel function to obtain the theoretical SPAC coefficient (evaluation of misfits is directly performed in terms of coherences).



Figure 1 – Location of the five profiles and array sites along the Andarax river valley (Almería). Profile 0 is at the lower part, increasing in number up to profile 4 at the upper part of the river. Stars show locations of small-aperture arrays.

3. RESULTS

We used CMG-3ESPD three-component broadband recorders manufactured by Guralp with reliable response bands from 120 s to 50 Hz, and Güralp CMG-6TD three-component broadband recorders with response bands from 30 s to 100 Hz, with an independent Global Positioning System (GPS)-based timing System. The sampling rate was 100 samples/s. In Fig. 2 we show an example of fitted SPAC function.

In Figs. 3-7 we show our results for the velocity structure along the profiles. We only show the layers considered to be well resolved by following the rough approach of $\lambda/3$ penetration depth for Rayleigh waves. For each distance, an average of all the paths available was performed, taking into account their fitness value. We didn't resolve the upper part of the structure in these experiments, due to the low quality of the data at high frequencies. We found the contrast with the (Triassic) basement at around 500 m depth on average. For profile 0, the one located at the lower part of the river, the upper layer has a lower velocity than for profile 4, the one at the upper part of the Andarax Valley. This first layer comprises several saturated and non-saturated strata of sand and gravels and an underlying thick layer of Miocene marls. The results are in agreement with the geology of the region (Sánchez-Martos, 2001; IGME-IRYDA, 1977).

In addition, the shallowest structure at the bed of the river has been investigated by using small-aperture pentagon-shaped arrays. These arrays were deployed at sites shown with stars in Fig. 1, using



Figure 2 – Example of fitted SPAC function.



Figure 3 – Earth model for profile 0, at the lower part of the Andarax river, from West to East.



Figure 4 – Earth model for profile 1, from West to East.





Figure 6 - Earth model for profile 3, from West to East.



Figure 7 - Earth model for profile 4, from West to East.

several radii at each site, with maximum values of 320m for Array 0, 200m for Array 1, 100m for Arrays 2 and 3 and 50m for Array 4. Details of SPAC analysis followed the adjustments described in the previous case, except for using slightly shorter time windows (50s), azimuthal averaging for equidistant pairs, and no time normalization of records. Array 0 records have been also analyzed with the Single Circular Array technique (SCA, García-Jerez et al., 2008, 2010), a suitable technique for calculation of Love wave dispersion curves which mitigates the trade-off between P and S velocities in the inverted models.

A small number of well differentiated layers and suitable ranges for their elastic parameters were identified from the available geological data and used for generation of acceptable models.

The inverted S-wave velocity models (Fig. 8) show thicker layers of sediments and soft rocks at Arrays 0 and 1, closer to the mouth of the river. These profiles show several impedance contrasts which can be interpreted on the basis of nearby boreholes. A shallow layer (14-25m thick) corresponding to Holocene alluvial deposits (Vs~330m/s) was found in all them. The second layer (Vs~670m/s) is interpreted to be composed of Pleistocene materials, from Plioquaternary conglomerates, sand and silts to middle Pliocene yellow marls and silts. Its maximum thickness is about 75m. The third layer should correspond to Miocene marls, with estimated average Vs of 990m/s. A stiffer Triassic basement with Vs~1900m/s has been identified underlying the Miocene marls.

Models at Arrays 0 and 1 show very thick (~600 m) layers of sediments and soft rocks (mainly attributed to Miocene marls). The stiff basement in this area has not been reached by the available mechanical surveys. H/V spectral ratios at these two sites (Figure 9) show long predominant periods, between 2.5 and 3.3 s. These soft rocks have also been found at Sites 2 and 3 with smaller estimated

thicknesses (200-300m, in fairly good agreement with nearby boreholes). Accordingly, the H/V fundamental frequency increases up to 1Hz at Array 3, whereas it shows significant spatial variations across Array 2 (for r = 100m), ranging between 0.4Hz and 1Hz. This fact, together with the irregular shape of the coherences, might reflect that the ground structure beneath or surrounding Array 2 is far from a horizontally layered medium and the 1D model results from some kind of horizontal averaging. Preliminary results of a more detailed campaign of H/V measurements show that ratios picked at about 1Hz appears systematically from about 1.2Km upstream from Array 2.

These facts agree with the borehole data, which point to a fault with approximate E-W trend located near Array-2 (Sánchez-Martos, 2001). Records at Array 4 show poor coherence for frequencies below 4.3Hz, thus, a shallow model was prospected in this case and the depth of the stiff basement could not be estimated with the small aperture arrays.



Figure 8 - Inverted S-wave velocity models at Array sites.



Figure 9 - H/V spectral ratios for some stations at the array sites.

4. CONCLUSIONS

We have used ambient seismic noise recorded along five profiles perpendicular to the Andarax River in order to invert the elastodynamic properties of the subsurface beneath the valley. In particular, we have calculated the SPAC function between each pair of stations and we have obtained the S-wave structure along the profiles. Five small-aperture pentagonal arrays have provided additional data of the shallow layering, showing a significant subsidence of the basement in the southern part of the basin. On the bed of the river, this discontinuity can be detected approximately at the intersection with Profile2. Obtaining a more detailed zonation and models is the aim of ongoing campaigns of H/V- and gravimetric measurements. In general, our results are in agreement with the available geological data in the region. **5. ACKNOWLEDGMENTS** This work was partially supported by the MICINN research project CGL2010-16250, Spain, by the EU with FEDER and by the research team RNM-194 of Junta de Andalucía, Spain. The work by A. J. and by A. G.-J. was supported by Juan de la Cierva grants, from the Spanish Government.

6. REFERENCES

- Aki, K. (1957). "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors". Bull. earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 25, 415–457.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). "Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects". J. Geophys. Res. 80, 3322–3342.
- Campillo, M. and Paul, A. (2003). "Long-range correlations in the diffuse seismic coda". Science, 299, 547–549.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourim, A., Campillo, M. and Fink, M. (2003). "Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium". *J. acoust. Soc. Am.*, **113**, 2973–2976. García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro (2008). "An alternative method for calculation of
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro (2008). "An alternative method for calculation of Rayleigh and Love wave phase velocities by using three-component records on a single circular array without a central station". *Geophys. J. Int*, **173**, 844-858.
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., Santoyo, M. A. (2010). "Assessing the reliability of the Single Circular Array method for Love-wave ambient noise surveying". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100**, 2230-2249.
- GEOPSY (2012). Available at: http://www.geopsy.org/.
 IGME-IRYDA (1977). Estudio hidrogeológico de la Cuenca sur Almería. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, VI.12.
- Jiménez, A., García, J. M. and Romacho, M. D. (2005). "Simultaneous inversion of source parameters and attenuation factor using genetic algorithms". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1401-1411.

- Luzón, F., Almendros, J. and García-Jerez, A. (2011). "Shallow structure of Deception Island, Anctartica, from correlations of ambient seismic noise on a set of dense seismic arrays". *Geophys. J. Int*, 185, 737-748.
- Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E. and Derode, A. (2005). "Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves". J. Geophys. Res. 110, B08302, doi:10.1029/2004JB003521.
- Pérez-Ruiz, J. A., Luzón, F. and Sánchez-Sesma, F. J. (2008). "Retrieval of elastic Green's tensor near a cylindrical inhomogeneity from vector correlations". *Commun. Comput. Phys.*, 3(1), 250-270.
- Sánchez-Martos, F. (2001). "Las aguas subterráneas en el Bajo Andarax (Almería)". Monografías Ciencia y Tecnología, Universidad de Almería, Spain.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez-Ruiz, J. A., Campillo, M. and Luzón, F. (2006). "The elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: the canonical inclusión problema". *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13305, doi:10.1029/2006GL026454.
- Shapiro, N.M. and Campillo, M. (2004). "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise". *Geophys. Res. Lett.* 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
- Weaver, R.L. and Lobkis, O.I. (2001a). "Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlation at MHz frequencies". *Phys. Rev. Lett*, 87, doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Weaver, R.L. and Lobkis, O.I. (2001b). "On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field". J. acoust. Soc. Am, 110, 3011–3017.
- Weaver, R.L. and Lobkis, O.I. (2004). "Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function". J. acoust. Soc. Am, 116, 2731–2734. Yang, Y. and Ritzwoller, M. H. (2008). "Characteristics of ambient seismic noise as a
- Yang, Y. and Ritzwoller, M. H. (2008). "Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography". *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q02008, doi:10.1029/2007GC001814

Intraplate seismicity across the Cape Verde swell: Fault solutions and Taxonomic Analysis of Earthquakes

D. Vales⁽¹⁾, N. A. Dias^(2,4), I. Rio⁽²⁾, L. Matias^(2,3), G. Silveira^(2,4), F. Carrilho⁽¹⁾

⁽¹⁾Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Rua C, Aeroporto de Lisboa, 1749-077 Lisboa, Portugal, <u>dina.vales@ipma.pt</u>

⁽²⁾Instituto Dom Luíz – Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa, Portugal

⁽³⁾Dep. Eng. Geográfica, Geofísica e Energia, FCUL, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016, Lisboa, Portugal

⁽⁴⁾Instituto Superior de Engenharia de Lisboa, Rua Conselheiro Emídio Navarro, 1, 1949-014 Lisboa, Portugal

SUMMARY

Within the framework of the CV-PLUME project, 39 Broad Band seismometers were deployed on nine of the ten major islands of the Cape Verde archipelago between November 2007 and September 2008. By analyzing the seismicity evidenced by this network, it is possible to identify a more active earthquake cluster in the north, close to Santo Antão island, than to the south, near Brava island. To refine the hypocentral locations, we derived a new 1-D velocity model by simultaneous inversion of model, station corrections and hypocentral locations. The strategy followed for the inversion was constrained by the existence of large azimuthal gaps, resulting from the spatial distribution of the seismicity and the location of the seismic network and it could be observed that the majority of this seismicity corresponds to events outside the network. In order to define families of earthquakes associated with existing tectonic and volcanic structures an agglomerative method based on waveforms cross-correlations was used. The results obtained were relatively unsatisfactory: among the large clusters, only small groups of similar earthquakes were found to the NW and SW of Brava and Sao Vicente. In tectonic environments, this type of algorithm is very efficient in defining the mechanism and activity rates associated with faults. In the current case, however, probably due to a pure volcanic environment, different types of signal generating mechanisms may be associated with the same structures. Focal mechanisms were also calculated.

1. INTRODUCTION

The Cape Verde archipelago is located in the Eastern Atlantic Ocean, about 500km offshore of Senegal. The islands are located astride the Cape Verde mid-plate topographic swell, one of the largest features of its type in the world's ocean basins. Within the framework of the CV-PLUME project, 39 broad band seismometers were deployed on nine of the ten major islands of the Cape Verde archipelago (Figure 1).

The local magnitudes (M_L) of nearby earthquakes (distances between 4 and 60 km) were determined using the Azores formula (Góngora *et al*, 2004) without station corrections. Figure 2 shows the low magnitude seismicity located at the northeast of the archipelago - close to Santo Antão island – which was previously unknown, and to the southwest, close to Brava island and to the Cadamosto seamount. In the north, it can be seen that some clusters of epicenters show a preferred NE-SW orientation.

The study of Vinnik *et al.* (2012), using P and S Receiver Functions, revealed different crustal structures in these two regions, which is why we chose to concentrate the analysis on the northern areas and calculated a specific velocity model 1D for this zone.

2. INVERSION

As data selection criteria we have used only earthquakes recorded by at least 5 stations and whose quadratic average of residues (RMS) obtained was lower than 0.6 using the model adopted by Matias *et al.* (1997). Based on these criteria, the group of 88 earthquakes illustrated in the selected area of Figure 2 was obtained.

In order to analyse the ratio between propagation velocities of the P and S waves (Vp/Vs), we applied the Wadati diagram (Havskov and Ottemöller, 1999) to the set of 88 earthquakes. For a minimum correlation of 0.90 a Vp/Vs of 1.75 is obtained for each event. Assuming a minimum correlation of 0.80, a 1.74 Vp/Vs was obtained. This value is selected because it is based on more events.



In order to refine the hypocentral locations, we tried to derive a new 1-D velocity model using the VELEST program (Kissling *et al.*, 1995). This method conducts a simultaneous inversion of the model and determination of station corrections and hypocentral locations.

We tested several initial velocity models: those obtained from previous studies available in this area, namely from Matias *et al.* (1997), models adapted from wide-angle studies Pim *et al.*, 2008; Wilson *et al.*, 2010), a receiver-functions model (Vinnik *et al.*, 2012) and a crustal-velocity model adapted from the Azores MAC (Him *et al.*, 1980).

The strategy followed for the inversion was constrained due to the large gaps resulting from the spatial distribution of seismicity and the location of the seismic network. It could be observed that the majority of the seismicity corresponds to events outside the network.



We opted for a different procedure from the typical methodology of Kissing et al (1994). Instead of testing each entry model with several parameterizations and high numbers of iterations (each model resulting from the inversion serving also as an entry model), only two inversions for each initial model were performed. We started the inversion process with a total of 1537 readings (1185 P and 352 S) and a fixed Vp/Vs (1.74).

The evaluation of the best model was made according to their residual mean squares (RMS). It is possible to verify that these models (Figure 3) show an RMS equal or lower than 0,218 s (the highest RMS value for one of the initial model was 0.662) and that the best solution obtained, from a numerical point of view, was based on the initial model of Vinnik et al., (2012).

The comparison of the five models resulting from the inversion reveals the existence of a heterogeneous crustal structure in the upper 7 km and a sharp discontinuity at depths ranging from 10 to 13 km, an effect probably correlated with the presence of the Moho.



between

Figure 3 - Final 1D P-velocity models after inversion (each model is represented as function of the input model)

3. FAULT PLANE SOLUTIONS

To compute focal mechanisms we have used the FOCMEC program, included in the SEISAN software package (Havskov and Ottemöller, 1999), in which all the compatible solutions with a given polarity distribution are obtained. These best solutions were later used as initial solutions in the MECSTA program (Brillinger *et al.* 1980) to determine the most viable solution for the focal mechanism (nodal plane orientations and also the orientation of the principal stress axes, P and T).

For the calculation of these focal mechanisms, the criterion followed was to use only events with a minimum of nine polarities reported, so a selection of five events was obtained. We present two examples of fault plane solutions (Figures 4 to 7) while the five earthquake locations and focal mechanism parameters are listed in Table 1.









Figure 5 - Red lines represent the best fault-plane solution (MECSTA) and the black lines are compatible solutions for the given polarities distribution for the 200804150033 event.



Figure 6 - The 200808280736 earthquake shown on vertical-component seismograms from these stations and P-wave polarities.



Figure 7 - Red lines represent the best fault-plane solution (MECSTA) and black are compatible solutions for the given polarities distribution for the 200808280736 event.

0Date	0Time	0Latitude	0 Longitude (°	0Depth	0ML	0Strike	0Dip	0Rake (°)
		(°N)	E)	(km)		(°)	(°)	
02008-04-15	100:33:54	114.201	1-24.176	148	13.5	1163	118	1 65
02008-05-01	215:10:40	216.633	2-25.398	230	23.0	2305	240	2 112
02008-05-14	306:51:05	316.650	3-25.336	330	33.4	3250	333	3 160
02008-05-20	402:50:29	417.722	4-25.632	443	43.0	4194	478	4 8
02008-08-28	507:36:19	514.979	5-24.995	523	52.9	5188	580	5 2
0Composite	6	6	6	6	6	6164	639	6 -83

Table 1- The five earthquake locations, their source parameters and the composite focal mechanism parameters (see Figure 11)

4. TAXONOMIC ANALYSIS OF EARTHQUAKES

Earthquakes associated with the same tectonic structure usually present similar seismic records at each station. To find "identical" events a classification scheme was applied, quantifying the similarity and coupling the events into "clusters". The resemblance was measured by cross-correlating the records at each station, using a specific tapered time–window lengths for each seismic phase: 2.56s for the P- and 5.12s for the S-phases, starting 0.5-0.8 s before the phase onset. The records were filtered with band-passes of: 2-10 Hz for the P- and 1-6 Hz for the S-phases.

The final similarity value considered was the weighted average of the cross-correlations computed for the entire network. Based in a trial-and-error approach, the sequence analysis adopted was to first compute the similarity of the P-phase, defining a first group of Pclusters followed by a refinement in each cluster by computing the S-phase similarity (cf. Figure 8 and 9) followed by a refinement in each cluster by computing the S-phase similarity. The best sequence obtained corresponds to the cluster located in the SW area near Brava island, whose records are presented in Figure 10.



Figure 8 - The 11 sequences that were selected by a P-phase similarity higher than 0.6. Sequences 1 and 9 correspond to artificial explosions generated at the S. Vicente airport construction site.







Figure 10 - The first 5 seconds of waveforms at station CVBR1 from the 7 events sequence, aligned at the P-phase arrival (after time correction).

For the final P-S sequences, the match among the records allowed us to calculate the composite focal mechanism (Figure 11).



Figure 11 - Composite focal mechanism of the Brava cluster.

The five individual focal mechanisms and the composite solution computed for one of the sequences show a great diversity in faulting styles: normal, reverse and strike-slip (Figure 12). Given the large geographical dispersion of the events, its low-magnitude and nonoptimal data coverage, regrettably we cannot infer from these results conclusions on local and regional tectonics.



Figure 12 - Location for the five computed Fault Plane Solutions and the composite focal mechanism (blue).

5. CONCLUSIONS

In spite of the dispersion in the seismicity, it was possible to identify two earthquake clusters located near the islands of Brava and Santo Antão.

Santo Antão seismicity spreads over 110 km. Since this island is an active volcano, with most recent seismicity located at the SW end, this so far unknown seismicity, can be interpreted as being related to the tectonic-volcanic structures spreading over the volcano limits

The discrimination of the explosions at S. Vicente airport construction site shows that the association method is robust. P waveforms generated in the same geographical areas show some similarities. Differences observed in S waveforms, for similar P waveforms, indicate that S-phases are useful in discriminating seismic sources and focal mechanisms originating in the same geographical area.

Acknowledgments: This study was funded by the project "CV-PLUME: An investigation on the geometry and deep signature of the Cape Verde mantle plume", PTDC/CTE-GIN/64330/2006

REFERENCES

- Brillinger, D., Udias, A., Bolt, B. A. (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. Bull. Seis. Soc. Am. 70, 149-170.
- Góngora E., Carrilho F., Oliveira C.S. (2004). Calibration of local magnitude ML in the Azores archipelago based on recent digital recordings. Pure Appl Geophys 161(3), 647-659.
- Kissling, E., et al., "Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography", J.Geophys. Res.-Solid Earth, 99, 1994, pp. 19635-19646.
- Kissling E., 1995. Velest User's Guide. Internal report 26, Institute of Geophysics, ETH Zurich, Switzerland.
- Havskov J., Ottemöller, L. (1999). Seisan earthquake analysis software, Seismol. Res. Lett., 70, 532-534
- Hirn, A., Haessler, H., Hoangtrong P., Wittlinger G, Mendes-Victor, L.A., 1980. Aftershock sequence of the January 1st, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores. Geophys Res Lett 7(7) 501-504.Kissling, E., *et al.*, "Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography", J.Geophys. Res.-Solid Earth, 99, 1994, pp. 19635-19646.
- Lienert, B.R.E. and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. Seis Res Lett 66 26-36.
- Matias, L., Cruz, J., Pena, J., Martins I., Senos, M.L. (1997). A sismicidade registada na ilha do Fogo durante os primeiros dias de actividade do vulção na erupção de Abril de 1995. Proceedings of the 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde", IICT and MCT, 13-22. Pim, J., Peirce, C., Watts, A.B., Grevemeyer, I., Krabbenhoeft, A., 2008. Crustal
- structure and origin of the Cape Verde Rise. Earth Planet Sci Lett 272, 422-428.
- Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Farra V. Webber, M. and Stutzmann E., Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. Earth Planet Sci Lett 319-320 (2012) 259.
- Wilson, D.J., Peirce C., Watts, A.B., Grevemeyer, I. and Krabbenhoeft, A., 2010. Uplift at lithospheric swells -I: seismic and gravity constrains on the crust and uppermost mantle structure of the Cape Verde mid-plate swell. Geophys J Int 182, 531-550.

Relación entre las magnitudes mb (IGN) y ML (CRAAG) calculadas para terremotos localizados en el Norte de Argelia Relationship between computed mb (IGN) and ML (CRAAG) magnitudes for earthquakes located in Northern Algeria

José A. Peláez^(1,2), Mohamed Hamdache⁽³⁾ y José M. Martínez Solares^(4,5)

⁽¹⁾Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Jaén

⁽²⁾Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo Sísmico y Tectónica Activa"

⁽³⁾Dpt. D'Études et Surveillance Sismique, CRAAG, Argel

⁽⁴⁾Área de Geofísica, Instituto Geográfico Nacional, Madrid

⁽⁵⁾Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid

SUMMARY

Here we present a work concerning the relationship between magnitudes computed for Northern Algeria by the Spanish Instituto Geográfico Nacional (IGN) and by the Algerian Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG). The obtained relationships using the double regression or OLS bisector method are the following: $m_b = 0.75 (\pm 0.08) \cdot M_L + 1.30 (\pm 0.09)$ and $M_L = 1.33 (\pm 0.26) \cdot m_b - 1.73 (\pm 0.18)$. Moreover, we present the differences found between locations and origin times computed by both institutions for earthquakes located in the region under study. Relationship between magnitudes will allow to complete and to homogenize seismic data in this region from information provided by both institutions. Differences between computed parameters show that, at first, they do not depends on the location, that is, they do not appears to be function of the distance between epicentres and the Spanish seismic net.

1. INTRODUCCIÓN

Establecer la relación entre las magnitudes proporcionadas por dos redes sísmicas es útil, tanto a la hora de calibrar las magnitudes calculadas por una de las redes, como a la hora de completar y homogeneizar catálogos sísmicos, normalmente con vistas a efectuar análisis de peligrosidad sísmica. Este último ha sido el principal objetivo que nos ha llevado a realizar este trabajo.

El interés en la realización de estudios de peligrosidad sísmica por los autores de esta publicación en la zona de estudio (v.g. Peláez *et al.*, 2006), el Norte de Argelia, así como en la compilación de catálogos de terremotos ad hoc (Hamdache *et al.*, 2010), nos ha llevado a tratar de establecer una relación entre las magnitudes proporcionadas por las dos principales instituciones que incluyen en sus catálogos la sismicidad de esta región, el IGN y el CRAAG.

La regresión utilizada, como es usual en este tipo de trabajos, ha sido la lineal. El incluir un término de segundo grado, además de no tener un significado físico, no acostumbra a mejorar la precisión (v.g. Båth, 1977). Incluso cuando no es posible una relación lineal, se prefiere trabajar con relaciones bilineales (v.g. Scordilis, 2006).

Otro objetivo ha sido el comparar los parámetros focales proporcionados por ambas redes como medio de chequear los errores cometidos por la red sísmica del IGN en la localización de terremotos en la zona central y oriental del Norte de Argelia. Como se verá a continuación, la utilización de diferentes modelos de corteza y software de cálculo no arroja ninguna conclusión definitiva al respecto.

2. RED SÍSMICA ESPAÑOLA

La red sísmica española conectada en tiempo real mediante transmisión analógica a un centro de recepción de datos, situado en la sede del IGN en Madrid, se inicia en 1979 con estaciones de corto periodo y componente vertical. A partir del año 2000 se empiezan a instalar estaciones de banda ancha y tres componentes, sustituyéndose por un lado algunas de las estaciones analógicas, y por otro, ampliandose la cobertura y sensibilidad de la red (figura 1).

En la actualidad coexisten varios tipos de transmisión de la señal sísmica. Algunas de las antiguas estaciones de transmisión analógica vía teléfono continúan operativas, y se han complementado con otras de transmisión telefónica digital terrestre, bien con conexión en tiempo real o mediante interrogación, y también con trasmisión telefónica digital GPRS. Mediante conexión digital vía satélite la red sísmica tiene 41 estaciones operativas, todas de banda ancha y tres componentes.

En el centro de recepción de datos en Madrid se realiza el análisis interactivo automático y manual mediante el sistema ARS (Analyst Review System) que utiliza el programa de localización Evloc. Recientemente se ha incorporado también el sistema de análisis SeisComP desarrollado por GEOFON/GFZ.

El modelo de velocidades utilizado es un modelo de tres capas sobre la Moho (Mezcua y Martínez Solares, 1983):

$$v_{p} = \begin{cases} 6.1 \frac{km}{s} & h \le 11 \ km \\ 6.4 \frac{km}{s} & 11 < h \le 24 \ km \\ 6.9 \frac{km}{s} & 24 < h \le 31 \ km \\ 8.0 \frac{km}{s} & h > 31 \ km \end{cases}$$
(1)

La magnitud calculada para cada evento de esta región a partir de 1997 es la magnitud m_b dada mediante la fórmula de Veith and Clawson (1972)

$$m_b = \log \frac{A}{T} + P(\Delta, h) \tag{2}$$

en donde A es la amplitud y T el periodo medidos en la fase P, y P un factor tabulado función de la distancia epicentral (Δ) y la profundidad (h).

3. RED SÍSMICA ARGELINA

La red sísmica argelina, en un principio denominada ATSN (Algerian Telemetered Seismological Network) y en la actualidad REALSAS (Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique), aunque instalada inicialmente en 1990, ha sido mejorada y reinstalada desde 1998 (figura 1). Está formada por cuatro sub-redes, abarcando cuatro áreas sísmicas del Norte de Argelia, esto es, de oeste a este, Orán, Chlef, Argel y Constantine (Bezzeghoud *et al.*, 1994; Yelles *et al.*, 2003).

Las estaciones transmiten la señal mediante radio-enlace a la estación regional principal de la sub-red a la que pertenecen, y de allí, mediante línea telefónica, a la estación central en Argel. Los equipos son sismómetros verticales de 1 Hz, junto con una estación de corto período de tres componentes en cada una de las cuatro

estaciones regionales. En la estación central de Argel se procesan los registros utilizando el programa HYPO71.

Desde el año 2006 se está de nuevo en una fase de reinstalación, aún no concluida, con la incorporación de nuevas estaciones de corto período y de banda ancha digitales.



Figura 1 - Estaciones sísmicas utilizadas por el IGN (triángulos azules) y por el CRAAG (triángulos rojos). (*Seismic stations used by the IGN (blue triangles) and by the CRAAG (red triangles))*

El modelo de velocidades utilizado en la localización es el que proporciona en cada caso menor error rms de los dos siguientes:

$$v_{p1} = \begin{cases} 4.5 \frac{km}{s} & h \le 6 \ km \\ 5.5 \frac{km}{s} & 6 < h \le 12 \ km \\ 6.5 \frac{km}{s} & 12 < h \le 30 \ km \\ 8.0 \frac{km}{s} & h > 30 \ km \end{cases}$$
(3)

$$v_{p\,2} = \begin{cases} 4.5 \frac{h}{s} & h \le 9 \ km \\ 5.5 \frac{km}{s} & 9 < h \le 20 \ km \\ 6.5 \frac{km}{s} & h > 20 \ km \end{cases}$$

La magnitud calculada para cada evento es una magnitud duración, dada a través de la expresión (Bezzeghoud *et al.*, 1994)

$$M_L = \begin{cases} -1.9 + 2.8 \log T & D \le 40 \ km \\ 1.2 + 2.2 \log T + 0.0033D & 40 < D \le 200 \ km \end{cases}$$

en donde D es la distancia en km y T la duración del registro en s.

4. DATOS UTILIZADOS. DIFERENCIAS ENTRE PARÁMETROS FOCALES

Inicialmente se consideraron para el análisis los terremotos localizados por el IGN comprendidos en la región 3°W-6°E y 32°N-38°N, con magnitud $m_b \geq 3.0$ y profundidad $h \leq 30$ km. Hay que tener en cuenta que el IGN no incluye en su catálogo de terremotos aquellos localizados más al este que los que hemos considerado. Con posterioridad, se llevó a cabo un análisis de agrupamientos a la hora de trabajar únicamente con terremotos principales. Se eliminaron las réplicas debido a que podrían introducir sesgos en el análisis de regresión. Para el citado análisis se utilizó la metodología clásica de Gardner and Knopoff (1974). Un total de 408 terremotos cumplían estas condiciones.

Este conjunto inicial de datos se cotejó con el catálogo del CRAAG. Esto permitió obtener un catálogo final de 308 terremotos localizados por ambas instituciones entre 1997 y 2010. La sismicidad es la que se observa en la figura 2. El rango de magnitudes que abarca dicho catálogo está comprendido entre los valores $3.0 \leq m_b \leq 6.3$ ó $2.0 \leq M_L \leq 6.9$.

Un total de 100 terremotos principales fueron localizados por el IGN en esta región pero no por el CRAAG (figura3). Si bien algunos de ellos están localizados fuera de las fronteras de Argelia y no se consideran en el catálogo de terremotos del CRAAG, no hay una explicación clara de porqué un número significativo de terremotos dentro del territorio argelino no aparecen en dicho catálogo, dos incluso con magnitudes 5.0 (11/12/2000, 37 km al SW de Bejaïa) y 5.3 m_b (14/12/2009, unos 410 km al S de Orán), y diez más con magnitudes comprendidas entre 4.0 y 5.0 m_b (figura 3). Un buen número de estos terremotos no catalogados por el CRAAG se encuentran en la región NW del área de estudio, el área más cercana a la red sísmica española, y en principio, donde son esperables menores errores en los parámetros focales determinados por el IGN.



Figura 2 - Terremotos utilizados para evaluar la relación entre las magnitudes calculadas por el IGN y el CRAAG. (Earthquakes used to appraise the relationship between computed IGN and CRAAG magnitudes)



Figura 3 - Terremotos principales localizados por el IGN pero no por el CRAAG. (Main earthquakes located by the IGN but not by the CRAAG)



Figura 4 - Diferencias entre los tiempos origen calculados por el IGN y el CRAAG. (*Differences between computed IGN and CRAAG origin times*)

En las figuras 4 y 5 se muestra la diferencia observada en los tiempos origen y las localizaciones, en latitud y longitud, dadas por ambas instituciones. En lo referente al tiempo origen, aunque la mayor parte de los eventos registran diferencias inferiores a unos 15 s, seis de ellos registran valores superiores, llegando incluso a los 44.2 s en el caso del terremoto de 15/02/2007 de magnitud 3.9 m_b, localizado unos 430 km al S de Chlef. En referencia a las localizaciones, del orden de unos 50 terremotos (de 308 eventos) difieren más de 0.25° en las localizaciones dadas por ambas instituciones, y de entre estos, del orden de 20 en más de 0.5°. La mayor discrepancia se observa de nuevo para el terremoto de 15/02/2007. El CRAAG lo localiza más de 360 km al NW de la localización dada por el IGN.



Figura 5 - Diferencias entre las localizaciones calculadas por el IGN y el CRAAG (arriba: en latitud, abajo: en longitud). (*Differences between computed IGN and CRAAG locations (top: in latitude, bottom: in longitude)*)

Al observar las figuras 4 y 5, lo que sí parece inferirse es que las diferencias entre los parámetros focales no parecen estar directamente relacionadas con la localización de los terremotos. Aunque sí se observan mayores diferencias al S de la región de estudio, evidentemente a mayor distancia de la red sísmica española, en la región N, las mayores diferencias aparecen distribuidas de forma aleatoria.

5. RELACIONES ENTRE MAGNITUDES

A partir de los datos de magnitud se ha realizado un ajuste lineal utilizando el método de la doble regresión o del bisector OLS (Ordinary Least Squares). Es una metodología muy utilizada en Astrofísica (v.g. Rubin *et al.*, 1980; Pierce and Tully, 1988) que es idónea para este problema, debido a que trata las variables simétricamente (v.g. Isobe *et al.*, 1990). Los errores que tienen asociadas ambas variables son equiparables, y no tiene sentido hablar de variable dependiente e independiente, es decir, no está claro qué variable depende de otra. Dadas dos variables x e y relacionadas, este método estima como línea de regresión la bisectriz entre la línea de regresión de x frente a y, y la línea de regresión de y frente a x.

Las relaciones obtenidas son las siguientes (ver figuras 6 y 7)

$$M_L = 1.33(\pm 0.26)m_b - 1.73(\pm 0.18)$$
 (5)

$$m_b = 0.75(\pm 0.08)M_L + 1.30(\pm 0.09)$$
 (6)

En la relación $M_L vs. m_b$ se han utilizado todos los terremotos considerados ($m_b \ge 3.0$), mientras que en la relación $m_b vs. M_L$, por cuestiones de completitud y simetría con la relación anterior, se han considerado sólo los terremotos con magnitud $M_L \ge 3.0$ (figura 6). Como puede observarse, las estimaciones de los errores de los parámetros de la regresión son sustancialmente menores en el caso de la regresión de m_b frente a M_L . Las fórmulas correspondientes a la estimación de los parámetros y sus errores pueden consultarse en Isobe *et al.* (1990).



Figura 6 - Relación entre las magnitudes m_b y M_L . (Relationship between m_b and M_L magnitudes)



Figura 7 - Relación entre las magnitudes ML y mb. (Relationship between M_L and m_b magnitudes)

Posteriormente se han representado espacialmente los residuos del ajuste m_b vs. M_L (figura 8). En sólo dos terremotos los residuos superan 1.0 grado, en el de 24/06/2005 (3.1 mb, 3.8 ML), en la región de Bejaïa-Sétif, y en el de 18/04/2010 (4.2 m_b, 2.3 M_L), en la región de Chlef. Los residuos con valores comprendidos entre 0.5 y 1.0 grado aparecen algo más concentrados en la región central y oriental de la zona de estudio, y menos en el extremo occidental, más cercano a la red sísmica española.



Figura 8 - Residuos de la relación entre m_b y M_L. (Site residuals of the relationship m_b vs. M_L)

Las diferencias encontradas pueden deberse a que la expresión de Veith and Clawson (1972) se definió para sismómetros de corto periodo y componente vertical, en los que su ley de atenuación, el factor P en la ecuación 2, puede presentar disfunciones cuando se trata de registros de banda ancha. También, el que la calibración de las expresiones de magnitud duración obtenidas por el CRAAG no ha sido realizada respecto de la magnitud m_b del IGN.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el CRAAG, el Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo Sísmico y Tectónica Activa", y el proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02.

7. REFERENCIAS

Båth, M. (1977): "Teleseismic magnitude relations". Annali di Geofisica, 30, 299-327.

- Bezzeghoud, M., A. Ayadi, A. Sebaï and H. Benhallou (1994): "Seismogeneic zone survey by Algerian Telemetered Seismological Network; case-study of Rouina earthquake, 19 January 1992". Physics of the Earth and Planetary Interiors, 84, 235-246.
- Gardner, J. K. and L. Knopoff (1974): "Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?". Bulletin of the Seismological Society of America, 64, 1363-1367.
- Hamdache, M., J.A. Peláez, A. Talbi and C. López Casado (2010): "A unified catalog of main earthquakes for Northern Algeria from A.D. 856 to 2008". Seismological Research Letters, 81, 732-739

Isobe, T., E.D. Feigelson, M.G. Akritas and G.J. Babu (1990): "Linear regression in Astronomy. I'. *The Astrophysical Journal*, **364**, 104-113. Mezcua, J. y J.M. Martínez Solares (1983): "Sismicidad del Área Ibero-Mogrebí".

- Publicación 203, Instituto Geografico Nacional.
- Peláez, J.A., M. Hamdache and C. López Casado (2006): "Seismic hazard in terms of spectral accelerations and uniform hazard spectra in Northern Algeria". Pure and Applied Geophysics, 163, 119-135.
- Pierce, M.J., and R.B. Tully (1988): "Distances to the Virgo and Ursa Major clusters and a determination of H0". The Astrophysical Journal, 330, 579-595
- Rubin, V.C., D. Burstein and N. Thonnard (1980): "A new relation for estimating the intrinsic luminosities of spiral galaxies". The Astrophysical Journal, 242, L149-L152

Scordilis, E.M. (2006): "Empirical global relations converting Ms and mb to moment magnitude". Journal of Seismology, 10, 225-236. Veith, K.F. and G.E. Clawson (1972): "Magnitude from short period P-wave data".

- Bulletin of the Seismological Society of America, 62, 435-452
- Yelles, A.K., S. Haned and A. Deramchi (2003): "The CRAAG, Algeria". EMSC Newsletter, 20, 17-18.

Estudio de las series sísmicas de Arquillos, abril de 2010 - julio de 2011?, y Baeza, mayo - diciembre de 2011?, en la zona centro de la provincia de Jaén Study of the Arquillos, April 2010 - July 2011?, and Baeza, May - December 2011?, seismic swarms, in the central part of the province of Jaén

José A. Peláez^(1,5), Mohamed Hamdache⁽²⁾, Fernando Pérez Valera⁽³⁾, Jesús Henares⁽⁵⁾, Mario Sánchez Gómez^(3,5), y Carlos López Casado^(4,5)

⁽¹⁾Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Jaén

⁽²⁾Dpt. d'Études et Surveillance Sismique, CRAAG, Argel

⁽³⁾Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, Jaén

⁽⁴⁾Dpto. de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Granada

⁽⁵⁾Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo sísmico y Tectónica activa"

SUMMARY

Here we present the description and study of two small seismic swarms happened in the central part of the province of Jaén, being overlapped partly in the time and practically also in the space. The recorded maximum earthquakes were those of 04/04/2010, m_{bLg} 3.2, located at the NE of Vilches, in the case of the so called seismic swarm of Arquillos, and that of 14/10/2011, m_{bLg} 2.7, located at the SE of Baeza, in the case of the so called seismic swarm of Baeza. None of them, including more than 50 events, responds to one of the well-known typical patterns of a seismic swarm.

A statistical study of both series is also performed (b-parameter, fractal dimension, density of probability of the interevents distance), as well as a proposal of its seismotectonic setting.

Both seismic swarms are located along a N-S transect crosscutting the Guadalquivir Basin, from the flexural bulge of the Variscan basement to the north, until the present-day axis of the basin. Although the main structures in the region has been considered inactive since the upper Miocene, the swarm alignment suggest an active structure, as it could be a tear fault zone that accommodate different overloads due to tectonic thickening of the Betic Units.

1. INTRODUCCIÓN

En esta comunicación pretendemos describir y estudiar dos pequeñas series sísmicas que ocurren en la parte central de la provincia de Jaén a lo largo del 2010 y 2011. De hecho, aún en la actualidad se siguen registrando terremotos de muy baja magnitud (0.6-1.5 mbLg) en dicha zona, desconocidos con anterioridad a dichas series.

Son las que llamaremos la serie de Arquillos, de la que se han localizado unos 60 terremotos, cuyo centroide se encuentra justo al Sur de la población de Arquillos y del pantano de Guadalén, y la de Baeza, de la que se llegaron a localizar unos 70 eventos, cuyo centroide se encuentra a unos 20 km al Sur del anterior, justo al Sur de la población de Baeza.

Aunque no tienen una especial importancia desde los puntos de vista de la peligrosidad sísmica o puramente sismológico, el hecho de que las series sean sucesos inusuales en esta zona, así como que son indicativas de una cierta actividad tectónica, hacen que sean merecedoras de destacarse.

Los datos utilizados son los registrados por la Red Sísmica Nacional y proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional. No han sido reprocesados. No ha sido posible una relocalización diferencial de los eventos, lo que quizás hubiera podido aportar más información. Tampoco, dada la baja magnitud de los eventos y alta relación señal ruido, ha sido posible calcular algún mecanismo focal, ni siquiera del evento más energético de cada una de las series.

2. DESCRIPCIÓN DE LAS SERIES

Las figuras 1 y 2 muestran las distribuciones espacial y temporal, respectivamente, de ambas series. Nos basaremos en ellas para su descripción. El criterio para determinar si un evento pertenece a una serie en cuestión o no, ha sido su proximidad espacial al centroide del agrupamiento. Es posible que algunos de los eventos más distantes no pertenezcan estrictamente a la serie. Si se ha considerado que sí pertenecen, ha sido porque con anterioridad a la serie esta zona no tenía sismicidad, por lo tanto, cuando menos, sí son eventos relacionados.



Figura 1 - Distribución espacial de los eventos localizados en las series de Arquillos y Baeza. Encuadre geológico. (Spatial distribution of the located events in the seismic swarms of Arquillos and Baeza. Geological sketch)

La serie de Arquillos comienza con el terremoto de NE de Vilches de 04/04/2010, de magnitud 3.2 m_{bLg} (figuras 1, 2 y 3). Es el primero y más energético de los 59 eventos localizados hasta diciembre de 2011 que conforman esta serie sísmica. Este primer

terremoto es seguido en los siguientes días por otros tres aproximadamente en la misma localización. Tras dos meses de quietud, y con la excepción de un terremoto de transición, la serie se traslada a una nueva ubicación, con un centroide a unos 10 km al SSE de la ubicación del terremoto principal.



Figura 2 - Distribución temporal de las series de Arquillos y Baeza. (*Temporal distribution of the seismic swarms of Arquillos and Baeza*)

En principio, la serie sísmica continúa hasta marzo de 2011, y tras un nuevo impás de dos meses, vuelven a localizarse de nuevo eventos en la zona entre junio y agosto, aunque en menor número. Aún siguen registrándose en este momento eventos esporádicos en la región. En general, es una serie que presenta una tasa de eventos baja, alcanzándose sólo en dos ocasiones el valor de 3 eventos/día.

Utilizando los valores de profundidad de los eventos mejor localizados, podemos indicar que la mayoría de ellos se localizan a unos 10-11 km de profundidad, con la excepción de tres de ellos, claramente registrados a 21-22 km de profundidad, estando todos localizados, por lo tanto, en el basamento.



Figura 3 - Registro en la estación de banda ancha de la Universidad de Jaén. Arriba: Registro superpuesto del terremoto de NE de Vilches de 04/04/2010 al telesismo de Sierra El Mayor (Baja California, México) de magnitud 7.2 M_w. Abajo: Detalle del terremoto de NE de Vilches de 04/04/2010. (*Record of the University of Jaén broad band station. Top: Superimposed records of the 04/04/2010 NE Vilches and the Sierra El Mayor* (*Baja California, México*), M_w 7.2, events. Bottom: Detail of the 04/04/2010 NE Vilches entiquake)

De los terremotos de la serie de Arquillos sólo hay constancia de haber sido sentidos dos de ellos, los de mayor magnitud. Son el principal de la serie, el de 04/04/2010, de magnitud 3.2 m_{bLg} , sentido con intensidad máxima III en Vilches, Arquillos, La Carolina,

Linares, Bailén y Mengíbar, y el de NW de Ibros de 11/11/2010, de magnitud 2.9 m_{bLg} , sentido también con intensidad máxima III en las poblaciones de Linares, Rus y Canena.

La serie de Baeza comienza el día 07/05/2011 con dos pequeños terremotos de magnitudes 1.6 y $0.7 m_{bLg}$, y a partir del 27/05/2011 ya de forma continua. Aunque se registran tres terremotos en la zona siete meses antes, no es claro que pertenezcan a la misma serie sísmica. Dos de ellos, equidistantes de los centroides de las series de Arquillos y de Baeza, ya han sido considerados como pertenecientes a la anterior serie, el más importante, el citado anteriormente de NW de Ibros de 11/11/2010. Aunque estos tres terremotos se han incluido en la figura 2, no se han considerado como pertenecientes a esta serie sísmica. Esta serie la conforman un total de 71 eventos localizados hasta marzo de 2012. El terremoto más energético es el terremoto de S de Baeza de 14/10/2011, de magnitud 2.7 m_{bLg} .

Temporalmente hablando, presenta también un comportamiento irregular. Comienza en mayo de 2011, tiene su mayor número de terremotos en junio, y continúa con menor intensidad en julio y agosto. Tras un período sin terremotos en septiembre, continúa desde octubre a diciembre del mismo año. Al igual que en la serie de Arquillos, aún siguen registrándose en este momento eventos esporádicos en la región. Presenta una tasa de eventos netamente superior a la de Arquillos, alcanzándose al principio de la serie sísmica los 15 y 10 eventos/día. Hay por tanto un solapamiento temporal entre el comienzo de esta serie y el final de la anterior (figura 2).

Al igual que en la serie de Arquillos, los valores de profundidad de los eventos mejor localizados nos dan una profundidad media de 10-12 km, con la excepción de dos de ellos, uno registrado a 21 km y otro a 30 km de profundidad, este último localizado unos 11 km al SE del centroide de la serie.

De los terremotos de la serie de Baeza sólo hay constancia de haber sido sentidos dos de ellos. Son el de SW de Baeza de 02/06/2011, de magnitud 2.5 m_{bLg} , sentido con intensidad máxima II en Baeza y Begíjar, y el más energético, el anteriormente citado de S de Baeza de 14/10/2011, de magnitud 2.7 m_{bLg} , sentido con intensidad máxima III en Baeza.

Tras utilizar una relación entre la energía liberada mediante ondas sísmicas y la magnitud, podemos indicar que en la serie de Arquillos se liberó la energía equivalente a un terremoto de magnitud 3.4 m_{bLg}, y en el caso de la serie de Baeza, la equivalente a un terremoto de magnitud 3.1 m_{bLg}.



Figura 4 - Momento sísmico liberado en función del tiempo para las dos series sísmicas estudiadas. (Cumulative moment released vs. time for the two studied seismic swarms)

En la figura 4 se muestra el momento sísmico liberado en ambas series en función del tiempo. En el caso de la serie de Arquillos, la mayor parte de éste se relaja durante el primer evento, el de mayor magnitud de la serie (3.2 m_{bLg}) . En la serie de Baeza el gráfico es

más escalonado, mostrando varios eventos que contribuyen, aunque de forma dispar, al momento sísmico total.

3. PARÁMETROS ESTADÍSTICOS

El primero que consideraremos es el parámetro b de la relación de Gutenberg-Richter. En la figura 5 se observa para ambas series el ajuste entre el número acumulativo de terremotos y la magnitud.

En el caso de la serie de Arquillos, el ajuste global de los datos no es bueno. Hemos considerado que la magnitud umbral en lo tocante a la completitud de la serie (magnitud a partir de la cual la relación es lineal) toma el valor 2.3 m_{bLg}, obteniéndose así, para los terremotos por encima de dicha magnitud, un valor para *b* igual a 0.89 ($\sigma = 0.08$). Aunque este ajuste sólo incluye los cinco eventos más energéticos de la serie, lo hemos preferido a la hora de dar más peso a los terremotos de mayor magnitud de la serie. Es un valor bajo para lo usual en este tipo de sucesos.



Figura 5 - Número acumulativo de terremotos para las dos series sísmicas estudiadas. (Cumulative number of earthquakes for the two studied seismic swarms)

Para la serie de Baeza, el ajuste es significativamente mejor. Considerando una magnitud umbral igual a 1.2 m_{bLg} se obtiene un valor para el parámetro *b* igual a 1.17 ($\sigma = 0.05$), un valor típico para series y enjambres de terremotos (Scholz, 1968).

Se ha calculado también, haciendo uso del llamado criterio de información de Akaike (AIC, *Akaike Information Criterion*) (Akaike, 1974), la probabilidad P_b de que ambas secuencias de terremotos pertenezcan a una única población (serie). Se utiliza la expresión

$$P_{b} = exp\left(\frac{-\Delta AIC}{2} - 2\right) \tag{1}$$

en donde

$$\Delta AIC = -2(N_1 + N_2)\ln(N_1 + N_2) + 2N_1\ln\left(N_1 + \frac{N_2b_1}{b_2}\right) + 2N_2\ln\left(N_2 + \frac{N_1b_2}{b_1}\right) - 2$$
(2)

siendo N_i y b_i el número de terremotos y el parámetro b, respectivamente, de cada una de las series.

El resultado, $P_b = 0.109$, parece mostrar claramente que son dos series independientes, o al menos con valores de *b* significativamente diferentes. Este resultado no parece concordar con el hecho de que en una zona en la que no hay sismicidad, de pronto aparezcan dos series, con independencia de sus características, que se solapan parcialmente en el tiempo y el espacio. Con independencia de este resultado, sí parecen estar relacionadas en alguna forma ambas secuencias sísmicas.

A la hora de estudiar las características fractales de ambas series, hemos calculado la dimensión de correlación D_2 (Grassberger and Procaccia, 1983) a partir de las expresiones

$$D_2 = \lim_{r \to 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \tag{3}$$

$$C(r) = \lim_{N \to \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} H(r - |x_i - x_j|)$$
(4)

en donde C(r) es la llamada integral de correlación; simplificando, es función de la probabilidad de que dos terremotos estén separados por una distancia inferior a r. En la anterior expresión, H es la función de Heaviside, y las x las coordenadas de los epicentros. El tramo lineal de la integral de correlación, es decir, el rango de escala o intervalo de comportamiento fractal, se obtiene a partir del gráfico de la primera derivada de la integral de correlación (Spada *et al.*, 2011).



Figura 6 - C(r) vs. r. La pendiente de la recta es la dimensión fractal
 Pz. Rojo: serie sísmica de Arquillos. Azul: serie sísmica de Baeza. (
 C(r) vs. r. Red: Arquillos seismic swarm. Blue: Baeza seismic swarm)

Los valores de D_2 obtenidos son 1.59 ($\sigma = 0.07$) y 1.26 ($\sigma = 0.20$) para las series de Arquillos y Baeza, respectivamente. Son un reflejo del grado de dispersión de ambas series, mayor en la primera de ellas cuando se compara con la segunda.

4. ENCUADRE GEOLÓGICO

Los terremotos de ambas series se distribuyen por una heterogénea geología de superficie que incluye tres dominios bien diferenciados. Al norte afloran los materiales del Macizo Ibérico, de edad Varisca, sobre los que se sitúa la Cobertera Tabular Mesozoica, que como su nombre indica está poco deformada. En la parte central se encuentra el relleno de la Cuenca del Guadalquivir, de edad Miocena, también poco o nada deformado. Sin embargo, en el límite sur, los materiales pertenecientes a las Béticas presentan una compleja historia de deformación Miocena (Pérez Valera *et al.*, 2011), que continúa de forma más o menos intensa hasta el Cuaternario, observándose terremotos que pueden ser correlacionados con estructuras visibles en superficie (Sánchez Gómez *et al.*, 2008; Pérez Valera *et al.*, en prensa).

No obstante, dada la profundidad de los terremotos, todos ellos se generaron en materiales del Macizo Ibérico, que se prolonga como basamento tanto de la Cuenca del Guadalquivir como de todas las Zonas Externas Béticas (Galindo Zaldívar et al., 1997; Ruano et al., 2004). Por lo tanto, no es esperable que exista una correspondencia directa entre los terremotos y las estructuras de posible edad Cuaternaria que se llegaran a observar, excepto si se identificara alguna en las unidades Variscas o de la Cobertera Tabular. Las fallas más evidentes que pudieran ser candidatas a estar en relación, aunque sea indirecta, con el estado de esfuerzos que generó las series sísmicas, son fallas normales de orientación NNW-SSE que tienen un funcionamiento Cuaternario, al menos dentro del frente montañoso Bético (García Tortosa et al., 2008), pero que también afectan al basamento, por ejemplo al sur de Arquillos (figura 1), si bien todavía no han sido identificadas dentro de la Cuenca del Guadalquivir.

Otras estructuras señaladas como activas son los propios cabalgamientos del frente montañoso, pero que deberían producir series sísmicas con una mayor dispersión E-W, como la ocurrida en 1993 en Mancha Real (Peláez *et al.*, 2005), y no afectar al basamento al encontrarse por encima del nivel de despegue basamento-cobertera.

Por otra parte, la alineación N-S de los epicentros sugiere también un reajuste del basamento a lo largo de una línea que delimita el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Es decir, la respuesta de uno de los bordes del sector ante la situación actual de esfuerzos, ya que en todo caso, la Cuenca del Guadalquivir presenta aquí características tectónicas singulares (Pérez Valera *et al.*, en prensa) que quizás permitirían diferenciarla tectónicamente.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Grupo Andaluz de Investigación "Riesgo Sísmico y Tectónica Activa", y el proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02.

6. REFERENCIAS

Akaike, H. (1974): "A new look at the statistical model identification". IEEE Transactions on Automatic Control, 19, 716-723.

- Galindo Zaldívar, J., A. Jabaloy, F. González Lodeiro and F. Aldaya (1997): "Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain)". *Tectonics*, 16, 18-37.
- García Tortosa F.J., C. Sanz de Galdeano, M. Sánchez Gómez, y P. Alfaro (2008): "Tectónica reciente en el Frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén)". *Geogaceta*, **44**, 59-62.
- Grassberger, P. and I. Procaccia (1983): "Measuring the strangeness of strange attractors". *Physica D*, 9, 189-208.
- Peláez, J.A., M. Sánchez Gómez y C. López Casado (2005): "La serie sísmica de Mancha Real de 1993". Boletín del Instituto de Estudios Giennenses, 191, 169-183.
- Pérez Valera, F., M. Sánchez Gómez, L.A. Pérez Valera and A. Pérez López (2011): "Kinematics of the northern Betic Cordillera from gypsum fabrics (south Spain): tectonic implications. Deformation mechanism, Rheology and Tectonics". DRT 2011 Meeting. Oviedo, 2011.
- Pérez Valera, F., M. Sánchez Gómez, J.A. Peláez y L.A. Pérez Valera (*en prensa*): "Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa Jaén (4.4 m_{bLe}, 31/01/2012): Implicaciones sismotectónicas". *Geogaceta*, **52**.
- m_{bLg}, 31/01/2012): Implicaciones sismotectónicas". Geogaceta, 52.
 Ruano, P., J. Galindo Zaldivar and A. Jabaloy (2004): "Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera". Pure and Applied Geophysics, 161, 541-563.
- Sánchez Gómez, M., J.A. Peláez, F.J. García Tortosa, F. Torcal, P.J. Soler Núñez y M. Ureña (2008): "Aproximación geológica, geofísica y geomorfológica a la actividad tectónica en el valle del alto Guadalquivir". 6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar, Portugal, 2008.
- Scholz, C.H. (1968): "The frequency-magnitude relation of microfracturing rock and its relation to earthquakes". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- Spada, M., S. Weimer and E. Kissling (2011): "Quantifying a potential bias in probabilistic seismic hazard assessment: seismotectonic zonation with fractal properties". Bulletin of the Seismological Society of America, 101, 2694-2711.
Evidence of crustal anisotropy in the southeast of Betic Cordillera (Spain) Anisotropía de la corteza en región oriental de la Cordillera Betica (España)

Buontempo L. ⁽¹⁾, Wuestefeld A. ^(2, 3), Morales J. ⁽¹⁾ and Martín J. B. ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto Andaluz de Geofisica, University of Granada, Campus Universitario de Cartuja, 18071 Granada, Spain, luisa@iag.ugr.es

⁽²⁾University of Bristol, Queens Road, BS8 1RJ, Bristol, UK

⁽³⁾ now at ESG Solutions, 20 Hyperion Court, K7K 7K2 Kingston, ON, Canada

SUMMARY

The main system faults in the southeastern part of the Betic Cordillera, south Spain, is represented by three major leftlateral strike slip faults: the Alhama de Murcia, the Palomares and the Carboneras Fault. Together with secondary strikeslip and thrust faults which also take place throughout the area, they form the known segment of the Trans Alboran Shear Zone (TASZ).

We are interested to define lateral variation in anisotropy along the TASZ to identify if tectonic stress, fault fabric, or physical properties of the rocks, are required in the observed seismic anisotropy in the crust of the TASZ than in the closer areas. Thus, we have carried out the analysis of the seismic anisotropy in the crustal part of this sector using local events recorded from permanent and temporary broad band stations. These stations are located within a geologically distinctive and complex range which is characterized by widespread strike-slip faulting, normal faults, large folds and Neogene volcanism. From here a large spatial variation of the inferred fast strike orientations is observed, which suggest that multiple structures and mechanisms influence the observed crustal anisotropy in this region. We observe: in the southern segment both NNW-SSE than roughly NNE-SSW orientation in both sides of Carboneras fault; in the central segment fast strike orientations are approximately orthogonal to the strike of the Palomares fault; and in the northern segment they are sub-parallel to the strike of the Alhama de Murcia fault.

1. INTRODUCTION

The knowledge of the interaction between faults and fractures play a major role both in term of influence seismic wave's propagation and in the making up seismic anisotropy. It is commonly assumed that seismic crustal anisotropy can be originate from upper crustal fractures, cracks or by organized fine-scale layering of isotropic material and it manifests as the physical property variations depending on the direction of propagation of seismic waves. A shear wave (S) that propagates in an anisotropic medium splits into two orthogonal polarized components that travel at different speeds depending on their direction. This phenomenon is defined shear wave splitting (SWS). The study of SWS of S wave consists essentially in finding the two causing the anisotropy parameters: a) the time delay (\deltat) between rapid and slow phase, which is related to the thickness and the intrinsic anisotropic medium, b) the orientation (ϕ) of the linear polarization, which is related to the orientation of the structure of the medium.

In this work we are interested to analyse fault interaction in the Trans-Alboran Shear Zone (TASZ) in southeast Spain (Fig. 1). Here, a numerous secondary strike-slip and thrust faults take place throughout the area closer to TASZ, making up a complex net of faults interaction. We aim to identify if fault fabric, physical properties of the rocks or tectonic stress, are required to explain the observed seismic anisotropy. Thus, we have studied seismic anisotropy in the crustal part of this sector using local events recorded from permanent and temporary broad band stations.

We have observed a large spatial variation of the inferred fast strike orientations in the three segments including the TASZ: in the southern segment we observe both NNW-SSE than roughly NNE-SSW orientation in both sides of Carboneras fault; in the central segment fast strike orientations are approximately orthogonal to the strike of the Palomares fault; and in the northern segment they are sub-parallel to the strike of the Alhama de Murcia fault. This observation can be related to the complexity of the area, which suggests that multiple structures and mechanism influence the observed crustal anisotropy.

2. TECTONIC SETTING

The southern part of the Betic Cordillera was dominated during the late Neogene and Quaternary by shortening episodes from N-S to NNW-SSE (Ott d'Estevou and Montenat, 1985; Stapel et al., 1996; Coppier et al., 1990). During this stage three main strike slip faults developed: the Alhama de Murcia Fault (AMF), the Palomares Fault (PF) and the Carboneras Fault Zone (CFZ). The latter two are accompanied by secondary thrust, normal and strike-slip faults, striking at distinctive angles to the main faults (Fig. 1). This net of faults forms the known segment of the Trans Alboran Shear Zone (TASZ). TASZ is a widely fault zone with an inclination of N35°E. stretching from Alicante in Spain along the coast of Murcia through the Betics mountain chain, and it continues through the Alboran Sea to the Tidiquin Mountains in Morocco. The TASZ has been interpreted as a major lithosphere boundary between Africa and Iberia (e.g. Faulkner et al. 2003) which during the Miocene would have facilitated the magmatic episodes in the Alboran Sea and southeastern of Betic Cordillera (Booth-Rea et al., 2004). The Betic and Rift Cordillera are the most western end part of the Alpine chain in the western Mediterranean domain. Between these two ranges lie the Alboran Sea where is located the convergent boundary between the Eurasian and African plates. The convergence of these two plates has a NNW-SSE direction and a relative velocity of 4 to 5 mm/yr (Argus et al. 1989). Perhaps due to this low velocity the regional seismicity is characterized by low to moderate magnitude, even if several historical earthquakes with magnitude greater than 6 occurred in the southeastern Betic (e.g. Buforn et al. 1995, Masana et al. 2004). The epicentral distribution of earthquakes in the last decade, for example, is manifested through earthquakes shallow depth (~ 50 km) along this segment (Fig. 1), and it is related to a collision-type tectonics produced by the north-westward relative motion of the African plate with respect to the European plate (Fernandes et al. 2007).

A recent paper by Stich et al. (2010) analyses the event distribution and focal mechanisms of earthquakes recorded by permanent and temporary stations in this area. Only events from the vicinity of the Carboneras and Palomares Fault were found, and their mechanisms show a nearly strike-slip faulting style with nodal planes consistent with the motion on the according main fault. Additionally, some normal and reverse mechanisms were identified. Close to the Alhama de Murcia Fault, they found mainly reverse faulting mechanism.

Analysing shear-wave splitting data in this region, we give an insight into the bulk rock fracture orientation which provides more constrains to the extent of fracturing and influence of each segment of the TASZ.



Figura 1 - Mapa de localización de las estaciones sísmicas de banda ancha en la parte oriental de la Cordillera Bética utilizadas en este estudio (los triángulos y cuadrados amarillos son las estaciones permanentes y temporales respectivamente). Las líneas negras muestran en el área, las fallas principales de desgarre y las fallas secundarias normales y de desgarre. CFZ: Zona Falla de Carboneras, PF: Falla de Palomares; AMF: Falla de Alhama de Murcia. La distribución de los terremotos (puntos de color naranja) en la región oriental de la Península Ibérica se ha tomado de la base de datos del IAG (datos desde 2000 a 2009). En el recuadro se muestra la ubicación de la zona de estudio (modificado de Buontempo y Wuestefeld (2012)). (Location map of the broadband seismic stations (yellow triangles and squares are respectively the permanent and the temporary stations) used in this study in the eastern part of Betic Cordillera. Black lines show main strike slip faults segments and secondary normal and strike slips faults. CFZ: the Carboneras Fault Zone; PF: the Palomares Fault; AMF: the Alhama de Murcia Fault. Earthquakes distribution (orange dots) in the eastern Iberian Peninsula region is taken from IAG database (data from 2000 to 2009). The inset rectangle shows the location of the studied area (modified after Buontempo and Wuestefeld (2012)).

3. DATA ANALYSIS

We have analysed regional S-wave of earthquakes recorded from April 2004 to May 2011 at eighteen stations deployed in the area of the TASZ (Fig. 1). We have used data recorded by 3 stations from the Instituto Geografico Nacional (IGN): EALB, EBER and EMUR; and 15 from Instituto Andaluz de Geofisica of Granada (IAG) of which 4 are permanent stations: ACBG, ACLR, ASCB and VELZ, and 11 are temporary stations: ALHA, CUEV, ENIJ, GEOD, MAZA, MESA, MOLI, MORA, ROMA, VALD, XIII. The temporary stations were installed beginning in May 2006 and belong to the IAG.

We have taken data of micro-earthquakes, $Mw \le 2.5$ and earthquakes, $2.5 \le Mw \le 6$, the largest occurred in that has Mw =4.9. We then selected events having a geometrical incidence angle of max 45°. It is important that the shear waves must be recorded within the shear wave window defined by angles of incidence less than *inc* = sin-1(*Vs*/*Vp*), where *Vp* and *Vs* are the *P* and *S* wave velocities, respectively (Nuttli, 1961; Booth and Crampin, 1985). That is because within this window, a shear wave recorded at the surface has the same waveforms as the incoming wave. Outside the window, the shear waveforms are severely distorted by *S*-to-*P* conversion and surface waves (Crampin and Peacock 2008).

Visual inspection method has been used in SWS analysis, as automated methods are required to analyze large data set. We performed the analysis with SplitLab software (Wuestefeld et al., 2008). This code let the evaluation of SWS accomplished through two methods, the cross-correlation and the eigenvalue, by building a grid where the values are sought δt and ϕ that best eliminate the effect of splitting. The use of both techniques allows better quality control of the parameters of anisotropy.

In figure 2 is illustrated the SWS analysis process. The original radial and transverse components are shown in the panel a. The shaded grey areas indicate the time window for SWS analysis. Prior to the analysis, the seismograms are band-pass filtered at 1-6 Hz using a three pole pass Butterworth filter, which guarantees a good signal to noise ratio. We select a time window of approximately 0.6 sec across the onset of S wave. In figure 2b and 2c are respectively the results obtained from the cross-correlation and eigenvalue method.



Figura 2. Ejemplo de análisis del SWS para la estación CUEV utilizando el software SplitLab (Wuestefeld et al., 2008). a) En el panel superior se muestra la información del evento y las componentes iniciales radial (línea azul discontinua) y transversal (línea roja continua). El área sombreada es la ventana seleccionada para el procesado del SWS; b) y c) gráficas de las dos técnicas utilizadas para este estudio; de izquierda a derecha 1) componentes rápida y lenta (trazos y líneas continuas respectivamente) corregidas con el retraso temporal calculado, 2) componentes radial y transversal corregidas (línea de puntos y líneas continua, respectivamente). Notar que la energía de la componente transversal se ha eliminado después de la corrección de anisotropía, y 3) movimiento de las partículas en el plano horizontal (línea de puntos). Notar que se convierte en lineal (línea continua) después de la corrección de la anisotropía; 4) gráfica del contorno para el valor máximo del coeficiente de correlación y de la energía para la componente transversal como función del tiempo de retraso y el ángulo de polarización rápido. El área sombreada representa el intervalo de confianza del 95% (modificado de Buontempo y Wuestefeld (2012)). (Example of SWS analysis at CUEV station using SplitLab software (Wustefeld et al., 2008). a) The upper panel shows the event information and the initial radial (dashed blue line) and transverse (solid red line) components. The shaded area is the selected window for the shear-wave splitting processing; b) and c) plots of the two techniques used for the study: from left to right 1) fast and slow components (dashed and continuous lines, respectively) shown in panels, corrected for the calculated splitting delay time; 2) corrected radial and transverse components (dashed and continuous lines, respectively), note that the energy on the transverse component is well removed after anisotropy correction; 3) the particle motion in the horizontal plane (dashed) becomes linear after the correction for anisotropy (solid); 4) contour plot for the maximum value of correlation coefficient and for the energy on transverse component as function of delay time and fast polarization angle. The shaded area marks the 95% confidence interval (modified after Buontempo and Wuestefeld (2012)).

We obtained a total of 59 source-receiver combinations for all the stations (Fig. 3). We qualified splitting results as good, fair, and poor, as proposed by Barruol and Hoffmann (1999), depending on the signal-to-noise ratio of the initial phase, on the elliptical particle motion before anisotropy correction and its linearization after correction and on the similarity between the two techniques. The observed fast strike direction varies from roughly N-S to NNE-SSW and the delay time from 0.03 sec to 0.19 sec, resulting in an average anisotropy of 1%. No clear dependency of the delay time with increasing depth is observed, this implies that the anisotropy is confined primarily to the first 15 km of the crust.



Figura 3. Mapa donde se representan las direcciones de las orientaciones rápidas de la anisotropía. Con una línea verde las mediciones clasificadas como buenas y con la línea azul fina las mediciones regulares. Las orientaciones se han representado como proyecciones a medio camino entre el epicentro del terremoto y las estaciones (modificado de Buontempo y Wuestefeld (2012)). (Strikes of the fast directions are represented with green line for good measurements, blue thin line for fair ones and plotted midway between epicenters and stations (modified after Buontempo and Wuestefeld (2012)).

4. RESULTS and DISCUSSION

We have analysed crustal anisotropy in the eastern part of Betic Cordillera where the main strike slip system fault of the Iberian Peninsula is placed. We find that the fast strike orientations vary within TASZ from N-S to NNE-SSW, and the delay time varies from 0.03 sec to 0.19sec. But if we focus over a more small area it looks to be coherent with the geological feature in the area. Hence we will discuss our results for the inferred S-wave anisotropy directions in relation to the segments which compose the TASZ and the nearby crustal areas.

Carboneras Fault Zone

The region close to CFZ is characterized from E-W folds, Neogene basin, and abundant NNW-SSE faults which affect the Plio-Quaternary sediments (Sanz de Galdeano et al. 2010).

Field and geophysical studies indicate that CFZ is 1 km wide and is inferred to have 40 km offset, so it probably cuts through the entire crust and lithosphere (e.g. Rutter et al. 1986; Keller et al. 1995; Faulkner et al. 2003). The CFZ include different type of rocks, which are from andalusite, garnet-bearing graphitic mica schists at the basement, to volcanoclastic sediments and extruded calc-alkaline lava flows. Its structure is mainly composed by multiple strands of phyllosilicate-rich fault gouge that bound lenses of variably fractured protolith (Faulkner et al. 2003).

At southeast of the CFZ is located the volcanic province of Cabo de Gata, which is built primarily of Miocene volcanic rocks that formed as a consequence of extensional processes related to the development of the Alboran Basin after the Alpine collision (Platt and Vissers, 1989; Fernandez-Soler, 2001). Since the CFZ is a leftlateral fault, it is a lithologic boundary between two distinctly different rock types, the Neogene sediments and metamorphic rocks to the northwest and the Neogenic volcanic to the southeast part. Consequently, due to the marked differences of the rock types on both sides of the CFZ, lateral variation in the physical properties of the crust across the fault zone exist, which we expect are reflected in the inferred S-wave anisotropy.

In this sector four stations are located: ACBG and MESA in the southeast; ASCB and ENIJ in the northwest (Fig. 3). The observed fast strike orientations can be clustered in two groups: one on the southeast side of the CFZ which is roughly sub-parallel to the strike of the fault, and the other in the northwest sector which is roughly orthogonal to the first one. MESA presents an S-wave fast strike orientation of N31°E, which is sub-parallel to the direction of the CFZ. At ACBG we obtained a null measurement which direction, N54°E, coincide with the strike of focal mechanism and it is approximately parallel to the MESA inferred fast strike orientation.

Thus, the seismic anisotropy we recorded for the two stations can be explained by a layered structure fault which is extended between the two seismic stations. In this area the effect of the fault gouge make a texture in the areas close to the fault, which influence the wave propagation in the way that the fast S-wave is propagate parallel to the fault and the slow S-wave orthogonal to it.

More at south, in the continuation of CFZ in the Alboran Sea, is located EALB station. For this station the fast strike orientation is nearly sub-parallel to the trust in the area which can be explain with a model of stress induced anisotropy.

At northwest of the CFZ, separated by a basin and situated in the metamorphic rocks of Alpujárride and Nevado-Filábride Complex, are ASCB and ENIJ stations. ASCB is situated in the domain of Sierra Cabrera which is dominated by folding and reverse faulting. The station is placed on graphitic schist of the Nevado Filabride complex which shows intense shearing and deformation along the lamination or foliation planes. At ASCB station we get two measurements, the mean fast strike orientation is of N150°E, which is perpendicular to the CFZ strike. One of the two events, it has been recorded also at MESA station. This event is 12 km depth and exhibits different fast strike orientations. This could be related to different ray lengths at the two stations and to different anisotropy strengths along the respective ray paths. Considering the differences of the measurements for the two stations both in polarization direction and delay time, the lateral variation of anisotropy must be significant in this area.

More in the northwest sector ENIJ station is settled in the domain of Sierra Alhamilla. This sierra consists largely of graphitic mica-schist, grey quartzite and quartz-pebble conglomerate, metamorphosed under upper greenschist facies conditions (Platt and Behrmann, 1986), during which the grain have been aligned by recrystallization under stress, and so it is not expected relation with the present day stress. The fold of the Sierra Alhamilla has a strike direction of N70°-80°, and is bounded to the north by high angle faults (Platt et al. 1983). For ENIJ the fast strike orientation is sub parallel to the main normal faults directions of the area, which have approximately N140°E direction. Thus, ENIJ and ASCB stations show a fast strike orientation roughly perpendicular to the CFZ strike, which can indicate a rotation of the fault that tighter to secondary strike slip faults and normal faults in the area, form an anastomosing structure known as positive flower which is reflected in the observed crustal anisotropy.

Further away from the CFZ are two stations: EBER and ACLR stations. EBER is in the Sierra Gador. For ACLR the measurements founded are oriented roughly WNW-ESE and for EBER the fast strike orientation is N11°E. For both stations the fast strike orientation is sub parallel to the trend of the normal fault in the area. Thus the fabric structure of the normal faults in the area is recorded by seismic anisotropy.

Palomares Fault

PF is the other sinistral fault zone formed the TASZ. It has N10°-20°E strike orientation, is approximately 4 km wide and with roughly 16 km of displacement (Bouquet and Montenat, 1984; Bousquet, 1979; Booth-Rea et al. 2004). The surrounding areas are constituted by Neogene and Quaternary basins and metamorphic rocks of the Nevado Filabrides complex. Near to this fault are located GEOD and CUEV stations. We observe for both stations similar polarization direction orientation which is perpendicular to the strike orientation of the PF (Fig. 3). During the upper Neogene and Quaternary, the PF and the surrounding basins were interested by a general NNW-SSE shortening which produced the development of secondary structure to accommodate the important sinistral displacement produced by the PF (e.g. Booth-Rea et al. 2004). Near the area where the stations are situated, take place fault with N110°E strike and in dextral-normal regime. We can hypnotized that the observed polarization direction are due to horizontal microcracks which have been aligned by the tectonic stress and that are in the area near the fault and comprised between the two stations.

At few hundred kilometers from the PF, near the Sierra de Los Filabres is situated MOLI station. The Sierra de Los Filabres are large antiform E-W oriented and with large N vergent, formated by nappes comprising a variety of marbles, gneisses, mica schists, amphibolites and serpentinites (Weijermars, 1991). For MOLI the fast orientations are N-S oriented. Even if it shows parallel to PF, due to the distance at which is settled the station we cannot found a relation with the fabric of PF.

Alhama de Murcia Fault

More in the north is the AMF which is a NE-SW (ranging from N45° to 65°) oblique slip fault and approximately 100 km long (e.g. Martinez-Diaz, 2002). No so much near to the fault are MORA and VELZ stations. At difference with the CFZ, near the AMF we observe that the same event recorded by these two stations in both side of the fault, show approximately similar fast strike orientation, which are close parallel to the strike of the fault. This means that the entire nearest areas to the fault is anisotropic and we can define that the anisotropic belt it is extended between the two stations.

Far away from AMF is VALD station which fast strike orientation is N20°E oriented. More ate north is XIII station, we observe that the fast strike direction is perpendicular to the strike slip fault.

5. CONCLUSION

The three main segments of the TASZ are formed in different stages, cutting through different rocks and interacting with secondary faults in different ways. Our preferred interpretation is the dominance of secondary features, instead of the main fault. We observe structural anisotropy is observed at stations MESA, MORA, VELZ, whereas stress anisotropy dominates the central segment (CUEV, GEOD). Secondary faulting causes dominant anisotropy around stations ASCB and ENIJ. We furthermore find that for the TASZ, the anisotropy (and thus fracturing) is constrained to the top 15 km of the crust.

6. ACKNOWLEDGMENTS

We thank the project CGL2008-01830-BTE, by Consolider-Ingenio 2010 project TOPO-IBERIA [CSD2006-00041], P09-RNM-5100 and by research Group RNM104. We used data from Instituto Andaluz de Geofisica and wish to thank the various people who maintain this network.

7. REFERENCES

- Argus, D.F., R.G. Gordon, C. De Mets and S. Stein (1989): "Closure of the Africa-Eurasia- North America Plate Motion circuit and tectonics of the Gloria Fault". J. Geophys. Res., 94, 5585-5602.
- Barruol, G., and R. Hoffmann (1999): "Seismic anisotropy beneath the Geoscope stations from SKS splitting". J. Geophys. Res., 104, 10757-10774.
- Booth, D.C., and S. Crampin (1985): "Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface". Geophys. J.R. Astron. Soc., 83, 31-45.
- Booth-Rea, G., J.M. Azañon, A. Azor and V. Garcia-Dueñas (2004): "Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain)". Journal of Structural Geology, 26, 1615-1632.
- Bousquet, J.C. (1979): "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics*, 52, 277-286 277.
 Bousquet, J.C., and C. Montenant (1974): "Présence de décrochement Nord-Est, Sud-
- Ouest 697 plioquaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne) Extension et signification 698 générale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 278, 2617-2620.
- Buforn, E., C. Sanz de Galdeano and A. Udias (1995): "Seismotectonics of Ibero-Maghrebian region". Tectonophysics, 248, 247-261.
- Buontempo and Wuestefeld (2012): "Complex Fault Structure Interactions of Crustal Shear Zones revealed by Seismic Anisotropy: An Example in the Eastern Betic Cordillera (Spain) ". *Terra Nova*, DOI: 10.1111/ter.12005.
- Coppier, G., O. Ott d'Estevou and C. Montenat (1990): "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern Almeria basins". In: Montenat, C. (Ed.), Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). Documents et Travaux du Institut Geologique Albert-de- Lapparent 12-13, pp. 189-193.
- Crampin, S. (1987): "Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy": Nature, 328, 491-496.
- Crampin, S., R. Evans, and B. K. Atkinson (1984): "Earthquake prediction: a new physical basis". Geophys. J. R. Astr. Soc., 76, 147-156.
- Crampin, S., and S. Peacock (2008): "A review of the current understanding of seismic shear-wave splitting in the Earth's crust and common fallacies in interpretation". Wave Motion, 45, 675-722.
- Faulkner, D.R., A.C. Lewis and E.H. Rutter (2003): "On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain". *Tectonophysics*, **367**, 235-251.
- Fernandes, R. M. S., J. M. Miranda, B. M. L. Meijninger, M. S. Bos, R. Noomen, L. Bastos, B. A. C. Ambrosius and R. E. M. Riva (2007): "Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary" Geophys. J. Int., 169, 315-324 doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x.
- Fernandez-Soler, J.M. (2001): "Volcanics of the Almeria Province". In: Mather, A.E., Martin, J.M., Harvey, A.M., Braga, J.C. (Eds.): "A Field Guide to the Geology and Geomorphology of the Neogene Sedimentary Basins of the Almeria Province, SE Spain". Blackwell, Oxford, pp. 58-88.
- Keller, J.V.A., S.H. Hall, C.J. Dart, and K.R. McClay (1995): "The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain". J. Geol. Soc. Lond. 152, 339- 351.
- Martinez-Diaz, J.J. (2002): "Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain".
- Tectonophysics, **356**, 291–305. Nuttli, O. (1961): "The effect of earth's surface on the S-wave particle motion". Bull. seism. Soc. Am., 51, 237-246.
- Ott d'Estevou, P. and C. Montenat (1985): "Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène". Comptes Rendus de la Academie des Sciences du Paris., 300, 363-368.
- Platt, J.P., B. Van den Eeckhout, E. Janzen, G. Konert, O.J. Simon and R. Weijermars (1983): "The structure and tectonic evolution of the Aguilon fold-nappe, Sierra
- Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain". J. Struct. Geol., 5, 519-538.
 Platt, J. P. and J.H. Behrmann (1986): "Structure and fabrics in a crustal-scale shear, Betic Cordillera, SE Spain". Journal of Structural Geology, 8, vol 1, 15-33.
- Platt, J.P. and R.L.M. Vissers (1989): "Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Albora'n sea and Gibraltar arc". Geology 17. 540-543.
- Rutter, E.H., R.H Maddock, S.H. Hall, and S.H. White (1986): "Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges". Pure Appl. Geophys., 124, 3-30.
- Sanz de Galdeano, C., S. Shanov, J. Galindo-Zaldívar, A. Radulov, and G. Nikolov (2010): "A new tectonic discontinuity in the Betic Cordillera deduced from active tectonics and seismicity in the Tabernas Basin". Journal of Geodynamics, 50, 57-
- Stapel, G., R. Moeys, and C. Biermann (1996): "Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis". Tectonophysics, 255, 291-305.
- Stich D., R. Martín and J. Morales (2010): "Moment tensor inversion for Iberia– Maghreb earthquakes 2005–2008". *Tectonophysics*, 483, 390-398.
 Weijermars, R. (1991): "Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain". *Earth-Sci.*
- Rev., 31, 153-236.
- Wuestefeld, A., G.H.R. Bokelmann, C. Zaroli and G. Barruol (2008): "SplitLab: a shearsplitting environment Matlab". Comput. Geosci..34. wave in doi:10.1016/j.cageo.2007.1008.1002.

Amplificación del terreno para diferentes perfiles con el mismo valor de C y de Vs30 Ground amplification for different profiles with constant C and Vs30 values

J.J. Galiana-Merino^(1,2), S. Rosa-Cintas⁽³⁾, P. J. Jauregui-Eslava^(1,3), J. J. Martínez Esplá^(1,2), J. Rosa-Herranz^(1,2) and J. J. Giner-Caturla^(1,3)

⁽¹⁾University Institute of Physics Applied to Sciences and Technologies, University of Alicante. juanjo@dfists.ua.es

⁽²⁾Dpto. Physics, Systems Engineering and Signal Theory, University of Alicante, P.O. Box 99, E-03080 Alicante, Spain

⁽³⁾Faculty of Science, University of Alicante, P.O. Box 99, E-03080 Alicante, Spain

SUMMARY

Seismic codes consider the soil characteristics of the first 30 meters underneath to obtain the response spectrum used as a reference for buildings design. For many seismic codes, such as the 2009 NEHRP Provisions, the average shear-wave velocity of the upper 30 meters (Vs30) is commonly used to classify soils into a specific class, from which a generalized response spectrum is obtained. Specifically, for the Spanish Seismic Code (NCSE-02), the soil is classified in four different classes and, accordingly, each of them is assigned a different ground coefficient (C). The C average value calculated from the first 30 first meters underneath is used to obtain the response spectrum for every specific site. As a consequence, due to the generalized use of average values for the reference parameters, the possible amplification produced as a result of the relative depth and thickness of the different layers, cannot be considered.

In this work, different soil models, with fixed C and Vs30 values, were evaluated. The aim of this evaluation was to demonstrate that these parameters do not univocally define the terrain behaviour and thus, different position of the different layers can result in response spectrums quite different. The response spectrum of a complete cross section of sediments of 100 meters in depth was also considered, in contrast to the cross section associated only to the first 30 meters in depth, to determine under which conditions the characteristics of the latter are good enough to explain the amplification effect of the terrain. In all cases, two pattern accelerograms with different characteristics, both in amplitude and frequency, were used.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de las características locales del suelo (microzonificación) se ha convertido en un punto clave en las evaluaciones de riesgo sísmico, y son consideradas por los códigos sísmicos internacionales para el diseño de edificios sismoresistentes.

Aunque no hay unanimidad sobre el parámetro más adecuado para caracterizar los efectos de amplificación del suelo, la velocidad promedio de las ondas de cizalla en los 30 primeros metros Vs30 es, de acuerdo con el *National Earthquake Hazards Reduction Program*, NEHRP (2009), el parámetro más aceptado en todo el mundo.

La ecuación (1) expresa el valor de Vs30:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum \frac{e_i}{V_{s_i}}} \tag{1}$$

siendo e_i el grosor de la capa i y Vs_i la velocidad de cizalla asociada a la capa i.

Por su parte, en la norma sísmica española NCSE-02 (2002) el suelo se clasifica en cuatro categorías diferentes, proponiéndose un coeficiente del terreno C_i para cada una de ellas. El valor promedio de este coeficiente en los 30 primeros metros (C) se utiliza como parámetro de referencia para estimar los efectos de sitio.

La ecuación (2) expresa el valor C:

$$C = \frac{\sum_{i} C_i \cdot e_i}{30} \tag{2}$$

siendo C_i el coeficiente del terreno de la capa i y e_i el grosor de dicha capa.

Pero tanto si se utiliza Vs30 o C como parámetro de referencia para obtener el espectro de respuesta elástico asociado a cada sitio, al tratarse de valores promedio, el perfil de velocidades concreto que presenta el terreno es ignorado.

En este trabajo mostramos que el orden que ocupan las diferentes capas juega un papel importante en los efectos de amplificación y que suelos con el mismo valor de Vs30 y C

presentan efectos amplificadores muy distintos asociados a su perfil específico. Así mismo, el material existente por debajo de los 30 m, que tampoco es considerado en la estimación de los espectros de diseño, influye notablemente en el movimiento del suelo y en los consiguientes daños asociados.

2. METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La presente modelización se ha llevado a cabo utilizando el software *Shake*, desarrollado por Schnabel et al. (1972).

Partiendo de acelerogramas reales registrados en superficie y considerando un perfil base se han estimado los acelerogramas fuente que, localizados en la capa por debajo de los 30 m, darían lugar al registro en superficie. La Tabla 1 muestra las características del perfil base utilizado. El espesor de cada capa (columna 2) se expresa en m y la velocidad de cizalla Vs_i (columna 3) en m/s. En la cabecera de la tabla aparece el valor de Vs30 y C para dicho perfil, obtenidos a partir de las ecuaciones (1) y (2), respectivamente.

Vs30 _(NEHRP) = 240 m/s y $C_{(NCSE-02)}$ = 1.73				
Capa	Espesor	Vs _i	Ci	Descripción general
1	10	180	2.0	Suelo cohesivo blando
2	10	240	1.6	Suelo cohesivo blando y arenas
3	10	360	1.6	Arenas densas
4	Indef.	1000	1.0	Roca o suelo granular muy denso

 Tabla 1 - Características del perfil base (Characteristics of the base profile)

La Figura 1 muestra el espectro de Fourier de los acelerogramas fuente Ref-L y Ref-K que siguiendo el procedimiento descrito proporcionarían, respectivamente, un registro en superficie como el obtenido en el terremoto de Lorca el 11/05/2011 (16:47:17 horas), con PGA (aceleración pico) de 0.367g, y un registro del terremoto de Kern County (California) del 21/07/1952, con PGA de 0.185g. El

primero de ellos se ha elegido por su proximidad a nuestra zona habitual de estudio: la cuenca de la Vega Baja del rio Segura (Alicante) y el segundo por su contraste con el anterior ya que presenta su mayor energía en frecuencias en el entorno de 1 Hz (2,5 y 6 Hz en el caso de Ref-L).



Figura 1 - Espectro de Fourier de los acelerogramas fuente Ref-L (línea negra) y Ref-K (línea gris). [Fourier spectrum of the source accelerograms Ref-L (black line) and Ref-K (gray line)]

A partir de los acelerogramas fuente Ref-L y Ref-K se obtiene el espectro de aceleración en superficie (Sa) para los seis perfiles resultantes de cambiar el orden de las 3 primeras capas del perfil base (Tabla 1). Puesto que no se modifica e_i ni Vs_i, en todos los casos los valores de Vs30 y C permanecen constantes (especificados en Tabla 1).

Para la representación gráfica se ha seleccionado el espectro de aceleración Sa de dos perfiles donde el contraste es significativo. Estos perfiles, además, son característicos en la Vega Baja del rio Segura. El primero de ellos P1 (perfil base – Tabla 1) en el que las velocidades de cizalla crecen con la profundidad es el más abundante en la zona, especialmente en la parte central de la cuenca. Por su

parte el perfil P2 es característico en las poblaciones de Rojales [Rosa-Cintas et al., 2011], situada en el sureste de la cuenca, y San Fulgencio ubicada en el este. En estas poblaciones, y sus proximidades, una capa con velocidad entre 350 y 400 m/s, con diferentes anchuras y profundidad en función de su situación, se encuentra intercalada entre dos capas con velocidades en el entorno de los 200 m/s. En algunos casos, como se recoge en el perfil P2, la tercera capa posee una velocidad menor que la primera.

En las Figuras 2 y 3 se representa el espectro de la aceleración en superficie para los perfiles P1 y P2, cuyos acelerogramas se han obtenido a partir de Ref-L (Fig-2) y Ref-K (Fig-3).



Figura 2 - Espectro de aceleración en la fuente Ref-L (linea discontinua) y en superficie para P1 (linea negra) y P2 (linea gris). [Acceleration spectrum at the source Ref-L (dashed line) and surface for P1 (black line) and P2 (gray line)]

Puede observarse como en terrenos con el mismo Vs30 y C, la amplificación está fuertemente condicionada por el perfil Vs. Mayor amplificación para las frecuencias más altas en el perfil P1 y para las

bajas frecuencias en el perfil P2. Este efecto se hace más significativo en la Figura 3, ya que en Ref-K las componentes de baja frecuencia tienen una mayor amplitud relativa.



Figura 3 - Espectro de aceleración en la fuente Ref-K (linea discontinua) y en superficie para P1 (linea negra) y P2 (linea gris). [Acceleration spectrum at the source Ref-K (dashed line) and surface for P1 (black line) and P2 (gray line)]

En la Figura 4 se representa el espectro de la aceleración en superficie para los perfiles P3 y P4. En ambos casos en los 30 primeros metros el perfil se corresponde con las tres primeras capas del perfil base (Tabla 1).

cuenca de la Vega Baja del rio Segura. Para el perfil P4 se toma $Vs_i=370$ m/s entre los 30 y 100 m: velocidad determinada por [Rosa-Cintas *et al.*, 2011] para esta profundidad en la población de Almoradí, situada en el centro de la cuenca.

Para el perfil P3 se considera $Vs_i=1000$ m/s entre los 30 y 100 m, situación que podemos encontrar en las partes más externas de la





El acelerograma fuente Ref_{100} -K se calcula situándolo por debajo de los 100 m y utilizando el perfil P3, de forma que en superficie diera lugar al registro obtenido en Kern County. Se toma este acelerograma porque al presentar mayor amplitud relativa en sus componentes de baja frecuencia el efecto amplificador del suelo con perfil P4 sobre estas últimas es más significativo. En este caso, las componentes de frecuencias superiores a 1 Hz apenas se amplifican, mientras que hay una gran amplificación para la frecuencia de 0.6 Hz. Efecto que, considerando únicamente los 30 primeros m, apenas es significativo.

3. CONCLUSIONES

Se ha estudiado la influencia de los perfiles Vs en el espectro de respuesta de aceleración. Se muestra que suelos con los mismos valores de Vs30 y C, para los cuales se estimaría el mismo espectro de diseño, presentan amplificaciones muy diferentes en función de su perfil Vs. También se comprueba la importancia de considerar el perfil Vs completo. La estimación del espectro de respuesta del sitio basado sólo en los primeros 30 m, no contempla, en suelos con una profundidad de sedimentos elevada, los picos de aceleración a bajas frecuencias que pueden producirse.

De los resultados obtenidos pensamos que en futuras versiones del código NCSR-02 se debe prever procedimientos alternativos para determinar la clasificación del suelo y, sobre todo, el espectro de respuesta, en los cuales se tenga en cuenta el perfil de Vs completo (hasta la profundidad en la que este pueda determinarse con garantías).

REFERENCIAS

NCSE-02 (2002). "Norma de la Construcción Sismorresistente Española". *Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre.* BOE **244**: 35898–35967.

- NEHRP (2009). "Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures". 2009 edition Rosa-Cintas S., Galiana-Merino J.J., Molina-Palacios S., Rosa-Herranz J.,
- Rosa-Cintas S., Galiana-Merino J.J., Molina-Palacios S., Rosa-Herranz J., García-Fernández M. and Jiménez M.J. (2011). "Soil characterization in urban areas of the Bajo Segura Basin (Southeast Spain) using H/V, F–K and ESAC methods". *Journal of Applied Geophysics*, 75, 543–557.
- Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H.B. Seed (1972). "SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites". *Report EERC 72/12, Earthquake Engineering Research Center,* University of California, Berkeley.

AGRADECIMIENTOS

Programa de FPU del Ministerio de Ciencia e Innovación (AP2008-04686).

Modelo de Zonas Sismogénicas para el Cálculo de la Peligrosidad Sísmica en España Seismogenic source-zones model for the calculation of seismic hazard in Spain

J. García-Mayordomo⁽¹⁾, J. J. Martínez-Díaz⁽²⁾, R. Capote⁽²⁾, R. Martín-Banda⁽¹⁾, J. M. Insua-Arévalo⁽²⁾, J. A. Álvarez-Gómez⁽²⁾, H. Perea⁽³⁾, Á. González^(4,13), P. Lafuente⁽⁴⁾, F. Martín-González⁽⁵⁾, R. Pérez-López⁽¹⁾, M. A. Rodríguez-Pascua⁽¹⁾, J. Giner-Robles⁽⁶⁾, J. M. Azañón⁽⁷⁾, E. Masana⁽⁸⁾, X. Moreno⁽³⁾, B. Benito⁽⁹⁾, A. Rivas⁽⁹⁾, J. M. Gaspar-Escribano⁽⁹⁾, L. Cabañas⁽¹⁰⁾, S. Vilanova⁽¹¹⁾, J. Fonseca⁽¹¹⁾, E. Nemser⁽¹¹⁾ y S. Baize⁽¹²⁾

⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, Julian.Garcia@igme.es; r.martin@igme.es; r.perez@igme.es; ma.rodriguez@igme.es

⁽²⁾Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense, Jose A. Novais 2, 28040, Madrid, <u>jmdiaz@geo.ucm.es</u>; <u>rcapote@geo.ucm.es</u>;

insuarev@geo.ucm.es; jaalvare@geo.ucm.es (3) Unidad de Tecnología Marina/Insitut de Ciències del Mar -CSIC, Barcelona, Passeig Maritim 37-49, 08003, Barcelona, hperea@cmima.csic.es; xmoreno@utm.csisc.es (4)Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, <u>alvaro.gonzalez@unizar.es</u>;

palomalt@unizar.es ⁽⁵⁾Área de Geología -ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, Tulipán s/n, Móstoles 28933, Madrid, <u>fidel.martin@urjc.es</u>

⁽⁶⁾Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco 28049, Madrid, jorge.giner@uam.es

⁽⁷⁾Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada, Las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada, jazanon@ugr.es

⁽⁸⁾Dpt. Geologia Dinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona, eulalia.masana@ub.edu

⁽⁹⁾Dpto. Ingeniería Topográfica y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Campus Sur (Km. 7,5 de A-3), 28031 Madrid, mariabelen.benito@upm.es; alicia.rivas@upm.es; jorge.gaspar@upm.es (¹⁰⁾Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez Ibero 3, 28003, Madrid, <u>lcabanas@fomento.es</u>

⁽¹¹⁾ICIST, Instituto Superior Técnico, Rovisco Pais 1, 1049-001, Lisboa, Portugal, <u>susana.vilanova@ist.utl.pt;</u> j.fonseca@ist.utl.pt; eliza.nemser@ist.utl.pt (12)Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, 31 Avenue de la Division Leclerc, 92260 Fontenay-aux-Roses, France,

stephane.baize@irsn.fr

⁽¹³⁾ Earthquake Risk and Early Warning, GFZ German Research Centre for Geosciences, Helmhotzstraße 6, 14467 Potsdam, Germany.

SUMMARY

The first step in a seismic hazard calculation, following the classic Cornell-McGuire methodology, is the definition of a number of zones where, because of their seismotectonic characteristics, a specific earthquake frequency distribution (Gutenberg-Richter relationship) as well as an upper bound (maximum magnitude) can be assumed. The definition of such zones is very often controversial due to the different interpretations that analysts make for the future occurrence of seismicity. This situation is usually managed by means of techniques for the treatment of uncertainty. Among them the expert judgment is highlighted: the collaboration of a number of experts specifically addressed for the determination of a consensus model. This paper shows the expert judgment process followed for defining a seismogenic source-zones model for the calculation of seismic hazard in Spain. The global process has consisted in two fundamental phases. The first phase took place during 2010 and a total of 14 Spanish geologists participated in it, as well as personnel from the Portuguese IST and the French IRSN in the frame of the European SHARE project. The second phase has taken place during 2011 and 2012, and a number of partial changes of the general model were made: modification of zones where either the spatial distribution of seismicity was very inhomogeneous or where the statistical sample of earthquakes was not significant; and modifications due to the inclusion or not of faults as individual seismogenic sources. The final model incorporates the maximum magnitude for each zone based on geologic data, as well as their predominant rupture mechanism.

1. ANTECEDENTES

El primer paso en el proceso de cálculo de la peligrosidad sísmica por el método clásico de Cornell-McGuire requiere la definición de una serie de zonas en las que por sus características sismotectónicas pueda asumirse una distribución de la frecuencia de los terremotos propia (relación de Gutenberg-Richter) así como de su límite superior (magnitud máxima).

La definición de estas zonas es normalmente objeto de controversia por las diferentes interpretaciones que distintos analistas hacen del proceso de ocurrencia de terremotos futuros, situación que normalmente se afronta a través de diferentes técnicas de tratamiento de la incertidumbre.

Entre éstas destaca el juicio de expertos, la colaboración dirigida de un número de especialistas para determinar un modelo de consenso. Este trabajo resume el largo proceso de juicio de expertos seguido para definir un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España.

El proceso completo ha constado de dos etapas fundamentales. La primera tuvo lugar durante los años 2010 y 2011 en el marco de los proyectos FASEGEO, IBERFAULT y SHARE. Esta etapa dio lugar a un primer modelo de zonas sismogénicas para la Península Ibérica denominado "Modelo IBERFAULT" y, posteriormente, a un segundo modelo denominado "Modelo SHARE". En conjunto en esta etapa participaron un total de 14 geólogos españoles, así como especialistas del IST portugués y del IRSN francés.

La segunda etapa tuvo lugar desde mediados de 2011 hasta mediados de 2012, en el marco de la comisión de expertos formada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) para el seguimiento de los trabajos de creación del nuevo mapa de peligrosidad sísmica de España. En esta etapa se producen una serie de modificaciones del modelo SHARE que finalmente darán lugar al modelo COMISIÓN, usado en los cálculos de peligrosidad del nuevo mapa junto con otros modelos.

A continuación se describen las características principales de los diferentes modelos de zonas sismogénicas producidos hasta llegar al modelo final.

2. EL MODELO IBERFAULT

El modelo IBERFAULT (Figura 1) es el resultado de una iniciativa originalmente surgida en el marco del proyecto FASEGEO para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el Sureste de España. Posteriormente, a través de una solicitud formal de colaboración por parte del Grupo Iberia del proyecto europeo SHARE (IST, Portugal) con el Grupo de Tectónica Activa y Paleosismología de la Universidad Complutense de Madrid, y de una solicitud similar por parte del líder del paquete de trabajo 3 del SHARE (INGV, Italia) con el director del IGME, se amplió la zona de trabajo a toda la Península Ibérica.



Figura 1 – Zonación sismogénica resultante de la Primera Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología: Modelo IBERFAULT. Datos de sismicidad de Cabañas et al. (2012), fallas tomadas de la QAFI online (IGME, 2012).

(Resulting seismogenic zoning from the First Iberian Meeting on Active Faults and Paleoseismology: IBERFAULT Model)

La creación del modelo IBERFAULT se basó en un proceso de Juicio de Expertos inspirado en la metodología SSHAC (1997) de nivel 2. La figura clave en esta metodología está representada por el Integrador Técnico (IT) que es la persona que lleva a cabo el proceso de *elicitation* (obtención de información) de expertos y la integración práctica de la misma para su uso en el cálculo de la peligrosidad sísmica (García-Mayordomo, et al., 2010). La selección de expertos se realizó fundamentalmente entre geólogos investigadores en materias relacionadas con la peligrosidad sísmica (Tectónica activa, Paleosismología, Sismotectónica) y que además fueran expertos en alguna región geológica concreta de España (e.g., Béticas, Cordillera Ibérica, Pirineos,...). Las zonas que cubrían territorios transfronterizos con Portugal fueron consensuadas con investigadores del IST de Lisboa.

La metodología aplicada se ideó para satisfacer dos objetivos principales: 1) intentar comprender al máximo toda la variedad de modelos disponibles y, 2) agilizar el proceso de obtención de la información (*elicitation*) mostrando a los expertos los diferentes modelos representados sobre un conjunto de mapas con información geológica y sísmica idénticas, sin indicación alguna de la procedencia del modelo (original o publicado).

Para cumplir el objetivo 1 se procedió a revisar en la literatura todos los modelos de zonas sismogénicas publicados tanto a nivel nacional como para regiones geológicas concretas (García-Mayordomo e Insua-Arévalo, 2010), con el único requerimiento de que hubieran sido efectivamente usadas un cálculo de peligrosidad sísmica. Evidentemente el número de modelos disponibles variaba según la región geológica en cuestión, por ejemplo había varios modelos en los Pirineos y Costero Catalanas, así como en las Béticas; frente a zonas muy poco representadas como la Cordillera Ibérica o el Macizo Ibérico en general.

Además, con objeto de completar la variedad de modelos a mostrar a los expertos, se desarrolló una metodología original de zonificación sismogénica basada en los trabajos de García-Mayordomo (2005) y García-Mayordomo y Giner-Robles (2006). El resultado de esta metodología daba lugar siempre a dos modelos diferentes, uno donde pesaba más la información geológica de superficie (cartografía geológica y tectónica, morfología del relieve) y otro la subsuperficial (espesor de la corteza, flujo térmico). En ambos modelos, la distribución de la sismicidad servía finalmente para perfilar la forma final de las zonas (variando sus límites o sumando o partiendo zonas). Estos modelos se denominaron *ad hoc* en contraposición a los modelos extraídos de la literatura.

El proceso de obtención de la información se llevó a cabo a través de correo eléctrónico y considerando tres grandes dominios geológicos: 1) Cordilleras Béticas, 2) Pirineos, Costero Catalanas e Ibérica, y 3) Macizo Ibérico y Cordillera Cantábrica. A continuación se solicitaba del experto la respuesta a dos sencillas preguntas: 1. ¿Cúal es el modelo que más te satisface, o que menos te disgusta? y 2. ¿Qué cambiarías de ese modelo para mejorarlo? Al experto se le ofrecía la posibilidad de realizar esos cambios sobre los propios modelos usando las herramientas de dibujo del procesador de textos donde iban embebidas las figuras. Recibidas todas las respuestas y aclaradas todas las dudas, el IT analizaba los puntos de acuerdo y de disensión entre los expertos. Tras este análisis el IT elaboraba un nuevo modelo de cada región geológica basado en el más aceptado y/o en las propuestas originales de los propios expertos, y finalmente lo integraba todo en un único modelo preliminar a escala peninsular. En una segunda fase este modelo integrado preliminar se envió a todos los expertos, esta vez al conjunto de todos ellos, abriéndose entonces una segunda ronda de comentarios y modificaciones, que finalmente dieron lugar al modelo final.

El modelo IBERFAULT fue finalmente presentado durante la Primera Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología (Iberfault, 2010). Este modelo de zonas sismogénicas para España está basado predominantemente en criterios geológicos e integra la opinión de un gran número de geólogos españoles especializados en ramas relacionadas con la peligrosidad sísmica. El modelo IBERFAULT representa, además, el fruto de la colaboración con investigadores portugueses para la obtención de un modelo de zonas transfronterizo entre ambos países. Sin embargo, no puede afirmarse lo mismo en relación con nuestros vecinos franceses, cuestión que se subsanaría posteriormente con la creación del modelo SHARE.

3. EL MODELO SHARE

Posteriormente a la celebración de la reunión Iberfault, la relación con el Grupo Iberia del proyecto SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe), representado por el IST portugués, se intensificó para preparar el modelo final que se presentaría para el cálculo del nuevo mapa de peligrosidad sísmica de Europa. Este modelo es el resultado de la modificación del modelo IBERFAULT.

En la creación del modelo SHARE (Figura 2) se pueden distinguir dos fases. La primera dio lugar a una primera versión como fruto de la intensa colaboración entre el IST y el IGME, y con una primera explotación de la v.1.0 de la QAFI (Quaternary Active Fault Database of Iberia) que había sido inicialmente presentada en la reunión Iberfault (Octubre de 2010) (García-Mayordomo et al., 2012). La segunda fase, que daría lugar al modelo definitivo, se realizó merced a la colaboración del IRSN francés a iniciativa del IGME para la zonación de los Pirineos.

En la primera fase los cambios más significativos del modelo IBERFAULT tuvieron lugar en la parte portuguesa. La mayoría fueron cambios ligeros en los límites de las zonas, excepto en las dos zonas que engloban la región de Lisboa y el Algarve. En ambas zonas se redujo de forma significativa su tamaño por su parte marina, acercando su límite más hacia continente. Estos cambios se basaron en la distinta completitud que presenta el catálogo sísmico en la parte continental respecto a la marina (Vilanova et al., 2010). Por otro lado, las zonas definidas en el área marina del Golfo de Cádiz y Banco de Gorringe también experimentaron ligeros cambios de límites.

Respecto a la parte española de las zonas transfronterizas sólo se realizaron ligeros cambios de límites, básicamente el límite oriental de la zona que engloba los grandes desgarres portugueses de Penacova y Vilarisa, que se dispuso para que mostrara la misma dirección estructural; con criterio similar se modificó ligeramente la parte más oriental de la zona que recoge el macizo gallego; y, finalmente, la zona central ibérica, prácticamente asísmica, se amplió para abarcar también la mitad oriental de la cuenca del Duero, así mismo asísmica.



Figura 2 – Zonas sismogénicas consideradas en el proyecto SHARE para el cálculo de la peligrosidad sísmica en Iberia: Modelo SHARE. Leyenda igual que Figura 1.

(Seismogenic source zones considered in SHARE project for calculating seismic hazard in Iberia: SHARE Model. Legend as in Figure 1.)

Una vez disponible la versión revisada de la QAFI (v.1.1 Febrero 2011) se procedió a analizar la proyección de las trazas de las fallas en relación con el modelo de zonas de IBERFAULT. De este análisis se detectaron zonas que cortaban fallas principales o sistemas de fallas, cuando inicialmente éstas se habían trazado en parte para recoger estas estructuras tectónicas.

Esta situación dio lugar a modificaciones ligeras de los límites de las zonas del Mar de Alborán y Cordilleras Béticas, y límites sur y oeste de la Central Ibérica. La modificación más significativa en este sentido fue mover el límite entre las dos zonas que conforman la Cadena Costero Catalana, que pasó de estar al sur del Ebro a un poco más al norte de éste. Finalmente, la Cordillera Ibérica, que en el modelo Iberfault estaba definida como una sola zona, quedó dividida en dos. Se definió una zona en el tercio sur de la cadena en base a cambios morfotectónicos, de espesor de la corteza y de distribución de sismicidad y fallas activas, en relación tanto con el resto de la Cordillera Ibérica como con la parte castellonense de la Costero Catalana. También se cambió la zona de Girona para recoger las fallas de Amer y Roses, y diferenciarla del resto del Pirineo y Costero Catalanas.

Las modificaciones en la zonificación de los Pirineos tuvieron lugar en una segunda fase, en colaboración con el IRSN de Francia. Esta colaboración consistió en contrastar el modelo de zonas preliminar de SHARE con el trabajo que estaba haciendo el IRSN para toda Francia (Baize et al., 2012) (Figura 3).

Las objeciones mayores al modelo SHARE procedían de la definición de una zona de antepaís norpirenaica (zona 30 en la figura 3), y de la forma y tamaño de la zona que comprendía la parte central de la zona axial de la cadena (zona 28). En el primer caso el IRSN rechazaba esta opción por no encontrar ninguna singularidad sismotectónica como para diferenciarla de otras zonas definidas por ellos más al norte dentro de la cuenca de Aquitania. Respecto a la parte central axial de la cadena, coincidiendo con la zona donde se concentra la sismicidad más relevante, el IRSN argumentaba que la definición de esta zona tenía que estar basada en la localización de la falla Norpirenaica, entendida como un volumen de corteza deformado más que por una falla singular.

Otras diferencias importantes entre el modelo SHARE y el IRSN eran en relación con la definición de la zona de Pamplona (zona 27) y la extensión hacia el este de la zona surpirenaica (zona 29); si bien les pareció que podría haber suficientes argumentos para establecer ambas zonas. De modo similar, les parecía apropiada la definición de la zona de la Cerdaña (zona 36), como reflejo de una estructura singular transversal a la cadena y controlada por la fallas de Tech y Sud de la Tec-Cerdanya.



Figura 3 – Comparación entre los modelos de zonas del IRSN francés (en línea negra) y el modelo preliminar de SHARE (en línea morada) para el Pirineo.

(Comparison between IRSN and preliminary-SHARE zone models for the Pyrenees, in black and purple colours respectively.)

Respecto a similitudes entre los modelos es destacable que ambos diferencian dos grandes zonas en la mitad oriental del Pirineo con bordes casi idénticos (zonas 31 y 32), así como la diferenciación de la zona que engloba los macizos vascos (zona 33). Finalmente, conviene señalar que si bien en la Figura 3 la zona de Girona (zona 34) aparece partida en dos en realidad en el modelo resultado de la primera fase ya se había modificado para extenderse hacia el Mediterráneo (ver aptdo. anterior), coincidiendo entonces bastante bien con el modelo del IRSN para esta zona.

A raíz de los comentarios del IRSN, se preparó una versión modificada de las zonas SHARE y se volvió a enviar al IRSN para su evaluación. En esta ocasión se proveyeron además figuras con la proyección de las zonas propuestas con las zonas IRSN sobre los mismos fondos de información que se usaron en el proceso de obtención de la información en el modelo IBERFAULT (eg. mapa tectónico y geológico, espesor de corteza, distribución de sismicidad,...).

De acuerdo con el análisis expuesto anteriormente, la nueva propuesta incluía modificaciones importantes en la parte norte de los Pirineos, básicamente siguiendo las zonas definidas por el IRSN, y mantenía prácticamente sin cambios las zonas de la parte sur, donde el IRSN había mostrado su conformidad.

La principal diferencia residía en la zona central del macizo donde se localizaba la zona de falla Norpirenaica y toda la sismicidad teóricamente asociada a este volumen de corteza singular, donde se propuso subir su límite norte un poco más hacia el norte con objeto de incorporar estructuras de deformación subsuperficiales así como sismicidad relevante. Esta apreciación se aceptó sin ninguna reserva. El nuevo modelo también proponía definir una zona justo al sur de la anterior para diferenciar dos partes en la mitad sur de la zona axial de la cadena. En contraposición con lo anterior, la definición del límite oriental de esta zona se consideró arbitrario dado que no argumentaba ninguna interrupción abrupta de la estructura general E-W de la cadena. En el modelo SHARE final se decidiría finalmente obviar la definición de esta zona. El modelo SHARE final para Iberia se presentó en Julio de 2011, si bien por cuestiones de agenda del proyecto no se implementaría en los cálculos hasta Marzo de 2012. La gran diferencia entre el modelo IBERFAULT y el SHARE reside en la zonación de los Pirineos.

El modelo SHARE representa la culminación del modelo IBERFAULT en la creación, por primera vez, de un modelo de zonas sismogénicas para Iberia verdaderamente transfronterizo.

4. EL MODELO FINAL: COMISIÓN

En noviembre de 2010 el IGN anunció la formación de una Comisión de Seguimiento de los trabajos para la realización del nuevo mapa de peligrosidad sísmica de España. Esta comisión, formada por más de 20 de expertos de diferentes disciplinas (sismología, geología, ingeniería) e instituciones españolas (IGME, PC, universidades,...), se ha reunido periódicamente desde mediados de 2011 hasta mediados de 2012 para discutir diferentes cuestiones, entre otras: los diferentes modelos de fuentes sismogénicas disponibles y la incorporación de fallas en el cálculo de peligrosidad.

Evidentemente, los modelos IBERFAULT y, posteriormente el SHARE, supusieron un punto de partida muy ventajoso dado lo reciente de su creación, los métodos aplicados y su carácter transfronterizo. Así mismo, la disponibilidad de la QAFI, también resultado de la reunión Iberfault y de la colaboración con el IST portugués en el marco del proyecto SHARE, suponía un punto de partida idóneo. Es conveniente señalar la coincidencia temporal entre las reuniones de la Comisión y la creación del modelo SHARE, así como del desarrollo sucesivo de diferentes versiones de la base de datos QAFI. Para mayor claridad en la exposición, se asumirá que las modificaciones que dieron lugar al modelo COMISIÓN (Figura 4) tuvieron lugar sobre el modelo final SHARE; y también que las conclusiones obtenidas respecto a la introducción de las fallas en el cálculo se obtuvieron sobre la última versión del QAFI (v.2.0).

Las diferencias más importantes del modelo SHARE respecto del modelo COMISIÓN radican en que este último está específicamente diseñado para el cálculo de la peligrosidad en el territorio de España. De este modo las modificaciones más significativas se han producido en zonas que comprenden territorio portugués, especialmente en la parte marina occidental, el Golfo de Cádiz, el Algarve y el límite SW de la zona del Sistema Central. Estas modificaciones estaban promovidas principalmente por la irregular distribución de la sismicidad y, en el caso de la zona del Sistema Central, por la distribución de las fallas de Plasencia y Ponsul. Otras modificaciones importantes tuvieron lugar en la Cordillera Ibérica y en la Costero Catalana. En el primer caso se debatió la idoneidad de subdividir ésta en base a la distribución de la sismicidad conjuntamente con criterios basados en el estilo tectónico y el espesor de la corteza. Finalmente se separó el macizo de Cameros-Demanda del resto de la cordillera. La Costero Catalana también fue objeto de debate, particularmente sobre si considerarla toda como una gran zona, de acuerdo a criterios geológicos, o separarla en partes de acuerdo a la distribución de la sismicidad; en particular su parte más meridional (Castellón). Finalmente, y tras diferentes pruebas, se separó la parte Castellonense del resto de la Costero Catalana y de la Ibérica. Finalmente, conviene señalar que si bien las zonas de los Pirineos en su versión IBERFAULT habían sido objeto de importantes críticas por parte de la Comisión, la zonación final acordada con el IRSN para el modelo SHARE fue aceptada sin problemas.

La incorporación en los cálculos de las fallas activas cuaternarias de la base de datos QAFI como fuentes sismogénicas complementarias de las zonas sismogénicas también fue estudiada. En particular se analizaron tanto el modelo de la máxima magnitud (versión del terremoto característico), como un modelo exponencial tipo Gutenberg-Richter (Anderson and Luco, 1983). Finalmente, se concluyó que para los periodos de retorno de 475 y 950 años el impacto de las fallas como fuentes sismogénicas individuales podía ser obviado, a la vista de los datos actualmente disponibles, en particular de las tasas de deslizamiento de las fallas. Finalmente, se estableció una nueva zona en el SE de España para comprender la singularidad del sistema de fallas más largo y activo de la Bética

(sistema Carboneras-Palomares-Alhama de Murcia-Carrascoy-Bajo Segura).

Finalmente, la distribución y características de las fallas de la QAFI se emplearon para refinar el modelo de zonas sismogénicas. En concreto como criterio complementario al catálogo para asignar la magnitud máxima en cada zona, así como para establecer el mecanismo de rotura predominante para el empleo de modelos de atenuación del movimiento fuerte que consideren este parámetro de fuente.



Figura 4 – Zonas sismogénicas empleadas para el cálculo del nuevo mapa de peligrosidad sísmica de España: Modelo COMISIÓN. Leyenda igual que Figura 1.

(Seismogenic source zones considered in the new seismic hazard map of Spain: COMISION Model. Legend as in Figure 1.)

5. CONCLUSIONES

El modelo de zonas sismogénicas denominado aquí como modelo COMISIÓN es el resultado de un largo proceso de trabajo y consenso entre una importante fracción de la comunidad científica española involucrada en disciplinas relacionadas con la peligrosidad sísmica, así como de expertos portugueses y franceses. No obstante, es importante señalar que este modelo no es el único que se ha empleado en los cálculos del nuevo mapa de peligrosidad sísmica de España, donde se ha observado un esquema de árbol lógico (Benito et al., 2012).

Por otra parte, puede decirse que el modelo COMISIÓN ha considerado todo el conocimiento geológico disponible en España a día de hoy para, en particular la parte relativa a fallas activas. Sin embargo, es muy previsible que este conocimiento, todavía muy incompleto, con datos sujetos a fuertes incertidumbres y tan sólo recientemente sistematizado, implique desarrollos nuevos en el cálculo de la peligrosidad sísmica en España.

6. AGRADECIMIENTOS

Los resultados alcanzados han sido posibles gracias a la financiación parcial de los proyectos FASEGEO (CGL2009-09726), IBERFAULT (CGL2009-07388) y SHARE (FP7-226967).

7. REFERENCIAS

Anderson, J.G. and Luco, J.E. (1983): Consequences of slip rate constants on earthquake recurrence realtions. Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 471-496.

- Baize, S., Cushing, E.M., Lemeille, F. and Jomard, H. (2012): Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Geologiqué de France* (in press).
- Benito, B., Rivas, A., Cabañas, L., Martínez -Solares, J.M., S. Ruiz., Gaspar-Escribano, J., Carreño, E., García Mayordomo, J., Bernal, A. y Crespo, M. (2012): Nuevo Estudio de Peligrosidad Sísmica en España para la revisión de la Norma Sismorresistente Española. 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, en este mismo volumen.
- Cabañas Rodríguez, L., Rivas Medina, A., Martínez-Solares, J.M., Gaspar-Escribano, J.M., Benito Oterino, B., Antón, R., Ruiz-Barajas, S. (2012): Preparación y homogeneización de un catálogo sísmico para la evaluación de la peligrosidad

sísmica en España. 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, en este mismo volumen.

- García-Mayordomo, J. (2005): Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España. Tesis Doctoral UCM, 373 pp.
- García-Mayordomo, J. y Giner-Robles, J.L. (2006): Definición de zonas sismogenéticas en base al gradiente geotérmico, resistencia y profundidad del límite frágil-dúctil en sísmica en el Sureste de España. *Geogaceta*, **39**, 55-58.
- García-Mayordomo, J. e Insua-Arévalo, J.M. (2010): Zonaciones Sismogénicas en Iberia y Magreb. Documento interno IGME-UCM, 23 pp.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Perea, H., Álvarez-Gómez, J.A., Martín-González, F., González, Á., Lafuente, P., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J., Azañón, J.M., Masana, E. y Moreno, X. (2010): Modelo Integral de Zonas Sismogénicas de España. En: *Contribución de la* Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica (Insua-Arévalo y Martín-González, eds.), pp. 193-196, Sigüenza (Guadalajara, España).
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-

González, F. Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. and the QAFI Compilers. (2012): La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). Journal of Iberian Geology, 38(1), 285-302.

- Iberfault (2010): Primera Reunión Ibérica de Paleosismología y Fallas Activas. Sigüenza, 27-29 de Octubre de 2010. www.iberfault.org/iberfault_2010/
 IGME (2012). QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed April 2012, from IGME web site: http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/
- Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC) (1997): Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6372, Washington, DĊ.
- Vilanova, S.P., C.S. Oliveira, A. Brum da Silveira, J. Madeira, E. Nemser, J.F.D.B. Fonseca, R. Arvidsson, G.M. Besana-Ostman, M. Bezzeghoud, J.F. Borges, J. Cabral, J. Carvalho, P.P. Cunha, R.P. Dias, F. Carlos Lopes, H. Perea y I. Wong. (2010): New seismic source zone model for Portugal and Azores for use in project Share: methodology and preliminary results. En: Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica (Insua-Arévalo y Martín-González, eds.), pp. 205-206, Sigüenza (Guadalajara, España).

La Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (OAFI v.2): **Características, Aplicaciones y Problemas** The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2): Characteristics, **Applications and Problems**

J. García-Mayordomo⁽¹⁾, R. Martín-Banda⁽¹⁾, J. M. Insua-Arévalo⁽²⁾, J. A. Álvarez-Gómez⁽²⁾, L. Cabañas⁽³⁾, J. V. Cantavella⁽³⁾, M. J. Crespo⁽⁴⁾, R. Pereira Dias⁽⁵⁾, C. Moniz⁽⁵⁾, G. Pascual⁽⁶⁾, S. Alfageme⁽¹⁾ y E. Rodríguez-Escudero⁽²⁾ ⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, julian.garcia@igme.es; r.martin@igme.es; s.martin@igme.es

⁽²⁾Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense, Jose A. Novais 2, 28040, Madrid, jaalvare@geo.ucm.es; insuarev@geo.ucm.es; emiliorodriguezescudero@yahoo.es ⁽³⁾Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez Ibero 3, 28003, Madrid, <u>lcabanas@fomento.es; jvcantavella@fomento.es</u>

⁽⁴⁾Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Departamento de Ingeniería de Materiales, Alenza 24, 28003, Madrid, mariajose.crespo@upm.es ⁽⁵⁾Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Unidade de Geologia e Cartografía Geológica, Estrada da Portela, Bairro do Zambujal,

Alfragide, Apartado 7586 - 2610-999, Amadora, ruben.dias@lneg.pt; catarina.moniz@lneg.pt

⁽⁶⁾Dirección General de Protección Civil, Subdirección General de Planes y Operaciones, Quintiliano 21, 28002 Madrid, gpascual@procivil.mir.es

SUMMARY

One of IGME's most relevant tasks consists in the production of scientific infrastructure related to geological hazards. Regarding to earthquake hazards, the Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI) – a repository of scientific geological information on tectonic structures potentially capable of producing damaging earthquakes, is here highlighted. Its main objective –apart from becoming an official repository of active faults in the last 2.6 Ma (Quaternary), is also to help improving seismic hazard estimates by facilitating the identification and characterization of fault-type seismogenic sources. In this context, the QAFI contains relevant information for this purpose; accounting for associations of instrumental, historical and paleoseismic earthquakes to specific faults, which can be modelled later as sources potentially capable of producing significant earthquakes. This article shows a comprehensive analysis of the faults registered in OAFI v.2 with special focus on those parameters more crucial in seismic hazard calculation (slip rate, maximum magnitude, recurrence, associated seismicity). Additionally, a number of examples of possible practical applications of QAFI are shown: modelling of fault-type sources, estimation of the maximum magnitude for zone-type sources, determination of coefficients of amplification due to proximity to the source, definition of seismic scenarios, stress transfer automatic calculation, seismic monitoring systems, Civil Protection plans). Finally, we detail and discuss the problems found when trying to deal with these applications. We conclude that is necessary to carry out a further review of the database regarding its completeness and data uniformity, and even the creation of a new database particularly to account for seismogenic sources (ISEIS: Iberian Seismogenic Sources Database).

1. INTRODUCCIÓN

Una de las tareas más relevantes de los servicios geológicos es la producción de infraestructura científica relativa a los riesgos geológicos. Concretamente dentro del riesgo símico, se enmarca la Base de Datos de Fallas Activas del Cuaternario de Iberia (QAFI): un repositorio de información científico geológica sobre estructuras tectónicas potencialmente capaces de producir terremotos dañinos (www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI).

Su objetivo, además de constituirse como un repositorio oficial de fallas activas en los últimos 2,6 Ma (el periodo Cuaternario), pretende también ayudar a mejorar las estimaciones de peligrosidad sísmica facilitando la identificación y caracterización de fuentes sismogénicas tipo falla. En este contexto, la QAFI contempla dicha información, ofreciendo datos de terremotos instrumentales, históricos y paleosísmicos asociados con determinadas fallas, que pueden ser modelizadas posteriormente como fuentes potencialmente capaces de producir terremotos significativos.

En este artículo se muestra un análisis global de las fallas registradas en la QAFI v.2 con especial interés en los parámetros más influyentes en el cálculo de la peligrosidad sísmica (longitud, tasa de deslizamiento, magnitud máxima, recurrencia, sismicidad asociada); así como algunos ejemplos de posibles aplicaciones prácticas: modelización de fuentes tipo falla, estimación de la magnitud máxima y mecanismo de rotura preferente en fuentes tipo zona, definición de escenarios de riesgo sísmico, sistemas de vigilancia sísmica, normativa sismorresistente.

Finalmente, se detallan los problemas que surgen al intentar abordar estas aplicaciones en relación con la falta de completitud y

llevar a cabo una nueva revisión e incluso la creación de una base de datos específica de fuentes sismogénicas para Iberia (ISEIS: Iberian Seismogenic Sources Database).

homogeneidad de la versión 2 actual de la QAFI, y la necesidad de

2. CARACTERÍSTICAS DE LA QAFI v.2

La QAFI v.2 (García-Mayordomo et al., 2012a) contiene 262 registros que se corresponden con 240 fallas o segmentos de falla (Figura 1). La mayoría de los registros pertenecen a las Cordilleras Béticas (#109), seguidos por el Macizo Ibérico (#59) -incluyendo la Orla Algarvia (#18) y Orla Occidental (#15) portuguesas, y la Cordillera Costera Catalana (#38).

Un total de 43 investigadores han participado compilando los datos de las fallas en las sucesivas fases de creación de la base de datos (cf. García-Mayordomo et al., 2010 y 2012a). Un caso particular son las fallas localizadas en territorio portugués, donde la mayoría de ellas (82%) han sido adoptadas directamente de la base de datos del proyecto SHARE (Nemser et al., 2010).

El 70% de los registros de la base de datos son fallas, o segmentos de falla, de longitud menor de 30 km; y sólo el 5% son mayores de 100 km (Figura 2a). El intervalo de longitud más frecuente (26%) es 5-10 km, mientras que el percentil 50 se encuentra en el intervalo 10-15 km. Fallas mayores de 50 km son generalmente submarinas; si bien las más largas de la base de datos se localizan en el Macizo Ibérico y Orlas Portuguesas (ej., las fallas de Penacova-Régua-Verín (222 km) y Manteigas-Vilariça-Bragança (215 km)). La cinemática más frecuente en la base de datos es normal pura (47%) seguida de direccional (39%), mientras que el fallamiento inverso sólo se reporta para el 14% de los registros.



Figura 1 –Volcado de pantalla modificado de la versión online de <u>QAFI</u> v.2.0. El mapa de fondo es de Google Maps.

(Screen-dump modified from the QAFI v.2.0 online version. Background is from Google Maps.)



Figura 2 – Distribución de la longitud (a) y tasa de deslizamiento (b) para todos los registros de la base de datos. (*Distribution of length (a) and slip rate (b) for all the database records.*)

De los registros que dan la magnitud máxima y la recurrencia conjuntamente, el 12% estiman también la edad del último terremoto. Este dato puede ser dado tanto en base a estudios de paleosismicidad (conociendo la edad de los depósitos más recientes no afectados por la falla) como en base a la fecha de terremotos históricos asociados por el compilador a la falla. En prácticamente todos los casos el tiempo pasado desde el último evento es muy corto comparado con el tiempo de recurrencia. No obstante, hay excepciones importantes, como son las fallas de Concud, el segmento Góñar-Lorca de la falla de Alhama de Murcia, y la falla de Manteigas-Vilariça-Bragança. Su ratio "edad del último terremoto / recurrencia" es 2.1, 0.5-7.3 y 1.3, respectivamente.

La tasa de deslizamiento, posiblemente el dato más importante relacionado con la actividad reciente de una falla, está estimado por el compilador en la gran mayoría de los casos (86%). La distribución de la tasa de deslizamiento (Figura 2b) muestra un pico claro en el intervalo 0.01-0.05, por encima del cual decae con algún pequeño pico en 0.30-0.35 y 0.45-0.50. Las tasas de deslizamiento más rápidas de la base de datos son las correspondientes a las fallas de Carboneras (1.10 m/ky), Alhama de Murcia (0.50 m/ky) y Carrascoy (0.54 m/ky). La tasa de deslizamiento vertical es el dato más frecuentemente dado por los compiladores (72%); muy pocos registros contienen el dato de tasa de deslizamiento horizontal (6%). El error medio en la estimación de la tasa de deslizamiento se ha estimado aquí, empleando como muestra toda la base de datos, en ±0.04 m/ky, aunque en algunos casos puede ser tan grande como ±0.4 m/ky. Estos errores son muy significativos si se tiene en cuenta que la tasa de deslizamiento promedio (ya sea vertical o neta) para toda la base de datos es 0.10 m/ky.

La base de datos QAFI, además de los campos comentados anteriormente, que son eminentemente geológicos, contiene otros dos subformularios adicionales, denominados: *Seismic Parameters y Associated Seismicity*. El primero incluye los campos *Maximum magnitude*, *Recurrence y Date of the last maximum event*.

La magnitud máxima es un dato dado en prácticamente todos los registros (95%), principalmente haciendo uso de las regresiones de Wells and Coppersmith (1994) de la magnitud sobre la longitud de rotura superficial de la falla; aunque algunos compiladores consideran también las ecuaciones de Stirling et al. (2002) y de Scholz (2002), que arrojan estimaciones de magnitud bastante mayores que Wells and Coppersmith (1994) (Figura 3).



Figura 3 – Comparación entre diferentes ecuaciones de conversión de la longitud de rotura en superficie (SRL) con la magnitud momento (Mw). (Comparison among several equations for converting surface rupture length (SRL) to moment magnitude (Mw).)

El 45% de los registros que proveen el dato de magnitud máxima también dan el de recurrencia. La mayoría de ellos (72%) estiman la recurrencia a partir de la ecuación de Wesnousky (1986) que relaciona la tasa de momento sísmico (basada en la tasa de deslizamiento) y el momento sísmico del terremoto máximo (estimado generalmente por su magnitud momento). Sólo 10 registros contienen recurrencias estimadas por datación de eventos antiguos (paleoterremotos) identificados mediante técnicas paleosismológicas (ver Tabla 1 en García-Mayordomo et al., 2012a).

Finalmente, el 20% de los registros reporta asociaciones de la falla con eventos sísmicos concretos, que suman un total de 83 terremotos. Estos eventos son mayoritariamente del periodo histórico (pre-1920), y tienen lugar en la Cordillera Bética en

relación con terremotos bien conocidos (e.g., 1884 Arenas del Rey, 1829 Torrevieja, 1531 Baza) aunque también en los Pirineos catalanes (e.g., 1373 Ribagorça, 1427 Amer, 1923 Vielha), Cordillera Ibérica (e.g., 1917 Daroca, 1927 Alfambra, 1953 Used), Mallorca (e.g., 1851 Santa Eugenia, 1921 Sencelles) y en menor medida en el Macizo Ibérico (e.g., 1995 Sarriá, 2007 Escopete).

3. APLICACIONES DE LA QAFI

La aplicación más inmediata de la QAFI tiene lugar en el campo de la previsión del movimiento fuerte del terreno por causa de los terremotos (peligrosidad sísmica). Concretamente su aplicación principal es en la fase primera: la definición espacial y caracterización sísmica de las potenciales fuentes generadoras de terremotos. En esta fase las fallas caracterizadas como fuentes sismogénicas pueden estar modeladas como fuentes individuales, normalmente de acuerdo al modelo del terremoto máximo o característico, o como fuentes compuestas, zonas alargadas comprendiendo varias fuentes-falla de similares características (cf. Basili et al., 2008).

Por otra parte, las fallas de la QAFI también pueden ser usadas como un criterio adicional para definir los límites de las clásicas fuentes-zona y, particularmente, para establecer su potencial sismogénico máximo en ellas así como el mecanismo de rotura preferente (cf. García-Mayordomo et al., 2012b) (Figuras 4 y 5).



Figura 4 – Esquema idealizado del proceso de asignación a un modelo de fuentes sismogénicas tipo zona (arriba) del mecanismo de rotura predominante (abajo) para su consideración posterior en la aplicación de ecuaciones de atenuación del movimiento fuerte. La figura del medio es un histograma de la cinemática de las fallas de la QAFI clasificadas por regiones geológicas.

(Idealization of the process of assigning predominant rupture

mechanisms in a seismogenic-source zone model. Figure in the middle is a histogram of the kinematics of the QAFI faults classified by geological region.)

En los países más desarrollados de sismicidad muy alta (EE.UU., Japón, Nueva Zelanda) la incorporación de fallas como fuentes en los cálculos de peligrosidad forma ya parte del procedimiento habitual en la edición y reedición de los mapas oficiales de peligrosidad. En Europa, los resultados del proyecto SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe), que incluyen fallasfuente, además de pioneros a nivel europeo, van a ser oficiales dentro del marco normativo de los Eurocódigos. En el caso concreto de España conviene destacar que actualmente está teniendo lugar la actualización del mapa de peligrosidad sísmica oficial por parte del Instituto geográfico Nacional (IGN) y que, por primera vez, se va a contemplar en su realización información de datos geológicos de fallas concretas (cf. García-Mayordomo et al., 2012b).

La segunda aplicación principal en peligrosidad sísmica es en la modelización de la sacudida del terreno, ya sea a partir de un modelo de predicción empírico (cf. Douglas, 2003) o a partir de una modelización sintética (e.g., Atkinson et al., 2009). En ambos casos es indispensable conocer la geometría, cinemática y características del potencial sismogénico de la falla. Esto es particularmente relevante en los análisis de peligrosidad sísmica deterministas donde generalmente se calcula el movimiento fuerte asociado a una falla concreta. Dentro de las modelizaciones sintéticas destacan las aplicaciones que calculan de modo determinista el movimiento fuerte máximo por efecto de las fallas a nivel regional (Zonno et al., 2012).



Figura 5 – Esquema idealizado de la estimación de la magnitud máxima geológica en un modelo de fuentes tipo zona a partir de la distribución de longitudes de las fallas de la QAFI.

(Idealization of the process of estimating maximum geological magnitudes for a source-zones model from the length distribution of QAFI faults.)

En aplicaciones enfocadas a la estimación de pérdidas (riesgo sísmico), el conocimiento de las fallas activas y su modelización como fallas-fuente es indispensable para la definición de escenarios de riesgo realistas. Éstos pueden definirse a partir de un estudio de peligrosidad probabilista seguido de una desagregación de la tasa de excedencia (e.g., García-Mayordomo and Insua-Arévalo, 2011), o directamente a través de un análisis determinista. En ambos casos el resultado final asocia determinado escenario de riesgo a una o dos fallas activas concretas. Es más, en poblaciones donde ya se conoce la existencia de fallas activas cruzando la localidad, el principal escenario es el de una rotura en la propia falla (e.g., terremoto de Lorca de Mayo 2011; Martínez-Díaz et al., 2012).

Otra potencial aplicación de la QAFI podría ser en relación con los sistemas de alerta sísmica. Por ejemplo, una vez ocurrido un evento significativo, del que se conoce su mecanismo focal, un sistema automático podría calcular la variación de esfuerzos de Coulomb sobre planos de falla. El cálculo podría realizarse sobre dos enfoques diferentes: variaciones de esfuerzos sobre planos fallas conocidos (QAFI) situados cerca del terremoto, o asignando "a priori" a una falla determinada la causante del terremoto. El procesado automático produciría como resultado una malla de datos con la variación de esfuerzos en el entorno de la falla causante del evento. A partir de estos datos podrían hacerse estimaciones de variaciones de la sismicidad a corto plazo o estimaciones de variaciones en el ciclo sísmico de las fallas mayores a largo plazo.

Finalmente, en lo que respecta a la práctica de la ingeniería, el conocimiento sobre las fallas-fuente existentes en una zona es indispensable para el cumplimiento adecuado de la normativa antisísmica obligatoria o para el fiel seguimiento de normas de buena práctica. Un ejemplo de actualidad son los efectos de amplificación del movimiento por cercanía a la fuente (near source and directivity effects), puestos de manifiesto en el reciente terremoto de Lorca en España. Estos efectos son tenidos en cuenta en las normativas de construcción sismorresistente más modernas a partir de parámetros básicos tales como "distancia a la falla" (ej., NHERP, UBC, Eurocódigo-8).

Existe un amplio cuerpo de información normativa relacionada con el diseño de infraestructuras críticas (puentes, presas, centrales nucleares, tanques de GNL, gasoductos) (Figura 6) donde se definen parámetros que dependen directamente del conocimiento sobre fallas (ej., Eurocode-8; IAEA, 2010; NFPA, 2005; PRCI, 2004), por ejemplo: actividad de la falla –generalmente en asociación con la edad de las últimas deformaciones geológicas, el tamaño del terremoto máximo potencial, la tasa de deslizamiento, magnitud del desplazamiento en superficie, etc.– Este tipo de información, particularmente en países de sismicidad moderada como España, se encuentra dispersa en la literatura científica y es de difícil interpretación por parte de las ingenierías. Existe por tanto un nicho de transferencia tecnológica que, dadas las implicaciones en materia de seguridad, debiera ser ocupado idealmente por organismos científico-técnicos de la administración.



Figura 6 – Representación combinando las fallas de la QAFI y las líneas principales de gaseoductos y oleoductos en España.

(Representation of the QAFI faults and main gas and oil pipelines in Spain.)

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La base de datos QAFI v.2.0 es actualmente la fuente de información más actualizada y mejor sistematizada sobre potenciales fuentes sismogénicas tipo falla en Iberia.

Las aplicaciones de la QAFI tienen un enorme potencial en el cálculo de la Peligrosidad Sísmica, la evaluación del Riesgo Sísmico, los sistemas de Vigilancia Sísmica, la óptima ejecución de Normativa Sismorresistente y como soporte geológico de la Ingeniería Sismológica.

Sin embargo, la actual versión 2.0 adolece de dos problemas principales. Por un lado, de falta de completitud (existencia de fallas cuaternarias, conocidas y desconocidas, aun no debidamente catalogadas), y por otro, de heterogeneidad (carencia de criterios y metodologías comunes en la parametrización de las fallas como fuentes sismogénicas). Las sucesivas actualizaciones de la QAFI permitirán en el futuro la paulatina reducción de estos inconvenientes.

Finalmente, sería de gran interés el desarrollo de una base de datos hermana que estuviera específicamente diseñada para explotar al máximo todas las aplicaciones de la QAFI: la ISEIS (Iberian Seismogenic Sources Database).

5. AGRADECIMIENTOS

La creación y desarrollo de QAFI es una actividad del proyecto FASEGEO (CGL2009-29076) y se ha beneficiado de la acción complementaria IBERFAULT (CGL2009-07388), financiada en parte por el proyecto europeo SHARE (FP7-226967). R. Martín-Banda disfrutó de un contrato a cargo del FASEGEO.

6. REFERENCIAS

- Atkinson GM, Assatourians K, Boore DM, Campbell K, Motazedian D (2009) A guide to differences between stochastic point-source and stochastic finite-fault simulations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99:3192-3201.
- Basili R, Valensise G, Vannoli P, Burrato P, Fracassi U, Mariano S, Tiberti MM, Boschi E (2008) The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3. *Tectonophysics*, 453: 20-43.
- Douglas, J. (2003). Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth Science Reviews*, 61(1-2): 43-104.
- García-Mayordomo, J. and Insua-Arévalo, J.M. (2011). Seismic hazard assessment for the Itoiz dam site (Western Pyrenees, Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31: 1051-1063.
- García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Perea, H., González, Á., Lafuente, P., Martín-González, F., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J., Azañón, J.M., Masana, E., Moreno, X., Benito, B., Rivas, A., Gaspar-Escribano, J.M., Cabañas, L., Vilanova, S., Fonseca, J., Nemser, E. y Baize, S. (2012b): Modelo de Zonas Sismogénicas para el Cálculo de la Peligrosidad Sísmica en España, 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, en este mismo volumen.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Álvarez-Gómez, J.A., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Masana, E., Nemser, E.S., Cabral, J. (2010): Base de datos de fallas activas de Iberia (primera fase): objetivos y estructura preliminar. In: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (eds.), *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica*. Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, 189-192 pp.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F. Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral, J. and the QAFI Compilers. (2012a): La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). Journal of Iberian Geology, 38(1), 285-302.
 Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. de L., Stich,
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. de L., Stich, D., Herrera, G., and Morales, J. (2012): Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics*, 546-547: 28-37.
- Scholz, C.H. (2002): The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 471 pp.
- Stirling, M., Rhoades, D., Berryman, K (2002): Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bulletin* of the Seismological Society of America 92(2), 812–830.
- Nemser, E.S., García-Mayordomo, J., Cabral, J., Fonseca, J.F.B.D., Martínez-Díaz, J.J., Vilanova, S., The 2010 Working Group on Iberian Seismogenic Sources (2010): Compilation of parameterized seismogenic sources in iberia for the share europeanscale seismic source model. In: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (eds.), Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica, Sigüenza (Guadalajara, España), 201-204.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of* the Seismological Society of America, 84(4), 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (1986): Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. Journal of Geophysical Research 91(B12), 12587-12631.
- Zonno, G., Basili, R., Meroni, F., Musacchio, G., Mai, P.M., Valensise, G. and Boschi, E. (2012) High-Frequency Maximum Observable Shaking Map of Italy from Fault Sources. *Bulleting of Earthquake Engineering* 10:1075–1107.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A

B

Badal, J	
Baize, S.	
Benito, B.	
Buforn, E	
Buontempo, L.	197

С

Cabañas, L	
Cantavella, J. V.	
Capote, R	
Carmona, E	
Carranza, M.	
Carrilho, F	
Clavero, D	
Crespo, M. J.	
D	

D

Delgado, J.	
Dias, N. A.	
Ε	
Espinar, M	143
F	
Figueras, S.	
Fonseca, J	

G

Galiana-Merino, J. J.	
García, J. M	
García-Jerez, A.	179
García-Mayordomo, J.	163, 205, 211
García-Tortosa, F. J	
Garrido, J.	
Gaspar-Escribano, J. M	
Giner-Caturla, J. J.	
Giner-Robles, J.	
González, Á.	
González-Camacho, A. J	179
Н	

\boldsymbol{J}

Jauregui-Eslava, P. J	
Jiménez, A	
L	
Lafuente, P	
Lenti, L	
López Casado, C	
López, J. A	
Lozano, L	
Luzón, F	

М

Macau, A	
Madureira, G	
Martín, J. B	
Martín-Banda, R	
Martínez Esplá, J. J	
Martínez Solares, J. M	
Martínez-Díaz, J. J	
Martín-González, F	
Martino, S	
Masana, E	
Matias, L	
Moniz, C	
Morales, J.	
Moreno, X	
Mulas, J.	

N

Navarro, M	135,	143
Nemser, E		205

Р

Pascual, G	
Pazos, A	
Peláez, J. A	
Perea, H	
Pereira Dias, R	
Pérez Valera, F	
Pérez-López, R	
Pro. C	

R

Rio, I	
Rivas, A	
Rodríguez-Escudero, E	
Rodríguez-Pascua, M. A	
Rodríguez-Peces, M. J.	
Rosa-Cintas, S.	
Rosa-Herranz, J.	
Ruano, A	
Ruffman, A.	

S

Sánchez Gómez, M.	
Sánchez-Sesma, F. J	
Santamarta, J. C.	
Santoyo, M. A.	
Silva, P. G.	
Silveira, G.	
Soler-Llorens, J. L	
V	

V

Vales, D.	
Vidal, F	
Vilanova, S	

W

Wuestefeld, A	197
Ζ	
Zollo, A	171



Solution Geomagnetismoa eta Aeronomia Geomagnetismo y Aeronomía Geomagnetismo e Aeronomia Geomagnetism and Aeronomy

Chairpersons:

Alexandra Pais Alicia García García Juan José Curto Subirats Pedro Silva

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Predicción y monitorización de corrientes inducidas geomagnéticamente en transformadores de alta tensión en Cataluña
Prediction and monitoring of geomagnetically induced currents in high voltage transformers of Catalonia
Modelización de la Variación Secular del Campo Geomagnético a partir de Datos Marinos y de Observatorios Regional geomagnetic secular variation modeling from analysis of marine cross-over and observatory data225 F. Javier Pavón-Carrasco, Àngela Talarn, J. Miquel Torta, Manuel Catalán, Takemi Ishihara
Redes neuronales en el campo de la detección automática de comienzos bruscos de tormentas geomagnéticas Neural networks in the field of automatic detection of Geomagnetic Sudden Commencements
Evolución espacio-temporal del campo magnético de la Tierra en Europa Spatial and temporal evolution of the Earth's magnetic field for Europe
Análisis de la relación entre las variaciones del contenido de electrones ionosférico (ROT) y el error en el posicionamiento puntual preciso (PPP). Analysis of the relationship between the variations of ionospheric electron content (ROT) and the error in precise point positioning (PPP).
I. Rodríguez-Bilbao, G. Rodríguez-Caderot, S. M. Radicella, M. Herráiz, L. Ciraolo, B. Moreno, M. C. De Lacy
Estudio del efecto de la tormenta magnética de diciembre del 2006 en el contenido total de electrones ionosférico, TEC, registrado en la Península Ibérica. <i>A study of the effect of the December 2006 magnetic storm on the ionospheric total electron content, TEC, registered</i> <i>in the Iberian Peninsula</i>

M. Rodríguez-Bouza, M. Herráiz, G. Rodríguez-Caderot, S.M. Radicella, L.Ciraolo

Predicción y monitorización de corrientes inducidas geomagnéticamente en transformadores de alta tensión en Cataluña

Prediction and monitoring of geomagnetically induced currents in high voltage transformers of Catalonia

J. Miquel Torta⁽¹⁾, **Lluís Serrano**⁽¹⁾, **J. Ramon Regué**⁽²⁾, **Albert M. Sánchez**⁽²⁾, **Xavier Sans**⁽²⁾ y Elionor Roldán⁽³⁾ ⁽¹⁾ Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC - Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, 43520 Roquetes, <u>imtorta@obsebre.es</u>

⁽²⁾ GRECO, La Salle, Universitat Ramon Llull, Quatre Camins 30, 08022 Barcelona., jramon@salle.url.edu

⁽³⁾ Endesa Distribución Eléctrica S.L., Av. Paral·lel, 51, 08004 Barcelona, elionor.roldan@endesa.es

SUMMARY

Results from an assessment of geomagnetically induced currents (GICs) in some HV/HV transformers in Catalonia will be given. A power grid model has been built and the geomagnetic records of Ebro Observatory have been used to determine the geoelectric field variations in the grid on the occasion of extreme events. The forensic analysis revealed that the largest magnitude of the geomagnetic field change at Ebro Observatory, which keeps archives since 1910, reached an intensity of 177 nT/min. This empirical upper limit is much lower than the intensities that triggered power system impacts at higher latitude regions, such as the Quebec grid blackout during the March 1989 storm (which was of 479 nT/min), although other power grid impacts of importance have been observed at levels lower than 100 nT/min. At such times the model predicts electric fields of the order of 0.7 V/km and currents over 40 A in the neutral of certain transformers. To validate the model we have developed a system for measuring and monitoring of transformer neutral current. The correlation between modelled and measured GICs at one of these transformers on the occasion of geomagnetic storms recorded since autumn 2011 is satisfactory. This project is the first effort of modelling and measuring GICs in Spain, and even in southern Europe.

1. INTRODUCCIÓN

Como consecuencia de la ley de Faraday, asociadas a las variaciones en el tiempo del campo geomagnético se induce un campo eléctrico en la superficie de la Tierra. Este campo eléctrico actúa como una fuente de voltaje a través de las redes de transporte y distribución eléctrica, de modo que las corrientes inducidas en ocasión de grandes tempestades geomagnéticas (conocidas como corrientes inducidas geomagnéticamente o GICs) pueden dañar los transformadores de las mismas.

Estos efectos perniciosos habían sido generalmente observados únicamente en altas latitudes geomagnéticas, tales como en Canadá o en Escandinavia. Sin embargo, con motivo de las Halloween Storms de 2003, se registraron afectaciones en redes eléctricas en latitudes similares o incluso más bajas que las de España, como es el caso de Sudáfrica (Gaunt and Coetzee, 2007). Se ha detectado (Torta et al., 2012) que la amplitud de las variaciones de la intensidad horizontal del campo geomagnético y, lo que es más importante para la generación del campo geoeléctrico, su primera derivada respecto al tiempo (dH/dt), fueron en ese evento apreciablemente superiores en el Observatorio del Ebro que en el de Hermanus, en Sudáfrica.Por tanto, es necesaria una evaluación del efecto de las tormentas magnéticas sobre la red Española.

2. EXTREMOS EN EL OBSERVATORIO DEL EBRO

Para inferir el grado de vulnerabilidad de los sistemas tecnológicos terrestres frente a un hipotético episodio de tormenta geomagnética extrema, resulta lógico recurrir a los episodios históricos más severos jamás registrados. Para ello nos fijaremos, como se ha dicho, en la magnitud de dH/dt, puesto que son las variaciones del campo magnético quienes determinan el campo eléctrico inducido en la Tierra y en consecuencia también las corrientes que circulan por la red eléctrica.

El Observatorio del Ebro conserva registros del campo magnético desde el año 1910, con excepción del periodo que abarca de abril de 1938 a diciembre de 1941. De entre ellos, se escogieron los eventos históricos con los valores más altos del índice geomagnético aa y se digitalizaron los magnetogramas. A estos datos históricos se les añadieron los eventos que superaron las 50 nT/min desde 1980 (es decir, de los 3 últimos ciclos solares y de los cuales ya disponemos de datos digitales). Ello nos proporcionó una tabla con valores que van desde esas 50 nT/min hasta un máximo de 177 nT/min el 24 de marzo de 1991. Las famosas tormentas de Halloween en 2003 o la de 1989 que produjo el apagón en Quebec no aparecen hasta el 6º y 5º lugar del ranking, respectivamente. Este resultado puede parecer, en principio, un tanto sorprendente, puesto que esas tormentas se corresponden con los índices magnéticos mayores. El pico tan grande en la derivada del campo en la tormenta de 1991 y en otras es debido al comienzo tan brusco de las mismas. En realidad ese evento produjo la GIC más grande jamás medida en el sistema de transporte eléctrico finlandés de 400 KV (que cuenta con registros desde 1977), llegando a los 201 A en el neutro de uno de los transformadores (Pulkkinen et al., 2008). Esos comienzos bruscos en latitudes bajas superan en algunas ocasiones el cambio de ritmo en las fases principales de las tempestades más severas. Este es uno de los motivos por los que no hay que descartar la posibilidad de efectos debidos a las GICs también en latitudes medias y bajas.

3. VULNERABILIDAD DE LA RED

El campo geoeléctrico no solamente se ve afectado por las corrientes ionosféricas variables en el espacio y en el tiempo, sino que depende también de la conductividad del suelo. Y, a su vez, las corrientes inducidas en los neutros de los transformadores dependen de la topología de la red y de las características de los mismos. Se trata, pues, de un problema que debe resolverse en dos pasos: uno geofísico, pues debe obtenerse el campo geoeléctrico en la superficie, en ocasión de esos eventos; y, otro ingenieril, pues debe calcularse el flujo de las GICs en la red eléctrica. La formulación para la determinación de las componentes del campo geoeléctrico a partir de la amplitud de los cambios del campo geomagnético se simplifica en el caso de una onda plana que se refleja verticalmente en la superficie de la tierra, asumiendo en ésta una conductividad uniforme (Pirjola, 2002; Torta et al., 2012). En los cálculos realizados para la obtención del modelo se ha utilizado una conductividad homogénea efectiva de 10-3 S/m basándonos en un modelo de resistividad eléctrica a partir de medidas magnetotelúricas, que abarca un perfil en dirección N-S desde los Pirineos hasta prácticamente la costa a lo largo de aproximadamente el meridiano 1ºE (Pous et al., 1995). En la figura 1 se muestra el resultado obtenido para las componentes Este y Norte (en V/Km) para el evento de 1991.

Puesto que las GICs pueden considerarse cuasi-continuas en comparación con los 50 Hz de la alterna, para la resolución del circuito eléctrico sólo se consideran resistencias en corriente continua, de manera que las corrientes que circulan por el mismo se

obtienen aplicando las leyes de Kirchhoff a cada nodo de la red (Lehtinen and Pirjola, 1985).



Figura 1 – Componentes horizontales del campo eléctrico en el Observatorio del Ebro el 24-26 de Marzo de 1991. (*Horizontal electric field at Ebro Observatory on 24-26 March 1991.*)

De la red eléctrica española de alta tensión nos centramos únicamente en la parte catalana y subestaciones colindante y, como primera aproximación, sólo en las líneas de 400 KV (Figura 2). Se calcularon los elementos de las matrices de admitancia de la red y de impedancias a tierra a partir de los parámetros resistivos de las líneas y de los transformadores, así como de su configuración en las subestaciones.



Figura 2 – Dibujo esquemático de la red eléctrica de 400 KV del NE de España con indicación de la posición de las subestaciones y del Observatorio del Ebro. (The North-eastern subset of the Spanish power transmission network, including only the 400 kV elements. The names of the substations and the location of EBR observatory are shown.)

Con las matrices calculadas y las posiciones de los nodos obtuvimos unas constantes propias de cada nodo. Con estas constantes y el campo eléctrico calculado a partir de los datos geomagnéticas del observatorio obtuvimos directamente las GICs, según (Viljanen and Pirjola, 1994):

$$GIC(t) = aE_x(t) + bE_y(t), \tag{1}$$

Sin embargo, debemos tener en cuenta que esa configuración de la red es cambiante y a menudo alguna de esas líneas y transformadores no están operativos o se instalan nuevos elementos. Las subestaciones con los valores mayores de las constantes a y b, y por tanto más susceptibles a las GICs son las más próximas a los extremos (aunque en los nodos frontera hay incertidumbre por la omisión del circuito adyacente y por tanto debemos obviarlas).

Tabla 1 - Transformadores más susceptibles a las GICs tomando como indicador sus constantes de red, en [A Km/V] (The most susceptible to GICs transformers according to their network constants, in [A km/V])

······································							
Subestación	Transformador	a_{t}	b_{t}				
Can Jardí	ATR4	20.1	58.7				
Rubí	ATR7	16.2	45.7				
Rubí	ATR8	14.5	40.8				
Sentmenat	ATR2	5.0	38.6				
Sentmenat	ATR3	5.3	41.2				
Sentmenat	ATR4	4.9	37.8				
Ascó	TG1	-7.1	-49.4				
Ascó	TG2	-7.1	-49.4				

Puesto que en la mayoría de los casos las subestaciones están compuestas de varios transformadores, la corriente total que fluye en el nodo se comparte entre sus neutros. Con el fin de determinar la afectación individual en cada transformador hemos definido las constantes a_t y b_t , que se derivan de las constantes a y b a las que se les aplicó el divisor de corriente correspondiente. Así pues, las GICs que circulan por el neutro del transformador no dependen sólo de la longitud y de la geometría de las líneas que confluyen en ese nodo con respecto a la dirección del campo incidente sino que dependen a su vez del número y resistencias de los transformadores en el mismo. La Tabla 1 muestra los transformadores más susceptibles a las GICs según la magnitud de sus constantes, descartando como se ha dicho los pertenecientes a las estaciones que hacen frontera con el resto de la red española y francesa, por ser el modelo allí impreciso. En la Figura 3 mostramos las direcciones del campo geoeléctrico en las que se obtiene la GIC máxima en cada uno de los transformadores, donde claramente se ve que se alcanzarán para aquellos eventos en los que la dirección de ese campo coincida con la de las líneas. Dada la geometría de la red catalana, esa dirección es mayoritariamente ENE-OSO. La GIC máxima se obtiene para una determinada dirección o para aquella situada a ±180°, pues una inversión del campo sólo cambia los signos de las GICs.



Figura 3 – Direcciones en las que se obtiene la máxima GIC (dada por la longitud de cada barra) en cada uno de los transformadores aplicando una intensidad de campo eléctrico horizontal de un 1 V/Km. (Directions in which the maximum GIC is obtained (given by the length of each bar) in each transformer when a horizontal electric field of 1 V/km is applied.)

4. PREDICCIÓN DE LAS GICs

A partir de los resultados del modelo de la red hemos obtenido una predicción (retrospectiva) de las GICs que se hubieran medido en el neutro de cada uno de los transformadores en ocasión de las mayores tormentas registradas en el Observatorio del Ebro. Para ello se ha supuesto la configuración actual de la red y con todos los elementos funcionando. En la Figura 4 puede observarse como en ocasión de ese comienzo de tormenta tan abrupto en 1991 pudieron haberse superado los 40 A en uno de ellos. La proporción entre las corrientes en un nodo u otro puede variar, pues en cada tormenta puede predominar bien una componente u otra del campo eléctrico y favorecer la inducción más en unas líneas u otras, según su orientación. Asimismo, podría darse el caso que en un determinado nodo con varios transformadores estén todos desconectados menos uno en ocasión de una gran tormenta, con lo que toda la corriente inducida circularía por su neutro, y sería por tanto incluso mayor que la de esos niveles máximos.



Figura 4 – GICs máximas en valor absoluto calculadas en los neutros de los transformadores de la red eléctrica de 400 kV del Noreste de España durante el periodo 24-26 de Marzo de 1991. (The maximum GICs in absolute value computed in the earthing leads of transformer neutrals of the 400 kV NE Spain power grid during 24-26 March 1991.)

El paso siguiente ha sido la estimación del período de retorno de un hipotético evento extremo. Nos hemos basado en los resultados de Thomson et al. (2011), quienes proporcionaron los valores máximos observados de la derivada de la intensidad horizontal del campo magnético y los valores que podrían ser observados cada 100 o 200 años, en función de la latitud geomagnética de distintos observatorios geomagnéticos europeos, según el ajuste de la cola de la distribución de probabilidad de Pareto, y con indicación de los límites de confianza al 95%. Para ello, aparte de descartar los datos situados por debajo de un determinado umbral, también se realizaron un par de manipulaciones previas a los datos geomagnéticos. En primer lugar se aisló el campo magnético de origen externo restando el nivel medio relativo a un día tranquilo (establecido para cada mes del año), obteniéndose así la intensidad H y la declinación D residuales. Por otro lado, se agruparon los eventos extremos distantes en menos de 12 horas (tomando el valor máximo del periodo) por considerarse que los mismos forman parte del mismo episodio de tormenta geomagnética.

Tabla 2 – Valores máximos medidos y los extremos estimados en el Observatorio del Ebro para la intensidad horizontal residual del campo magnético H (en nT), la declinación D residual (en grados) y sus derivadas (en nT/min y grados/min,

respectivamente), para periodos de retorno de 100 y 200 años. También se muestran los intervalos de confianza al 95%. (*The* measured maximum and estimated 100-year and 200-year return levels for Ebro observatory, for the residual horizontal intensity H (in nT), the residual declination D (in degrees), and their derivatives (in nT/min and degrees/min, respectively), with their 95% confidence limits.)

Variable	Máx.	Ret.	Inter	rvalo	Ret.	Inter	rvalo	
variable	med.	100a	confianza		confianza 200a		confianza	
Н	552	706	511	1358	770	534	1509	
dH/dt	112	308	231	384	428	320	535	
D	0.87	1.42	0.81	2.59	1.67	0.85	3.09	
dD/dt	0.15	0.25	0.18	0.33	0.31	0.22	0.40	

Esos resultados aparecían excesivamente altos para el Observatorio del Ebro en comparación con los de los observatorios con latitudes geomagnéticas similares. Ello puede ser debido a que se utilizaron datos que todavía contenían unos picos artificiales en el año 2001. Las predicciones realizadas por Thomson et al. (2011) han sido recalculadas tras haberles facilitado los datos geomagnéticos revisados para el período 2000-2010 (Tabla 2), obteniéndose un valor extremo de 308 nT/min para dH/dt para el periodo de retorno de 100 años. Este valor ha sido utilizado para obtener una cota aproximada de las magnitudes de las GIC que circularían en cada uno de los transformadores de la red eléctrica en el caso de que realmente se produjera ese valor extremo en el periodo de retorno de 100 años en el Observatorio del Ebro (Figura 5).



Figura 5 – GICs máximas estimadas en cada transformador ante un escenario de tormenta geomagnética extrema para un periodo de retorno de 100 años, y asumiendo que el evento fuese de carácter impulsivo según el Norte geomagnético. Las líneas verticales negras representan los intervalos de confianza al 95%. (The maximum GICs in each transformer as a consequence of an extreme geomagnetic storm scenario for a return period of 100 years, assuming an impulsive event along the geomagnetic North. Vertical black lines indicate the 95% confidence levels.)

5. MONITORIZACIÓN DE LAS GICs

Para poder validar el modelo es necesario medir las GICs reales en diferentes puntos de la red eléctrica y estos valores com los obtenidos mediante la predicción. Con esta finalidad se ha desarrollado un sistema de medición de corriente para ser emplazado en el neutro de los transformadores. El diagrama de bloques del sistema de medición se muestra en la Figura 6.



Figura 6 – Diagrama de bloques del sistema de medida de la GIC, la señal de 50 Hz, y sus armónicos. (*Block diagram of the GIC measurement system, the 50-Hz signal, and its harmonics.*)

La corriente que fluye a través del neutro se mide con un transductor de efecto Hall de lazo abierto, y un sistema de adquisición en tiempo real permitesu digitalización a la frecuencia de muestreo de 1 kHz. La temperatura del sistema se mide constantemente a través de termopares para aplicar las correcciones necesarias y todos los datos se almacenan con la información horaria obtenida a través de la señal del Sistema de Posicionamiento Global (GPS). La información almacenada se transfiere diariamente a un

servidor local utilizando la red de telefonía móbil de tercera generación (UMTS), y se procesa de forma automática.

Cada minuto de información se analiza en el dominio de la frecuencia mediante la transformada rápida de Fourier (FFT). Además, la frecuencia de muestreo de 1 kHz utilizada por el sistema de medición no sólo permite la medición de la GIC (que en realidad se mide como una corriente continua en el intervalo de tiempo de un minuto), sino también la corriente de 50 Hz presente en el neutro debida a desequilibrios en la red eléctrica y/o en el transformador. En caso de producirse saturación de medio ciclo, se puede llegar a observar la evolución de todos los armónicos hasta los 500 Hz. Este análisis es esencial para conocer el nivel de saturación del núcleo del transformador inducido por la GIC y, si es necesario, para evitar un posible daño térmico. Por lo tanto, la evolución temporal de las amplitudes de la GIC, la corriente de 50 Hz y sus armónicos pueden ser analizados y, en el caso de la GIC, comparada con la predicción realizada por el modelo.

El primer prototipo de este sistema de medida ya ha sido instalado en uno de los transformadores, concretamente en el transformador TR1 de la subestación de Vandellòs. Aunque este no es uno de los transformadores más vulnerables, ha sido seleccionado por razones logísticas en la instalación.

6. VALIDACIÓN DEL MODELO

Para llevar a cabo la comparación de las GICs medidas y las que predice el modelo se requiere que se hayan producido tormentas magnéticas significativas que generen GICs por encima del umbral de ruido de los conversores del medidor. Por el momento, aunque no se ha producido ninguna tormenta de gran magnitud, sí que se han registrado una serie de eventos que prueban la existencia de GICs en el neutro del transformador de Vandellòs. En la Figura 7 se presentan las medidas de las GICs obtenidas en el neutro del transformador TR1 de Vandellòs durante el 24 y 25 de Octubre de 2011 y se comparan con las GICs calculadas en estos días. Para realizar el cálculo de las GICs se ha obtenido previamente el campo eléctrico inducido mediante el método descrito en el Apartado 3, con la única diferencia de haber tenido que utilizar un valor de la conductividad efectiva de 10⁻⁴ S/m para que se produjera el ajuste. Las constantes de red del TR1 de Vandellòs obtenidas a través de los parámetros resistivos de la red eléctrica para esos días son a_t =-5.76 y $b_{t}=1.61 \text{ A Km/V}.$



Figura 7 – GICs medidas (rojo) y calculadas (azul) en el transformador TR1 de Vandellòs durante el 24 y 25 de Octubre de 2011. (Measured (red) and calculated (blue) GIC at the TR2 transformer of Vandellòs for the event of 24-25 October 2011.)

El coeficiente de correlación lineal es de 0.77. La correlación es mejor (r=0.87) cuando se usan los valores de las constantes de la red deducidas empíricamente, es decir, mediante un ajuste de las mismas por mínimos cuadrados a partir de las medidas de las GICs reales (Pulkkinen et al., 2007; Torta et al., 2012).

7. CONCLUSIONES

Los resultados descritos constituyen a nuestro entender el primer esfuerzo de modelado y medida de GICs en España, e incluso en el sur de Europa. El análisis forense ha revelado que el mayor rango de variación del campo geomagnético en el Observatorio del Ebro, que mantienen archivos desde 1910, alcanzó una intensidad de 177 nT/min. Este límite empírico superior es mucho menor que las intensidades que en general han provocado impactos en redes eléctricas en regiones de latitudes más altas, tales como el apagón de la red del Quebec durante la tormenta de 1989 (que fue de 479 nT/min). Sin embargo, han sido observados otros impactos de importancia en determinadas redes eléctricas con niveles inferiores a 100 nT/min. El modelo desarrollado prevé campos eléctricos del orden de 0.7 V/Km en esas ocasiones y corrientes de más de 40 A en los neutros de determinados transformadores. La correlación entre los resultados del modelo y las GICs medidas en uno de esos transformadores en ocasión de las tormentas geomagnéticas registradas desde otoño de 2011 es satisfactoria.

Se han estimado también las características del campo magnético durante una tormenta geomagnética extrema. Los resultados se han utilizado para obtener una cota aproximada de las magnitudes de las GIC que circularían en cada uno de los transformadores de la red eléctrica, en el caso de que realmente se produjera ese valor extremo en el periodo de retorno de 100 años en el Observatorio del Ebro. Debemos indicar, sin embargo, que este resultado es únicamente una indicación a partir de una estadística muy poco robusta, pues se ha realizado a partir de un número de muestras relativamente bajo (11 años) respecto al periodo estimado.

AGRADECIMIENTO

Los autores desean agradecer a Ewan Dawson, del *Geomagnetism Team, British Geologial Survey, Edinburgh*, el haber proporcionado los valores de la Tabla 2.

REFERENCIAS

- Gaunt, C.T., and G. Coetzee (2007): "Transformer failure in regions incorrectly considered to have low GIC-risk", in *Power Tech*, 2007, pp. 807-812, Inst. of Electr. and Electron. Eng., Lausanne, Switzerland.
- Lettinen, M., R. Pirjola (1985): "Currents produced in earthed conductor networks by geomagnetically-induced electric fields". Annales Geophysicae, 3, 4, 479-484.
- Pirjola, R. (2002): "Review on the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems", *Surveys in Geophysics*, 23, 71-90.
- Pous, J., J. Ledo, A. Marcuello, and M. Daignières (1995): "Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees". *Geophys. J. Int.*, **121**, 3, 750–762.
 Pulkkinen, A., R. Pirjola, and A. Viljanen (2007): "Determination of ground
- Pulkkinen, A., R. Pirjola, and A. Viljanen (2007): "Determination of ground conductivity and system parameters for optimal modeling of geomagnetically induced current flow in technological systems", *Earth, Planets and Space*, **59**, 999– 1006.
- Pulkkinen, A., R. Pirjola, and A. Viljanen (2008): "Statistics of extreme geomagnetically induced current events". Space Weather, 6, S07001, doi:10.1029/2008SW000388.
- Thomson, A., S. Reay, and E. Dawson (2011): "Quantifying Extreme Behaviour in Geomagnetic Activity", *Space Weather*, 9, S10001, doi: 10.1029/2011SW000696.Torta, J.M., L. Serrano, J.R. Regué, A.M. Sánchez, and E. Roldán (2012):
- Torta, J.M., L. Serrano, J.R. Regué, A.M. Sánchez, and E. Roldán (2012): "Geomagnetically induced currents in a power grid of northeastern Spain", *Space Weather*, 10, S06002, doi:10.1029/2012SW000793.
- Viljanen, A., and R. Pirjola (1994): "Geomagnetically induced currents in the Finnish high-voltage power system", Surveys in Geophysics, 15, 383-408.

Modelización de la Variación Secular del Campo Geomagnético a partir de Datos Marinos y de Observatorios

Regional geomagnetic secular variation modeling from analysis of marine cross-over and observatory data

F. Javier Pavón-Carrasco⁽¹⁾, **Àngela Talarn**⁽²⁾, **J. Miquel Torta**⁽²⁾, **Manuel Catalán**⁽³⁾, **y Takemi Ishihara**⁽⁴⁾ ⁽¹⁾Instituto Nazionale di Geodisica e Vulcanologia. Geomagnetismo, Aeronomia e Geofisica Ambientale. Via di Vigna Murata, 605. 00143 Roma, Italy. javier.pavon@ingv.it

⁽²⁾Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC – Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, E-43520 Roquetes, Spain. jmtorta@obsebre.es, atalarn@obsebre.es

⁽³⁾Geophysical Dpt. Royal Spanish Naval Observatory, San Fernando E-11100. Cadiz, Spain. <u>mcatalan@roa.es</u>

(4)Institute of Geology and Geoinformation, AIST. Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki. 305-8567, Japan. t-ishihara@aist.go.jp

SUMMARY

A regional model for the secular variation of the geomagnetic field intensity is proposed using a new set of cross-over marine data. In order to improve the spatial and temporal resolution of the new dataset, annual mean intensity data from geomagnetic observatories have been also used to generate the regional model. A comparison of the model with a model constructed using only marine data and with a model using only observatory data is provided to show the relative importance of each set of data. The model, which uses the spherical cap harmonic analysis (SCHA) in space and penalized splines in time, was obtained for the Northern Atlantic region during the temporal interval 1960-2000. The maximum spatial expansion is equivalent to degree 9 in the ordinary spherical harmonic analysis. Results indicate that the regional model improves, in terms of root mean square error, the prediction given by the CM4 global model, especially for the considered geomagnetic observatories.

1. INTRODUCCIÓN

Cualquier medida del campo geomagnético efectuada en la superficie de la Tierra está compuesta por la suma de distintas contribuciones, desde las de origen nuclear (núcleo externo) y litosférico, a las de origen externo debidas a los sistemas de corrientes en la magnetosfera e ionosfera, pasando por las inducidas por éstas en el interior de la Tierra. La mayor de esas contribuciones, conocida como campo principal, se genera en el núcleo externo fluido, donde su flujo se ve influenciado por la rotación de la Tierra y la interacción con el núcleo interno. Ese flujo produce una variación relativamente lenta en el campo magnético, conocida como variación secular, que se propaga hasta la superficie. Los cambios de periodo corto quedan atenuados por los relativamente aislantes manto y corteza, de manera que para periodos menores a unos pocos meses los cambios son de origen externo (Constable, 2007). Esas medidas permiten la obtención de modelos globales que proporciona el campo magnético sobre la superficie de la Tierra. Evaluando dichos modelos desde 1900 hasta la actualidad es posible darse cuenta de la persistencia de regiones donde la intensidad del campo geomagnético es anormalmente débil. Una de esas regiones corresponde a la llamada Anomalía del Atlántico Sur, con el mínimo magnético situado en el sudeste de Brasil. En dicha zona la intensidad del campo magnético es aproximadamente sólo el 30% de los valores observados en las zonas polares, y alrededor del 75% del campo en las regiones ecuatoriales. En esta y otras regiones oceánicas la variación secular, tomada pues como la primera derivada temporal del campo magnético en intervalos temporales suficientemente largos, es además fuertemente decreciente.

Al representar la variación secular mediante modelos globales, tales como el IGRF (Finlay et al., 2010) o como el CM4 (Sabaka et al., 2004), los errores dependen considerablemente de la posición. Este hecho es debido a la pobre distribución de datos de observatorio, sobre todo en áreas oceánicas. La mayor parte del conocimiento preciso de la variación secular reside en los valores medios anuales de los observatorios geomagnéticos, secundado por los valores proporcionados por una serie de redes nacionales donde se llevan a cabo observaciones periódicas, llamadas estaciones seculares. Recientemente, los datos de satélite han proporcionado cobertura a las zonas oceánicas, pero sólo se han tenido medidas precisas de las tres componentes del campo esporádicamente entre 1980 y 2000, y de manera continua al menos durante la última década, no siendo capaces de mejorar el conocimiento de la variación secular durante períodos de varias décadas (Ravat et al., 2003). Una solución, además de usar datos de observatorio y de satélites, es emplear pares de observaciones magnéticas obtenidas mediante cruces de trayectorias de buques de investigación oceanográfica que, en teoría, sólo difieren por la variación temporal de las componentes del campo (Verhoef and Williams, 1993).

Con el objeto de obtener la evolución del campo geomagnético con más detalle sobre determinadas cuencas oceánicas, en este trabajo proponemos el desarrollo de nuevos modelos de variación secular haciendo uso de esos datos y de técnicas analíticas regionales. En concreto, nos hemos centrado en el Atlántico Norte, utilizando el Análisis Armónico de un Casquete Esférico en el espacio y splines penalizados en función del tiempo, con los que modelamos la variación secular mediante diferencias respecto a la media sobre cada localización.

2. DATOS

El conjunto de datos de intensidad del campo magnético adquiridos en buques oceanográficos se extiende en la actualidad a un período de 60 años como mínimo, lo que resulta de gran utilidad en términos de la variación secular. Sin embargo, hay numerosos problemas con los datos marinos, como el movimiento constante del barco, o que la mayoría de medidas no fueron corregidas por los campos externos. Se partió de la segunda versión del Mapa Digital Mundial de Anomalías Magnéticas (WDMAM), que supuso la compilación de más de 2400 cruceros en un período de tiempo que abarca desde 1953 hasta 2003 (Quesnel et al., 2009), aunque limitamos la validez de nuestro modelo al periodo 1960-2000, pues antes y después del mismo la densidad de los datos se reduce enormemente. Se verificó cuidadosamente los datos marinos perfil por perfil y fueron retirados aquellos datos incoherentes. A modo de reducir inconsistencias entre diferentes mediciones en puntos de cruce, se aplicó un método de nivelado a los datos marinos, el cual tiene en cuenta los datos de alrededor.

Con el objeto de solamente tener en cuenta la contribución del campo magnético principal hemos atenuado las contribuciones externas mediante datos sintetizados con el CM4, y extraído la aportación cortical proporcionada por Quesnel et al. (2009). Es conveniente destacar que esta última contribución ha sido corregida

8000

70





CM4 para reducir cada par de datos magnéticos a la misma época, esto probablemente nos proporcionará un escenario con una incertidumbre superior a la real debido al ruido inherente al propio modelo global.

Junto con los datos marinos, hemos usado datos escalares de observatorios geomagnéticos, para acotar mejor los modelos en las áreas continentales, donde no se disponen de datos marinos. A pesar de la alta calidad de los datos de observatorio, se les efectuó un proceso de selección. Los datos fueron comparados con las correspondientes diferencias respecto a la media sintetizadas mediante el CM4. Los datos comparados fueron las medias anuales obtenidas del WDC for Geomagnetism (http://www.wdc.bgs.ac.uk) y las calculadas a partir de las medias mensuales de la base de datos del IPGP (http://obsmag.ipgp.fr/wmmE.html), haciendo uso de aquellos con un mejor comportamiento respecto a los datos sintetizados. Asimismo, tratamos un observatorio como dos diferentes cuando este variaba su ubicación.

La figura 1 muestra la distribución espacial y temporal de los datos marinos y de observatorio usados para realizar los modelos geomagnéticos.

3. METODOLOGIA

Para una determinada época t, cuando los datos están distribuidos a una cota de altitud constante, la intensidad total F del campo geomagnético se puede expresar en términos de una función general de la colatitud y la longitud (θ , λ) de la siguiente manera:

$$F(\theta,\lambda,t) = \sum_{k=0}^{K} \sum_{q=0}^{Q} C_k(\theta,\lambda) \cdot M_{k,q}(t) + \delta(\theta,\lambda)$$
(1)

donde $C(\theta, \lambda)$ es el vector de los parámetros modelados, $M_{k,q}(t)$ representa la variación temporal, los índices de expansión K y Q simbolizan el grado máximo espacial y temporal respectivamente, y $\delta(\theta, \lambda)$ es el término debido a las anomalías magnéticas de la corteza.

El vector $C(\theta, \lambda)$ de la ecuación (1) se puede expresar mediante armónicos esféricos para el caso global (en ese caso el primer sumatorio empieza en k=1) o en función de la latitud y la longitud para el caso regional (Verhoef and Williams, 1993). Dada la región



distribution of the cross-over marine (red) and observatory (blue) data.)

que vamos a analizar usaremos el Análisis Armónico en un Casquete Esférico (SCHA, Haines, 1985), en el caso que la región fuera más pequeña y/o empleáramos datos situados en diferentes alturas, sería más adecuado utilizar la técnica Revisada del Análisis Armónico en un Casquete Esférico (R-SCHA, Thébault et al., 2006). Usando la técnica SCHA la ecuación (1) se define como sigue (Haines, 1988):

$$F(\theta,\lambda,t) = \sum_{k=0}^{K} \sum_{m=0}^{k} \sum_{q=0}^{Q} P_{n_{k}(m)}^{m}(\cos\theta) \cdot \left[g_{n_{k}(m),m,q}(t) \cdot \cos \lambda + h_{n_{k}(m),m,q}(t) \cdot \sin \lambda \right] + \delta(\theta,\lambda)$$
(2)

donde $P_{n_k(m)}^m(\cos\theta)$ representan las funciones asociadas de Legendre con grado real $n_k(m)$, las funciones de Fourier son $cosm\lambda$ y $sinm\lambda$, y $g_{n_k(m),m,q}(t)$ y $h_{n_k(m),m,q}(t)$ representan los coeficientes del modelo.

El análisis ha sido realizado modelando los datos de cruce marino usando el método de diferencias respecto a la media (Haines, 1993). Es un método más robusto para modelar la variación secular que la diferenciación numérica, este último fue empleado por Verhoef y Williams (1993) sobre una zona rectangular en el NW del Atlántico. Haines (1993) sugirió utilizar diferencias respecto la media, \overline{F} , de observaciones en la misma localización. En el caso de las observaciones marinas, donde solamente disponemos de dos observaciones, t_1 y t_2 , la expresión es de la siguiente manera:

$$F(\theta, \lambda, t_1) - \overline{F}(\theta, \lambda) = -F(\theta, \lambda, t_1) + \overline{F}(\theta, \lambda) =$$
$$F(\theta, \lambda, t_1)/2 - \overline{F}(\theta, \lambda, t_2)/2 \qquad (3)$$

Este método presenta dos claras ventajas: no es necesario derivar la ecuación (1) (o la (2)) para obtener la variación secular, y la contaminación introducida por las anomalías de la corteza, $\delta(\theta, \lambda)$, desaparece al calcular la variación secular.

Con el fin de obtener los coeficientes $g_{n_k(m),m,q}(t)$ y $h_{n_k(m),m,q}(t)$ hemos usado el método de inversión por mínimos cuadrados:

$$m = (A' \cdot W \cdot A + \alpha \cdot S + \tau \cdot T)^{-1} A' \cdot W \cdot d \tag{4}$$

donde *m* es el vector de coeficientes, *A* es la matriz de parámetros (y *A*' su traspuesta), la cual depende de las funciones SCHA en el espacio y B-splines en el tiempo. *W* es la matriz de pesos y *d* es el vector de datos de entrada, $F - \overline{F}$. La matriz *S* es la matriz de regularización espacial que está relacionada con el módulo del campo magnético sobre la superficie de la Tierra, mientras que *T* es



Figura 2 – Coeficientes de los tres modelos, generado con datos de observatorio (verde), usando datos de marinos de cruce (rojo) y obtenido con los dos sets de datos (azul). (The three model coefficients generated from observatory data (green), using cross-over marine data (red), and obtained with both set of data (blue).

la matriz de regularización temporal relacionada con la segunda derivada temporal de la intensidad total del campo magnético. Los parámetros α y τ son elegidos con el compromiso de obtener un modelo realista con un rms adecuado (Korte and Holme, 2003).

La resolución espacial del modelo regional viene dada por un índice máximo K y por el tamaño del casquete esférico. Aunque los datos están distribuidos dentro de un casquete de 40°, hemos usado uno de 60° con el fin de obtener un modelo de variación secular más realista, lo cual es una práctica común al usar SCHA para modelar grandes longitudes de onda (Torta et al., 2006). El índice máximo K se fijó en 6, lo que aproximadamente corresponde a un grado 9 en el análisis armónico esférico global. En cuanto a la parte temporal, se usó splines penalizados cúbicos (de Boor, 2001) con puntos fijos cada 4 años desde 1960 hasta 2000.

Debido a la importancia de los parámetros α y τ , ya que controlan el suavizado y ajuste del modelo regional sobre el casquete esférico, se han realizado numerosos test con valores distintos de los mismos. Valores elevados de α y τ aumentan el suavizado de las longitudes de onda espacial y temporal, respectivamente, incluso en áreas con una buena cobertura de datos. Por el contrario, valores pequeños proporcionan un mejor ajuste, aunque aumentan la complejidad del modelo. Finalmente, los parámetros α y τ fueron fijados a 10⁻³ nT⁻² y a 10⁻² nT⁻²año⁴, respectivamente, obteniendo así el mejor compromiso posible para el modelo, incluso en áreas con mínima cobertura espacial como en el sudeste del casquete esférico (véase figura 1).

A las observaciones usadas se les ha contabilizado la incertidumbre debido a los errores instrumentales y efectos debidos a variaciones transitorias. La desviación estándar de los datos de observatorio se fijó en 10 nT (siguiendo a Haines y Newitt,1997), mientras que a los datos marinos de intensidad total en los puntos de cruce, se les asignó, mediante un riguroso estudio (ver apartado

anterior), una desviación estándar de 43.8 nT, la cual se adoptó como estimador de la precisión relativa de los propios datos.

A fin de demostrar la provechosa información que los datos marinos de cruce puedan aportar a los modelos geomagnéticos, se han realizados tres modelos de la intensidad magnética usando diferentes conjuntos de datos: (a) Modelo 1, basado exclusivamente en los datos de observatorios. (b) Modelo 2, generado a partir de los datos de cruces marinos. (c) Modelo 3. En este caso, se hace uso de los dos tipos de datos para, posteriormente, establecer una comparación cuantitativa con los modelos precedentes 1 y 2.

4. RESULTADOS

Cada uno de los tres modelos regionales generados nos proporciona un total de 49 coeficientes dependientes del tiempo, que toman valores de entre 1000 y -1000 nT con un valor medio próximo a 0 nT. Ello es debido al uso de la técnica de las diferencias respecto a la media (Haines, 1993) antes descrita. En la figura 2 se muestran los coeficientes de los tres modelos.

El rms obtenido mediante el primer modelo, al ajustar la intensidad magnética de los observatorios, es de 112.9 nT. En la figura 3a vemos que la variación secular en la zona central del casquete difiere claramente del modelo global CM4 (figura 3d), hecho que se reafirma en la figura 3e, donde se puede observar una diferencia máxima de 50 nT entre los modelos, debido a la inexistencia de observatorios en la área oceánica. En la figura 3b, se representa la variación secular del segundo modelo, donde se evidencia la mayor diferencia respecto al CM4 en la zona noroeste del casquete, aunque en la figura 3f se puede ver que esas diferencias con el modelo CM4 son menores que en la parte central de la figura 3e. Las diferencias más significativas se sitúan sobre todo en las zonas continentales, ya que no disponemos de datos en esas zonas. El rms obtenido con este modelo es de 22.3 nT (79.5 nT



Figura 3 – Diferentes mapas correspondientes a 1980: (a) variación secular (VS) del modelo 1, (b) VS del modelo 2, (c) VS del modelo 3, (d) VS del CM4, (e) diferencias de la VS entre el modelo 1 y el CM4, (f) diferencias de la VS entre el modelo 2 y el CM4, (g) diferencias de la VS entre el modelo 3 y el CM4, y (h) localización de los datos en 1980±2.5 años. (*Different maps for 1980: (a) secular variation (SV) of model 1 , (b)SV of model 2, (c)SV of model 3, (d) SV of CM4 model, (e) SV differences between model 1 and CM4, (f) SV differences between model 2 and CM4, (g) SV differences between model 3 and CM4, and (h) data locations for 1980±2.5 years .)*

con respecto a los observatorios, menor que el rms del primer modelo). Finalmente, para obtener el tercer modelo se usaron ambos sets de datos, obteniéndose el rms menor, de 19.3 nT (19.5 nT con respecto a los datos marinos, y 5.9 nT con respecto a los observatorios). Contemplando la figura 3c y 3g se puede determinar que el modelo 3 es el que presenta menos diferencia con el CM4. Las zonas con las mayores diferencias son aquellas con menor cobertura espacial. En figura 3h vemos que en la zona sudeste del casquete no hay una buena cobertura de datos marinos, como tampoco la hay de datos de observatorios en la zona del continente sudamericano más allá de la franja costera.

Estos resultados corroboran la utilidad de los datos marinos de cruce para aportar información a los modelos de variación secular, especialmente por la mejora sustancial del segundo modelo respecto al primero. Usando datos marinos conjuntamente con datos de observatorio conseguimos una mejor cobertura espacial y, gracias a la calidad y continuidad de estos últimos, conseguimos generar así un modelo más robusto.

Con el fin de mostrar la bondad del modelo 3 comparamos el valor de éste para determinados observatorios frente a las predicciones del CM4 y a las propias mediciones. La figura 4a muestra como ejemplo los valores de las diferencias respecto a la media de la intensidad del campo magnético, $F - \overline{F}$, para dos observatorios: (1) FRD situado a la costa occidental de América del Norte y (2) COI en la costa oriental de la península Ibérica, poniendo en evidencia la diferencia de rangos que presenta $F - \overline{F}$ a ambos lados del Atlántico. En ambos casos el modelo regional ajusta mejor los datos de observatorio que el CM4. En la figura 4b se muestra la variación secular modelada, la sintetizada mediante el CM4 y la obtenida a partir de las medias anuales de los observatorios.

El rms que nos proporciona el modelo 3 al ajustar los datos de cruce marinos es, como hemos dicho, de 19.5 nT frente al que nos proporciona el CM4 de 20.0 nT. Aunque el modelo regional mejora el ajuste, la diferencia es mínima debido a que los datos marinos se redujeron usando el propio CM4. Sin embargo, el ajuste a los datos de observatorios sí mejora sustancialmente. Por ejemplo, el rms **5. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS FUTURAS**

La colección y selección de datos de cruce marinos y de observatorios, así como el modelo regional propuesto de variación

obtenido al ajustar los datos del observatorio FRD con el modelo regional es de 3.5 nT frente a los 4.9 nT proporcionados por el CM4. En el caso del observatorio COI, el rms es de 10.9 nT con el modelo regional y de 25.3 nT con el CM4. Teniendo en cuenta el total de los datos de observatorio, se obtiene, un rms de 5.9 nT , frente a 11.4 nT del CM4. Cualquiera de estas comparaciones efectuadas sobre el IGRF es todavía substancialmente más favorable que con respecto al CM4.



Figura 4 – (a) Valores de las diferencias respecto a la media, $F - \overline{F}$, para los observatorios FRD y COI (nótese que la escala de FRD es diez veces la escala para COI), y (b) la variación secular (VS). La linea roja representa el modelo regional, la discontinua azul el CM4 y los circulos los datos originales de los observatorios. (*a) Values of main field differences F* – \overline{F} at *FRD and COI observatories (note that the scale for FRD is ten times the scale for COI), and the annual variation, or secular variation. Red line is the regional model, dashed blue line the CM4 and circle points represent the original observatory data.)*

secular, presentan numerables ventajas. Mediante el modelo podemos aumentar nuestro conocimiento del fenómeno en grandes regiones donde los datos de observatorio están limitados y no existen datos de satélite con la continuidad necesaria para generar modelos precisos. Este conocimiento es fundamental para zonas oceánicas con gran variación del campo magnético. Atendiendo a los resultados, este modelo es más preciso que el IGRF, e incluso que otros modelos globales continuos en el tiempo que incluyen variaciones externas, como el CM4, que incorporaron datos de satélite pero no datos marinos para modelar la variación secular.

Sin embargo, al usar conjuntamente datos marinos y de observatorios (mucho más precisos pero en menor número) la importancia relativa de los dos sets de datos no queda bien determinada. Por ese motivo, hemos analizado por separado ambos sets y comparado los resultados. La comparación demuestraque la información proporcionada por los datos marinos es esencial para generar un modelo mejor que usando únicamente datos de observatorio.

En un futuro inmediato se pretenderá mejorar el modelo mediante la adición de otras series de datos y la implementación de una serie de mejoras en el proceso de modelización. En primer lugar, añadiremos datos de estaciones seculares para aumentar la información del campo geomagnético en las zonas continentales. Otro importante set de datos, por su inigualable cobertura espacial, lo constituyen los datos de satélite, de modo que conjuntamente a los datos anteriores, permitirían obtener un modelo de variación secular más robusto.

Por otro lado, se incluirían en el proceso de modelado las 3 componentes ortogonales del campo geomagnético, para así tener una descripción completa del mismo. En este caso, se modificará la técnica SCHA para poder ser aplicada tanto a datos de intensidad como al resto de componentes ortogonales. Éstas últimas se pueden expresar como combinación lineal de los coeficientes del modelo, sin embargo, la intensidad debe ser linealizada a partir de un desarrollo en serie de Taylor. Este método necesita un modelo inicial de partida o modelo base, que podría ser el proporcionado por este estudio inicial.

Además, mediante el uso del método bootstrap (Korte y Constable, 2008) se obtendrá la incertidumbre del modelo, haciéndolo estadísticamente más robusto. El método bootstrap consiste en generar un número estadísticamente significativo de modelos con datos sintéticos y analizar la desviación estándar de los mismos. Cada dato sintético se genera en los puntos y épocas de los datos originales mediante una distribución Gaussiana centrada en el dato modelado y con una desviación estándar que corresponde a las incertidumbres de los datos reales.

6. REFERENCIAS

- Constable, C. (2007): "Geomagnetic spectrum, temporal", in *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, edited by D. Gubbins and E. Herrero-Bervera, Springer, Dordrecht, 353-355.
- De Boor, C. (2001): A Practical Guide to Splines, 368pp., Springuer, New York. Finlay, C.C. (2010): "International Geomagnetic Reference Field: the eleventh
- generation". Geophys. J. Int., 183,1216-1230.
- Haines, G.V. (1985): "Spherical Cap Harmonic Analisis". J. Geophys. Res., 90, B3, 2583-2591.
- Haines, G.V. (1988): "Computer programs for spherical cap harmonic analysis of potential and general fields". Comput. Geosci., 14, 4, 413-447.
- Haines, G.V. (1993): "Modelling geomagnetic secular variation by main-field differences". *Geophys. J. Int.*, **114**, 490-500.
- Haines, G.V. and L. R. Newitt (1997): "The Canadian Geomagnetic Referenca Field 1995". J. Geomag. Geoelectr., **49**, 317-336. Korte, M. and R. Holme (2003): "Regularization of spherical cap harmonics". Geophys.
- J. Int., 153, 253-262.
- Korte, M. and C. Constable (2008): "Spatial and temporal resolution of millennial scale models". geomagnetic field Adv. Space. Res., 41, doi:10.1016/j.asr.2007.03.094.
- Quesnel, Y., M. Catalán and T. Ishihara (2009): "A new global marine magnetic anomaly data set". J. Geophys. Res., 14, B04106, doi:10.1029/2008/B006144. Ravat, D., T.G. Hildenbrand and W. Roest (2003): "New way of processing near-surface
- magnetic data: The utility of the Comprehensive Model of the Magnetic Field", The Leading Edge, 2, 8, 784-785.
- Sabaka, T. J., N. Olsen and M. Purucker (2004): "Extending comprehenvive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data", Geophys. J. Int., 159,521-547, doi:10.111/j.1365-246X.2004.02,421.x.
- Thébault, E., J. J. Schott and M. Mandea (2006): "Revised spherical cap harmonics analysis (R-SCHA): Validation and properties", J. Geophys. Res., 111, B01102, doi:10.1029/2005JB003836.
- Torta, J.M., L.R. Gaya-Piqué and A. De Santis (2006): "Spherical Cap Harmonic Analysis of the Geomagnetic Field with Application for Aeronautical Mapping", in Geomagnetics for aeronautical safety: a case study in and around the Balkans, edited by J.L. Rasson and T. Delipetrov, NATO Security Through Science Series -C. 291-307.
- Verhoef, J. and C.A. Williams (1993): "A method for isolating secular geomagnetic variation from shipboard total field measurements: a test case in the NE Atlantic", Geophys. J. Int., 115, 2, 471-481.

Redes neuronales en el campo de la detección automática de comienzos bruscos de tormentas geomagnéticas

Neural networks in the field of automatic detection of Geomagnetic Sudden Commencements.

A. Segarra⁽¹⁾ y J.J. Curto⁽¹⁾

⁽¹⁾Observatori de l'Ebre, (OE) CSIC - Universitat Ramon Llull, 43520 Roquetes, <u>asegarra@obsebre.es</u>, jjcurto@obsebre.es

SUMMARY

The aim of this work is to develop an automatic system to detect sudden commencements, SC. SC are rapid magnetic variations produced by sudden increases of solar wind pressure and they are detected simultaneously everywhere on the ground. Since 1975, the Ebro Observatory is responsible for drawing up the lists of SC, following the morphological rules given by Mayaud (1973). Some collaborating observatories around the world report possible candidates of SC. The Ebro Observatory checks these candidates and draws up a final list of SC. Nowadays, this task is still done manually and presents some difficulties; the most worrying one is the decreasing number of observatories who collaborate with this task because most of them opted for the installation of unattended observatories. Hence, an alternative method is necessary to continue the service. The automatic method presented in this work is based on neural network analysis. To succeed with neural networks, we did a previous work of characterization and parameterization of SC by statistical analysis. In this way, we focused in the determination of the threshold of slope, rise time, change of magnetic activity and difference of the levels before and after the jump. We worked with H component and also with D component. With these threshold values, a neural network properly trained is able to recognize the SC pattern. A necessary constrain introduced in this work is the coherence of the results obtained with this new automatic method with those obtained with the manual method and reported in the old list of SC.

1. INTRODUCTION

Geomagnetic sudden commencements (SCs) are produced by sudden increases of solar wind pressure and are observed globally everywhere on the ground, the amplitude and the waveform greatly change depending upon latitude and local time, Araki (1994). Since the global simultaneous occurrence of the SC phenomena with a clear onset time and the well identified sources are the main characteristics distinguishing SCs from other magnetic field disturbances such as substorms and storms, SCs provide us with a fundamental understanding of a transient response of the magnetosphere and ionosphere to the solar wind.

Geomagnetic sudden commencements are phenomena which have been studied from the early years of geomagnetic field. In 1973, P.N. Mayaud (1973) introduced a lot of changes and improvements in the SC definition and its identification criteria. In fact, his new definition is already used nowadays: "sudden commencements followed by a magnetic storm or by an increase in activity lasting at least one hour". In this new definition more importance was given to the change of rhythm in the magnetic activity, than to the amplitude of the magnetic storm, and therefore some SC's included in the list are not followed by a magnetic storm.

Since 1975, The Ebro Observatory houses the International Service on Rapid Magnetic Variations, responsible for creating and publishing the lists of rapid variations. This task was entrusted by the International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA). One of these rapid variations are the SC. Traditionally, many observatories from a worldwide network send possible candidates to be SC to Ebro Observatory. From this list of candidates, Ebro Observatory checks solar wind data and magnetic data from lowlatitude stations (Alibag, Honolulu, Kanoya, M'Bour and San Juan) and elaborates a definitive list of SC events. As already mentioned, this task presents some difficulties: the different interpretation of the Mayaud's rules by the collaborating observers and the decreasing number of observatories who collaborate in this task due to their evolution to unattended observatories.

After IAGA meeting in Sopron (Hungry) in 2009, and taking in consideration some previous works as Joselyn (1985), and Curto et al. (2007), more objective criteria to select events were introduced, e.g., at least a slope of 3nT/min at minimum in 3 of 5 low-latitude

stations. These criteria were tested in advance in order the new lists be coherent with the oldest lists, Mayaud (1973).

We proposed a new method of SC detection based in the automatic analysis of digital geomagnetic field data. It detects SC analyzing morphological parameters of the magnetic variation. We used neural networks (NN) for this automatic process because neural networks are able to recognize hidden patters in data sets and NN learns from cases, thus it is a way to incorporate all the knowledge about SC detection accumulated in the old method to be used in the new method.

2. METHODOLOGY. NEURAL NETWORKS

Neural Networks with different architectures had been proved to solve problems in the field of geomagnetism or space weather for example, Lundstedt (1991), Lundstedt and Wintoft (1994); Calvo et al. (1995). These facts show that NN have a great potentially when working on the complex system of the magnetosphere and space weather.

2.1. DATA SET

We used 1 minute data of the magnetic elements for the period 2000 to 2007. We worked with data from Ebro Observatory (EBR).

Aiming to work with neural networks, we need a first step to prepare a data set being consistent in a parameterization. We needed a collection of characteristics of the events and a collection of threshold values to decide which event could be a potential SC, that is, a candidate. With this aim, we analyzed the principal characteristics of SC: amplitude, change of rhythm and slope. SC is a global phenomenon but presents an important variability depending on latitude and local time. We calculated amplitude, change of rhythm and slope for the 188 SC events from the official list for this period, figure 1, as recorded at Ebro Observatory. The amplitude was calculated with the difference ahead and behind SC onset time of the magnetic field data averaged over 10 minutes. The change of rhythm was calculated with the standard deviation of gradient ahead and behind the SC, averaged 60 minutes. Regarding the slope, it is difficult to find a clear threshold value at Ebro. If we take the recommended value for low-latitude stations, 3 nT/min, we would exclude 13% of events. As the amplitude decreases with latitude, for a mid-latitude observatory as Ebro, it is reasonable to take a threshold value of 2 nT/min. With this threshold value, we only exclude the 1.6% of events. If we took a minor threshold, the

number of candidates would increase too much and the posterior training process would be not effective. Then, our initial threshold is based in the slope. With this selection candidates process, we have a data set with 586 candidates which contains 185 events of the 188 ones listed in the official list of SC. Figure 2 shows an example of 3 candidates included in the selection; in this case, the first candidate is a very clear SC and the another two candidates are not so clear because they are inside a magnetic storm time.

2.2. NEURAL NETWORKS

Neural networks can be defined as a new form of computation inspired in biological models. Their name come from their similarity with the human brain in two aspects: the knowledge is acquired by learning, and the weights or links, that connect the neurons store the information, Hopfield et al. (1985).

Neural networks consist of simple elements, the neurons, which interchange the information and work in parallel. These elements are inspired by the biological nervous systems. As it happens in the natural world, the network behavior is possible due to the connections existing between the individual elements. A Network requires two or more layers. Each layer consists of simple elements (neurons), and the neurons in one layer are connected to the neurons in the next layer through weighted links. The process of determining the weights is called "learning". The first layer receives the external information; the last one produces the output or solution and the intermediate layers have no connection with the external "world" so they are called hidden layers. A neural network can be trained to perform a particular function by adjusting the values of the weights. The weights get adjusted as the information flows through the network.

Generally, in order to train neural networks, a particular input is introduced along with a target, which represents the desired output. Then, the network begins to create different connections selecting those variables which may make the final output meet the desired target. When the network training ends, the information has been flowing through the network several times and the weights have been modified according to the accuracy of the output regarding the target.

There are lots of different architectures of neural networks. We used a feed-forward network because this kind of NN is able to recognize hidden patterns from a complex data set, Hertz et al. (1991); Caudill et al. (1992). A feed-forward network is arranged in layers of nodes. The input to the nodes in one layer is the sum of the weighted outputs from the nodes in the previous layer. The output from a node is given by the input to the node and the nodal transfer function. Usually all nodes in one layer are connected to all nodes in the next layer. There are no connections between nodes in the same layer. Input information crosses the network (forward) being operated by the intermediate layers and the obtained output is compared with the target. The difference or error is returned back to the network crossing the network backwards, Rojas (1996). This repeated process adjusts the weights of the connections in the network to minimize the difference between the current and the desired output of the net. The training algorithm is a modified form of gradient descent called error back-propagation, Rumelhart et al. (1986); Vogl et al. (1988); Hagan et al. (1996).

The amount of data and the distribution used to train the network is fundamental for an accurate determination of the network. For a successful manipulation, training data should be significant, Kröse et al. (1996). Therefore there is an aspect concerning the number of neurons in the hidden layer that should be emphasized: the more neurons, which theoretically would entail a greater capacity of calculation, does not mean necessarily the better results.

The network architecture has been found through a standard training and validation procedure using two separate data sets. We used data set from year 2000 as a validation data set, and data set from 2001 to 2007 as a training data set. We took in consideration the difference between period 2000-2002 with an important number of SC occurrence, and the period 2003-2007 with a minor SC events. A large number of networks, with different architectures, were

trained on data from the training set. Using validation data set, the network with the smallest validation error was selected as the optimal network. Our final architecture was a 3 layer network: an input layer, a hidden layer and an output layer, with 5, 10 and 2 neurons in each layer respectively.



Figure 1. Top panel, amplitude of all SC listed measured at Ebro. Mid panel change of rhythm of all SC listed measured at Ebro. Bottom panel slope of all SC listed measured at Ebro. With a thin line is showed typical threshold value for low-latitude stations, 3nT/min, we found 13% of cases under this threshold. However, there are only 1.6% of cases under the threshold of 2nT/min.



Figure 2. Example of 3 potential events to be a SC after candidate selection.

2.3. TRAINING THE NEURAL NETWORK

Methodologically, we adopted a two-step approach. Firstly, we trained the neural network, and secondly, we put the NN into detection operative stage. For the training stage we needed a data set with a specific number of events; if the number of events was too small, this data set would not be representative of the whole problem, and if the number of events was too large, the NN could be confused or biased, Hagan et al. (1996).

Training a network means finding a set of weights that minimizes the average error on the training set. The training process is done iteratively by introducing input-output pairs into the
network, calculating the error and updating the weights accordingly. The weights are not updated after every input-output pair but after a number of examples, an epoch.

In relation to our input-output pairs, as inputs we used SC parameterization, slope, change level in H and D components and change of rhythm, and as output we had a digit with value "1" (hit) if the candidate was in the official SC list and "0" (fail) if the candidate was not in the list. Figure 3 shows a schematic representation of our network. After the training process, and in order to check the capability of the network, we only used, as input of the network, a data set which had been excluded in the training process. Then, we compared its response (output) with the official list.



Figure 3. Schematic representation of our network. As inputs, we used Date, Slope, Change level in components H and D, and Rhythm of each event. The output assets the probability of this event to be a true SC. The target is that this qualification coincides with the manual list.

3. RESULTS

Once the training process was finished, we went on with the operative detection process. Here, we present the results of our validation test. Using Ebro magnetic data corresponding to the year 2000 as a test, and after thresholding, we obtained 139 candidates to be SC. For this period and according to the official lists only 41 of them were true SC. Our automatic system based in neural networks produced a list of SC with the following results: 35 events were detected correctly, 6 events were non-detected, and 14 came out to be false positives. Figure 4 compares the two different lists: the number of cases in the list obtained with the traditional and manual method appears as the area inside the solid line, and that corresponding to the new list -produced by the automatic system based in a neural network- appears as that area inside the dashed line.

Figure 5 shows an example of false positive and figure 6 shows an example of a non-detected event. The high number of events detected is remarkable if we take into consideration that we only used data from one station, and this station was located in a midlatitude area. We could expect that the major number of false positives would occur during storm time, but the network is able to reject these candidates, due to the fact that it takes the change of rhythm as a variable. We want to remark that the change of rhythm is fundamental to make an accurate classification of SC events.

On the other hand, we are interested in creating an automatic method to detect SC but its results should maintain coherence with those detected by the traditional method used to elaborate the old list, according to Mayaud's rules (Mayaud, 1973). By working with data from only our observatory, Ebro, we benefit from the fact that we also control the data acquisition and their availability in real time, but our network system presents a number of false positives which are not appropriate if what we want is to have definitive data coherent with the old list.



Figure 4. Comparison between the manual list (area in the solid line) and the neural network list (area in the dashed line). The area non-covered by that associated to the neural network list corresponds to non-detected events, and the area that exceeds manual list corresponds to false positive events.



Figure 5. Example of a false positive SC. At the left panel, magnetogram at Ebro, and at the right panel, this slope. At Ebro the magnetic variation looks like a SC with a large slope, but in 3 of the 5 low-latitude stations, the slope of the magnetic variation is smaller than 3nT/min.



Figure 6. Example of a non-detected SC. At the left panel, magnetogram at Ebro, and at the right panel, this slope. This event is in the manual list of SC, but at Ebro it shows a very small slope.

4. CONCLUSIONS

The aim of this work was to produce an automatic method of SC detection. Ebro Observatory is the responsible for drawing up the official lists of SC events. Until now this work has still been carried out manually by using provisional lists from reports of possible candidates from other observatories which collaborate on this task. The whole process, from receiving the reports to checking every candidate manually, takes too much time. Moreover, the number of observatories which collaborate with the service is decreasing at the same rhythm as the number of people who manually take care of the magnetic data. Consequently, as the future of the service was in danger. We tried to devise an automatic method to speed up this process. Neural networks are helpful to solve our problems because they are able to find hidden patterns in a data set. Moreover, NN

present the capacity to learn from cases, and they have an adaptive learning useful to afford the detection of natural phenomena.

In this work, we have shown the ability of neural networks to detect SC events. Even with data from only one observatory, NN are able to detect the major part of SC correctly. But NN produce an important number of false positives. In order to minimize this inconvenience and make the method more consistent, it will be interesting to add other data from low-latitude observatories and impose their simultaneity.

5. REFERENCES

- Araki, T. (1994): "A physical model of the geomagnetic sudden commencement". Geophys. Monogr., 81, 183-200.
- Caudill, M., and C. Butler (1992): "Understanding Neural Networks: Computer Explorations", Vols. 1 and 2, Cambridge, MA: The MIT Press.
- Calvo, R.A., H.A. Ceccatto, and R.D. Piacentini (1995): "Neural network prediction of solar activity". The Astrophysical Journal, 444:916-921.
- Curto, J.J., J.O. Cardús, L.F. Alberca, and E. Blanch (2007): "Milestones of the IAGA International Service of Rapid Magnetic Variations and its contribution to geomagnetic field knowledge". *Earth Planets Space*, 59, 463-471.
- Hagan, M.T., H.B. Demuth and M.H. Beale (1996): "Neural Network Design". Boston, MA: PWS Publishing.

- Hertz, J.A., A. Krogh and R.G. Palmer (1991): "Introduction to the Theory of Neural Computation, lecture notes vol. 1". Santa Fe Institute Studies in the science of complexity, 327 pp., Addison-Wesley, Redwood City, CA 94065.
- Hopfield J.J., D.W. Tank (1985): "'Neural' computation of decisions in optimization
- problems". Biological Cybernetics, 52, 141-152.
 Joselyn, J.A. (1985): "The automatic detection of geomagnetic-storm sudden commencements". Adv. Space Res., 5, 193-197.
 Kröse B. and P. Van der Smagt (1996): "An introduction to Neural Networks".
- University of Amsterdam, Amsterdam.
- Lundstedt, H. (1991): "Neural network predictions of geomagnetic activity". In IAGA Programs and Abstracts, XX General Assembly, IUGG, Vienna.
- Lundstedt, H., and P. Wintoft (1994): "Prediction of geomagnetic storms from solar wind data with the use of a neural network". Ann. Geophys., 12, 19-24. Mayaud, P.N. (1973): "A hundred years series of Geomagnetic data 1868-1967: Indices
- aa and storm sudden commencements". IAGA Bull., 33.
- Rojas, R. (1996): "Neural Networks A Systematic Introcuction, chapter 7 The backpropagation algorithm". Springer-Verlag, Berlin.
- Rumelhart, D.E., G. Hinton and R. Williams (1986): "Learning representations by backpropagation errors". Nature, 323, 533-536.
- Vogl, T.P., J.K. Mangis, A.K. Rigler, W.T. Zink and D.L. Alkon (1988): "Accelerating the convergence of the backpropagation method". Biological Cybernetics, Vol. 59, pp. 256-264.

Evolución espacio-temporal del campo magnético de la Tierra en Europa Spatial and temporal evolution of the Earth's magnetic field for Europe

Pavón-Carrasco, F. J.^(1,2), Osete, M. L.^(2,3), Torta, J. M.⁽⁴⁾

⁽¹⁾Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Sezione Roma 2), Roma, Italia, <u>javier.pavon@ingv.it</u>

⁽²⁾Universidad Complutense de Madrid (Dpto. Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología), Madrid, España, <u>fipavon@fis.ucm.es</u>, <u>mlosete@fis.ucm.es</u>

⁽³⁾Instituto de Geociencias IGEO, CSIC – UCM, Madrid, España

⁽⁴⁾Observatori de l'Ebre, (OE), CSIC – Universitat Ramon Llull, Roquetes, España. <u>imtorta@obsebre.es</u>

SUMMARY

In this work, we revisit the production of regional geomagnetic field models for the European region based on palaeomagnetic data (archaeomagnetic and lake sediment data) and introduce some new applications which can be derived from them. These regional models allow us to analyse the secular variation of the geomagnetic field for the last 8000 years: from 6000 BC to 1900 AD, connecting with the instrumental models, such as the IGRF. Several strategies were developed for the inversion process of the palaeomagnetic data by applying, in the space, the spherical cap harmonic analysis (SCHA) and its revised version for data at a constant altitude (R-SCHA2D). In time, the models were obtained using the sliding overlapping windows method. Both models, called SCHA.DIF.3k and SCHA.DIF.8k, can be used for analysing the behaviour of the palaeosecular variation of the geomagnetic field in Europe for the last 8000 years and related phenomena, such as the archaeomagnetic jerks, the possible relationship between the Earth's magnetic field and the climate change, or the Geocentric Axial Dipole hypothesis (GAD). In this work, we analyse, for the first time, the dipolar and non-dipolar contributions contained in the regional models and the spatial and temporal evolution of the geomagnetic pole.

Y

1. INTRODUCCIÓN

Observaciones directas del campo geomagnético en la superficie de la Tierra para los últimos 400 años muestran que la intensidad del campo dipolar (o momento dipolar) está en continuo decrecimiento. Pero este registro instrumental (o histórico) sólo abarca los últimos 4 siglos (Jackson et al., 2000) y éste es un período de tiempo muy corto si se pretende analizar patrones de comportamiento en la variación de largo período del campo geomagnético: la llamada variación paleosecular (PSV).

Para analizar épocas anteriores hay que hacer uso de la magnetización remanente presente en las rocas o en ciertos utensilios arqueológicos. Esta magnetización remanente se debe a los materiales denominados ferromagnéticos (*sensu lato*). Estos minerales adquirieron un magnetismo remanente estable en presencia del campo geomagnético que actuó durante la formación del material o durante una serie de procesos fisicoquímicos a los que fue sometido posteriormente (calentamientos, transformaciones químicas,...).

Para estudiar el campo geomagnético en el Holoceno, últimos 12000 años, la hipótesis del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD) es demasiado simplista, y la variación secular del campo no dipolar cobra una gran importancia. En este período temporal los materiales que tienen más interés para el estudio de las variaciones del campo geomagnético son las coladas volcánicas, los sedimentos lacustres y los materiales arqueológicos calentados. En este último caso, el paleomagnetismo deriva en arqueomagnetismo.

2. DATOS PALEOMAGNÉTICOS ARQUEOMAGNÉTICOS

Las coladas volcánicas tienen potencial como registradores del campo magnético terrestre en el pasado porque adquirieron una termorremanencia (remanencia de origen térmico) durante el enfriamiento. Pero en ocasiones la remanencia volcánica presenta una baja estabilidad magnética durante los experimentos de desimanación térmica realizados para determinar la dirección y/o la intensidad del campo geomagnético. Esta inestabilidad se traduce muchas veces en resultados difíciles de interpretar (especialmente en los estudios de intensidad) y en tasas de éxito a menudo muy bajas.

Los sedimentos lacustres permiten, en general, un registro continuo del campo magnético terrestre pero, debido a la remanencia deposicional (o post-deposicional) característica de estos materiales, se suavizan altamente las amplitudes de la variación paleosecular. Sin embargo, como veremos a lo largo de este trabajo, contienen una información importante a tener en cuenta para poder conocer las características del campo geomagnético anteriores a los últimos 3000 años.

Finalmente, los materiales arqueológicos que han sufrido importantes calentamientos adquieren una termorremanencia que presenta una gran estabilidad durante los experimentos de desimanación, lo que da lugar a resultados de fácil interpretación y a altos índices de éxito. Por esta razón, la información proporcionada por materiales arqueológicos bien datados constituye el método más eficaz para analizar la variación paleosecular del campo magnético terrestre de los últimos milenios.

La remanencia de los materiales arqueológicos de interés paleomagnético es debida, principalmente, al último calentamiento al que fue sometido el material. Cuando éste se enfría por última vez por debajo de su temperatura de bloqueo (en general, durante el último uso de la estructura) se queda grabado el campo geomagnético existente en ese instante de tiempo. Los hornos, hogares, termas, suelos quemados, etc, son materiales aptos para un estudio arqueomagnético. Tras someter a uno de estos materiales a las técnicas de tratamiento paleomagnético clásicas, éste genera un dato arqueomagnético, caracterizado por una dirección (declinación e inclinación) y/o una intensidad del campo magnético terrestre asociados a su edad y a las coordenadas geográficas del mismo. Por tanto, si en una cierta región de la Tierra tenemos varios datos arqueomagnéticos, podemos utilizarlos para determinar el comportamiento del campo geomagnético en dicha región en el período temporal que abarcan dichos datos.

En las últimas décadas se han desarrollado numerosas estrategias para analizar el campo geomagnético a partir de datos arqueomagnéticos. La primera, y quizás la más tradicional, se basa en la construcción de las curvas de variación paleosecular (PSVC) características de una región o país. Para construir estas curvas, los datos arqueomagnéticos analizados deben ser corregidos para extrapolar sus valores desde el lugar del yacimiento arqueológico hasta el lugar de referencia donde se pretende elaborar la PSVC y, posteriormente, realizar un promedio de los mismos. Existen varios métodos matemáticos que pueden aplicarse en la construcción de la PSVC a partir de los datos arqueomagnéticos, como son el clásico método de ventanas móviles (e.g. Sternberg and McGuire 1990) o su modificación a partir de ventanas con tamaño adaptable (e.g. Le Goff et al., 2002). Recientemente se han desarrollado técnicas estadísticas más complejas, como las basadas en la estadística bayesiana (ver Lanos et al. 2005 para una revisión) o en el método *bootstrap* (Thébault y Gallet, 2010). Pero el problema más importante de este método clásico de construcción de las PSVCs es su restringida validez espacial, el error de relocalización producido por el traslado del dato arqueomagnético (Casas e Incoronato, 2007), y la posible incoherencia con otras PSVCs de regiones vecinas debido a las distintas bases de datos arqueomagnéticos usadas.

Otra forma de abordar el problema consiste en representar analíticamente el comportamiento espacial y temporal del campo geomagnético, mediante el análisis armónico de Gauss de la misma forma que se aplica a datos instrumentales y/o históricos (Jackson et al., 2000), pero, en este caso aplicado a datos arqueomagnéticos. A escala global esta representación ha sido ampliamente ensayada durante la última década (Korte et al. 2011a,b). Pero la resolución de los modelos y el grado máximo de los coeficientes de Gauss dependen de la cantidad y calidad de los datos y de su distribución global. Los datos arqueomagnéticos no tienen la calidad de los instrumentales y además su distribución espacio-temporal es muy pobre (prácticamente no hay datos en el hemisferio sur) por lo que en los modelos globales deben introducirse fuertes parámetros de suavizado y, en muchos casos, deben incorporar datos de coladas volcánicas y registros sedimentarios. En la figura 1 se ha representado la localización de los datos arqueomagnéticos, de coladas volcánicas y de sedimentos lacustres para los últimos 7000 años (Korte et al., 2005 y Donadini et al., 2009). Para cubrir los vacíos de los datos arqueomagnéticos en el espacio y el tiempo, los largos registros sedimentarios son una buena alternativa, pero producen un mayor grado de suavizado en los modelos geomagnéticos.

En resumen, las curvas de variación Paleosecular permiten un análisis del campo arqueomagnético muy restringido en el espacio y, por otra parte, los modelos globales son aún imprecisos debido al número y distribución de la actual base de datos paleomagnéticos.

Europa es el continente donde la densidad de datos arqueomagnéticos es mayor que en cualquier otra parte del mundo (ver figura 1) y ésta ha aumentado considerablemente durante los últimos años. Ante esta alta densidad de datos arqueomagnéticos en el continente Europeo y los problemas derivados del uso de PSVCs y de modelos globales, se han establecido los modelos regionales como la mejor solución para analizar la evolución del campo geomagnético en la región europea. En los últimos años se han desarrollado dos modelos regionales de referencia del campo geomagnético para los últimos 8000 años en Europa: el modelo SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) y el modelo SCHA.DIF.8k (Pavón-Carrasco et al., 2010).



Figura 1 – Distribución espacial de los datos de (a) declinación, (b) inclinación y (c) intensidad para los últimos 7000 años (azul: datos arqueomagnéticos y volcánicos, rojo: datos sedimentarios). (Spatial distribution of the (a) declination, (b) inclination and (c) intensity data for the last 7000 years (blue: archaeomagnetic and volcanic data, red: lake sediment data))

3. MODELOS SCHA.DIF.3k Y SCHA.DIF.8k

a) Modelo SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009): En este modelo, se abordó el problema de inversión usando todos los datos arqueomagnéticos *in situ* disponibles (abandonando el uso de las curvas de variación secular que introducen un error de relocalización) y se modeló conjuntamente los tres elementos del campo: declinación, inclinación e intensidad, aplicando el desarrollo en serie de Taylor de las componentes. Este método necesita un modelo inicial de partida o modelo base. El proceso de inversión está regulado por el tamaño del casquete esférico (semi-ángulo de 40°), el grado y orden del desarrollo en armónicos del potencial hasta n = m = 2, y por el uso de un modelo base de partida para obtener el modelo final, SCHA.DIF.3k, válido para los últimos 3000 años (figura 2). Los datos instrumentales de los últimos 400 años fueron incluidos también en la fabricación del modelo.

b) Modelo SCHA.DIF.8k (Pavón-Carrasco et al., 2010): En este modelo se trabajó también conjuntamente con los tres elementos del campo geomagnético, manteniendo el mismo orden y grado del desarrollo armónico que en el modelo previo SCHA.DIF.3k, pero se utilizó una revisión de la técnica de modelado SCHA: la técnica R-SCHA2D (Thébault, 2008), que permite disminuir el tamaño (semiángulo) del casquete hasta el tamaño óptimo (de acuerdo con la distribución espacial de los datos) de 22°. A los datos arqueomagnéticos se les añadieron los procedentes de sedimentos lacustres para tener una mejor cobertura espaciotemporal. La regulación en este caso fue proporcionada por la norma del campo geomagnético dentro del casquete esférico. Este hecho permitió que el modelo inicial de partida en el desarrollo de Taylor de los elementos geomagnéticos fuera el más simple posible, i.e., el modelo geocéntrico dipolar axial (GAD). Los modelos SCHA.DIF.8k y SCHA.DIF.3k son los modelos regionales de referencia que describen la evolución del campo geomagnético en Europa en los últimos 8000 años. El comportamiento del campo geomagnético está mejor definido en los últimos 3000 años (modelo 3k) debido a que el modelo se basa exclusivamente en datos arqueomagnéticos. La combinación de datos arqueomagnéticos y de sedimentos lacustres, para periodos anteriores al año 1000 a.C., hace que la variación paleosecular descrita por el modelo 8k presente amplitudes más suaves (ver figura 2).



Figura 2 – Curva de variación paleosecular para la (a) declinación, (b) inclinación y (c) intensidad para los últimos 8000 años en 45°N, 15°E (Palaeosecular varitaion curve for the (a) declination, (b) inclination and (c) intensity for the last 8000 years at 45°N, 15°E.)

Estos modelos regionales han dado lugar a numerosos estudios y aplicaciones, como el análisis de las variaciones bruscas o *jerks* arqueomagnéticos, la comprobación de la hipótesis del GAD o el uso de los modelos como herramienta de datación arqueológica. Estos trabajos están ampliamente desarrolladas en Pavón-Carrasco et al. (2009, 2010, 2011). En el presente trabajo vamos a analizar otras características del campo geomagnético, como son el análisis de la contribución dipolar/no dipolar del campo geomagnético y la posición y evolución del polo geomagnético.

4. ANÁLISIS DEL CARACTER DIPOLAR DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO EN LA REGIÓN EUROPEA PARA EL HOLOCENO

Antes de la generación de modelos regionales o globales, el dato arqueomagnético era trasladado a un punto de referencia (relocalización). Este procedimiento se hacía, bien para la construcción de una curva de variación secular (cuando el dato arqueomagnético estaba bien datado), o bien para determinar la edad del dato por comparación con una curva de variación paleosecular patrón. Para realizar la relocalización se asumía un campo geomagnético dipolar y por ello, la región de validez de dichas curvas no podía ser mayor a los $2 \cdot 10^5$ km² (Tarling, 1983).

Con el uso de los modelos regionales anteriormente descritos pretendemos, en este trabajo, cuantificar dicha limitación en la relocalización del dato arqueomagnético, analizando el grado de dipolaridad/no dipolaridad en la región Europea para los últimos 8000 años.

En primer lugar, hay que distinguir entre el grado de dipolaridad de un modelo regional y uno global, ya que son dos términos distintos.

a) En el caso global, el grado de dipolaridad viene determinado por la contribución del campo dipolar definido a partir de los 3 primeros coeficientes de Gauss (con grado n = 1). Y la contribución no-dipolar, será aquella dada por el resto de coeficientes (n > 1).

b) Para el caso regional, el concepto es totalmente distinto, debido a que el significado físico de los coeficientes de Gauss desaparece. Dentro de la región de estudio, un modo de examinar ese grado de dipolaridad es determinando la desviación angular existente entre dos direcciones para localizaciones concretas. La primera es la dirección del campo dada directamente por el modelo regional en los puntos de estudio, mientras que la segunda está dada por un campo dipolar. Este campo dipolar se obtiene al relocalizar una red regular de datos direccionales a un punto central del área de estudio y posteriormente, calculando la declinación e inclinación media mediante la estadística de Fisher (1953) en dicho punto central.

En nuestro caso hemos seleccionado una malla regular dentro de la región Europea con una distancia entre puntos vecinos de aproximadamente 0.25° y en un área comprendida entre 10° W y 35° E de longitud y 35° N y 60° N de latitud. En cada punto de malla se ha calculado la dirección (declinación D_m e inclinación I_m) proporcionada consecutivamente por los modelos regionales SCHA.DIF.3k y SCHA.DIF.8k, con un paso de 50 años desde el año 6000 a.C. hasta el 1900 d.C.



Figura 3 – Valor medio de la desviación angular dada por los modelos regionales (Mean angular deviation given by the regional models)

Una vez obtenidos todos los valores direccionales en los puntos de la malla regular, éstos han sido relocalizados a un punto central de coordenadas 47.5°N, 10°E, donde se ha calculado su valor medio a partir de la estadística fisheriana. Posteriormente, los valores de declinación e inclinación medios han sido trasladados de nuevo a cada punto de la malla mediante el método de los polos geomagnéticos virtuales o método VGP (Merrill y McElhinny, 1998), donde se asume un campo dipolar. Estos nuevos valores dipolares de declinación D_d e inclinación I_d han sido comparados con los anteriores mediante el cálculo de la desviación angular α , dada por la siguiente expresión:

$$\cos\alpha = \cos I_m \cdot \cos I_d \cdot \cos(D_m - D_d) + \sin I_m \cdot \sin I_d \tag{1}$$

Para cuantificar el grado de dipolaridad direccional, se ha calculado el valor medio de la desviación angular de los diferentes puntos de malla y ha sido representado en la figura 3. Los valores medios de desviación angular próximos a 0° indicarían un grado de dipolaridad alto, es decir, que los modelos regionales representarían un campo geomagnético muy dipolar (con poca contribución nodipolar). Sin embargo, como se observa en la figura 3, la desviación angular media no alcanza en ningún momento el valor de 0°, por lo que el campo geomagnético en la región europea no puede asumirse como dipolar. Los valores máximos de desviación angular indicarían períodos con altos grados de no-dipolaridad en la región europea, como son los períodos 6000 – 5000 a.C., 2000 – 1000 a.C., 1000 a.C. – 0 y a partir del año 500 d.C., con una disminución evidente de la componente no-dipolar en el año 1670 d.C.

La mayor contribución dipolar (valores bajos de desviación angular) se produce en el período 3500 – 2000 a.C., aunque hay que tener en cuenta que este período está registrado básicamente en datos sedimentarios y, por ello, se espera que las componentes del campo geomagnético proporcionadas por el modelo SCHA.DIF.8k estén muy promediadas y próximas a un campo dipolar.

5. VARIACIÓN DEL POLO GEOMAGNÉTICO VIRTUAL PARA LA REGIÓN EUROPEA.

Otro estudio que se presenta en este trabajo es el análisis de la evolución de la posición del polo geomagnético virtual en la región europea a partir de los modelos regionales. Al igual que en la sección anterior, hay que tener en cuenta que el polo geomagnético determinado a partir de los modelos regionales no es un polo geomagnético en sentido estricto, pues para ello sería necesario un modelo de campo geomagnético global. El polo geomagnético virtual fue calculado aplicando el método anteriormente descrito de los VGPs en cada punto de la malla regular y depende solo de las direcciones del campo geomagnético en la región europea (suponiendo un campo dipolar, esas inclinaciones y declinaciones pueden utilizarse para calcular una distancia y un rumbo al polo, que serían los mismos que los del polo geomagnético norte).



Figura 4 – (a) Latitud, (b) longitud y (c-e) movimiento del polo geomagnético virtual en proyección polar para los últimos 8000 años. (f) Velocidad de movimiento en km/año del polo geomagnético virtual. Curva roja: 6000 – 3500 a.C., curva azul: 3500 – 1000 a.C., y curva verde: 1000 a.C. – 1900 d.C. ((a) Palaelatitude, (b) palaeolongitude, and (c) position of the virtual geomagnetic pole for the last 8000 years. (d) The speed of the virtual geomagnetic pole in km/yr. Red line: 6000 – 3500 BC, blue line: 3500 – 1000 BC, and green line: 1000 BC – 1900 AD.)

Para cada punto de malla y haciendo uso de los valores de declinación D_m e inclinación I_m proporcionadas por los modelos regionales, se ha calculado pues la posición del polo geomagnético virtual con latitud ϕ_m y longitud λ_m . Una vez obtenida la posición de todos los polos virtuales de cada uno de los puntos de la malla, se ha promediado mediante la estadística fisheriana, para obtener así una curva temporal de la deriva del polo geomagnético virtual para la región Europea. Dicho movimiento del polo en latitud y longitud se muestra en la figura 4.

Durante los últimos 8000 años el polo geomagnético virtual para la región europea ha oscilado entre valores de latitud 75°N y 89°N, mientras que el rango de longitudes abarca todo los meridianos terrestres, desde 180°W hasta 180°E, como se puede observar en la figura 4. Para analizar en más detalle la posición del polo se han representado los polos obtenidos en 3 intervalos temporales. Para los dos primeros intervalos los polos se determinaron a partir del modelo SCHA.DIF.8k: 6000 - 3500 a.C. y 3500 - 1000 a.C., mientras que para el tercer intervalo (1000 a.C. - 1900 d.C.) se empleó el modelo SCHA.DIF.3k. En el primer intervalo temporal (figura 4c) se observa un giro del polo en sentido contrario a las agujas del reloj, con longitudes comprendidas entre 150°E y 60°W. Durante el segundo intervalo temporal (figura 4d) el polo se mueve de una forma más lineal, aproximadamente a lo largo del meridiano 90°E con valores decrecientes en la latitud. Finalmente, el tercer período (figura 4e) muestra un movimiento del polo con unas amplitudes más amplias que en épocas anteriores. Esto puede ser debido a que el polo está definido a partir de un modelo puramente arqueomagnético (SCHA.DIF.3k) que permite mayor variabilidad que los modelos que incluyen datos sedimentarios.

Conocida la posición del polo geomagnético virtual, se ha obtenido la velocidad de movimiento del mismo en km/año. Para ello se ha calculado la velocidad media en períodos de 100 años, teniendo en cuenta la curva descrita por el polo en la figura 4c-d. Los resultados (figura 4f) muestran una tasa de velocidad media de unos 1.3 km/año para el modelo SCHA.DIF.8k y de 5.4 km/año para el modelo SCHA.DIF.3k. Esta diferencia de velocidad entre ambos períodos podría estar también relacionada con el uso de datos sedimentarios en épocas anteriores al año 1000 a.C. Se observa, además, que para los últimos 3 milenios, la velocidad ha ido aumentado considerablemente hasta valores de unos 10 km/año, hecho que está en concordancia con los últimos estudios de posicionamiento y velocidad del polo norte magnético propuesto por Newitt et al. (2009).

6. CONCLUSIONES.

En este trabajo se ha realizado una revisión breve de los diferentes modelos regionales existentes para la región europea que permiten analizar el comportamiento del campo geomagnético para los últimos 8000 años (los modelos SCHA.DIF.3k y SCHA.DIF.8k). Además, se ha realizado un estudio de la contribución dipolar y nodipolar derivada de dichos modelos. El análisis revela que la contribución no-dipolar es importante en todo el intervalo temporal, con máximos acusados en los períodos 6000 - 5000 a.C., 1500 a.C., 600 a.C., 700 d.C., y 1500 d.C. Utilizando el método paleomagnético de los VGPs se ha analizado la evolución de la posición del polo geomagnético virtual para la región europea en los últimos 8000 años.

Los resultados revelan que el modelo SCHA.DIF. 3k, basado exclusivamente en datos arqueomagnéticos, predice un movimiento del polo mucho más acusado (con mayor amplitud espacial) que el estimado a partir del modelo SCHA.DIF.8k, que utiliza una combinación de datos arqueomagnéticos y de sedimentos marinos. Este efecto queda también reflejado en las velocidades medias del movimiento del polo virtual de ambos modelos, siendo la del modelo SCHA.DIF.3k cuatro veces mayor que la observada en el modelo SCHA.DIF.8k.

7. REFERENCIAS

- Casas, Ll., and A. Incoronato (2007): "Distribution analysis of errors due to relocation of geomagnetic data using the 'Conversion via Pole' (CVP) method: implications on archaeomagnetic data". Geophys. J. Int., 169 (2), 448 - 454.
- Donadini, F., M. Korte, and C. G. Constable (2009): "Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling". Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q06007 doi:10.1029/2008GC002295

Fisher, R.A. (1953): "Dispersion on a sphere". Proc. Roy. Soc. London, A 271. 295-305. Jackson, A., A.R.T. Jonkers, and M.R. Walker (2000): "Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records". Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 358, 957 -990.

- Korte, M., A. Genevey, C.G. Constable, U. Frank, and E. Schnepp (2005): "Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation". Geochem Geophys. Geosyst.. 6 O02H15 doi:10.1029/2004GC000800.
- Korte, M., Constable, C. (2011a): "Improving geomagnetic field reconstructions for 0-3 ka". Physics of the Earth and Planetary Interiors, 188, 247-259.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. and R. Holmes (2011b) : "Reconstructing the Holocene geomagnetic field". Earth and Planetary Science Letters, 312, 497-505.
- Lanos, Ph., M. Le Goff, M. Kovacheva, and E. Schnepp (2005): "Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique" Geophys. J. Int., 160, 440-476.
- Le Goff, M., Y. Gallet, A. Genevey, and N. Warmé (2002): "On archaeomagnetic secular variation curves and archaeomagnetic dating". Physics of the Earth and Planetary Interiors, 134, 203-211.
- Merrill, R. T., M. W. McElhinny, and P. L. McFadden (1998): "The magnetic field of the Earth, paleomagnetism, the core and the deep mantle". International Geophysics Series, 63, Academic Press, 531 pp., 1998.
- Newitt, L.R., A. Chulliat, and J.-J.Orgeval (2009), Location of the North Magnetic Pole in April 2007. *Earth Planets Space*, 61, 703 710.
- Pavón-Carrasco, F.J., M.L. Osete, J.M. Torta and L.R. Gaya-Piqué (2009): "A regional archaeongaetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating". *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, Q03013, doi: 10.1029/2008GC002244.
- Pavón-Carrasco, F.J., M. L. Osete, and J. M. Torta (2010): "Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C.", Geochem. Geophys. Geosyst., 11, O11008, doi:10.1029/2010GC003197.
- Pavón-Carrasco, F.J., J. Rodríguez-González, M.L. Osete, and J.M. Torta (2011): "A matlab tool for archaeomagnetic dating". *Journal of Archaeological Science*, 38 (2), 408-419.
- Sternberg, R., and R. McGuire (1990) : "Techniques for constructing secular variation curves and for interpreting archaeomagnetic dates". In: Eighmy, J., Sternberg, R., eds, Archeomagnetic Dating. University Arizona, Tucson: 450pp. Tarling, D.H. (1983): "Palaeomagnetism: Principles and applications in geology
- geophysics and archaeology". pp 279, Chapman and Hall, London. Thébault, E. (2008): "A proposal for regional modelling at the Earth's surface R-SCHA2D". Geophys. J. Int., 174, 118-134.
- Thébault, E., and Y. Gallet (2010): "A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC". Geophys. Res. Lett., 37, L22303.

Análisis de la relación entre las variaciones del contenido de electrones ionosférico (ROT) y el error en el posicionamiento puntual preciso (PPP)

Analysis of the relationship between the variations of ionospheric electron content (ROT) and the error in precise point positioning (PPP)

I. Rodríguez-Bilbao⁽¹⁾, G. Rodríguez-Caderot⁽²⁾, S. M. Radicella⁽³⁾, M. Herráiz^(1,4), L. Ciraolo⁽⁵⁾, B. Moreno⁽⁶⁾ y M. C. De Lacy⁽⁷⁾

⁽¹⁾Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Fac. CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, <u>irbilbao@pdi.ucm.es</u>

⁽²⁾Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Fac. CC. Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, <u>grc@mat.ucm.es</u>

⁽³⁾Telecommunications/ICT Development Laboratory (T/ICT4D), Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Strada Costiera 11, 34014, Trieste, Italia, <u>rsandro@ictp.it</u>

⁽⁴⁾Instituto de Geociencias (UCM,CSIC), Madrid, <u>mherraiz@fis.ucm.es</u>

⁽⁵⁾Istituto di Fisica Applicata "Nello Carrara" del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IFAC-CNR), ViaMadonna del Piano n. 10, 50019 Sesto Fiorentino (FI), Italy, <u>ciraolo@ifac.cnr.it</u>

⁽⁶⁾Global Geomonitoring and Gravity Field, Deutsches GeoForschungZentrum (GFZ), Münchner Straße 20, 82234, Weßling, Alemania, <u>moreno@gfz-potsdam.de</u>

⁽⁷⁾Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Paraje Las Lagunillas s/n 23008, Jaén, mclacy@ujaen.es

SUMMARY

This work introduces a methodology to study several aspects of the relationship between positioning errors and the presence of large Rate of change of Total Electron Content (ROT) values in the ionosphere. The analysis has been applied to data corresponding to year 2001 (high solar activity) recorded in 7 Global Positioning System (GPS) stations from the IGS (International GNSS Service), situated near the magnetic equator and with different longitudes. This study shows that under heavy ROT conditions, most of the positioning errors are due to signal degradation that decreases the availability of visible satellites. However, there exist a significant number of cases in which, although the number of visible satellites with useful signals was big enough to get high accuracy, errors of meters appeared in the estimated height. This result arises the need of a careful application of Precise Point Positioning (PPP) methods when data corresponding to disturbed ionospheric conditions are considered.

1. INTRODUCCIÓN

La ionosfera es la parte de la atmósfera donde la concentración de iones y electrones es máxima. Se trata de una de las fuentes que mayores errores introduce en la estimación de la distancia satélite receptor y por ello causa el empobrecimiento de la precisión en el posicionamiento realizado con el GNSS (*Global Navigation Satellite System*).

Entre los distintos efectos que se producen sobre las señales de radiofrecuencia, en este trabajo nos centramos en el retraso introducido por la ionosfera en la velocidad de grupo de las señales GPS. La importancia de este retraso puede valorarse recordando que una ionosfera con un contenido total de electrones de 18.75 TECu, donde 1 TEC*unit* = 10^{16} e/m², causa 10 ns de retardo, lo que se refleja en un error de 3 m en la estimación de la distancia satélite-receptor en la señal L1 centrada en 1,57542 GHz (Kintner and Levidna, 2005). A este retraso hay que añadir, además, los fenómenos asociados a irregularidades de plasma ionosférico que pueden producir centelleo en la amplitud y fase de dichas señales, degradando así la precisión del posicionamiento (Jakowski et al., 2008).

La ionosfera, al contrario de la atmósfera neutra, es un medio dispersivo, lo que implica que la velocidad de propagación de las ondas depende de su frecuencia. A mayor frecuencia menor retardo en la propagación de la señal. Así pues, el retraso en la señal vendrá dado en primera aproximación por dos factores: el contenido total de electrones que se encuentra en la trayectoria de la señal entre el satélite y el receptor, y la frecuencia de dicha señal.

En el Posicionamiento Puntual de Precisión (PPP) el efecto del retardo ionosférico puede eliminarse en primera aproximación mediante la combinación lineal de observaciones de doble frecuencia. Sin embargo, como ya se ha observado en un estudio anterior (Moreno et al., 2011), bajo condiciones de fuertes variaciones temporales de la densidad electrónica pueden aparecer notables errores en la altura estimada por el PPP que no son eliminados en la combinación de dos frecuencias.

La estructura de la ionosfera y su contenido electrónico sufren variaciones temporales y geográficas, con una fuerte dependencia de la actividad solar (Liu et al., 2007) y geomagnética. Los valores máximos en la densidad electrónica se dan en regiones ecuatoriales. A unos 10-20° a ambos lados del ecuador magnético se produce una región de alta densidad electrónica conocida como Anomalía Ecuatorial (AE) o Anomalía de Appleton. El fenómeno que produce la AE se conoce como "efecto fuente" y se debe a que en la ionosfera ecuatorial existe un campo eléctrico zonal que durante el día está dirigido hacia el Este y que combinado con el campo magnético, que en estas latitudes es paralelo a la superficie, produce una deriva vertical ExB/B². Poco antes de la puesta del Sol este campo eléctrico se acentúa (es lo que se conoce como "aumento preinversión"), haciendo que el plasma de la región F ascienda a mayor altura y descienda posteriormente por acción de la gravedad y del gradiente de presión a lo largo de las líneas del campo magnético terrestre hasta las latitudes magnéticas mencionadas. Según el estudio de Whalen (2004), existe un aumento en la deriva vertical pre-inversión (ExB) con el incremento del flujo solar y también se da un aumento del contenido electrónico máximo en ambas crestas a causa de dicho fenómeno, que depende tanto de la latitud como de la longitud. Éste es un contexto propicio para la aparición de irregularidades de plasma en la capa F tras la puesta del Sol, como por ejemplo la dispersión de la capa F ecuatorial o las 'burbujas de plasma ionosférico (EPBs)". Con este nombre se conocen las

evoluciones de la inestabilidad generalizada de Rayleigh-Taylor (Tsunoda, 1985), en las que el plasma de la parte baja de la capa F se intercambia con el plasma que se encuentra sobre ella. La intensificación de los campos hacia el Este acentúa el ritmo de crecimiento de dicha inestabilidad (Burke et al., 2004). Al mismo tiempo la aparición de EPBs no solo experimenta variaciones temporales relacionadas con la actividad solar, sino que también sufre variaciones dependientes de la estación del año y de la longitud que se esté considerando, ya que dependen de la alineación de las líneas de campo magnético terrestre con el terminador solar.

Las irregularidades en la densidad electrónica causan inhomogeneidades en el índice de refracción del medio y por lo tanto en la refractividad de las señales de GPS que las atraviesan. Debido a ello pueden producirse fuertes fluctuaciones de amplitud y fase en la señal conocidas como centelleo ionosférico, capaces de causar errores en el posicionamiento mediante sistemas de navegación por satélite.

En este trabajo se muestra el comportamiento temporal de las fuertes variaciones del TEC caracterizadas por altos valores de ROT (*Rate of Change of TEC*) sobre 7 estaciones GPS ecuatoriales y el de los errores en el PPP achacables a dichas variaciones con el propósito de ver la relación que existe entre ambos fenómenos.

2. METODOLOGÍA

El procedimiento llevado a cabo en el procesado de los datos se puede dividir en dos etapas.

En la primera se ha determinado el sTEC (slant Total Electron *Content*), es decir, la cantidad de electrones libres contenidos en una columna de 1 m² de sección que se encuentra a lo largo de la trayectoria de la señal entre el satélite y el receptor. El cálculo se ha realizado para cada arco satélite-receptor, época por época, mediante un software desarrollado conjuntamente por la Universidad Complutense de Madrid y la Universidad de Jaén que estima el retardo ionosférico (de Lacy et al., 2008; Moreno et al., 2011). Considerando un Modelo Ionosférico de Capa Simple (Manucci et al. 1999) situado a 450 km de altitud, se ha multiplicado este sTEC por una función de mapeo dependiente de la elevación del satélite (Schaer, 1997) para así obtener el vTEC (vertical TEC) para cada Ionospheric Piercing Point (IPP), punto donde el rayo satélitereceptor se encuentra con la Capa Simple mencionada. El valor de la altura de esta capa suele situarse entre 300 y 450 km. Calculando la diferencia entre dos valores consecutivos de vTEC, correspondientes a épocas espaciadas 30s se ha obtenido el ROT. Éste nos muestra las variaciones en el contenido electrónico a medida que el satélite se desplaza.

La presencia de fuertes gradientes puede hacer que la aproximación de capa simple resulte inadecuada y dificulte el cálculo del vTEC. Nava et al. (2007) realizaron un estudio de este problema concluyendo que los errores se minimizan al considerar una altura de unos 400 km para la capa simple.

En la segunda etapa se ha llevado a cabo la estimación de la posición de las estaciones utilizando PPP. Para ello se han procesado los mismos ficheros de datos que en el caso anterior con el software libre CSRS-PPP (Canadian Spatial Reference System-PPP, Geodetic Survey Division of Natural Resources of Canada) (Kouba and Héroux, 2001) al que se puede acceder vía online (http://csrsjava.geod.nrcan.gc.ca/csrsicp/CsrsLogin?userlang=en). Se ha utilizado el modo cinemático para estimar la posición de cada estación época por época. Cuando el número de satélites visibles es inferior a 5 este software no estima la posición. En este procesado se considera por defecto una máscara de elevación de 10º. Este pequeño valor puede aumentar la influencia de los fuertes gradientes horizontales de TEC característicos de latitudes ecuatoriales, pero permite contar con un número más alto de satélites para el proceso de posicionamiento. Considerar una mayor elevación puede degradar la estimación de la posición.

En el posicionamiento, nos hemos centrado en los valores de la altura estimada, ya que, debido a la geometría de la distribución de

los satélites, salvo en ciertas excepciones, la coordenada vertical es la menos precisa. El efecto de la geometría de los satélites sobre el posicionamiento se puede cuantificar mediante el DOP (*Dilution of Precision*). En este caso, la altura estimada mediante el CSRS-PPP se ha pesado con el valor de GDOP (*Geometrical Dilution Of Precision*) que el mismo procesado proporciona.

Tras ambos procesados se han analizado los gráficos de las curvas de sTEC, ROT, la altura pesada por el GDOP y el número de satélites utilizado en el posicionamiento.

3. DATOS

En este trabajo se parte de los ficheros RINEX de 7 estaciones GPS permanentes pertenecientes al IGS (Dow et al., 2009) (véase la tabla 1).

Tabla 1 – Latitud, longitud, inclinación magnética y número de ficheros RINEX de las estaciones GPS seleccionadas. (Latitude, longitude, magnetic dip and number of RINEX files of the GPS chosen stations.)

Estación	Lat (°)	Long (°)	I (°)	RINEX
				2001
AREQ	-16.47	288.51	-7.33	344
KOUR	5.25	307.19	20.77	269
NKLG	0.35	9.67	-20.80	361
MALI	-3.00	40.19	-26.54	311
MALD	4.19	73.53	-8.92	249
NTUS	1.35	103.68	-16.06	210
GUAM	13.59	144.87	12.00	364



Figura 1 – Mapa de isoclinas del campo magnetico terrestre en el que se muestra mediante estrellas negras la distribución geográfica seleccionadas. Adaptado de las estaciones de http://geophysics.ou.edu/solid_ earth/notes/mag_earth/earth.htm. (Isoclinic map of the Earth magnetic field where geographic distribution of the chosen stations (black stars) is shown. Adapted http://geophysics.ou.edu/solid_earth/notes/mag_ from the earth/earth.htm.)

Debido a que la aparición de irregularidades de plasma ionosférico aumenta significantemente con la actividad solar, para dicho estudio se ha decidido escoger datos correspondientes a registros del año 2001, que fue de alta actividad solar. En dicho año el valor medio anual del índice de manchas solares fue 111.0 (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBE RS/INTERNATIONAL/yearly/YEARLY) y el flujo de ondas de radio emitido en 2800 MHz, definido por el índice F10.7 fue 163.0 10⁻²² Js⁻¹m⁻²Hz⁻¹ (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SOLAR_DATA/SOLAR_RADIO/FLUX/Penticton_Absolute/yearly/YEARLY.ABS).

Las estaciones han sido seleccionadas de modo que cubren en longitud una gran parte del globo (véase la figura 1), y están situadas geográficamente de tal modo que se ven bajo la influencia de la Anomalía Ecuatorial (AE), donde debido al complicado comportamiento de la ionosfera en estas latitudes (Ezquer y Radicella, 2008) y la presencia de burbujas de plasma ionosférico (Portillo et al., 2008), son habituales fuertes gradientes de TEC (Carrano and Groves, 2007). En concreto, la aparición de las burbujas es distinta dependiendo de la longitud (Burke et al., 2004) y la actividad solar, siendo mayor en condiciones de alta actividad solar (Huang et al., 2002). En este estudio vamos a considerar 3 sectores: americano (estaciones AREQ y KOUR), africano (estaciones NKLG y MALI) y asiático (estaciones MALD, NTUS y GUAM).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con objeto de resaltar el comportamiento temporal de los distintos fenómenos observados se ha decidido agrupar los resultados para cada estación correspondientes al año de estudio.

En la figura 2 se muestra la distribución temporal (anual y diaria) de las señales que han sufrido un ROT absoluto superior a 0.5 TECu/30s en cada estación analizada. De arriba abajo se representan las estaciones americanas (AREQ y KOUR), las africanas (NKLG y MALI) y, por último, las asiáticas (MALD, NTUS y GUAM). En los 7 casos analizados se puede apreciar claramente un comportamiento diario análogo: los eventos con fuerte ROT ocurren principalmente en el intervalo horario de 19:00 a 04:00 de la noche local. En cuanto al comportamiento anual se observan diferencias entre las estaciones africanas y el resto. Las africanas muestran altos valores de ROT a lo largo de todo el año. En las demás, y teniendo en cuenta los huecos en la serie de datos, se ve que los sucesos se concentran entre eneromarzo y septiembre-octubre, es decir en torno a los equinoccios (véase tabla 2). Por ejemplo, en el caso de los resultados obtenidos para las estaciones del continente americano, AREQ y KOUR, las dos épocas del año están bien definidas mientras que en las estaciones asiáticas, MALD y NTUS, aparece cierta continuidad para todo el año aunque no tan pronunciadas como en África. Esta variabilidad estacional-longitudinal, ya ha sido observada con anterioridad por Burke et al. (2004), en su estudio del comportamiento de las EPBs a partir de observaciones in situ con satélites DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) y ROCSAT-1 (Republic of China Satellite). En dicho estudio razonan que la variabilidad estacional depende estrictamente de la longitud y refleja las características del campo magnético ecuatorial en los distintos sectores, indicando que en longitudes donde la declinación magnética se aproxima a cero la formación de burbujas es favorable en los equinoccios, mientras que, donde la declinación magnética tiene componentes hacia el Oeste (Este), la aparición de burbujas se desplaza a los solsticios de Diciembre (Junio). Las estaciones asiáticas analizadas en nuestro trabajo no parecen seguir la pauta señalada por dichos autores.

Finalmente, se ha analizado la distribución diaria, para todo el año y cada estación, del error en la altura estimada por el CSRS-PPP. En la figura 3 se representa la distribución anual de los casos con error en la altura superior a 1m. En estos gráficos se puede ver claramente cómo para las estaciones KOUR, NKLG, MALI y GUAM los mayores errores aparecen agrupados en los tramos coincidentes con grandes valores de ROT pero en un intervalo temporal algo más estrecho, centrado entre las 20:00 LT y las 00:00 LT. En el caso de AREQ y MALD también hay coincidencias pero los errores aparecen más dispersos. En el caso de la estación NTUS hay muy pocos errores. Los resultados obtenidos para la estación de MALI reflejan los problemas observados en las señales durante el periodo de días comprendidos entre el 1 y el 64.

Los puntos que se encuentran alineados oblicuamente y en paralelo en algunas imágenes de las figuras 2 (ej. MALD) y 3 (ej. NKLG) se deben a fenómenos relacionados con el *multipath* experimentado por las señales que siguen la periodicidad de los satélites GPS, ya que la órbita de éstos es de 11h 58min por lo que cada día que pasa, la constelación de satélites adopta la misma posición 4 minutos antes.

Se ha visto que el número de satélites utilizados en el PPP disminuye de forma considerable bajo condiciones de fuerte ROT, y en un porcentaje alto de los casos, el número de satélites se vuelve crítico para dicho posicionamiento. La disminución en el número de satélites utilizados está generalmente asociada a la pérdida del registro de la señal en condiciones de fuertes variaciones temporales de TEC.

En la figura 4 se muestra un ejemplo de los resultados diarios obtenidos a partir de los registros de 24h. En la imagen superior se muestran los valores de ROT obtenidos para cada satélite-receptor en un intervalo de tiempo dado. Se observa un aumento significativo en los valores del ROT a partir de las 19:00 LT. En la figura central se puede ver cómo el error en la altura estimada también aumenta a partir de dicha hora. El número de satélites utilizados en el posicionamiento en dicho caso viene mostrado en la imagen inferior. En ella se puede ver que en el tramo en el que los valores de ROT crecen, el número de satélites utilizados en el PPP fluctúa de época a época y va poco a poco disminuyendo. Aun así, éste debería ser suficiente como para poder llevar a cabo un buen PPP y, sin embargo, aparecen grandes errores. En la tabla 3 se puede ver como en principio, el número de satélites es superior a 5 en un amplio rango de épocas en las que tenemos altos valores absolutos de ROT y fuertes errores en el posicionamiento. En estos casos está claro que la señal de los satélites está degradada, pero no se ha observado una relación directa entre la cantidad de satélites con la señal afectada por altos valores de ROT y la magnitud del error.

Tabla 2 - Número de días con ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s con respecto al número de días procesados sin error.	(Number
of days with absolute ROT above 0.5 TECU/30s, with respect to the number of days with data).	

of aufs with absolute ROT above on Theeroos, with respect to the number of aufs with aua/							
	AREQ	KOUR	NKLG	MALI	MALD	NTUS	GUAM
Enero	28/29	28/30	30/31	0	12/12	0	5/30
Febrero	27/28	28/28	26/28	0	8/8	7/7	20/28
Marzo	28/30	25/26	31/31	0	6/6	9/10	27/29
Abril	24/29	14/21	27/27	4/5	7/7	0	22/28
Mayo	4/31	17/30	31/31	29/30	25/28	0	21/31
Junio	2/30	4/29	30/30	28/29	25/27	8/12	22/29
Julio	5/31	3/31	29/31	29/30	24/24	14/30	20/31
Agosto	7/31	3/18	30/31	28/31	21/21	22/31	26/31
Septiembre	29/30	8/8	28/28	28/28	26/26	30/30	30/30
Ôctubre	29/31	27/27	31/31	24/24	31/31	31/31	27/29
Noviembre	27/30	5/5	29/29	28/28	25/25	29/31	17/30
Diciembre	11/11	0/0	29/29	24/30	29/29	12/28	6/31





Figura 2 –Distribución anual y diaria de los valores absolutos de ROT superiores a 0.5 TECu/30s. El eje horizontal indica la hora local (LT) mientras que el vertical el día del año. (Annual and daily distribution of absolute ROT values above 0.5TECu/30s. The horizontal axis shows local time (LT), while the vertical one indicates the Day of the Year).





Figura 3 – Distribución anual y diaria de los errores superiores a 1m en la altura estimada. El eje horizontal indica la hora local (LT) mientras que el vertical el día del año. (Annual and daily distribution of errors for height greater than 1m. The horizontal axis shows local time (LT), while the vertical one indicates the Day of the Year).



Figura 4 – Resultados correspondientes a la estación KOUR el día 9 de Enero del 2001 para el intervalo de tiempo de 17:00-20:30 LT. De arriba abajo se muestran: el valor del ROT obtenido para todos los satélites visibles por encima de los 10° de elevación, el error en la altura estimada con CSRS-PPP pesado por su GDOP y el número de satélites utilizados en el posicionamiento. El eje horizontal indica la hora local. (*Results obtained for KOUR station for the 9th of January of 2001 data in the time interval 17:00-20:30 LT. From up to down panels show : ROT values for satellites used in positioning. Horizontal axis shows local time (LT)*).

Tabla 3 – Estaciones analizadas, número de épocas total con ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s, número de épocas con un error superior a 1m bajo condición de ROT absoluto superior a 0.5 TECU/30s y porcentaje de casos en los que bajo la condición anterior el número de satélites es superior a 5. (Analyzed stations, number of epochs with absolute ROT above 0.5TECU/30s, number of epochs with ROT above 0.5 TECU/30s and with height errors greater than 1m. The last column shows the percentage of epochs that fullfis both conditions and in which the number of satellites used was above 5.)

Estación	ROT >	DH > 1m	% casos con
	0.5 TECU / 50s		Insat >5
AREQ	976.210	698	77,36
KOUR	695.223	4.555	68,23
NKLG	1.020.030	3.783	74.49
MALI	856.320	4.265	59,70
MALD	697.199	1.542	79,38
NTUS	597.733	30	86,67
GUAM	1.136.225	1.704	34,27

5. CONCLUSIONES

Distintos tipos de irregularidades de plasma ionosférico vienen caracterizados por fuertes variaciones de ROT. Se ha podido comprobar la dependencia temporal, estacional y espacial (longitudinal) en la aparición de irregularidades de plasma ionosférico asociada a dichas fluctuaciones del TEC o ROT ya puestas de relieve por otros autores (Portillo et al., 2008, Nishioka et al., 2008).

En el PPP realizado en modo cinemático se espera una precisión del orden de decímetros, ya que el error producido por la ionosfera sobre las señales de GPS se considera corregido hasta primer orden gracias al uso de doble frecuencia. Sin embargo, en este trabajo hemos puesto de relieve la presencia de grandes valores de error (del orden de metros) en la coordenada vertical estimada cuando existen grandes variaciones de ROT. Este hecho indica que en algunos casos existen procesos físicos que hacen que la corrección ionosférica sea insuficiente. Los resultados obtenidos indican que el error también tiene un comportamiento temporal o estacional para el año 2001.

Hasta el momento no podemos concretar un determinado valor de ROT a partir del cual la presencia de un número alto de satélites con grandes valores de este parámetro pueda correlacionarse con un determinado error en el posicionamiento

Hemos observado que este tipo de posicionamiento es extremadamente vulnerable a la interrupción de la señal. La pérdida de la señal de uno o varios satélites implica la necesidad de tener que esperar cierto tiempo hasta poder volver a determinar la ambigüedad de la fase de tales señales. Sin embargo, aparece un porcentaje de casos donde los errores no pueden achacarse a dicho fenómeno. El análisis individual de estos últimos nos indica que el error no es debido exclusivamente a la disminución del número de satélites por debajo de 5 sino que deben existir fenómenos, como el centelleo de la señal, que la degradan de manera que, sin llegar a hacer imposible el posicionamiento, lo alteren de forma significativa.

6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) subvencionado por la Universidad Complutense de Madrid y la Comunidad de Madrid y se ha llevado a cabo en el marco del Proyecto AYA2010-15501 de la Universidad de Jaén.

Izarra Rodríguez Bilbao agradece al Gobierno Vasco la beca del Programa de Formación y Perfeccionamiento de Personal Investigador proporcionada por el Departamento de Educación, Universidades e Investigación.

Los autores agradecen al *Natural Resources of Canada* la disponibilidad de su *software* y al *International GNSS Service* la de sus datos sin los cuales este estudio no se podría haber llevado a

cabo. También desean agradecer al evaluador de esta comunicación las correcciones y sugerencias realizadas.

7. REFERENCIAS

- Burke, B. J., L. C. Gentile, C. Huang, C. E. Valladares and S. Y. Su (2004): "Longitudinal variability of equatorial plasma bubbles observed by DMSP and ROCSAT-1". J. Geophys. Res., 109, A12301, doi:10.1029/204JA010583.
- Carrano, C. S. and K. M. Groves (2007): "TEC gradients and fluctuations at low latitudes measured with high data rate GPS receivers". ION 63rd Annual Meeting April 23-25, Cambridge, Massachusetts.
- De Lacy, M. C., A. J. Gil, G. Rodríguez-Caderot and B. Moreno (2008): "A method to estimate the ionospheric bias by using the new GNSS frecuencies: analysis of its theoretical accuracy in a PPP context". *Fisica de la Tierra*, **20**, 133-150.
- Dow, J.M., R. E. Neilan and C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems". *Journal of Geodesy*, 83, 191–198, doi:10.1007/s00190-008-0300-3.
- Ezquer, R. G. y S. M. Radicella (2008): "Ionosfera de bajas latitudes: efectos sobre las señales de satélites recibidas en Tucumán". *Física de la Tierra*, 20, 61-81.
- Huang, C. Y., W. J. Burke, J. S. Machuzak, L. C. Gentile and P. J. Sultan (2002): "Equatorial plasma bubbles observed by DMSP satellites during a full solar cycle: Toward a global climatology". J. Geophys. Res., 107, A12, 1434, doi:10.1029/2002JA009452.
- Jakowski, N., C. Mayer, V. Wilken and M. M. Hoque (2008): "Ionospheric impact on GNSS signals". *Física de la Tierra*, 20, 11–25.
- Kintner, P. M. and B. M. Ledvina (2005): "The ionosphere, radio navigation, and global navigation satellite systems". Adv. Space Res, 35, 788-811.
- Kouba, J. and P. Héroux (2001): "Precise point positioning using IGS orbit and clock products". GPS Solutions, 5, 2, 12-28.

- Liu, H., C. Stolle, M. Förster and S. Watanabe (2007): "Solar activity dependence of the electron density in the equatorial anomaly regions observed by CHAMP". J. Geophys. Res, 112, A11311, doi:10.1029/2007JA012616.
- Manucci, A. J., B. A. Iijima, U. J. Lindqwister, X. Pi, L. Sparks and B. D. Wilson (1999): "GPS and ionosphere". URSI reviews of radio science, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.
- Moreno, B., S. Radicella, M. C. de Lacy, M. Herraiz and G. Rodríguez-Caderot (2011): "On the effects of the ionospheric disturbances on precise point positioning at equatorial latitudes". *GPS Solutions*. doi:10.1007/s10291-010-0197-1.
- Nava, B., S. M. Radicella, R. Leitinger and P. Coïsson (2007): "Use of total electron content data to analyze ionosphere electron density gradients". *Adv.Space Res.*, **39**, 1292-1297, doi:10.1016/j.asr.2007.01.041.
- Nishioka. M., A.Saito and T. Tsugawa (2008): "Ocurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground-based GPS receiver networks". *J. Geophys. Res.*, **113**, A05301, doi:10.1029/2007JA012605.
- Portillo, A., M. Herraiz, S. M. Radicella and L. Ciraolo, (2008): "Equatorial plasma bubbles studied using African slant Total Electron Content observations". J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 70, 907-917, doi:10.1016/j.jastp.2007.05.019.
- Schaer, S. (1997): "How to use CODE's Global Ionosphere Maps". Astronomical Institute, University of Bern.
- Tsunoda, R. T. (1985): "Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity". J. Geophys. Res., 90, A1,447-456.
- Whalen, J. A (2004): "Linear dependence of the postsunset equatorial anomaly electron density on solar flux and its relation to the maximum prereversal E x B drift velocity through its dependence on solar flux". J. Geophys. Res., 109, A07309, doi:10.1029/2004JA010528.

Estudio del efecto de la tormenta magnética de diciembre del 2006 en el contenido total de electrones ionosférico, TEC, registrado en la Península Ibérica A study of the effect of the December 2006 magnetic storm on the ionospheric total electron content, TEC, registered in the Iberian Peninsula

M. Rodríguez-Bouza⁽¹⁾ M. Herráiz⁽¹⁾⁽³⁾ G. Rodríguez-Caderot⁽²⁾ S.M. Radicella⁽⁴⁾ L.Ciraolo⁽⁴⁾⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, <u>martarb7187@gmail.com</u>

⁽²⁾ Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, grc@mat.ucm.es

⁽³⁾ Instituto de Geociencias (UCM,CSIC), Madrid, <u>mherraiz@fis.ucm.es</u>

⁽⁴⁾ Telecommunications/ICT Development Laboratory (T/ICT4D), Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Strada Costiera 11, 34014, Trieste, Italia, <u>rsandro@ictp.it</u>

⁽⁵⁾ Istituto di Fisica Applicata "Nello Carrara" del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IFAC-CNR), Via Madonna del Piano n. 10,50019 Sesto Fiorentino (FI), Italy, <u>ciraolo@ifac.cnr.it</u>

SUMMARY

This paper describes the influence of a magnetic storm on the ionosphere over the Iberian Peninsula and its effect on the total electron content (TEC). Magnetic storms are disturbances of the earth magnetic field that last several hours and in some case may result in an ionospheric storm which affects the electron density of the F2-layer of the ionosphere. If this effect is an increase of the electron concentration relative to the average concentration, the ionospheric storm is classified as positive. Ionospheric storms have a major influence on the observables of Global Navigation Satellite Systems, GNSS, and can affect positioning accuracy. In this paper we study the increase of the ionospheric TEC over the Iberian Peninsula caused by the magnetic storm generated by the December 13, 2006 solar flare.

1. INTRODUCCIÓN

Las tormentas geomagnéticas son perturbaciones del campo magnético de la Tierra originadas por la llegada al geoespacio de viento solar emitido en una fulguración solar, un agujero coronal o una eyección de masa coronal, que presenta valores muy elevados en su densidad y velocidad. Este incremento se traduce en un aumento de la presión del viento solar sobre la magnetosfera que modifica su estado por la parte de día juntando las líneas de campo y aumentando, por tanto, su densidad (Buonsanto, 1999). Además, en esta situación de compresión se produce una intensificación de las corrientes magnetosféricas debido a un aumento del fenómeno de reconexión en el lado nocturno y a una compresión de la magnetocola.

Estas tormentas pueden causar a su vez tormentas ionosféricas que se caracterizan por variaciones anómalas de la densidad electrónica de la capa F2 de la ionosfera (Kelly, 2009). En este artículo se describirá un caso de tormenta ionosférica positiva, es decir, que presenta un incremento de la concentración electrónica con respecto a los valores medios de la capa F2 (Huang et al., 2005). Estas tormentas ionosféricas tienen una gran influencia en los observables GNSS y por tanto en los sistemas de posicionamiento satelital). Además estas tormentas pueden dar lugar a las llamadas "lenguas" o "paredes ionosféricas". Este fenómeno está caracterizado por fuertes variaciones espaciales del TEC en latitudes mayores de la esperadas, que se desplazan horizontalmente (Pokhotelov et al., 2009).

El parámetro ionosférico utilizado en este estudio es el Contenido Total de Electrones, TEC, que se define como el número de electrones contenido en una columna de un metro cuadrado de sección extendida desde el receptor hasta el satélite. Para describir el contenido de electrones en la ionosfera se definen dos parámetros:

• sTEC: contenido oblicuo de electrones. Es el TEC correspondiente a una columna oblicua de un metro cuadrado de sección que se extiende desde el receptor hasta el satélite, es decir:

$$sTEC = \int_{R}^{P} Nds$$
 (1)

.0

• vTEC: contenido vertical de electrones. Es el TEC correspondiente a una columna vertical de un metro cuadrado de sección que se extiende desde el receptor hasta el satélite, es decir:

$$\nu TEC = \int_{P}^{A} Ndh$$
 (2)

En estas expresiones N es la densidad electrónica, ds el elemento diferencial de longitud oblicuo y dh el elemento diferencial de longitud vertical (Figura 1). La unidad del TEC, TECU, vale 10¹⁶ electrones/m².



Figura 1 – Representación esquemática del sTEC y del vTEC. (*Schematic representation of sTEC and vTEC.*)

En este trabajo se utiliza tambien el Ionospheric Pierce Point, IPP. Se conoce con este nombre el punto en el que la señal satélitereceptor intersecta con la ionosfera que se supone como una capa delgada concentrada a una altura constante de 350km. Con los TEC verticales obtenidos en cada IPP se pueden construir mapas globales o regionales de dicho parámetro.

La tormenta geomagnética estudiada tuvo lugar los días 14 y 15 de diciembre de 2006 y se originó en una eyección de masa coronal vinculada a una fulguración solar de categoría X3. Esta perturbación ocurrió el día 13 a las 2:39 UT (De Jesús et al., 2010). La tormenta geomagnética producida por el impacto del viento solar se observó en la Península Ibérica aproximadamente a las 18:00 LT del día 14 de diciembre. La Figura 2 muestra el valor del índice Dst (Disturbance Storm Time) que da una medida de la variación del campo magnético debida al anillo de corriente ecuatorial, en el periodo 11-22 de diciembre, así como su valor medio en dicho mes. Podemos observar el aumento que indica la fase inicial de la tormenta, seguido del descenso hasta el valor mínimo del índice y de la fase de recuperación que dura hasta el día 18 de diciembre. El valor mínimo del índice es -162nT, lo que nos indica que nos encontramos ante una tormenta geomagnética intensa según el criterio de calificación de González et al. (1994).



index in the period 11-22 December 2006.)

El índice K (índice trihorario cuasilogarítmico que evalúa en una escala de 0 a 9 la perturbación magnética vinculada a una emisión corpuscular del Sol) obtenido en el observatorio de San Pablo de los Montes, Toledo, (Figura 3) tuvo un valor de 7 entre las 21:00 del día 14 y las 3:00 del día 15. Por su parte, el índice planetario K_p , valor medio del índice K obtenido en 13 observatorios, alcanzó un valor de 8 entre las 21:00 del día 14 y las 6:00 del día 15 de diciembre, lo que indica la severidad de la tormenta (Figura 4).



Figura 3 - Índice K en el Observatorio de San Pablo de los Montes (Toledo) entre los días 13 y 28 de diciembre de 2006. (K *index in San Pablo de los Montes observatory (Toledo) in the period 13-18 December* 2006.)



Figura 4 - Índice K_p entre los días 13 y 28 de diciembre de 2006. (K_p index in the period 13- 18 December 2006.)

2. METODOLOGIA Y DATOS.

Para obtener el sTEC y el vTEC los días de la tormenta se ha utilizado un algoritmo que nos permite calcular estos parámetros a partir de los archivos RINEX y de los archivos de navegación satelital. La estimación de estos parámetros se basa en el retardo que introduce la ionosfera en la propagación de señales electromagnéticas. Podemos estimar el TEC a partir de la siguiente expresión:

$$TEC = S_{ijt} - \beta_i - \gamma_j - \lambda \tag{3}$$

donde los subíndices i, j, t hacen referencia al satélite, receptor y época, respectivamente. Por su parte, S, β y γ representan, los retardos introducidos por la ionosfera y por el hardware del satélite y del receptor, respectivamente. A su vez, λ agrupa los errores introducidos por posibles reflexiones de la señal.

Es necesario hacer una estimación de los parámetros β_i , γ_j y λ para poder obtener el valor del TEC. Esta estimación se conoce como calibración y es la base del algoritmo. Para obtener el TEC, lo parametrizamos y linealizamos en función de la densidad electrónica, N_e, y la elevación del satelite, χ , considerando una ionosfera formada por capas. Tras esta parametrización se realiza un ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación 3 para obtener los valores de β_i , γ_j y λ , y con ellos el valor del sTEC y vTEC época por época, así como el valor de la latitud y la longitud del IPP.

Se han utilizado datos RINEX obtenidos de las redes GNSS permanentes: Instituto Geográfico Nacional, IGN, International GNSS Service, IGS, University Navstar Consortium, UNAVCO. Los datos utilizados se han agrupado en dos conjuntos. El primero está formado por 7 estaciones con la misma longitud y distinta latitud sobre el meridiano central de la Peninsula Ibérica y 6 estaciones para comparar, divididas en 2 grupos en función de su longitud (Figura 5). De estas 13 estaciones se han analizado 377 archivos RINEX correspondientes a todo el mes de diciembre. El segundo conjunto, mostrado en la Figura 6, está formado por 13 estaciones situadas en la Península Ibérica. De estas 13 estaciones se han procesado un total de 65 archivos correspondientes a los días 13-17 de diciembre.



Figura 5 - Estaciones para el estudio de la variación latitudinal. (Stations for the study of latitudinal variation.)



Figura 6- Estaciones para el estudio del efecto regional. (Stations for the study of regional effect.)

3. ÁNALISIS DE LA VARIACIÓN LATITUDINAL

Para observar el efecto latitudinal de la tormenta ionosférica en el vTEC representamos este parámetro sobre cada estación en función de la latitud para los 5 días en los que se centra el estudio en la longitud de 4,5°W. (Figuras 7a y 7b). La representación comienza a las 17h para observar en orden cronológico el efecto de la tormenta. En las horas posteriores a la llegada de la perturbación, a partir de las 18h del día 14, se aprecia un aumento en el vTEC que muestra una fuerte dependencia con la latitud. Como se ve en la Figura 8, durante la noche y las primeras horas de la mañana no se observa variación del vTEC en los distintos días, por ello estas horas no han sido representadas en la Figura 7a. En las horas centrales del

día hay un aumento significativo de vTEC el día 15 (día posterior a la llegada de la perturbación del viento solar). Este aumento es mucho mayor en las latitudes más bajas y disminuye al aumentar la latitud, hasta desaparecer a partir de 47° .



Figura 7a - Representación gráfica del vTEC frente a la latitud en distintas horas (Tiempo Local) para los 5 días considerados. (Representation of vTEC depending on the latitude at different hours (Local Time) for the 5 days of the study.)



Figura 7b - Representación gráfica del vTEC frente a la latitud en distintas horas (Tiempo Local) para los 5 días considerados. (Representation of vTEC depending on the latitude at different hours (Local Time) for the 5 days of the study.)

Para poder observar mejor el efecto de la tormenta en el TEC se ha calculado la variación del vTEC entre las 00:00 del día 14 a las 12:00 del día 16 respecto al valor medio de todo el mes de diciembre cada 15 minutos (Figura 8). En general, la diferencia respecto a la media mensual no supera 2 TECUs mientras que en el comienzo de la tormenta (día 14 en torno a las 19 horas tiempo local) se produce un aumento de la variación con un valor máximo de 5 TECUs en las latitudes más baja. En la latitud más alta este aumento no supera ± 2 unidades, como en los días considerados tranquilos. El día 15, en torno al mediodía, observamos un aumento del vTEC que en las latitudes más bajas llega a los 10 TECUs. Tanto en el día 14 como el 15 se observa claramente la dependencia latitudinal de los efectos de la tormenta: la variación es mayor al disminuir la latitud. Además, en ambos casos tenemos un aumento del contenido de electrones por lo que nos encontramos ante una tormenta ionosférica positiva. La perturbación producida el día 14 tiene una duración aproximada de 4 horas y es similar en todas las latitudes en las que se origina, mientras que el día 15 la duración es de 3 horas para el rango 34°-42° y a partir de esta latitud la duración disminuye.

También podemos analizar la perturbación estudiando la desviación relativa del vTEC (vTEC_{rel}) criterio seguido por Stankov et al. (2010). Esta desviación viene dada para cada época por:

$$vTEC_{rel} = (vTEC_{observado} - vTEC_{medio}) / vTEC_{medio}$$
(4)



Figura 8 - Variación de vTEC respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del 16 para el meridiano de 4,5°W. (vTEC variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of 4.5 °W.)



Figura 9 - Variación relativa de vTEC desde las 00:00 del día 14 a las 00:00 del 16 para el meridiano de 4,5°W. (vTEC relative deviation from 00:00 of 14 to 00:00 of 16 for the meridian of 4.5 °W.)

El incremento que se produce en las tormentas positivas que se generan en invierno es superior al 50%. Como vemos en la Figura 9 entre las 18:00 y las 22:00 del día 14 y las 10:00 y las 13:00 del día 15 en todas las estaciones se supera el umbral de variación del 50%.

Para completar el estudio latitudinal, analizamos la posible existencia de la misma variación en las longitudes de 8°E (Figura 10) y 34°E (Figura 11), aun cuando el número de estaciones de observación es notablemente inferior. Para el meridiano de 8°E se observa que la primera variación de vTEC, la correspondiente a la tarde del día 14, solo es débilmente apreciable en el emplazamiento más al Sur de este conjunto de estaciones. Este efecto es mucho más débil que en el caso del meridiano de Madrid y se puede considerar que a partir de 45° esta primera perturbación no produce una variación significativa en el vTEC. La variación del día 15 tiene las

mismas características que en el caso del meridiano de 4,5°W. Existe aumento de vTEC en todas las latitudes y la variación disminuye con la latitud.

En el meridiano 34°E no se aprecia la variación de vTEC que ha sido observada anteriormente para el día 14. Sin embargo, aparece una variación significativa en la estación situada más al Norte que no se detecta en los casos anteriores. El día 15 se repite el máximo de variación en las horas centrales del día. Aunque la variación máxima se produce en la latitud más baja, volvemos a tener un comportamiento anómalo respecto a los otros meridianos pues en la latitud más alta se produce una mayor variación de vTEC respecto a latitudes similares en los otros meridianos. También debemos señalar que aparece un aumento en el vTEC entre las 2:00 y las 4:00. Este efecto no ha sido observado en otras longitudes.



Figura 10- Variación de vTEC respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del 16 para el meridiano de 8°E. (vTEC variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of 8°E.)



Figura 11 - Variación de vTEC respecto al valor medio desde las 00:00 del día 14 a las 12:00 del 16 para el meridiano de 34°E. (vTEC variation of the mean value from 00:00 of 14 to 12:00 of 16 for the meridian of 34°E.)

También se estudió el gradiente horizontal de vTEC por km que nos permite valorar la expansión hacia el Sur de la perturbación ionosférica. Para ello calculamos la diferencia de vTEC entre estaciones contiguas en latitud dentro del rango BRST-IFRN y lo dividimos por la distancia entre ellas. Esta distancia se toma en kilómetros mediante la conversión 1°=110km. En la Figura 11 se representan en función del tiempo los gradientes horizontales obtenidos para cada uno de los 6 pares de estaciones: BRST-CANT (48.38-43.472), CANT-MADR (43.472-40.429), MADR-COBA (40.429-37.916), COBA-MALA (37.916-36.726), MALA-TETN (36.726-35.562) y TETN-IFRN (35.562-33.359).

Se puede apreciar cómo el gradiente horizontal de vTEC fluctúa en todas las franjas de latitud, oscilando entre -0,01 y 0,005TECU/km, con un valor medio -0,002TECU/km y fuertes oscilaciones el día 15. Ello indica una definida tendencia del TEC a aumentar a medida que disminuye la latitud así como una manifiesta influencia de las perturbaciones magnéticas. Esto último se ve con más nitidez en la Figura 13 que detalla el gradiente horizontal en los días de tormenta. En los días 14 y 15 de diciembre el gradiente es negativo para todos los tramos excepto para MADR-COBA en el que predominan claramente los valores positivos salvo cuando la presencia de la tormenta se hace patente. Analizando la Figura 13 se puede afirmar que existen 3 fases de aumento de gradiente de vTEC con respecto a la latitud:

1) Entre las 12:00 y las 15:00 del día 14: Esta variación está relacionada con la variación diaria del vTEC pues a esas horas no se ha producido aun la tormenta geomagnética como indica el índice Dst (Figura 2).

2) Entre las 18:00 y las 22:00 del día 14: Este aumento en el gradiente está relacionado con el aumento en el vTEC que se produce a la misma hora que se observa en la Figura 8 y que coincide con la fase inicial de la tormenta geomagnética (Figura 2).

3) Entre las 10:00 y las 16:00 del día 15: Esta variación del gradiente la podemos relacionar tanto con la variación diaria como con el segundo aumento de vTEC debido a la tormenta ionosférica observado en la Figura 8.

Por tanto se puede observar que las variaciones en el gradiente horizontal del vTEC son debidas a dos factores: la variación diaria del vTEC y las perturbaciones producidas por la tormenta geomagnética.



Figura 12 - Gradiente de vTEC/km desde las Ohoras del día 13 a las Ohoras del día 18. (vTEC/km gradients from 0:00 of 13 to 0:00 of 18.)



Figura 13 - Gradiente de vTEC/km desde las 0horas del día 14 a las 0horas del día 16. (vTEC/km gradients from 0:00 of 14 to 0:00 of 16.)4. ANÁLISIS DEL EFECTO REGIONALanterior a la tormenta, el día de la tormenta y

Para realizar el análisis regional a partir de los datos de sTEC, elevación del satélite, latitud y longitud del IPP proporcionados por el algoritmo, se ha calculado el vTEC en los IPP. Utilizando el método Kriging se han interpolado estos valores sobre toda la Península Ibérica para obtener el vTEC en toda la region, obteniéndose mapas como los de las Figuras 14 y 15.

Se presentan en la Figura 14 los mapas de IPP al mediodía, momento en el que la variación de vTEC es mayor, para el día

anterior a la tormenta, el día de la tormenta y los dos días posteriores. En estos mapas observamos claramente el aumento de vTEC que se produce en la tormenta ionosférica. Vemos de nuevo la relación de la latitud con el incremento de vTEC y el fuerte gradiente de este parámetro que se produce el día de la tormenta ionosférica. A partir de 44° de latitud el efecto de la tormenta es inapreciable, manteniéndose aproximadamente constante en todas longitudes el valor del vTEC.



Figura 14 - Mapas de isolineas de valores vTEC en el IPP sobre la Península Ibérica a las 12:00 hora local para los 4 días del estudio. (Isoline maps of vTEC on IPP over Iberian Peninsula on December at 12:00 LT for the 4 days of the study.)

Tambien se ha analizado la evolución de la tormenta entre las 11:00 y las 14:00 del día 15 (Figura 15). En esta secuencia es posible

apreciar la presencia de "paredes ionosféricas". En estos mapas observamos cómo el aumento de vTEC es prácticamente constante

con la longitud. La variación, además, se produce aproximadamente por franjas de latitud: el mayor aumento se produce entre 36° y 38° , después tenemos otra región entre 38° y 42° , otra entre 42° y 44° y, como ya se ha dicho, la variación es inapreciable por encima de los 44° .

5. CONCLUSIONES

El análisis del TEC en 7 estaciones situadas en el meridiano de Madrid y en 6 estaciones en el área mediterránea y su comparación con los valores medios mensuales, ha puesto de relieve que la tormenta geomagnética del 14 de diciembre de 2006 dio lugar a una tormenta ionosférica positiva.

El estudio de 13 estaciones agrupadas en 3 distribuciones longitudinales distintas pone de manifiesto la existencia de una gran dependencia latitudinal. En los meridianos correspondientes a las longitudes de Madrid y 8°E la variación de TEC es claramente mayor a latitudes más bajas mientras que en el meridiano de longitud 34°E, aunque conservando esta tendencia el día de máxima crisis geomagnética, la variación no es tan definida. Los aumentos de vTEC superiores al umbral del 50% se produjeron en dos momentos distintos: a las pocas horas de la llegada de la perturbación a la Tierra y en las horas centrales del día 15, momento en el que se alcanza la máxima perturbación del campo magnético (valor mínimo del índice Dst).

El estudio del efecto regional de la tormenta en la Península Ibérica a partir de Mapas de vTEC indica la posible presencia de una "pared ionosférica" asociada a la tormenta. Esta pared se observa aproximadamente entre 40° y 44°N donde existe un fuerte gradiente espacial de TEC entre las 12:00 y las 13:00 que no se aprecia en los días magnéticamente tranquilos.

6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) subvencionado por la Universidad Complutense de Madrid y la Comunidad de Madrid.

Los autores agradecen a Francisco José Sánchez-Dulcet su colaboración en la realización de las figuras y a un evaluador anónimo las sugerencias que han contribuido a mejorar el trabajo.

7. REFERENCIAS

Buonsanto, M.J. (1999): "Ionospheric storms-a review" Space Science Reviews 88: 563-601.

- De Jesús, R., Y. Sahai, F.L. Guarniere, P.R. Fagundes, A.J de Abreu, F.Becker-Guedes, C.Brunini, M. Gende, T.M.F. Cintra, V.A. de Souza, V.G. Pillat and W.L.C. Lima., (2010): "Effects observed in the ionospheric F-region in the South American sector during the intense geomagnetic storm of 14 December 2006". Advances in Space Research 46 909-920.
- Gonzalez, W. D., J. A. Joselyn, Y. Kamide, H. W. Kroehl, G. Rostoker, B. T. Tsurutani and V. M. Vasyliunas (1994): "What is a Geomagnetic Storm?" J. Geophys. Res., 99 5771–5792, doi:10.1029/93JA02867.
- Huang, Chao-.Son, J.C. Foster, L.P. Goncharenko, L.P. Erickson, W. Rideout and A.J. Coster, (2005): "A strong positive phase o ionospheric storm observed by the Millstone Hill incoherent scatter radar and global GPS network". *Journal of Geophysical Research*, Vol 110, A06303, doi: 10.1029/2004JA010865
- Kelly, M.N., (2009): "The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics". Cornell University college of Engineering School of Electrical and Computer Engineering, Ithaca, NY.
- Pokhotelov, D., C.N. Mitchell, P.T. Jayachandran, J.W. MacDougall and M.H. Denton (2009) "Ionospheric response to the corotating interaction region-driven geomagnetic storm of October 2002" J. Geophys. Res., 114, A12311 doi:10.1029/2009JA014216

Stankov, S.M., K. Stegen and R. Warnant, (2010): "Seasonal variations of storm-time TEC at European middle latitudes" Advances in Space Research 46 1318-1325

12:00LT

15

13

14

÷

đ

Longitud(°)

Longitud(°

12

14:00LT

www.ign.es/ign/layoutIn/geodesiaEstacionesPermanentes.do

http://igscb.jpl.nasa.gov www.unavco.org



Figura 15 - Mapas de isolineas de valores vTEC en el IPP sobre la Península Ibérica el día 15 de diciembre. (Isoline maps of vTEC on IPP over Iberian Peninsula on December 15.)

Análisis estadístico de las anomalías magnéticas en la litosfera oceánica Statistical analysis of the lithospheric magnetic anomaly data

De Santis, A.⁽¹⁾, Pavón-Carrasco, F. J.⁽¹⁾, Ferraccioli, F.⁽²⁾, Catalán, M.⁽³⁾, Ishihara, T.⁽⁴⁾

⁽¹⁾Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Sezione Roma 2), Roma, Italy, <u>desantis@ingv.it</u>, <u>javier.pavon@ingv.it</u>

⁽²⁾British Antarctic Survey, Cambridge, United Kingdom, <u>ffe@bas.ac.uk</u>

⁽³⁾Real Instituto y Observatorio de la Armada, Cádiz, Spain, mcatalan@roa.es

⁽⁴⁾Institute of Geology and Geoinformation, AIST, Japan, <u>t-ishihara@aist.go.jp</u>

SUMMARY

Different analysis carried out on the lithospheric magnetic anomaly data show that the data distribution is not Gaussian, but Laplacian. Although this behaviour has been formerly pointed out in other works, they have not given any explanation about this statistical property of the magnetic anomalies. In this paper, we perform different statistical tests to confirm that the lithospheric magnetic anomaly data follow indeed a Laplacian distribution.

1. INTRODUCCIÓN

La mayor contribución al campo geomagnético es la generada por fuentes magnéticas situadas en el núcleo externo de la Tierra, denominado campo interno o campo principal, cuya naturaleza es aproximadamente dipolar, con valores entre las 30000 nT y 60000 nT en el ecuador y en los polos respectivamente (Jacobs, 1987-1991). La variación temporal que sufre el campo principal es muy lenta, apreciable a partir de decenas de años y se le denomina variación secular. Por otro lado, está el campo de origen externo, generado en las regiones ionosféricas y magnetosféricas, cuyos períodos de variación van desde años (por el ciclo undecenal de la actividad solar) hasta segundos (pulsaciones magnéticas), pasando por variaciones anuales, estacionales y diarias.

Otro tipo de fuente magnética, de interés en este trabajo, es la de origen cortical. Éste, denominado campo cortical o de anomalías magnéticas, es el resultante de la magnetización de las rocas en la litosfera terrestre. Esta magnetización tiene dos orígenes: la primera puede ser debida a los campos inducidos o viscosos en los materiales, cuyas variaciones temporales son análogas a las del campo principal bajo un cierto retraso temporal; y la segunda corresponde a los campos magnéticos remanentes de las rocas originados durante su formación geológica o producidos por otros fenómenos físico-químicos. Esta magnetización remanente es estable Maus, 2010) o mapas de anomalías magnéticas (ej., Quesnel et al., 2009). Sin embargo, existen pocos estudios sobre el origen y forma que presentan las distribuciones de los datos de la anomalía magnética. Walker y Jackson (2000) analizan los histogramas de las anomalías magnéticas, poniendo de manifiesto el comportamiento laplaciano de dichos datos, pero sin indicar una explicación física a dicha característica. En este trabajo, se analizará en detalle los datos de la anomalía litosférica oceánica obtenidos en diferentes rutas marinas (sección 2, 3 y 4) y se propondrá un primer modelo sintético de generación de dichas anomalías que explique el comportamiento laplaciano de las mismas (sección 5 y 6).

2. DATOS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Los datos de anomalías magnéticas usados en este trabajo proceden principalmente de la compilación GEODAS DVD Versión 5.0.10. Esta base de datos está compuesta por una decena de millones de datos de campo geomagnético tomados en un total de 2411 rutas marinas, desde 1953 hasta 2003 (aunque este estudio está centrado en el período 1960 – 2003). Como se puede observar en la Figura 1a, la distribución espacial de los mismos es muy heterogénea. La mayoría de las rutas marinas corresponden a las cuencas del Atlántico Norte y del Pacífico Norte, con una mayor escasez de datos en el Pacífico Sur y en el océano Índico.



en la escala de tiempo geológico.

Nuestro trabajo se centra en esta última fuente del campo geomagnético analizando el comportamiento de la misma. Numerosos trabajos han sido desarrollados para analizar en detalle los datos de anomalías magnéticas en la litosfera, generando diferentes modelos de campo cortical (ej., el modelo NGDC-720, En cuanto a la distribución temporal, se observa un aumento de la adquisición de los datos en los primeros años de medida (1960 – 1970), manteniéndose aproximadamente constante hasta 1990,



Figura 2 – Histograma de los datos de anomalía magnética. (*Histogram of the Magnetic anomaly data*)

donde se produce una disminución de las medidas de datos magnéticos hasta 2003 (ver Figura 1b).

Los datos originales corresponden a datos de intensidad total del campo geomagnético, por lo que es necesario aplicar diversos procesos para poder obtener los datos de anomalías magnéticas. En primer lugar, hay que eliminar las contribuciones de campo principal y del campo geomagnético de origen externo, para quedarnos así con el dato de anomalía magnética de origen litosférico. Para el primer caso, basta con restar a los valores de intensidad el valor (en tiempo y coordenadas) de la intensidad dada por un modelo de campo principal. En el caso de la contribución externa, el proceso es más complejo, aunque en nuestro caso se ha usado también un modelo de campo externo. El modelo de referencia CM4 (Sabaka et al., 2004) fue usado para eliminar ambas contribuciones, ya que dicho modelo permite calcular tanto las componentes del campo interno como las de origen externo.

Una vez obtenidos los datos de anomalías magnéticas, es necesario llevar a cabo un proceso de lavado de datos, eliminando datos erróneos o no coherentes, como los "outliers". Para correlacionar algunos datos o eliminar saltos entre ellos, se usó el modelo de anomalías magnéticas de la corteza NGDC-720 (Maus, 2008) basado en datos de satélite. Una descripción completa del proceso llevado a cabo en la limpieza y obtención de los datos de anomalías magnéticas se encuentra en Quesnel et al. (2009).

La Figura 2 muestra la distribución (y distribución acumulada) de los datos finales de anomalía magnética. Como se puede observar, el histograma no sigue una distribución normal o Gaussiana (indicada en línea verde y obtenida con el mismo valor medio y desviación estándar que los datos de anomalías magnéticas), motivo por el que se ha realizado este estudio. Para corroborar dicha comparación visual se han realizado diferentes test estadísticos, como el test de Kolmogorov - Smirnov, mostrando una clara incompatibilidad entre el histograma de los datos experimentales y la distribución teórica gaussiana. Como se observa, el histograma tiene un comportamiento más laplaciano (curva roja), aunque por comparación también se ha incluido la distribución de Cauchy (curva amarilla). Para analizar en detalle las características de dichos datos de anomalía, en las secciones 3 y 4, se realiza un estudio espacio-temporal de las anomalías magnéticas. Esto permitirá determinar que tipo de distribución estadística se ajusta más a los datos y si ésta depende de la localización de las rutas marinas o del tiempo en la que los datos de intensidad magnética fueron adquiridos.

3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EN TIEMPO

Para analizar si el histograma mostrado en la Figura 2 puede tener características diferentes dependiendo del momento de



adquisición del dato magnético, se ha dividido el intervalo temporal en 4 intervalos espaciados cada 10 años (excepto el último que cubre el período 1990 – 2003). En cada uno de los intervalos se ha representado y analizado las distribuciones de datos (ver Figura 3). Se ha comparado cada uno de los 4 histogramas experimentales con las curvas teóricas de las siguientes distribuciones estadísticas: i) la distribución gaussiana, ii) laplaciana y iii) de Cauchy. Además de las funciones de distribución, también se ha comparado la suma acumulativa de los datos con las funciones acumulativas respectivas. Los resultados indican que la forma de la distribución general de los datos es independiente del momento de adquisición del dato geomagnético. En cada uno de los intervalos temporales se ha realizado el test de Kolmogorov – Smirnov, indicando que ninguno de los 4 histogramas experimentales sigue una distribución gaussiana, sino más bien una distribución laplaciana (ver Figura 3).

4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO EN ESPACIO

Siguiendo el mismo procedimiento descrito en el apartado anterior, se ha dividido los datos por zonas espaciales, correspondientes a las diferentes cuencas oceánicas: Atlántico Norte y Sur, Pacífico Norte y Sur e Índico. La Figura 4 muestra los diferentes histogramas de los datos de anomalías magnéticas. De nuevo, el análisis estadístico indica que los histogramas no siguen una distribución gaussiana, sino laplaciana. Por tanto, podemos concluir que la distribución de datos de anomalías magnéticas no depende de la litosfera oceánica donde se encuentra ni del año en el que los datos geomagnéticos fueron tomados.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha analizado de forma rigurosa los datos de anomalías magnéticas de la litosfera oceánica. Dichos datos muestran unos histogramas que no pueden ser explicados por distribuciones gaussianas, sino laplacianas. Dicho comportamiento, además, es independiente de la localización de la cuenca oceánica y del tiempo de adquisición del dato magnético. En un futuro, se abordará en más detalle este trabajo, incluyendo los datos de la litosfera continental y aplicando técnicas estadísticas del método bootstrap se intentará definir un patrón físico para poder generar un modelo sintético realista que explique dicho comportamiento.



Figura 3 – Distribución temporal (columna 1) y espacial (columna 2) de los datos. Histograma de los datos de anomalías magnéticas (columna 3), su valor acumulativo (columna 4) y parámetros estadísticos (columna 5) para los intervalos (a) 1960 – 1970, (b) 1970 – 1980, (c) 1980 – 1990, and (c) 1990 – 2003. (Temporal (column 1) and spatial (column 2) distributions. Residual histograms (column 3), Cumulative residuals (column4) and statistical values (column 5). (a) 1960-1970, (b) 1970-1980, (c) 1980-1990 and (d) 1990-2003.)



Figura 4 – Distribución temporal (columna 1) y espacial (columna 2) de los datos. Histograma de los datos de anomalías magnéticas (columna 3), su valor acumulativo (columna 4) y parámetros estadísticos (columna 5) para (a) el Atlántico Norte, (b) Atlántico Sur, (c) Pacífico Norte, (d) Pacífico Sur y (e) el Índico. (Temporal (column 1) and spatial (column 2) distributions. Residual histograms (column 3), Cumulative residuals (column4) and statistical values (column 5). (a) North Atlantic, (b) South Atlantic, (c) North Pacific, (d) South Pacific and (e) Indian Oceans.)

Proceedings

6. REFERENCIAS

- Jacobs, J.A. (editor) (1987 1991): "Geomagnetism". *Ed. Academic Press.* Maus, S. (2010): "An ellipsoidal harmonic representation of Earth's lithospheric magnetic field to degree and order 720". Geochem. Geophys. Geosyst., 11, Q06015,
- doi:10.1029/2010GC003026.
 Quesnel, Y., M. Catalán, and T. Ishihara (2009): "A new global marine magnetic anomaly data set". J. Geophys. Res., 114, B04106, doi:10.1029/2008JB006144.
- Sabaka T.J., Olsen, N., and M.E. Purucker (2004): "Extending Comprehensive Models of the Earth's Magnetic Field with Oersted and Champ Data". Geophys. J. Int., 159,
- Stacey, F.D. (1967): "The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks". *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 67–68.
 Walker, M. R. & Jackson, A. (2000): "Robust modelling of the Earth's magnetic field". *Geophys. J. Int.*, 143, 799-808.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

С	0
Catalán, M225, 257	Oset
Ciraolo, L	Р
D	Pavć
De Santis, A257	R
F	Radi Regi
Ferraccioli, F257	Rodi
Н	Rodi Rodi
Herráiz, M241, 249	Rold
Ι	S
Ishihara, T	Sánc
L	Sans Sega
Lacy, M. C	Segr
M	Т
Moreno, B241	Tala

0	
Osete, M. L	
Р	
Pavón-Carrasco, F. J	. 225, 235, 257
R	
Radicella, S. M.	
Regué, J. R	
Rodríguez-Bilbao, L	
Rodríguez-Bouza M	249
Rodríguez-Caderot G	241
Roldán F	
Koluali, E	
S	
Sánchez, A. M.	
Sans X	221
Segarra A	221
Serrono I	201
Serrano, L	
Τ	
Talarn, A	
Torta I M	221 225 235
1 01tu, J. 141	. 221, 223, 233



Chairpersons:

Gabriela Queiroz Joan Martí Molist Joao Luis Gaspar José López Ruiz

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Avances y mejoras en el monitoreo sísmico de Isla Decepción (Antártida) Advances and improvement in seismic monitoring at Deception Island volcano (Antarctica)

E. Carmona ^{(1,2),} J. Almendros ^(1,3), R. Martín ⁽¹⁾, G. Cortés, ⁽¹⁾, G. Alguacil ^(1,3), J. Moreno ⁽¹⁾, B. Martín ⁽¹⁾, A. Martos ⁽¹⁾, I. Serrano ^(1,3), D. Stich ^(1,3), J. M. Ibáñez ^(1,3)

- (1) Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, España. ecarmona@iag.ugr.es
- (2) Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, España.
- (3) Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, España.

SUMMARY

Deception Island (South Shetland Island, Antarctica) is an active volcano. It is also among the Antarctic sites most visited by tourists. Besides, there are currently two scientific bases operating during the austral summers, usually from late November to early March. For these reasons it is necessary a complete monitoring system. The IAG-UGR (Instituto Andaluz de Geofísica-Universidad de Granada) has been undertaking seismic monitoring since 1994 during austral summer surveys. The recorded data include volcano-tectonic earthquakes, long-period events and volcanic tremor, among others. In all these years there have been two seismovolcanic crises (1991-92 and 1999). The extreme conditions of Antarctic climate and the volcanic environment make it necessary introduced advances for optimize the seismic monitoring. We have introduced advances along four lines: (a) the seismic network has been improved by using threecomponent broadband stations, 24-bit data acquisition systems, and real-time data telemetry to a recording center "via wifi"; (b) seismic arrays have been improved making data readily available at the base computer in real time "via wifi" and reducing power consumption of the system; (c) development of specific software to simplify and automate event recognition tools, including the identification and classification of seismo-volcanic events and the apparent slowness estimates using seismic array data; and (d) deployment of a permanent seismic station near to the Spanish Base at Deception Island. These advances allow us to obtain higher quality seismic data and thus make a better interpretation of the seismo-volcanic activity at Deception Island, important to assess volcanic hazard there.

1. INTRODUCCIÓN

La Isla Decepción es un volcán activo localizado en el estrecho de Bransfield entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica (Figura 1). Se encuentra en una compleja área de interacción tectónica entre las placas de Sud-América y la Antártida y las microplacas de Scotia, Drake e Islas Shetlands del Sur (Robertson-Maurice *et al.*, 2003). Está considerado como uno de los volcanes más activos de la Antártida con erupciones recientes en 1967, 1969 y 1970 (Smellie, 1988). Debido a que se trata de uno de los lugares más visitados de la Antártida por turistas y personal científico, es necesario establecer una monitorización volcánica precisa.

Desde 1986 se realiza monitorización sísmica durante los meses de verano austral. En concreto , el grupo de investigación del Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada (IAG-UGR), junto con otros grupos de investigación, lleva realizando la labor de monitoreo y vigilancia sísmica desde 1994. La actividad sísmica que se registra es principalmente eventos de largo periodo (LP) y tremor volcánico, así como terremotos volcano-tectónicos (VT) (Ibáñez et al. 2003a). El nivel de actividad varía de una campaña a otra (Carmona et al. 2012), con dos periodos de máxima actividad sísmica durante las crisis volcano-tectónicas de 1992 y 1999 (Ibáñez et al. 2003b). Durante estos años y basados en la experiencia adquirida, se han introducido avances en el monitoreo sísmico con la instalación de una red sísmica de estaciones de tres componentes con adquisición en tiempo real de los datos por telemetría vía wifi; mejoras en las antenas sísmicas para el registro y análisis de las señales de largo periodo; el desarrollo de software para el reconocimiento automático de señales sísmicas; y el desarrollo e instalación de una estación permanente en la Isla Decepción para registrar de forma continua todo el año. Estos avances nos proporcionarán datos de mejor calidad y de esta forma interpretar y conocer mucho mejor la actividad sismo-volcánica de la Isla, fundamental para el estudio de la peligrosidad volcánica.



Figura 1 –Mapa tectónico que muestra la localización de la Isla Decepción en la región de las Shetland del Sur y mapa de la Isla Decepción donde se muestran las estaciones de la red sísmica y la antena sísmica. (*Tectonic map showing the location of Deception Island in the South Shetland Islands region and map of Deception Island with the seismic network stations and seismic array position*)

2. INTRUMENTACIÓN Y DATOS

El monitoreo sísmico comenzó en Isla Decepción en los años 50 con la instalación de sismómetros en la base Argentina, pero fue interrumpido por las erupciones de finales de los años 60. Y fue a partir de 1986 cuando de nuevo, con la colaboración científica hispano-argentina, se vuelve a monitorear la Isla con estaciones de corto periodo (Vila *et al.* 1992; 1995; Ortiz *et al.* 1997).

Es a partir de 1994 cuando nuestro grupo de investigación (IAG-UGR) participa con la instalación de antenas sísmicas para estudiar y monitorear el volcán. Desde entonces y de manera continua estamos involucrados en la vigilancia símica del volcán (Almendros *et al.*, 1997, 1999; Alguacil *et al.*, 1999; Ibáñez *et al.*, 1997, 2000, 2003b; Carmona *et al.*, 2010, 2012). Las campañas sísmicas suelen durar de 3 a 4 meses en el verano antártico, cuando la Base Española Gabriel de Castilla está abierta.

Hasta 1999, básicamente el trabajo de monitorización de la Isla consistía en la instalación de antenas sísmicas de corta apertura y alguna estación autónoma. Las antenas sísmicas proporcionaban información de la lentitud aparente y el azimut de propagación del campo de ondas, especialmente para el estudio de los eventos LP y terremotos VT de baja energía. Estaban compuestas por un sistema de adquisición de 16-bits, 8 canales y muestreo de 200 muestras por segundo (Havskov and Alguacil, 2004). El registro sísmico se realizaba por medio de un algoritmo de detección STA/LTA. Los sismómetros eran Mark L15 o L28 de 4.5 Hz con respuesta extendida electrónicamente a 1 HZ. Además de las antenas sísmicas se utilizaba una estación de registro continuo con sensores Mark L4C de 1 Hz cerca de la Base Española, registrando en tiempo real y fundamental para la vigilancia sísmica del volcán.

Después de la crisis de 1999, se combinaban las antenas sísmicas con estaciones de corto periodo, donde estas últimas formaban una red sísmica. Ocasionalmente se utilizaban sensores de banda ancha, como los Guralp CM-40T. La red sísmica estaba formada por cuatro estaciones de componente vertical de corto periodo Mark L4C de 1 Hz. Las estaciones transmitían vía radio VHF a la base. En la base se recibía a través de un demodulador y un conversor A/D de 16 bits (Ortiz *et al.*, 1994). La transmisión vía radio estaba condicionada a que las condiciones climatológicas (sobre todo de viento) no fueran muy adversas.

Entre 2003 y 2005 se desarrolló un nuevo sistema de adquisición para las antenas sísmicas, con un conversor A/D de 24 bits, 12 canales y 100 muestras por segundo (Abril, 2007). El avance más importante, aparte del incremento del rango dinámico y el número de canales, fue poder registrar de forma continua, dando la posibilidad de estudiar y registrar señales de baja energía y tremor volcánico.

Los datos hasta el año 2000 se registraban localmente en los PC de campo y se descargaban de forma manual. Se utilizaban programas de software de diseño propio para la visualización de los datos y la adquisición de los mismos como el PICFASE (Guirao *et al.*, 1990) y el TAMBOR (Ortiz *et al.*, 1994). Con la adquisición de datos en continuo se hizo necesaria la utilización de programas más completos. Por este motivo se comenzó a utilizar el paquete de software SEISAN (Havskov and Ottemöller 1999). Este programa contiene rutinas para picar las fases, localizar terremotos, análisis espectral, estimar parámetros de fuente, etc. Además es capaz de leer y convertir distintos formatos de datos sísmicos (SEISAN, GSE, SEED/MINISEED, SAC, ASCII), así como de gestionar una base de datos. SEISAN es de acceso libre disponible en la Universidad de Bergen,Noruega (http://www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE/).

La labor de los sismólogos que trabajan en las campañas antárticas para el estudio de la actividad sísmica requiere una dedicación diaria con la labor de mantenimiento de las estaciones, la gestión de la base de datos y el posterior análisis de la actividad. La utilización de instrumentación y programas que mejoren y reduzcan el tiempo de análisis de los datos sísmicos es crucial para la vigilancia volcánica.

3. AVANCES Y MEJORAS DEL MONITOREO

Los avances más importantes dados en estos últimos años para la mejora en la vigilancia sísmica volcánica de la Isla Decepción han sido principalmente en cuatro aspectos: (1) la mejora de las estaciones de la red sísmica y la eficacia de la transmisión en tiempo real; (2) la mejora en la adquisición de las antenas sísmicas y su incorporación a la red sísmica para la vigilancia volcánica; (3) el desarrollo de software para la detección y análisis de las señales sísmicas en tiempo casi-real; (4) la instalación de una estación permanente en la Isla Decepción que permite obtener datos durante todo el año.

3.1 Red sísmica.

Uno de los pasos más importantes para el monitoreo de la Isla Decepción ha sido la modernización de la red sísmica. Hasta el año 2007, la red estaba compuesta por estaciones de corto periodo y transmisión vía radio. A partir del año siguiente se comenzó a instalar una nueva red sísmica con nuevas estaciones y transmisión wifi. Las estaciones se testearon durante la campaña 2008-2009 y se terminaron de instalar en la campaña 2009-2010.

Las nuevas estaciones están basadas en sistemas de adquisición de 24-bits SL04 SARA (Figura 2) muestreando a 100 muestras por segundo. El sistema utiliza un PC con Linux y un software de adquisición SEISLOG (Utheim and Havskov, 1999). Se utilizan dos tipos de sismómetros de tres componentes: sensores de corto periodo Mark L4C de 1 Hz de frecuencia natural y sensores medio-periodo Lennartz3D/5s con frecuencia natural de 0.2 Hz.

La designación de los lugares se ha realizado en base a la experiencia adquirida durante todos estos años y combinando interés científico y facilidad en la accesibilidad. Después de estudiar la actividad reciente, la mayor parte de ella ocurre en el NE de Port Foster (Ibáñez et al. 2000, 2003b), donde se ha propuesto la existencia de una cámara magmática (Zandomeneghi et al. 2009). Las estaciones de la red están situadas cerca de la base española (BASE), en la playa de Obsidianas (OBS), en la zona cerca de los cráteres de las erupciones de 1970 (C70) y en el refugio de la base chilena, cerca de la bahía de Pendulo (CHI) (Figura 1).



Figura 2 – (Izquierda) Sistema de adquisición en una maleta PELI. (Derecha) Instalación en el campo del sistema de adquisición SARA con dos baterías dentro de una caja de aluminio para su protección. (*left*) SARA data acquisition system embedded in a waterproof PELI case, showing the different connections and GPS antenna. (right) Field installation of the SARA acquisition system with two batteries within an aluminium box, for further protection.

Las estaciones están conectadas a una antena Wifi para la transmisión de datos en tiempo real a la Base Española. Se utilizan las antenas Ubiquiti Networks Nanostation2, con 2.4 GHz, polaridad dual y 10 dBi de ganancia (Figura 3). En la Base, la recepción se utiliza la misma antena. Se ha diseñado un circuito de corte con un umbral de voltaje para mantener independiente la alimentación de la estación sísmica y la transmisión de los datos por Wifi. De esta manera garantizamos que la estación siga operativa grabando datos independientemente de si los transmite o no a la Base.

La adquisición de los datos que llegan via Wifi a la Base se realiza a través de un programa SEISCOMP 2.6 (Seismological
Communication Processor by GFZ Postdam). Este software soporta la transmisión de las cuatro estaciones de la red, almacenando en formato miniseed los datos. Los sismogramas además se visualizan en tiempo real en un monitor que permite una rápida evaluación de la actividad sísmica para una eficiente vigilancia sismo-volcánica.



Figura 3. Estaciones de la red sísmica localizadas en la playa de Obsidianas (izquierda) y en la base española "Gabriel de Castilla" (derecha) durante la campaña 2010-2011. Views of the seismic network stations located at Obsidianas Beach (left) and the Gabriel de Castilla base (right) during the 2010-2011 survey.

3.2 Antenas sísmicas.

La instalación de las antenas sísmicas en volcanes activos es una de las herramientas más utilizadas para la monitorización y vigilancia volcánica. Nos proporcionan la estimación del vector lentitud aparente del campo de ondas. Las utilizamos desde 1994 para investigar las características de propagación y la estimación de la fuente de los eventos LP, del tremor volcánico y de los terremotos VT de baja magnitud. Desde 1994 hasta 2004, el sistema de adquisición era de 16-bits y ocho canales por antena. Desde 2004 hasta la actualidad, se ha mejorado el sistema de adquisición con 24-bits de resolución y aumentando a doce el número de canales por antena (Figura 4).

Entre las mejoras de las antenas sísmicas se encuentra la optimización en el consumo del sistema de adquisición reduciéndolo considerablemente. De esta forma se mejora el mantenimiento de las antenas, aumentando el tiempo de autonomía de las mismas. Además se está trabajando en un prototipo de antena sísmica que transmita los datos via Wifi a la Base y que se ha testeado en la campaña 2011-2012. Este hecho permitirá utilizar los datos de las antenas sísmicas dentro de la red sísmica de la Isla Decepción.



Figura 4. Instalación de una antena sísmica en el área de Bahía Fumarolas (izquierda). La estaca indica la posición de uno de los sismómetros de 12 canales de la antena sísmica) (derecha). (Installation of the seismic array data acquisition system in the Fumarole Bay área (Left). Reference stake indicating the position of one of the seismometers of the 12-channel seismic array deployed in the Fumarole Bay area (right))

3.3 Análisis de datos

Con la reciente red sísmica, con estaciones de tres componentes y grabaciones en continuo, el volumen de datos es elevado y se hace necesaria una buena organización de los mismos. Esta gestión de los datos se realiza con el programa SEISAN. Además de la organización de los datos, la labor principal de los sismólogos desplazados a la Isla es el análisis de la actividad. Este análisis debe

ser lo más exhaustivo y rápido posible para establecer parámetros de control para que la vigilancia volcánica sea lo más eficaz. Las tareas principales por parte de los sismólogos entre otras son: contar el número de eventos y realizar una distribución temporal; estudiar las características de las formas de onda y sus contenidos espectrales; distinguir el tipo de evento volcánico (VT, LP, Tremor) y encontrar su origen; estudiar el tremor volcánico, su contenido en frecuencia, su intensidad y duración; las características de la fuente, tamaño, localización, profundidad, etc.

Para mejorar las tareas de análisis se ha desarrollado un paquete de programas (llamado geoStudio) que es una interfaz gráfica de usuario para el análisis de datos sísmicos. Está escrito en Python/C por G. Cortés, J. Almendros, J. Ibáñez and J. Orozco-Rojas del IAG-UGR y es una multiplataforma de programas que se ejecutan en



móvil. Es capaz de leer distintos SAN, SAC, miniSEED, GSE2,
K). Realiza las funciones básicas iltrado en frecuencia, corrección terfaz gráfica permite diferentes



Figura 5. Pantalla del software para el reconocimiento automático de señales ejecutándose en el paquete geoStudio. (Screenshot of the software for the automatic signal recognition running under the GeoStudio package)

En nuestro caso, para la vigilancia volcánica las funciones más nteresante que se han implantado recientemente en el programa geoStudio son (1) el reconocimiento automático de eventos sísmicos donde detecta, identifica y clasifica las señales sismo-volcánicas; y (2) una rutina para estimar en tiempo casi-real los vectores lentitud aparente de los registros de las antenas sísmicas.

El reconocimiento de señales sismo-volcánicas se utiliza para establecer alertas tempranas que permitan advertir del peligro de los volcanes activos. Es sabido que la evolución de los precursores de la actividad sísmica (Chouet 1996) junto con otras disciplinas geofísicas como el estudio de la deformación superficial, pueden predecir erupciones volcánicas. Desde hace unos años se lleva colaborando con el grupo de investigación de Geodesia y Geofísica de la Universidad de Cádiz que se encargan del estudio de la deformación en la Isla Decepción. Para el estudio de la actividad sísmica, desde 2002 el IAG-UGR junto con el Dept. de Teoría de la Señal, Telemática y Comunicaciones de la Universidad de Granada (TSTC-UGR) llevan trabajando en el reconocimiento de señales sismo-volcánicas para el monitoreo de volcanes (Figura 5). Se ha establecido una colección de datos de la Isla Decepción (Benítez et al. 2007), para testear y probar el programa, así como una colección de datos de otros volcanes del mundo (Benítez et al. 2009, Cortés et al. 2009 a,b). La herramienta de detección y clasificación

de los eventos sismo-volcánicos está basado en el "Hidden Markov Models" (HMM) y en el "Gaussian Mixture Models" (GMM).

El segundo bloque importante del programa está en la estimación automática del vector lentitud aparente de los datos que proporcionan las antenas sísmicas. Las rutinas de análisis están basadas en el método "zero-lag cross-correlation" (ZLCC) (Del Pezzo *et al.* 1997, Almendros *et al.* 1999). Gracias a las modificaciones de las antenas que permiten transmitir vía Wifi los datos en tiempo real, esta herramienta del geoStudio es de gran utilidad para ir calculando en tiempo casi-real (dependiendo de los parámetros de análisis) el vector lentitud aparente que nos proporcionará el azimut de propagación y la lentitud aparente, importante en el análisis de eventos LP, tremor y terremotos VT de baja energía.

El paquete de programas geoStudio está en un proceso continuo de mejoras donde se le van añadiendo nuevas herramientas y algoritmos para que el análisis de la actividad sismo-volcánica sea lo más efectiva y rápida posible.

3.3 Estación permanente.

El periodo de monitoreo sísmico de Isla Decepción siempre ha estado condicionado por la apertura de la base y la presencia física de personal de la misma. Este hecho limitaba de manera considerable el seguimiento de forma continua del volcán porque la adquisición se realizaba solo 3-4 meses, la duración de la campaña de verano austral. Este hecho cambió a raíz del Año Polar Internacional que a través de un proyecto se instaló en el año 2008 una pequeña red de estaciones de banda ancha en las Islas Shetlands del Sur y la Península Antártica. Estos tres emplazamientos fueron en las Bases Antárticas Españolas "Juan Carlos I" y "Gabriel de Castilla", localizadas en la Isla de Livingston e Isla Decepción, y en la Base Argentina "Primavera" en Caleta Cierva en la Península antártica.

Las estaciones fueron instaladas en Febrero de 2008. Están compuestas por un sensor electrolítico de 16-s Eentec SP400 y un sistema de adquisición de 24-bit Eentec DR4000 y muestreo a 100 muestras por segundo.



Figura 6. Imágenes de la estación y los paneles solares y generadores eólicos de la estación permanente de Isla Decepción (View of the solar panel and wind generators installed at the permanent seismic stations at d Deception Island in February 2008)

En el caso particular de la estación en Isla Decepción la estación se instaló cerca de la Base Española "(Figura 1). La alimentación está ayudada por un sistema de paneles solares de alta eficiencia y generadores eólicos aunque estos últimos sufren mucho por el piroclasto y las elevadas ráfagas de viento que se producen en la Isla (Figura 6). Sin embargo, gracias al elevado número de baterías (10 baterías de 70 Ah) y los paneles solares, son suficientes para alimentar la estación durante el invierno austral y obtener datos durante los meses de invierno austral.

El hecho de tener datos durante todo el año de forma continua ha sido uno de los grandes avances en el monitoreo sismo-volcánico de la Isla Decepción. Este hecho nos ha permitido conocer nuevos eventos y obtener interesante resultados sobre los procesos de los sistemas hidrotermales, donde la presencia de una gran número de eventos de largo periodo no solo se produce por la estacionalidad temporal del verano antártico o por el deshielo en días donde la temperatura es más alta de lo normal, sino que este aumento también se produce durante el invierno antártico. También se han obtenido resultados interesantes como la ocurrencia de largos episodios de tremor volcánico y la interacción entre los micro-movimientos oceánicos y los terremotos volcánicos (Stich *et al.*, 2011; Jiménez *et al.*, en preparación).

4. CONCLUSIONES

La Isla Decepción es uno de los volcanes más activos de la Antártida y uno de los más visitados por turistas. Además durante las campañas antárticas hay presencia de personal científico y militar durante 3-4 meses del verano austral. Por estas razones es necesario un eficiente sistema de monitoreo y la sismicidad volcánicas es una de las disciplinas más utilizadas para la vigilancia volcánica. Nuestro grupo del IAG-UGR lleva trabajando desde 1994 con diferentes tipos de instrumentación con un continuo esfuerzo para mejorar la adquisición de la actividad sismo-volcánica.

Los avances más importantes han sido: (1) mejoras en la red sísmica con la implantación de la transmisión en tiempo real vía Wifi; (2) la incorporación de las antenas sísmicas a la red sísmica; (3) la automatización y simplificación en los procesos de clasificación de los eventos sismo-volcánicos y la estimación del vector lentitud aparente; (4) la instalación de una estación permanente.

Estas mejoras han permitido avanzar en el conocimiento de la actividad sismo-volcánica y sus procesos de generación. De todas formas se sigue avanzando sobre todo en dos direcciones: (1) en la reducción del consumo de las estaciones, para hacerlas lo más autónomas posibles; (2) la transmisión de los datos de las estaciones permanentes al IAG-UGR durante los meses de invierno. En este último punto, se ha comenzado a probar este sistema aprovechando la instalación y puesta en funcionamiento de la antena para la comunicación del satélite militar SpainSat. De esta forma, y utilizando el software SeisComP, es posible generar una imagen de 24 horas de la actividad de una estación sísmica y mandarla al IAG-UGR. Ya se ha testeado durante la campaña 2011-2012 con resultados excelentes. De esta forma, se podría tener una ligera idea del nivel de actividad sísmica. Este hecho proporcionaría información previa de la actividad antes del comienzo de la campaña, conociendo de antemano si se está produciendo una reactivación del volcán o por el contrario los niveles de actividad son los adecuados para la apertura de la base Gabriel de Castilla.

AGRADECIEMIENTOS

Queremos agradecer a todos los participantes de las campañas para el monitoreo sísmico del volcán de Isla Decepción y especialmente por su implicación a M. Abril, D. Zandomeneghi, y R. Abella. Agradecer al apoyo logístico de la Armada y el Ejército de Tierra Español, a la Unidad de Tecnología Marina y al resto de instituciones involucradas en los proyectos del Programa Español de Investigación Antártica. Este trabajo ha sido posible gracias a las aportaciones de los proyectos POL2006-08663, CGL2007-28855, CTM2008-03062, CTM2009-07705, CTM2009-08085 y CTM2010-11740 del Ministerio de Ciencias e Innovación del Gobierno de España.

5. REFERENCIAS

Abril, M., (2007): " Evolución, diseño y desarrollo de antenas sísmicas. Las antenas del Gran Sasso, del Vesubio y las nuevas antenas sísmicas portátiles del Instituto Andaluz de Geofísica. Aplicación a zonas tectónicas y volcánicas", Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España.

Alguacil, G., Almendros, J., Del Pezzo, E., García, A., Ibáñez, J. M., La Rocca, M., Morales, J., and R. Ortiz (1999): "Observations of volcanic earthquakes and tremor at Deception Island, Antarctica". *Annali di Geofisica* 3, 417-436.

- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Del Pezzo, E., and R. Ortiz (1997): "Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica", *Geophys. Res. Lett.* 24, 3069-3072.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., and E. Del Pezzo (1999): "Array analysis using circular wavefront geometry: An application to locate the nearby seismovolcanic source", *Geophys. J. Int.* 136, 159-170.
- Benítez, M. C., Ramírez, J., Segura, J. C., Ibáñez, J. M., Almendros, J., García-Yeguas, A., and G. Cortés (2007): "Continuous HMM-based seismic event classification at Deception Island, Antarctica", *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 45, 138-147.
- Benítez, M. C., Ibáñez, J. M., García, L., Cortés, G., and I. Álvarez (2009): "Analysis of volcanic seismicity at Deception Island, Stromboli volcano and Mt. Etna using an automatic CHMM-based recognition method", in *The VOLUME project -Volcanoes: Understanding subsurface mass Movement*, C. J. Bean, A. K. Braiden, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien (eds.), ISBN 978-1-905254-39-2, pp. 140-149.
- Carmona, E., Almendros, J., Peña, J. A., and J.M. Ibáñez (2010): "Characterization of fracture systems using precise array locations of earthquake multiplets: An example at Deception Island volcano, Antarctica", J. Geophys. Res. 115, B06309, doi: 10.1029/2009JB006865.
- Carmona, E., Almendros, J., Serrano, I., Stich, D., and J.M. Ibáñez (2012): "Results of seismic monitoring surveys at Deception Island Volcano (Antarctica), from 1999-2011", Antarctic Science 24, doi: 10.1017/S0954102012000314.
- Chouet, B., (1996): "Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting", *Nature* 380, 309-316.
- Cortés, G., Arámbula, R., Gutiérrez, L. A., Benítez, C., Ibáñez, J. M., and P. Lesage, (2009a): "Evaluating robustness of an HMM-based classification system of volcano-seismic events at Colima and Popocatépetl volcanoes", *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*.
- Cortés, G., Arámbula, R., Álvarez, İ., Benítez, M. C., Ibáñez, J. M., Lesage, P., González Amezcua, M., and G. Reyes Dávila (2009b): "Analysis of Colima, Popocatépetl and Arenal volcanic seismicity using an automatic CHMM-based recognition", in *The VOLUME project - Volcanoes: Understanding subsurface* mass Movement, C. J. Bean, A. K. Braiden, I. Lokmer, F. Martini, G. S. O'Brien (eds.), ISBN 978-1-905254-39-2, pp. 150-160.
- Del Pezzo, E., La Rocca, M., and J.M. Ibáñez (1997): "Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano", *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 1637-1647.
- Guirao, J. M., Alguacil, G., Gómez, F., Vidal, F., and F. De Miguel (1990): "An automatic process for phase picking, location and magnitude estimation of local events", *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 1, 55-64.
- Havskov, J., and L. Ottemöller (1999): "SEISAN, Earthquake Analysis Software for Windows, Sun and Linux: Manual and software", *Institute of Solid Earth Physics*, University of Bergen.
- Havskov J., and G. Alguacil (2004): "Instumentation in Earthquake Seismology", Modern approaches in Geophysics, vol. 22, Springer.

- Ibáñez, J. M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., Ortiz, R., and E. Del Pezzo (1997): "Intermediate focus earthquakes under South Shetland Islands, Antarctica", *Geophys. Res. Lett.* 24, 531-534.
- Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortiz, R., and A. García (2000): "Seismo-volcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wavefield analysis and source modelling", *J. Geophys. Res.* 105, 13905-13931.
- Ibáñez, J. M., Almendros, J., Carmona, E., Martínez-Arévalo, C., and M. Abril (2003a): "The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano", *Deep-Sea Res. II* 50, 1611-1629.
- Ibáñez, J. M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Abril, M., and R. Ortiz (2003b): "The 1998-1999 seismic series at Deception Island volcano", *Antarctica, J. Volcan. Geotherm. Res.* 128, 65-88.
- Jiménez, V., Almendros, J., and E. Carmona (2012): "Seismic monitoring at Deception Island volcano, Antarctica: Results from a permanent broadband seismometer", en preparación.
- Ortiz, R., Alguacil, G., Del Pezzo, E., and J.C. Olmedillas (1994): "Array modular de ocho canales", *Instrumentación en Volcanología II*, Ortiz, R. (editor), pp. 63-84, Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote.
- Ortíz, R., Garcia, A., Aparicio, A., Blanco, I., Felpeto, A., Del Rey, R., Villegas, M.T., Ibáñez, J.M., Morales, J., Del Pezzo, E., Olmedillas, J.C., Atiz, M., Vila, J., ramos, M., Viramonte, J.G., Risso, C., Caselli, A., (1997). Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986-1995), in The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, pp. 1071-1076.
- Robertson-Maurice, S. D., Wiens D. A., Shore P. J., Vera E., and L.M. Dorman (2003): "Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment", J. Geophys. Res. 108, doi:10.029/ 2003JB 002416.
- Smellie, J. L., (1988): "Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands", *British Antarctic Survey Bull.* 81, 83-85.
- Stich, D., Almendros, J., Jiménez, V., Mancilla, F., and E. Carmona (2011): "Ocean noise triggering of rhythmic long-period events at Deception Island volcano", *Geophys. Res. Lett.* 38, L22307, doi:10.1029/2011GL049671.
- Utheim, T., and J. Havskov (1999): "The SeisLog Data Acquisition System, Version 8.1, manual", *Institute of Solid Earth Physics*, University of Bergen, Norway, 105 pp.
- Vila, J., Martí, J., Ortiz, R., García, A., and A.M. Correig (1992): "Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica)", J. Volcan. Geotherm. Res. 53, 89-102.
- Zandomeneghi, D., Barclay, A., Almendros, J., Ibáñez, J. M., Wilcock, W. S. D., and T. Ben-Zvi (2009): "The crustal structure of Deception Island Volcano from P-wave seismic tomography: tectonic and volcanic implications", J. Geophys. Res. 114, B06310, doi:10.1029/2008JB006119.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

М

A	
Alguacil, G	
Almendros, J.	
С	
Carmona, E.	
Cortés, G.	
Ι	
Ibáñez, J. M	

Martín, B	
Martín, R.	
Martos, A	
Moreno, J	
S	
Serrano, I	
Stich, D	



Chairpersons: Pedro M. A. Miranda Rui Salgado Sergio Alonso Oroza Yolanda Castro Díez

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Mapping Solar Radiation Over Complex Topography Areas Using Artificial Neural Networks And Meteosat Images
Radiación Solar Ultravioleta. Beneficios y Perjuicios para la Salud Ultraviolet Solar Radiation. Benefits and Damages for the Health
Measuring the atmosphere properties with a high resolution Cosmic Ray detector
On homogenization of Portuguese meteorological and geophysical data
Variabilidad temporal de dióxido de azufre en una zona urbana <i>Temporal varibility of sulphur dioxide in an urban area</i>
Modelación de la variación temporal del valor de δ18O en la precipitación en la España peninsular e islas Baleares
Modelling the temporal variability of $\delta 180$ values in precipitation in peninsular Spain and Balearic
J. Heredia, S. Castaño, M.F. Díaz-Teijeiro, J. Rodríguez-Arévalo, J., J.E. Capilla, R. Sánchez-Moral, L. Bardasano
Predictibilidad del caudal de los ríos en Cataluña mediante Análisis Singular Espectral y modelos ARMA River Flow Predictability in Catalonia (north Spain) using Singular Spectral Analysis and ARMA models
Hernández-Martínez. M., Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M. J.
Aplicación de diferentes parametrizaciones de la capa límite atmosférica (ABL) en el sudoeste de la Península Ibérica
Application of different Atmospheric boundary layer (ABL) parameterizations in southwestern Iberian Peninsula 315
Hernández-Ceballos, M. A., Adame, J. A., Bolivar, J. P., De la Morena, B. A.
Episodios de alta concentración de SO ₂ en el área industrial-urbana de Huelva (2006-2010) Events of high concentrations of SO ₂ in the industrial-urban area of Huelva (2006-2010)
Estudio estadístico de las series de precipitaciones máximas diarias en la Comunidad Autónoma del País Vasco
Statistical study of the series of daily maximum precipitation in the Autonomous Community of the Basque Country
H. Llanos, K.M. Bâ, E. Trujillo
Análisis estadístico de 10 años del Índice UV medido en la Red Radiométrica Nacional Statistical study of UV Index from ten years of data of the Spanish Radiometric Network
Evaluación de la SST como potencial predictor del caudal de invierno en la cuenca del Duero Evaluation of SST as potential predictor of winter streamflow in Douro basin

María Jesús Esteban-Parra

Dosis de radiación solar ultravioleta eritemática sobre esquiadores infantiles Erythemal ultraviolet solar radiation doses on children skiers
Estudio del índice de claridad para nubes bajas en Valencia, España Study of the clearness index for low cloudiness in Valencia, Spain
Determinación del retraso troposférico con GNSS en tiempo casi real por el IGN en el proyecto europeo E-GVAP. Determination of the tropospheric delay with near real-time GNSS by the IGN in the European project E-GVAP. 353 M. Valdés, M. A. Cano, J. A. Sánchez, P. Gonzalo
Avaliação do potencial eólico offshore na Península Ibérica Evaluation of offshore wind potential in Iberian Peninsula
Mecanismos causales de la variabilidad de la temperatura en Colombia Mechanisms of the variability of the temperature in Colombia
Evaluación de modelos del CMIP5 en el área norte de Sudamérica Evaluation of the CMIP5 models in the northern area of South America
Impacto de aerossóis do deserto na radiação solar ultravioleta no Sul de Portugal <i>The impact of desert dust on solar ultraviolet radiation over the South of Portugal</i>

Mapping Solar Radiation Over Complex Topography Areas Using Artificial Neural Networks And Meteosat Images

Bosch, J. L.⁽¹⁾, López, G.⁽²⁾, Batlles, F. J.⁽¹⁾

⁽¹⁾CIESOL, Universidad de Almería, Almería, Spain, <u>ilbosch@ual.es</u>, <u>fbatlles@ual.es</u>

⁽²⁾Dpto. Ingeniería Eléctrica y Térmica, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Huelva, Spain, gabriel.lopez@die.uhu.es

SUMMARY

In this work, daily global irradiation has been estimated on stations located in a complex terrain by using a combination of METEOSAT images and horizon information calculated from a Digital Terrain Model (DTM) of the studied area. The algorithm uses Artificial Neural Network techniques along with a 20x20 m DTM. The inputs to the network have been selected using the Automatic Relevance Determination methodology. The data set contains one year data of daily global irradiation measured at 12 different stations located in the north face of the Sierra Nevada Natural Park in the surroundings of Huéneja (Granada), a town located in the South East of Spain. The final developed network provides simultaneously values of daily shortwave solar irradiation and Photosynthetically Active Radiation (PAR). The values estimated by the neural network model have been compared with the measured ones leading to a RMSE of 8.9 % and a MBE of 0.1 %, for the broadband radiation, and 9.2 % RMSE 0.2% MBE for the daily PAR. The best performance was reported during summer months and the worst results were obtained during winter. Finally, solar irradiation maps have been produced for the studied zone. Results point out artificial neural networks as an efficient and easy methodology for calculating solar radiation levels over complex mountain terrains, including topography and clouds influence; and generating daily, monthly and yearly irradiation maps for the studied area.

1. INTRODUCTION

A detailed spatial and temporal analysis of the global component of the solar radiation on the earth surface is needed in many applications, ranging from solar energy uses to the study of agricultural, forest and biological processes. Sunlight energy for biomass production is obtained from the total short-wave radiation incident at the earth's surface. The major proportion of this radiation (99 %) is in the waveband 0.3 μ m to 4 μ m, and the longer wavelengths in particular are not available for photosynthesis in the sense that they cannot be absorbed by the photosynthetic pigments. These pigments harvest photons from the visible spectrum only (0.4 - 0.7) μ m, which is referred to as photosynthetically active radiation (PAR). The importance of PAR as a key variable controlling the phytomass production is well established (Daughtry et al. 1992).

At local scales the topography is the most important factor in the distribution of the solar radiation on the surface. The variability of the elevation, the surface orientation and the obstruction due to elevations are a source of great local differences in insolation and, consequently, in other variables as ground temperature. On the other hand, the presence of clouds is another important factor influencing solar irradiation distribution over wide areas. For this reason, several models based on geographical information system (GIS) techniques or satellite images have been recently developed, integrating topography to obtain the solar radiation and accounting for the cloud effects through the information contained in the images (Zelenka et al., 1999; Scheifinger and Kromp-Kolb, 2000).

In this work, we present a different methodology to estimate daily global total radiation H and daily global PAR Q_p over complex topography areas at small spatial scales. This methodology uses digital terrain models (DTM) and Meteosat-7 images to provide the input information and a model based on artificial neural networks (ANN). ANNs have shown to be more suitable to predict solar radiation than other empirical regression models (Reddy and Ranjan, 2003). On the other hand, DTM along with geographic information systems (GIS) have favored recently the development of models over mountains and other complex topography areas, allowing topography information to be included in radiation models.

2. EXPERIMENTAL DATA

We use global horizontal shortwave and PAR measurements acquired during year 2005 in 12 stations located in the Sierra Nevada mountains, in Huéneja (Granada, Spain). Granada is sited in the southeast of Spain and the characteristic weather at Huéneja is represented by very cold winters with frequent snow covers and frosts and very hot summers. Stations are equipped with LICOR 190-SZ pyranometers, with a sampling frequency of 2.5 min. Data acquisition system is an H8 HOBO and data have been integrated in a daily basis. In addition, we utilized a Digital Terrain Model with 20 m resolution containing the area where the stations are located, which was generated by the local government Junta de Andalucía from ortophotographs. Table 1 shows the stations characteristics: latitude, longitude and altitude above mean sea-level, and Fig. 1 shows their distribution inside the study area. After a filtering process, a total de 3102 daily values were available.



Figure 1 - A. METEOSAT image (© 2005 EUMETSAT). B. Iberian Peninsula. C. Sub-image used in this study. Stations distribution in the bottom.

Table 1 - Radiometric stations characteristics.									
Station ID	Latitude	Longitude	Altitude (m)						

1	37° 08′ 52′′	2° 58′ 34′′	1659
2	37° 08′ 50′′	2° 58′ 29′′	1669
3	37° 08´ 47´´	2° 58´ 17´´	1619
4	37° 08´ 58´´	2° 58´ 02´´	1532
5	37° 08′ 59′′	2° 57′ 56′′	1505
6	37° 08´ 48´´	2° 57´ 45´´	1467
7	37° 08´ 47´´	2° 57´ 54´´	1449
8	37° 09´ 22´´	2° 57′ 36′′	1305
9	37° 09´ 25´´	2° 57´ 25´´	1292
10	37° 09´ 29´´	2° 57´ 32´´	1300
11	37° 10′ 31′′	2° 56′ 16″	1188
12	37° 11′ 34″	2° 54´ 20´´	1091

Satellite images used in this work cover a period of time convergent with the information from the pyranometers. These are images of high resolution and correspond to the visible channel of the satellite Meteosat-7 (HRI-VIS) and they have been registered by the PDUS (Primary Data User Station) located in the Department of Renewable Energies of the CIEMAT (DER-CIEMAT). Meteosat-7 was located in a geostationary orbit of longitude 0°. The principal element of detection of the satellite is the sensor MVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager), a radiometer of high definition. The instantaneous field of view, according to the angular amplitude of the sensor and the orbital distance of the satellite, is 2.5 km in the nadir or point of the sub-satellite (*latitude* = 0° , *longitude* = 0°). Due to terrestrial curvature, this magnitude increases with distance and is approximately 3.5 km for the study area. Every pixel of the image has a value of brilliance, registered by the satellite, on the gray scale of 0-255 (8 bits). The 12 stations are located in 4 different pixels of the image, as shown in Fig. 1.

3. METHODS

The tool used to generate the solar radiation maps of daily values of the two solar radiation bands, total shortwave and PAR, is based on an artificial neural network. As a previous step to develop the model, the input parameters have to be selected. Due to the existing of a large number of possible input variables, a study about the relevance of several inputs is undertaken in the sub-section 3.2.1. Next, the ANN model is developed in the sub-section 3.2.2.

3.2.1 Selection of input variables

Many variables could be used to estimate solar radiation. However, we have adopted the following criterions:

- 3.Variables measured on the ground surface are not considered. As a consequence, the model will not depend on the availability of ground measurements. The values of selected variables must be obtained from the digital elevation models or satellite images, allowing the model to be used over large areas.
- 4. Those variables taking into account the horizon effects and clouds should be included. The reasons are explained by Bosch et al. (2010).

The resulting selected variables matching the above conditions are listed in the Table 2. The technique to analyze the relative importance of these variables as inputs to a model based on ANN is named as Automatic Relevance Determination, ARD (López et al., 2005). It is based on a probabilistic interpretation for the ANN training. Table 2 also shows the classification of the variables following the results obtained using the ARD method. The relative albedo $\Delta \rho$ is the most important input variable. It is defined as:

$$\Delta \rho = \rho^* - \rho_g \tag{1}$$

where ρ^* is a modified apparent ground albedo and ρ_g is the referenced ground albedo (Bosch, 2010). A daily value for $\Delta \rho$ is derived for every pixel from the satellite image. The second important input is the daily PAR under clear-sky Q_c . This theoretical variable is calculated as:

$$Q_{c} = \frac{12}{\pi} Q_{SC} E_{0} [I_{1}(\omega_{ss}) - I_{1}(\omega_{sr})]$$
⁽²⁾

where Q_{sc} is a PAR solar constant at the mean sun–earth distance that is modulated by E_0 , the eccentricity factor. I_1 represents the analytical function to obtain the integration of the PAR between the sunrise hour angle ω_{sr} and the sunshine hour angle ω_{ss} . This function depends on the site elevation and the day of the year (Bosch et al., 2009). The third most important parameter is the relative day length *S*, defined as

$$S = \frac{\omega_{ss} - \omega_{sr}}{N_{day}} \tag{3}$$

where N_{day} is the time length of the day without horizon obstructions. The fourth and final input parameter is the daily total extraterrestrial solar radiation H_0 . The other two inputs present a relevance two and four orders of magnitude lower than the previous variables. The relevance is measured by means of the bayesian parameter O^{rel} (López et al., 2005). For that reason, Z and T_L can be discarded.



3.2.2 Artificial Neural Network Model

The functional relationship between H and $Q_{\rm P}$ and the four selected input variables is modeled using an Artificial Neural Network (ANN). Artificial neural network is implemented here using a combination of custom-designed Octave functions (Octave, 2010). A standard multilayer perceptron (MLP) architecture with three fully interconnected layers (input, hidden, and output) is employed, Fig. 2. The hyperbolic tangent transform is chosen as the nonlinear activation function in the hidden layer, and the identity function is selected as the activation function for the output layer. Such a network determines a non-linear mapping from an input vector (constituted of $\Delta \rho$, Q_c , S and H_0) to the outputs, which is parameterized by a set of network weights. These are referred to as hidden weights, w_{ij} (weights connecting inputs to hidden neurons), and output weights, w_{ik} (weights connecting hidden neurons to output ones). All weights are randomly initialised within the range (-0.5, 0.5). Among several existing training algorithms, a Gauss-Newton based Levenberg-Marquartd method was selected due its rapid convergence properties and robustness. The ANN training was performed using the stations labelled with ID {2, 3, 4, 5, 7, 9, 12}. A total of 2004 days were available (around 300 days per station). Validation and testing steps used stations ID {1, 8, 11} and ID {6, 10}, respectively.

Finally, the number of hidden neurons, N_h , was chosen following a heuristic approach, where several networks with different values of N_h are trained and the best performing network among them is selected. The performance parameters used have been the root mean square error (RMSE) and the mean bias error (MBE), both expressed as a percentage of the mean value of the measure daily PAR and total radiation using the validation data. To overcome potential different model performances related to the random initializations of the weights, for each ANN architecture, ten training runs were accomplished and the performance values (RMSE and MBE) were

rable 2 - mp	ut variables and results of the relevance and	uy 515.			
Input	Description	Source	Units	O ^{rel}	Relevance
$\Delta \rho$	relative albedo	Satellite		$0,02 \pm 0,01$	1st
$Q_{ m c}$	daily clear-sky PAR	theoretic	$E m^{-2}$	$0,34 \pm 0,20$	2nd
S	relative day lenght	DEM		$0,71 \pm 0,11$	3rd
H_0	daily extraterrestrial shortwave radiation	theoretic	$MJ m^{-2}$	$0,91 \pm 0,11$	4th
Ζ	elevation	DEM	m	$2,07 \pm 0,49$	5th
T_L	Linke Turbidity coefficient	Satellite		$3,91 \pm 0,74$	6th

Table 2 - Input variables and results of the relevance analysis.

the mean. For every N_h value, the ANNs shown MBE values about 0%. The RMSE diminished as N_h increased. The lowest RMSE values correspond to N_h equal or higher than 6. That is the selected number of hidden neurons

a consequence of the horizon obstructions and the day length. In winter months, a higher contrast is noted due to an increase in the shadowed surfaces of the mountain. Similar results are found for the maps of monthly averages of PAR.



Figure 3 - Estimated vs measured daily values of the total shortwave solar radiation (top) and PAR (bottom).

4. RESULTS DISCUSSION

The ANN model is evaluated using the testing data. The statistical performance shows a RMSE equal to 8.9 % and a MBE about 0.1 % for the total solar radiation *H* and a RMSE of 9.2 % and a MBE of 0.2 % for the PAR Q_P . Fig. 3 shows the estimated values versus the measured ones. It is clear the similar and great estimation of the model for both outputs. It is interesting to note the almost null tendency of the ANN model to over- or under- estimate. That is a drawback presented in many models using satellite images. The reasons for the excellent results are also due to the use of the new inputs $\Delta \rho$ and Q_c . The first takes into account information on the snow cover, an important source of error. The second one is a very accurate parameterization of the PAR under cloudless conditions.

Finally, regarding the satisfactory results yielded for the 12 stations located on a complex topography area, a map was generated for the mountainous site. Fig. 4 shows the total solar radiation for the twelve months. It is interesting the high definition of the surface, due to the downscaling procedure from the satellite image using the DTM. It is found that the variability of the total solar radiation for the summer months is lower than that for the winter months. That is



Figure 4 - Monthly total shortwave irradiation *H* [MJ m⁻²] for the 12 months (from January –top- to December –bottom-).

5. CONCLUSIONS

Considering the results, this methodology allows the estimation of solar irradiation in complex topography zones, using satellite images and Digital Terrain Models, in a simple way. One of the more important advantages is that there is no need of additional information or ground measurements, making this model very suitable in any kind of alpine terrain even if there are no radiometric stations around the studied area. The final goal has been to perform an irradiation map of daily values from the satellite images, fitting the spatial resolution of image pixels (\sim 3.5 km) to the DTM resolution (20 m). Ground data registered at 12 stations located in the study area have been used for validation purposes, observing an improvement in the model performance after the consideration of horizon effects and snow covers presence. It is also interesting to note that this procedure can be applied under all kind of sky conditions.

Acknowledgement

This work has been financed by the Ministerio de Ciencia y Tecnología of Spain ENE2007-67849-C02-02. We would like to thank CIEMAT for the use of the satellite images.

6. REFERENCES

Daughtry, C.S.T., Gallo, K.P., Goward, S.N., Prince, S.D. and Kustas, W.P. (1992): "Spectral estimates of absorbed radiation and phytomass production in corn and soybean canopies". *Remote Sensing of Environment*, **39**, 141-152. Zelenka, A., Perez, R., Seals, R. and Renne, D. (1999): "Effective accuracy of satellite derived hourly irradiances". *Theoretical Applied Climatology*, **62**, 199–207.
 Scheifinger, H. and Kromp-Kolb, H. (2000): "Modelling global radiation in complex

- Scheifinger, H. and Kromp-Kolb, H. (2000): "Modelling global radiation in complex terrain: comparing two statistical approaches". Agricultural and Forest Meteorology, 100, 127–36.
- Reddy, K.S. and Ranjan, M. (2003): "Solar resource estimation using artificial neural networks and compari-son with other correlation models". *Energy Conversion and Management*, 44, 2519–2530.
- Bosch, J.L., Batlles, F.J., Zarzalejo, L. and López, G. (2010): "Solar resources estimation combining digital terrain models and satellite images techniques". *Renewable Energy*, 35, 2853-2861.
- López, G., Batlles, F.J., Tovar, J. (2005): "Selection of input parameters to model direct solar irradiance by using artificial neural networks". *Energy*, **30** (9), 1675-1684.
 Bosch, J.L. (2010): "Modelización del recurso solar utilizando redes neuronales
- Bosch, J.L. (2010): "Modelización del recurso solar utilizando redes neuronales artificiales, y su aplicación a la generacion de mapas topográficos de radiación". *PhD Thesis*, University of Almería (Spain).
- Bosch, J.L., López, G., Batlles, F.J. (2009): "Global and direct photosynthetically active radiation parame-terizations for clear-sky conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 146-158.
- Octave (2010): http://www.gnu.org/software/octave/

Radiación Solar Ultravioleta. Beneficios y Perjuicios para la Salud Ultraviolet Solar Radiation. Benefits and Damages for the Health

J. Cañada⁽¹⁾, M.A. Serrano⁽¹⁾, J.C. Moreno⁽¹⁾, G. Gurrea⁽¹⁾ y P. Utrillas⁽²⁾

⁽¹⁾Instituto de Ingeniería Energética, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n,46022 Valencia, jcanada@ter.upv.es

⁽²⁾Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Universidad de Valencia

Miembros del Grupo de Radiación Solar de Valencia

SUMMARY

Solar ultraviolet radiation (UV) is one of the most important factors in the development of skin cancer in humans. Excessive exposure to solar radiation is responsible for the majority of skin cancers and other adverse effects such as solar erythema, skin aging and some forms of cataracts. Thus, in certain geographical areas are advised to use protective measures against solar radiation to reduce the risk of skin cancer. Moreover, numerous studies have shown the benefits of solar radiation basically related to the synthesis of vitamin D in the skin, as health services recommend a daily dose of at least 400 IU of vitamin D. It is therefore very important to estimate the dose of solar radiation in the ultraviolet band received by humans, to prevent skin cancer and maintain both a sufficient production of vitamin D. This paper analyzes data from solar ultraviolet erythemal irradiance (UVER), in W/m², measured in Valencia in the period 2003-2010. From these values we calculated the Ultraviolet Index (UVI) on horizontal plane and the results were analyzed according to the period of the year. To estimate effective solar ultraviolet radiation in the production of vitamin D (UVD) it has been used the model proposed by McKenzie et al. (2009) that calculates the UVD from UVER measured data, ozone content and the solar zenith angle.

1. INTRODUCCIÓN

La radiación solar global está comprendida entre 280 y 2800 nm aproximadamente y se puede dividir en tres grandes bandas: a) Ultravioleta (UV) con longitud de onda menor de 400 nm, representa el 8% de la extraterrestre, b) Visible comprendida entre 400 y 770 nm, representa el 46.4% de la extraterrestre y por último la c) Infrarroja con longitudes de onda mayores de 770 nm y que representa del orden del 45.6% de la extraterrestre.

La componente ultravioleta se puede dividir en tres bandas: 1) Ultravioleta C, comprendida entre 100 y 280 nm, siendo absorbida totalmente por el ozono estratosférico de manera que no llega a la superficie terrestre, 2) Ultravioleta B (UVB), comprendida entre 280 y 320 nm, la cual tiene importantes efectos biológicos, negativos como el eritema solar y el melanoma, y positivos como la estimulación de la síntesis de la vitamina D en la piel, y por último la 3) Ultravioleta A (UVA), comprendida entre 320 y 400 nm, cuya intensidad que alcanza la superficie terrestre es muy superior a la correspondiente a la UVB aunque resulta menos perjudicial siendo sus efectos más importantes, el bronceado y envejecimiento de la piel.

La irradiancia ultravioleta eritemática (UVER) se define como la convolución entre la irradiancia espectral a nivel del suelo (I(λ)) y el espectro de acción del eritema humano (E(λ)), el cual mide el efecto relativo de la radiación UV en la piel. La irradiancia UVER (en W/m²) viene dada por la siguiente expresión:

$$I_{UVER} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I(\lambda) E(\lambda) d\lambda$$
 (1)

La irradiancia ultravioleta Vitamina D (UVD) se define como la convolución entre la irradiancia espectral a nivel del suelo y el espectro de acción de la síntesis de la vitamina D en la piel $(D(\lambda))$, el cual mide el efecto relativo de la radiación UV en la producción de vitamina D en la piel. La irradiancia UVD (en W/m²) se calcula mediante la siguiente expresión:

$$I_{vit.D} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I(\lambda) D(\lambda) d\lambda$$
 (2)

En las Figuras 1 y 2 se muestra la representación de la irradiancia espectral y la respuesta relativa frente a la longitud de onda, respectivamente.



Figura 1 – Irradiancia UVER y curva del espectro de acción del eritema hunano. (UVER irradiance and curve eryhema action spectrum).



Figura 2 – Espectro de acción de la síntesis de vitamina D en la piel. (*Curve of action spectrum synthesis of vitamin D in the skin*).

Se sabe que la radiación solar afecta a la salud humana debido a la componente ultravioleta que tiene efectos positivos, síntesis de la vitamina D en la piel, y negativos como el eritema, cataratas y daños en el ADN que pueden producir cáncer de piel (Godar et al., 2011). Por tanto, cuando en verano los niveles de radiación solar UV son altos se pueden producir efectos negativos, pero en cambio en invierno, pueden producirse deficiencias en la producción de vitamina D debido a los bajos niveles de radiación UV.

El bronceado de la piel, inducido por elevados valores del Índice Ultravioleta (UVI) en verano, puede disminuir la síntesis de la vitamina D ya que la pigmentación de la piel bloquea la penetración de la radiación UV.

En este trabajo, a partir de los datos medidos en Valencia de irradiancia UVER en el periodo 2003-2010, se han calculado los valores del UVI utilizando el modelo de McKenzie et al. (2009), y se han analizado sus valores en función de la época del año. Se ha estimado la radiación solar UV efectiva en la producción de vitamina D (UVD), analizando sus valores tanto diarios como estacionales.

2. INSTRUMENTACIÓN Y DATOS MEDIDOS

Las medidas de la irradiancia UVER se han realizado en el edificio del Departamento de Física de la Tierra de la Universidad de Valencia ubicado en el Campus de Burjassot (Valencia), (coordenadas 0°24' O, 39°30' N, 60 m sobre el nivel del mar), situado a 7 km al noroeste de la ciudad de Valencia, dentro de su área metropolitana. El período de medida de la irradiancia UVER utilizado en este estudio comprende los años 2003 a 2010.

Para medir dicha irradiancia UVER, sobre un plano horizontal, utiliza un Piranómetro YES UVB-1 (Sistema Yankee se Environmental Systems) con un rango de medidas de 280-320 nm. y una sensibilidad espectral cercana al espectro de acción del eritema. El UVB-1 se encuentra instalado en una plataforma horizontal, sin obstáculos ni sombras, en el edificio del Departamento de Física mencionado. La incertidumbre de calibración de este radiómetro es aproximadamente del 10% (Bais et al., 2001) La respuesta coseno según el fabricante es menor del 4% para ángulos cenitales solares por debajo de 55° (Ditcher et al., 1993). Este instrumento fue calibrado en el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. Esta calibración consistió en una medición en el laboratorio de la respuesta espectral del radiómetro, y una comparación con un espectrorradiómetro Brewer MKIII al aire libre (Vilaplana et al., 2006; Hülsen and Gröbner, 2007).

Debe tenerse en cuenta que el YES UVB-1 presenta errores no despreciables para elevados ángulos cenitales a menos que sea utilizada una matriz de calibración de doble entrada, ángulos cenitales-columna total de ozono (Vilaplana et al., 2006). Para un valor constante de ozono de 300 DU, el error dado por la matriz de calibración se mantuvo por debajo del 9% para ángulos cenitales menores de 70°. Una calibración adicional de este radiómetro se llevó a cabo en el Departamento de Física de la Tierra por comparación con un Optronic OL-754, espectrorradiómetro equipado con un doble monocromador con un rango espectral que se extiende desde 250 nm a 800 nm. Los valores dados por el Optronics se convolucionan con el espectro de acción de eritema y después se integra y se compara con los valores obtenidos con el UVB-1 (Cañada et al., 2008; Tena et al., 2009).

Los YES UVB-1 en su modo de operación estándar, miden irradiancia UVER cada segundo y a partir de estos datos se obtienen los valores de irradiancia en el intervalo temporal deseado, que después de las recomendaciones de la WMO y de la Acción COST 713, ha pasado de media hora a intervalos de un minuto en enero de 2001.

A mediados de los 80 y debido a la alarma social creada por la observación del crecimiento del agujero de la capa de ozono del Hemisferio Sur, se pensó en la necesidad de introducir índices para la predicción de las dosis de radiación UV incidente, cuya finalidad era facilitar información a la opinión pública sobre los niveles que alcanza dicha radiación sobre la superficie terrestre, sus efectos nocivos y los medios para protegerse. El índice más empleado es el índice relativo a la acción eritemática (UVI) de la radiación UVB. Las primeras predicciones se dieron en Australia en los años 90 (Roy et al., 1990) y Nueva Zelanda (McKenzie, 1998), basándose en los valores de la dosis eritemática mínima (MED) y del tiempo de exposición para provocar quemaduras, respectivamente.

Finalmente, en 1995 la Comisión Internacional de Protección frente a la radiación no ionizante (ICNIRP), en colaboración con la WHO (Organización Mundial de la Salud), la WMO (Organización Meteorológica Mundial) y la UNEP (Programa Medioambiental de las Naciones Unidas) elaboraron unas recomendaciones redefiniendo el índice de radiación ultravioleta (UV Index o UVI), de manera que éste debe entenderse como una unidad de medida y no sólo como un valor máximo diario (ICNIRP (1995), WHO (1995), WMO (1998)). El valor numérico del UVI se calcula a partir de la integración de la irradiancia UV para todas las longitudes de onda (hasta los 400 nm), y multiplicando el valor de la irradiancia UVER (expresado en W/m²) por 40. Finalmente se expresa el resultado mediante el número entero más próximo entre 0 y 16 (sin decimales).

La predicción del UVI se realiza en la actualidad por diferentes organismos en la Comunidad Valenciana como son la Generalitat Valenciana y la Agencia Estatal de Meteorología, que también la realiza en otros puntos de España, además de realizarse dicha predicción en otras universidades e institutos de investigación de España. Desde comienzos de este siglo se han formado redes de medida y predicción de la radiación ultravioleta, como es el caso de la Red de medida de la Comunidad Valenciana creada en el año 2001, por parte de la Generalitat Valenciana. También se han desarrollado campañas de predicción como la de Cataluña (Lorente et al., 2001), en la que se realizó la predicción diaria a partir de simulaciones de dos modelos de alta resolución (SBDART, STAR), que han demostrado su fiabilidad para distintos escenarios atmosféricos (Koepke et al., 1998).

Tabla 1 – Categorías de exposición en función del índice UV (WHO 2003). (Exposure categories based on UV Index (WHO 2003)).

Categoría	Valor numérico
Bajo	<2
Moderado	3-5
Alto	6-7
Muy alto	8-10
Extremo	11+

3. RESULTADOS

3.1.- Análisis del UVI en Valencia

En la Figura 3 se muestra la representación de las medidas semihorarias de la irradiancia UVER para el período 2003-2010 en la ciudad de Valencia.



Figura 3 - Evolución de la irradiancia UVER en Valencia en el período 2003-2010. (Evolution of UVER irradiance in Valencia in the period 2003-2010).

La evolución anual de la irradiancia UVER tiene una forma sinusoidal para días despejados, presentando un valor máximo cercano a 0.25 W/m^2 .

En la Figura 4 se representa la evolución del índice UV obtenido a partir de las medidas semihorarias de la irradiancia UVER del período 2003-2010 en la ciudad de Valencia. Dicha evolución es similar a la obtenida para la irradiancia UVER. Se observa, por ello, una variación estacional con valores elevados en los meses de verano, alcanzando valores cercanos a 10 los años 2007 y 2009, estando todos los veranos del período estudiado en la categoría muy alta de exposición según la Organización Mundial de la Salud (WHO, 2003). El ángulo cenital solar a las 12 h solares es el principal responsable de la variabilidad estacional del UVI.



Figura 4 - Evolución del índice UV en Valencia en el período 2003-2010. (*Evolution of UV index in Valencia in the period 2003-2010*).

En la Figura 5 se muestra el diagrama de frecuencias del UVI a las 12 h. solares para todos los días del período 2003-2010. Se observa que en Valencia, en el 35% de los días, el UVI es mayor de 6 (alto) y hay 30 días en los que el UVI es mayor de 9 (muy alto).



Figura 5 – Diagrama de frecuencias del UVI en Valencia en el período 2003-2010. (UVI frequencies diagram in Valencia in the period 2003-2010).

Además, si estudiamos el UVI según la estación del año, se observa que en verano el 72% de las medidas del UVI son mayores de 6 (alto), siendo el valor medio del UVI en verano de 6.6 ± 1.8 . En primavera, el 50% de los valores del UVI son mayores de 6 y su valor medio es 5.6 ± 2 . En la estación de otoño, el 71% de las medidas del UVI es menor de 3 (moderado) y su valor medio es de 2.4 ± 1.3 . Por último, en invierno el 84% de las medidas es menor de 3 y su valor medio es de 1.9 ± 1 .

3.2.- Análisis de la irradiancia UVD en Valencia

McKenzie et al. (2009) demostraron que aunque la irradiancia UVD no es directamente proporcional a la UVER, es posible estimar la UVD a partir de la UVER mediante un modelo conociendo el contenido de ozono en la atmósfera y el ángulo cenital solar (AZS):

$$UVD = R(ozono, AZS) \cdot UVER \tag{3}$$

Respecto a la función R, sus valores numéricos se han obtenido de la tabla de doble entrada (contenido de ozono en la atmósfera y el ángulo cenital solar) que figura en el Apéndice del articulo de McKenzie et al. (2009). Para cada pareja de valores de ozono y ángulo cenital, que son los datos de entrada de la tabla, se ha interpolado en dicha tabla, y se ha obtenido el correspondiente valor de R. Utilizando estos valores de R, se ha calculado para Valencia la irradiancia UVD a partir de las medidas de la irradiancia UVER en el periodo 2003-2010.

En la Figura 6 se muestran los valores de la irradiancia UVD calculados, según la expresión (3), a partir de la irradiancia UVER para el periodo 2003-2010.



Figura 6 - Evolución de la irradiancia UVD en la ciudad de Valencia en el período 2003-2010. (*Evolution of UVD irradiance in Valencia in the period 2003-2010*).

Si comparamos la representación de la irradiancia UVER con la irradiancia UVD se observa que, para valores altos de UVER, hay una cierta relación entre las dos variables, de manera que la UVD es aproximadamente el doble que la UVER. Sin embargo, para valores bajos de UVER (invierno) la proporcionalidad no se cumple.

En las Figuras 7 y 8 se muestra la evolución diaria de las irradiancias UVER y UVD en Valencia para un día de verano y otro de invierno, respectivamente, del período de estudio.

Irradiancias (W/m²) UVER y UVD frente hora solar Valencia, 20/7/2008.



Figura 7 - Evolución de la irradiancia UVER y UVD en Valencia para un día de verano. (Evolution of UVER and UVD irradiance in Valencia for a summer day).

Los valores máximos observados en verano son del orden de 0.35 W/m2 para la irradiancia UVD y 0.18 W/m2 para la irradiancia UVER.

Irradiancias (W/m²) UVER y UVD frente hora solar

Valencia. Día 22/1/2005



Figura 8 - Evolución de la irradiancia UVER y UVD en Valencia para un día de invierno. (Evolution of UVER and UVD irradiance in Valencia for a winter day).

Los valores máximos observados en invierno son del orden de 0.07 W/m2 para la irradiancia UVD, y 0.05 W/m2 para la irradiancia UVER.

Si representamos el cociente UVD/UVER frente a la hora solar para estos 2 días típicos de verano e invierno (Figura 9), se observa que la relación UVD/UVER es prácticamente constante y próxima a 2 en un día de verano, en cambio en invierno su valor es menor y varía en función de la hora solar, es decir, en función del ángulo cenital solar.



Figura 9 - Evolución de la relación UVD/UVER según la hora solar en la ciudad de Valencia. (*Evolution of the ratio UVD/UVER by solar time*).

4. CONCLUSIONES

A partir de los valores de irradiancia UVER se ha calculado el UVI para toda la base de datos (del 2003 al 2010) observándose que en Valencia el 35% de los días el UVI es mayor de 6 y hay 30 días en los que el UVI es mayor de 9.

Utilizando el modelo de McKenzie et al. (2009) se ha calculado la irradiancia UVD en el periodo 2003-2010.

Se observa que el cociente UVD/UVER varía en función de la época del año y de la hora del día, de manera que la UVD es aproximadamente el doble que la UVER en los meses de verano, mientras que en los meses de invierno la proporcionalidad no se cumple y es función del ángulo cenital solar.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias al apoyo del Ministerio de Economía y Competitividad, proyecto CGL2010-15931/CLI y a la Generalitat Valenciana dentro del proyecto Prometeo/2010/64.

6. REFERENCIAS

- Bais, A., C. Topaloglou, S. Kazadtzis, M. Blumthaler, J. Schreder, A. Schmalwieser, D. Henriques and M. Janouch (2001): Report of the LAP/COST/WMO Intercomparison of Erythemal Radiometers, Thessaloniki, Greece, 13-23 September 1999. WMO-GAW report, No. 141, (WHO TD No. 1051), Geneva.
- Cañada, J., A.R. Esteve, M.J. Marin, M.P. Utrillas, F. Tena and J.A. Martinez-Lozano (2008): "Study of erythemal, UV(A+B) and global solar radiation in Valencia (Spain)". *International Journal of Climatology*, 28, 693-702.
- Dichter, B.K., A.F. Beaubien and D.J. Beaubien (1993): "Development and Characterization of a New Solar Ultraviolet-B Irradiance Detector". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 337-344.
- Godar, D.E., S. J. Pope, W. B. Grant and M. F. Holick (2011): "Solar UV doses of adult Americans and vitamin D₃ productio". *Dermato-Endocrinology*, **3**, 243-250.
- Hülsen, G. and J. Gröbner (2007): "Characterization and calibration of ultraviolet broadband radiometers measuring erythemally weighted irradiance". Appl. Opt., 46, 5877-5886.
- ICNIRP (1995) International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection: "Global solar UV index, WHO/WMO/ICNIRP recommendation". ICNIRP publication, nº 1/95, Oberscheleissheim.
- Koepke P, Bais A, Balis D, Buchwitz M, De Backer H, de Cabo X, Eckert P, Eriksen P, Gillotay D, Koskela T, Lapeta B, Litynska Z, Lorente J, Mayer B, Renaud A, Ruggaber A, Schauberger G, Seckmeyer G, Seifert P, Schmalwieser A, Schwander H, Vanicek K, and Weber M (1998):
 "Comparison of models used for UV index calculations". *Photochem. Photobiol.*, 67, 6, 657-662.
- Lorente J, de Cabo X, Capmany E and Martinez-Lozano JA (2001): "Resultados de la campaña de prediccion del indice UV en Cataluña". *XV Reunión del Grupo Español de Fotobiología*, Valladolid 2 y 3 de Febrero de 2001.
- McKenzie, R.L., J.B. Liley y L. O. Björn (2009): "UV Radiation: Balancing Risks and Benefits". *Photochemistry and Photobiology*, 85, 88-98.
- McKenzie, R.L. (1998): "UV information in New Zealand". W.M.O. Global Atmosphere Watch nº 127, 131-133.
- Roy, C.T., Gies H.P. and Graeme E. (1990): "Ozone depletion". Science, 327, 235-236.
- Tena, F., J.A. Martinez-Lozano, M.P. Utrillas, M.J. Marin, A.R. Esteve and J. Cañada (2009): "The erythemal clearness index for Valencia, Spain". *International Journal of Climatology*, 29, 147-155.
- Vilaplana, J.M., V.E. Cachorro, M. Sorribas, E. Luccini, A.M. de Frutos, A. Berjón and B. de la Morera (2006): "Modified calibration procedures for a Yankee Environmental System UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer". J. Photocem. Photobiol., 82, 508-514.
- WHO, World Health Organization (1995): "Protection against exposure to ultraviolet radiation". *Report WHO/EHG/95*, 17, Geneva.
 WHO (2003). Índice UV Solar Mundial: Guía Práctica (versión en
- WHO (2003). Indice UV Solar Mundial: Guía Práctica (versión en castellano), 28 pp. Organización Mundial de la Salud (WHO), Organización Meteorológica Mundial (WMO), Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (UNEP) y Comisión Internacional de Protección contra la Radiación no Ionizante (ICNIRP), Ginebra. http://www.who.int/uv.
- WMO (1998): "Report WMO-WHO/ meeting of experts on standardization of UV indices and their dissemination to the public". W.M.O. Global Atmosphere Watch nº 127.

Measuring the atmosphere properties with a high resolution Cosmic Ray detector

Juan A. Garzón⁽¹⁾, José Collazo⁽¹⁾, Georgy Kornakov⁽¹⁾, M. Angeles López Agüera⁽²⁾, Vicente Perez Muñuzuri⁽³⁾, Juan Taboada⁽³⁾

⁽¹⁾ LabCAF, Dpto. Física de Partículax. Univ. de Santiago de Compostela, E-15782 Santiago de Compostela, juanantonio.garzon@usc.es
 ⁽²⁾ Grupo de Aplicaciones Energéticas Sostenibles. Univ. de Santiago de Compostela, E-15782 Santiago de Compostela.

⁽³⁾ Meteogalicia, Xunta de Galicia, E-15707 Santiago de Compostela.

SUMMARY

Modern detectors based on RPCs (Resistive Plate Chambers) did become very popular in big experiments on Particle and Nuclear Physics because of the good performance they offer at an affordable price.

Cosmic rays consisting mainly on protons and light nuclei, with energies up to 10^20eV are impinging permanently to the Earth atmosphere where they produce the so called secondary cosmic rays; these particles may later be detected at the Earth surface. Depending on their energy, the cosmic rays are affected either by the solar wind, the terrestrial magnetic field or the atmosphere allowing the analysis of those effects.

Preliminary results on the measurement of the cosmic rays with RPC detectors seem to show that a small volume detector, with good position granularity and a time resolution of the order of ~100 ps, would allow to estimate the rates of the cosmic rays at different energy intervals and, as consequence, estimate the contribution of the different effects.

Recently, we have taken the initiative of installing in the University of Santiago de Compostela an RPC detector, having a volume of 2m³ aiming to go deeper in the analysis of the cosmic ray properties and to verify that it is possible to carry out the measurement of atmospheric properties.

1. INTRODUCTION

One hundred years after their discovery, cosmic rays are still a permanent source of unknowns. Although we have learn a lot about their properties and the energy they have, we don't know yet where and how are they produced or how do they reach their huge energies that some of them show when they arrive to the Earth surface.

Most of the cosmic rays are protons and light nuclei although there is some contribution of medium and heavy elements, specially of the iron nuclei. Their energies range from almost the rest up to a few joules. The less energetic ones, below a few GeV, are produced in the Sun and arrive to the Earth surface as a part of the solar wind. Some times, when the Sun produces a so called Coronal Mass Ejection (CME), the protons may reach energies up to tens of GeV or even, sometimes, about 100 GeV. Above those energies, cosmic rays are produced either in our galaxy or in other galaxies; we classify both as galactic cosmic rays (GCR). Taking into account the size of our galaxy and the mean value of the magnetic field we may assume that cosmic rays below 10¹⁷ GeV are not able to leave the galaxy and keep confined in it. The cosmic rays above that energy may only be explained as having extragalactic origin. A very interesting effect is that the solar wind does interact with the galactic cosmic rays, modulating their arrival flux. Then, in periods of high solar activity the solar wind screens the galactic cosmic rays and a significative decrease of them is seen.

Fig. 1 shows the flux or cosmic rays arriving to the Earth surface as a function of the energy. Below a few GeV, most of the cosmic rays are produced in the Sun and hence, the flux depends on the solar activity. At this energy, the rate is of about $10^3/m^2$.s and they are usually measured indirectly using satellites or detectors that measure the neutrons produced when they collide in the top of the atmosphere. Above that energy and up to ~ 10^{15} eV, cosmic rays are measured mainly using detectors placed in satellites or in balloons. Above that energy, the rate of cosmic is so small that they have to be measured at the Earth surface using big arrays of detectors.

2. THE COSMIC RAYS AND THE ATMOSPHERE

It is well known that the temperature of the atmosphere, specially that at the highest altitudes, affects the measurement of the Cosmic Rays at the Earth surface. This effect on the secondary Cosmic Rays was already reported at the thirties of the last century and was very deeply analyzed by A. Duperier (1941). More recently, Ambrosio et al. (1997) reported a very significative correlation between the rate of muons measured about 1km underground in the MACRO experiment and the seasonal variations of the temperature in the atmosphere.



Fig.1. Energy spectrum of the primary Cosmic Rays.

The effect has also been seen later even in primary cosmic rays of the highest energy as the ones measured by the P. Auger observatory, J. Abraham et al. (2009), where the seasonal effects have been seen in Cosmic Rays up to $E{\sim}10^{20}$ eV.

More recently, a very interesting result has been reported by the MINOS experiment at the SOUDAN mine in Minnesota, S. Osprey et al (2009). This experiment, that is placed about 700m underground (~ 2100 m.w.e. or meters water equivalent), has measured the flux of cosmic muons above an energy threshold of E>700MeV. They have compared that flux wit the effective temperature of the atmosphere, defined as a weighted average that takes into account the distribution of altitudes where the mesons which cause the measured muons occur. They have found that there is a very close correlation between both magnitudes.

Most of these effects can be easily understood looking at how the secondary cosmic rays are produced in the atmosphere. Primary cosmic rays arriving to the Earth atmosphere having energies above a permanent watch of the variations of the temperature of the low

stratosphere would allow to improve very significantly the mid and

long term weather forecast.

several tens of GeV do interact with the atoms of the atmosphere producing mainly nucleons and light mesons, as pions and kaons. All these particles may later either interact with other nuclei or decay producing other secondaries like muons, electrons and photons. Depending on the energy of the primary particle and, as a consequence, of the number and energies of the secondaries produced, the process may be repeated several times giving rise to an extended air shower (EAS). Later, some of the particles are absorbed in the air and the remaining ones arrive to the Earth surface where they can be detected.



Fig. 2 - Muon rate and Effective temperature measured by the MINOS experiment at the Soudan mine in Minnesota (USA). Both independent measurements show a very significative correlation. S. Osprey et al. (2009)

The atmosphere properties may affect the measurements of cosmic rays in several ways. When the temperature of the high atmosphere (above the tropopause, at ~15km height) increases, the density decreases and so does the interaction probability. Then, cosmic rays have a bigger chance to arrive deeper in the atmosphere and then the total number of secondaries arriving to the ground tend to be bigger. When that temperature decreases, there appear two competitive processes related with the muon production and with the muon arrival to the ground: pions (or kaons) produced in the heigh atmosphere have a chance of either decaying, producing a muon, or colliding with a nucleus producing new particles of lower energy. Later, a muon produced in any of this processes may disappear, decaying in an electron and a couple of neutrinos, or may arrive to the ground.

The contribution of these processes have been very well studied in the past and have been recently updated by A.N. Dmitrieva et al. (2011). According to these authors all those effects can be summarized in a single weighting function $W_T(\text{Emin},X,h,\vartheta)$, or DTC (Differential Temperature Coefficient), that informs about how much a layer of the atmosphere at a height h contributes to the change of the flux of muons arriving with a zenith angle ϑ , with energy greater than Emin, at an observation level X. Fig. 3 shows the behavior of the Differential Temperature Coefficients as a function of the atmospheric heights, for muons of different energies at the sea level, arriving in the vertical direction.

The behavior of the coefficients show how the flux of the muons with the highest energies is very sensitive to the temperature of the stratosphere (h >0.2atm). Or, very small changes of the temperature of the stratosphere may affect very significantly the flux of high energy muons arriving to the ground. It means that, in principle, a detector being able to estimate the flux of the very high energy muons at the ground, together with an appropriate model of the temperatures profile on top of the detector (or just the mean value of that profile measured previously) could be used to measure the changes of the temperature of the stratosphere. This is a very important challenge because it is well known how the dynamic of the low stratosphere affects dramatically the weather and the climate changes in the troposphere; Baldwin M.K. et al. (2007). A good and



Fig. 3 - Differential Temperature Coefficients DTC as a function of the atmospheric depth for muons arriving vertically to the sea level with different energies; A.N. Dmitrieva et al (2011).

3. THE TIME AND DENSITY MICROSTRUCTURE OF COSMIC RAY AIR SHOWERS

Shower transport along the atmosphere is also a well known process that has been well approximated using both accurate measurements and simulation programs. As a consequence, it is well known that the higher energy muons arrive close to the core and forming small angles with the axis of the shower. Also the muons with highest energies arrive near the v=c front of the shower. The lower energy muons will arrive later, preferentially in the tails of the shower. Then, theoretically, the rate of the fast and slow muons can be estimated with a detector or a set of detectors being able to measure faithfully both the time profile and the density of the particles impinging to the detector.



Fig.4 Rough comparison between high energy and low energy showers. In both cases, the time width is a function of the distance to the core. High energy showers have bigger densities at comparable distances.

The mean properties of the showers of secondary cosmic rays when they arrive to the Earth surface are well known. Some of the most representative are the following (see Fig. 4):

- The time width $\sigma_t(r)$ of a shower increases very significantly with the distance r to the axis of the shower (the core) and is quite independent of the energy of the primary cosmic particle. This behavior was parameterized by J. Linsley (1985) in the form:

$$\sigma_t(r) = \sigma_{t0} \left(1 + \frac{r}{r_t} \right)^t$$

where the parameters take the value: σ_{to} = 2.6 ns, r_t=30m and β =1.5.

- The density of particles of a shower, at a given distance to the core, depends on the size (no. of particles) of the shower and the distance in the form:

$$\rho(r, N_0) = \epsilon \cdot N_0 \cdot r^{-n}$$

where both, ε and n, depend on the mass of the primary cosmic ray. For a proton, $\varepsilon = 0.00053$ and n = 1.5.

- The energy of the primary cosmic ray is related to the size of the shower by:

$$E_0(N_0) = \alpha \cdot N_0^b$$

where, according to A.M. Hillas (1975), for protons $\alpha = 2.217 \cdot 10^{11}$ and b= 0.798.

Finally, using all these parameterizations it is possible to get the energy of the primary cosmic ray as as function of both the time width and the density of particles measured by a single detector. The final relationship is:

$$E_0 = \alpha \left[\frac{\rho}{\epsilon} \left(r_t \left[\left(\frac{\sigma_t}{b} \right)^{1/\beta} - 1 \right] \right)^n \right]^t$$

The inner properties of the cosmic ray showers have been recently analyzed by the HADES Nuclear Physics experiment at the GSI (Darmstadt, Germany); A. Blanco et al. (2012). Using cosmic ray data taken during the commissioning of the RPC (Resistive Plate Chambers) time of flight wall, they have had the opportunity of looking inside the front of the cosmic showers with a joint position (~cm2) and arrival time resolution (<100ps) never used together before for analyzing cosmic rays at the Earth surface.

Fig. 5 shows the setup used for taking the data. Two RPC detectors, of about 1.25m2 surface were stacked one on top of the other at a distance of ~33cm. Cosmic rays were measured making a trigger between coincidences of at least a hit in the upper and in the lower sector. Tracks can be reconstructed matching hits in both detectors and asking for having a velocity compatible with the speed of light. Among more than half a million cosmic ray data, a sample of about 40 millions of events, taken under very stable conditions, were chosen for a careful study of showers.

Fig. 6 shows a plot representing the time width, defined as the time difference between the arrival times of the first and the last particle in an event, versus the multiplicity of the event. The measured times have been corrected to take into account the arrival direction of the shower, estimated as the mean direction of all the arrival particles; the multiplicity has not been corrected by any kind of acceptance.

The overall shape of the plot can be easily understood in the framework of our understanding of the cosmic ray showers explained above. Small time widths and high multiplicities, like the events seen in the bottom-right corner should correspond to high energy showers having arrived to the ground relatively near the detector. Bottom-left corner should correspond to very low energy showers (starting in a few GeV) having very small multiplicity near the core. The top-left corner correspond to very high energy showers having arrived very far away from the detector and having, as a consequence, a very big width and very small density (see Fig. 4).

Fig. 6 shows also the lines corresponding to the is-energy curves using the parameterization given above, that relates the time dispersion of the shower as a function of the particle density.



Fig. 5 - Setup for taking cosmic ray data with couples of RPC detectors of the HADES low angles TOF wall at the GSI (Darmstadt). A. Blanco et al. (2012).

It is very important to stress out that those lines do not correspond exactly to the magnitudes represented in the axis of the figure. The horizontal axis should be scaled by a factor that depends on the arrival direction of the shower and the vertical axis should be modified to represent standard deviation of the time. Also another unknown factor should be included to take into account that, given the small size of the RPC detectors, they would provide systematically lower time dispersion that the ones that were used by the different authors to get the represented parameterizations. It is also very important to comment that all the parameterizations given above were developed for showers with energies greater than about 10^{16-17} eV and their validity at lower energies is very limited. By these reason, we have initiated MonteCarlo studies to estimate new parameterizations that are valid for energies between ~ 10^{11} eV and 10^{16} eV.



Fig. 6 - 2D plot showing the time difference between the first and the last particle of the shower as a function of the multiplicity for a selected period. The plot belongs to A. Blanco et al. (2012). The different lines drawn are explained in the text.

Some problems for getting such parameterizations are on one hand that existing MonteCarlo algorithms have their limitations and depend very much on the reaction model used for the nuclear collisions. On the other hand, no systematic measurement exist of air showers at the ground for energies below $\sim 10^{14}$ eV.

Several well known features may allow to make some interesting guess about the position of the muons in the density-time chart. The higher energy muons are produced by high energy cosmic rays and, as a consequence, they are present only in big size showers. Inside a shower the higher energy muons arrive close the core of the shower and the highest energy muons tend to arrive close to the front side. On the contrary the lower energy muons should arrive very far away from the core and very delayed respect to the front particles.



Fig. 7 - 2D plot showing the time difference between the first and the last particle of the shower as a function of the multiplicity for a selected period. The different lines drawn are explained in the text.

As a consequence, we may expect that a detector having enough granularity, for measuring the particle density, and enough time resolution, to measure both the arrival time of each particle and the time width of the cluster of particles, would provide estimates of both the energy of the primary and the energy of the secondary muons. Further studies are on the way to determine how well may the energy of the muons be estimated as a function of the size and the time resolution of the detector: a bigger detector will measure more particles and will provide a better estimation of the arrival time of the front of the shower than a small one, providing also a better estimation of the time delay of the particles with respect to the front of the shower. A good time resolution is needed for a better estimation of the arrival time of the fastest particles.

Another important feature to be asked to the detector is to have the capability of making track reconstruction. Only with such property, the arrival direction of all the measured particles may be used to estimate the arrival direction of the shower and to correct both the measured particles density and the time dispersion of the shower. Also, more work is on the way to estimate, using a MonteCarlo algorithm, the mean position in the density-time chart of the muons of different energies, depending on the energy of the primary cosmic ray.

Finally, it is important to realize that, as the Fig. 3 shows, the DTC coefficients for high energy and low energy muons behave in the opposite way. It means that, when the rate of high energy muons grows at the Earth surface as a consequence of the increasing of the temperature of the stratosphere, the rate of the lower energy muons will decrease. But, as muons with energy below \sim 5 GeV are very frequent (80% of the total), the increase of high energy muons will come together a big decreasing of the low energy muons.

4. THE RPC TRACKING DETECTOR OF THE LabCAF, IN THE USC.

As has been shown in the analysis of the HADES RPC wall, such detector technology offers several features that make them a very good candidate for testing the possibility of analyzing the stratosphere properties doing an accurate measurement of the muons flux at the Earth surface. Specially, timing RPCs offer an outstanding time resolution at a very affordable price.

For testing the previous ideas we have undertaken the initiative of installing in our laboratory, at the Faculty of Physics of the Univ. of Santiago de Compostela, a small detector (1x2x1m3) to start a systematic analysis of cosmic ray showers with a very good granularity an extraordinary resolution in time. It is based on the TRASGO philosophy already presented in D. Belver et al. (2012).



Fig. 8 - Setup of the 2 RPC planes detector that will be installed in our laboratories at the Faculty of Physics of the USC. An example of an occupancy problem is shown.

Two 1x2m2 two-gap RPC planes will be stacked on top of each other at a distance of 1m. The RPC planes will be built at LIP-Coimbra with the same technology they are developing for the P. Auger observatory; P. Assis et al. (2011). They will be readout by 3cm wide strips offering an efficiency of ~90% and a time resolution of ~100ps. Crosstalk will be not limited and, as a consequence, high multiplicity events will be suppressed.

The constraints imposed by the crosstalk do not limit dramatically the goals of the initiative. On the one hand as it is shown in A. Blanco et. al (2012), more than 98% of the events correspond to multiplicities lower than 3, that wont be affected too much by the crosstalk. On the other hand, according to Fig. 3, the muons that are more sensitive to the temperature of the stratosphere are those with energies above ~100GeV. Following Kaye&Laby (2012), the total number expected every day of such muons is ~4 \cdot 104 /m2.

There is another interesting feature to take into account: according to T.K.Gaisser (1973), the so called "response function", i.e. the function that provides the probability that a cosmic muon of a given energy Eµ has been produced by a primary cosmic of an energy E0 has its maximum at about E0 \sim 12 Eµ and the factor decreases for increasing energies. It means that most of the muons with energies between, let say 100GeV and 1TeV will be produced by primaries of energy E0 in the range (1012 -1013)eV, where not very high multiplicities will be expected. As has been also pointed out by A. Blanco et al. (2012), about 84% of the events recorded by Hades had multiplicity equal to 1 and about 12% of those events had a multiplicity between 2 and 3. Only a 1% of all the events they recorded with a coincidence trigger of the two planes had a multiplicity bigger than 5. A naive extrapolation of this ratios to the rates expected using the tables of Kaye tell us that we may expect more than 5000 events/m2 per day, most of them in the low energy showers region. We compensate the acceptance corrections ($\sim 50\%$) with the factor 2 that we gain having a detector of a surface of 2m2. Also, we can gain more acceptance in the future making smaller the distance between the RPC planes (in Hades was ~33cm).

Although the estimated statistic is about 5 times bigger than the one used by MINOS our approach offer some disadvantages and advantages. The MINOS experiment is deeply underground and the sample of muons they get is very clean. However they loose all the information carried out buy the low energy muons. On the other hand, has been already pointed out before, our setup may get information about the changes on the rate of both very high and very low energies. As they behave in an opposite way respect the changes in the temperature a detector placed at the Earth surface offers the chance of looking for anticorrelations between high energy (fast) and low energy (slow) muons; this mechanism may allow to compensate other sources of inaccuracies. Even, with a good parameterization of the curves shown in the figure it can not be ruled out that a single muon detector may perhaps in the future be able to estimate the temperature profile of the column of air just on top of the detector. But, before, all the necessary mathematical algorithms must be developed.

Each plane of the detector will be instrumented by 64 channels of the front end electronics (FEE) that has been designed for the HADES RPC wall; D. Belver et al. (2010). Both planes will be readout by a TRB.V2 board, developed at the GSI and that is described in I. Fröhlich et al. (2008). The board offers 128 100ps/bin-time resolution channels for LVDS logic level input signals, like the ones produced by the FEE. It is controlled by an embedded processor which cares also of the input/output via an Ethernet link, making the storage and handling of data very simple. TRB boards can be easily connected in serial with an optical link allowing for an easy expansion of the detector in the future, just adding more RPC planes and more boards.

The detector will be installed at the Faculty of Physics of the University of Santiago de Compostela, at ~100m of a weather station of Meteogalicia that will provide the main atmospheric variables, temperature and pressure, needed to make the necessary correction to the measured rates; see Fig. (9). Once the detector reach to work in stable conditions, after determining all the acceptance and efficiency corrections, we foresee to improve the analysis using the information provided by the weather balloons launched every week



Fig. 9. Foreseen location of the detector, at the Campus of the University of Compostela, near a weather station of Meteogalicia. by Meteogalicia.

The particle reconstruction will be performed using a new powerful and fast reconstruction algorithm called TimTrack, developed by J.A. Garzón et al (2010). This algorithm has been designed specifically to take advantage of the good time resolution provided by the RPCs. The algorithm reconstructs in one step the six parameters defining the movement of the particle (two coordinates, two slopes, the arrival time and the velocity of the particle) using directly the times read out at the strips and their coordinates. Such algorithm will allow an easy a fast rejection of bad track candidates doing cuts in the reconstructed velocity and rejecting those combinations of hits offering velocities very different than the speed of light.

Finally, the separation between electrons and muons will be performed analyzing the charge of the signals produced in the RPCs.

Proceedings

Although this kind of detector doesn't work in a proportional mode, cosmic rays are composed mainly by either very high energy muons or very small energy electrons that offer very different ionization properties in the gas of the cells. Then a quite reasonable statistical separation of electrons and muons will be possible looking at the charge spectrum.

5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

Primary cosmic rays impinging on the Earth surface have a large a variety of properties: mass, direction, energy. However, the extended air shower of secondaries produced in the high atmosphere and propagated to the ground offer very characteristic patterns, mainly in their total density of particles, lateral density of electrons and muons and in their respective time arrival distribution. There are evidences that a detector able to measure the density of particles and the distribution of their arrival time may provide an indirect estimate of the rate of muons of different energies impinging to the detector.

Although that estimate may be affected by relative big uncertainties, such possibility is, in our opinion, of big interest. Taking into account that about 70% of the muons arriving to the sea level have an energy bigger that 1GeV and that they are very penetrating particles, the other alternative to measure the energy of those muons is using intense magnetic fields and good tracking detectors; but this is very expensive solution. On the other hand, taking into account that muons of different energies are affected in different way by the different temperature of the different layers of the atmosphere, specially at the stratosphere (a very interesting region due to climatic reasons), the detector we are developing may offer a very interesting way of making radiographies of the atmosphere in a quit simple way and at a very low price. In any case, a lot of work is still to be done and a lot of problems are still to overcome in front of us.

6. ACKNOWLEDGMENTS

We are very grateful to all the members of the HADES RPCteam who made the RPC wall work and that make possible to take the commissioning data of cosmic rays that we refer to in this article. Specially, we thank our colleagues from the LIP in Coimbra (Portugal), in particular Prof. Paulo Fonte, for providing us the planes of RPC cells that we will use in the detector and also for the many fruitful discussions we had about our project during the last years. We thank also our colleagues from the Digital Electronics Group, in particular Dr. Michael Traxler, for providing us the TRB.V2 we need for taking data with our detector. And we thank Dr. Diego González Díaz, now at the Univ. of Zaragoza, for all the discussions we had in the past that allowed us to improve the basic ideas of our initiative. Finally, we thank our colleague of the Nonlinear Physics Group of the Univ. of Santiago, Gonzalo Míguez Macho, for all the discussions we held related to the relationship between the stratosphere and the weather evolution.

7. **BIBLIOGRAPHY**

Abraham J. et al. (2009): "Atmospheric effects on extensive air showers observed with the Surface Detector of the Pierre Auger Observatory". arXiv:0906.5497v2. Ambrosio M. et al. (1997). "Seasonal variations in the underground muon intensity as

seen by MACRO. Astrop. Phys. 7,109-124. Assis P. et al. (2011). "R&D for an autonomous RPC station in air shower detector

arrays". Proc. of 32 ICRC, Baldwin M.P. et al. (2007). "How Will the Stratosphere Affect Climate Change?"

Science 316, 1576-1577. Belver D. et al (2010). "Performance of the Low-Jitter High-Gain/Bandwidth Fron-End

Electronics of the HADES tRPC Wall". IEEE Trans. Nucl. Sci. 57, 8248-2856

Belver D. et al (2012). "TRAGO: A proposal for a timing RPCs based detector for analyzing cosmic ray air showers". Nucl. Inst.& Meth. A661, S163-167 Blanco A. et al (2012). Analysis of the front structure of EAS with the HADES tRPC

wall. Proc. of Science. RPC2012, Frascatti, Italy. Dmitrieva A.N. et al. (2011). "Corrections for temperature effect for ground-based muon

hodoscopes. Astrop. Phys. 34, 401-411.

Duperier A. (1941). "The Seasonal Variations of Cosmic-Ray Intensity and Temperature of the Atmosphere". Proc.R.Sco.Lond. A, 177, 204-216.

Fröhlich I. et al. (2008). "A General Purpose Trigger and Readout Board for HADES and FAIR-Experiments". IEEE Trans. Nucl. Sci. 55, 59-66. Gaisser T.K. (1973). "Calculation of muon yields, response function and sea level

Gaisser T.K. (1973). "Calculation of muon yields, response function and sea level integral energy spectrum using recent accelerator data and Feynman scaling". Proc. of 13th. ICRC, Denver (USA). Garzón J.A. & Cabanelas, P. (2010). "TimTrack: A matrix formalism for a fast time and track reconstruction with timing detectors". Nucl, Inst. & Meth. V661, S210-S213. Hara et al. (1983). "Characteristics of a Large Air Showers at cost between lkm and 2km". Proc. of 18th. ICRC, 276
Hillas A.M. (1975)." Some recent development in cosmic rays". Phys. Rep.C 20, 79

Kaye & Laby (2012). "Tables of Physical & Chemical constants".http://www.kayelaby.npl.co.uk/general_physics/2_7/2_7_7.html.
Linsley, J (1985). "Mini and Super Mini Arrayd for the study of Highest Energy Cosmic Rays". Proceedings 19th ICRC, 434
Osprey S. et al. (2009). Sudden strafospheric warmings seen in MINOS deep underground muon data. Geoph. Res.Lett. 36, L05809.

On homogenization of Portuguese meteorological and geophysical data

Anna L. Morozova⁽¹⁾, Paulo Ribeiro⁽¹⁾, Maria Antónia Valente⁽²⁾ and M. Alexandra Pais⁽¹⁾

⁽¹⁾Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, University of Coimbra, Coimbra, (anna_m@teor.fis.uc.pt, pribeiro@ci.uc.pt, pais@fis.uc.pt)

⁽²⁾ Instituto Dom Luiz, University of Lisbon, Lisbon, mavalente@fc.ul.pt

SUMMARY

The Geophysical Institute of the University of Coimbra (IGUC) has a long history of meteorological and geomagnetic observations. At the moment, digitized series of temperature parameters (minimum, maximum and mean temperature) are available from 1865 to 2005 on monthly timescale and from 1941 to 2005 on daily timescale. The geomagnetic K-index computed in IGUC is also available in the digital format starting from 1952 up to 2005 on monthly timescale. The original data series contain artificial shifts due to the changes in the instruments, instruments positions, measurement procedures and calculation methods. Therefore, a systematic study of the homogeneity level of the historical meteorological and geomagnetic data series and subsequent correction for artificial shifts is needed. This study has been performed using a number of absolute and relative homogeneity tests. As a result, the homogenized temperature and K-index series measured in IGUC are considered to be free of artificial shifts with significance of 95%, at least.

1. INTRODUCTION

Long instrumental records provide very important information about variability of measured parameters, their trends and cycles. Unfortunately, long-term series often contain inhomogeneities caused by a number of non-natural factors that can provide unrealistic trends, shifts and jumps. These inhomogeneities are originated by changes in instruments, instruments positions, measurement procedures and calculation methods. Such inhomogeneities, which we call 'artificial', without a doubt, have to be detected and corrected, and only after that, the data series may be used in scientific studies.

The Geophysical Institute of the University of Coimbra (IGUC) was founded as a meteorological and magnetic observatory in 1864. Currently, some of these long records of meteorological (since 1864) and magnetic (since 1866) data are available in digital format. However, these series need to be used with care because they contain uncorrected inhomogeneities caused by the changes in the instruments, in station location, and introduction of new methods for primary data processing that unavoidably took place during this long period. The main goal of our work was the detection of such inhomogeneities and their correction.

The difficulty of this task is complicated additionally by the fact that not all inhomogeneities present in the data series are of artificial origin. The meteorological and geomagnetic data have homogeneity breaks that originate from "real" environmental changes: e.g. volcanic aerosol ejections or abrupt changes of atmospheric and/or oceanic circulation for meteorological series or changes in the geomagnetic fields due to internal (e.g. secular variation impulses or jerks) and external (solar activity) processes. The artificial inhomogeneities have to be separated from the others, and this task can be done using the metadata - the record of station re-locations, changes in station environment, in the instrument park, in observation routines, applications of new formulae to calculate means etc. The metadata can provide precise information about the dates of occurrence and explanations for artificial homogeneity breaks and consequently have to be used in any homogenization procedure (see Venema et al. (2012) for thorough discussion).

2. HISTORY REVIEW AND METADATA

Meteorological records used in this study contain monthly minimum (Tmin) and maximum (Tmax) temperature and their annual means measured at IGUC from 1865 to 2005. Monthly mean data have been obtained by the averaging of the daily mean data. According to IGUC logbooks, the meteorological station remained in the same location – the instrument's park of IGUC – for the whole period. However, there were two more or less significant changes in the instruments location in 1922 and 1933; besides that, the standard Stephenson's shelter was installed in 1922 and in 1950 the thermometer height increased by 0.3 m.

In this study we also used the K-index series which are available in digital format on monthly timescale from January 1952 to December 2005. The K-index is a local geomagnetic index that is (non-linearly) related to the amplitude of geomagnetic disturbances measured locally in the horizontal components of the field and which shows solar activity effects on the Earth's magnetic field (e.g. Menvielle et al., 2011). It is calculated on the basis of the geomagnetic field disturbance level during every 3-hour period. The K-index ranges from 0 (quiet) to 9 (greatly disturbed). Each activity level relates almost logarithmically to its corresponding disturbance amplitude. The weighting average of the K-indices scaled at 13 selected worldwide distributed observatories gives Kp - a "planetary K-index".

According to IGUC logbooks, there were at least two significant changes that could have affected the homogeneity of the K-index records: in January of 1980 the original suspension quartz wire of the H magnetograph was broken and replaced by a tungsten wire. Afterwards, in June of 1985, a new method to calculate the K index scales was introduced by a new observer.

3. HOMOGENIZATION PROCEDURE

The inhomogeneities that arise due to instrumental or environmental changes are, as a rule, shift-like (step-like) or trendlike. The simplest way to detect the shift-like inhomogeneities is a visual analysis, preferably by an experienced person. It is clear, however, that this method is very subjective and can be used only as an initial part of the analysis, providing information about "suspicious" periods. After the visual analysis, objective statistical methods accepted by the scientific community, have to be used to detect the presence and probable date of inhomogeneities (Venema et al., 2011). In this study we applied three of the most commonly used methods, which are the standard normal homogeneity test (SNHT; Alexandersson and Moberg, 1997), the Buishand cumulative deviation test (Buishand, 1982) and the non-parametric rank Pettitt test (Pettitt, 1979). These methods estimate not only the level of inhomogeneity of the tested series, but also detect the highly probable homogeneity break points. The Pettitt test was used only for homogeneity tests of meteorological data. The homogeneity breaks detected by the homogeneity tests were compared to available metadata and only breaks that coincide with known dates of instrumental changes were corrected.

The correction procedure is applied to the data series backward in time, starting from the most recent break, so that all data are corrected in line with the conditions of the most recent homogeneous part of the data series: a period ranging from the last homogeneity break to the end of the series. The most usual way to correct artificial (non-climatic or non-geomagnetic) breaks begins with the calculation of the means of the studied parameter during some time before and after each of the breaks. The adjustment value is the difference between these means. In our study we calculated the corrections in a way that fulfill the following conditions: maximization of the number of the corrected monthly series that 1) do not have significant peaks in homogeneity tests statistics around the dates of artificial homogeneity breaks, 2) do not increase the centered root mean square errors (CRMSE) of the corrected series compared to the CRMSEs of the original data. CRMSEs are calculated using a number of reference series (see Taylor (2001) and Venema et al. (2012) for discussion).

4. METEOROLOGICAL DATA

The following temperature parameters have been analyzed: minimum monthly temperature (Tmin), maximum monthly temperature (Tmax), temperature range (DTR)

 $DTR = T \max - T \min$ and monthly average temperature (averT)

$$aver T = (T \max + T \min)/2$$
⁽²⁾

(1)

Twelve monthly temperature series were tested and corrected separately. The individual corrections for all 12 months were smoothed by 3 months moving average to provide a more or less smooth annual cycle of the correction values. Corrected annual series were calculated from corrected monthly series. The reference series used to calculate CRMSE are previously homogenized temperature series measured in Lisbon and Porto (see full descriptions of these series in Morozova and Valente (2012)).

Visual analysis (not shown here) of the temperature series shows a significant jump in Tmin (but not in Tmax) in 1921/1922 and in Tmax in 1932-1933. These breaks are also clearly seen in DTR variations. Another possible break can be seen both in Tmin and Tmax data in 1949/1950. This last break is however absent in DTR data, probably, due to almost equal shifts in Tmin and Tmax.



Figure 1 - Average of 12 monthly series of Buishand Q test, SNHT and Pettitt tests statistics of Coimbra DTR series. Solid and dotted horizontal lines show probability levels of 99% and 95%, respectively. Black dotted vertical lines show known dates of instrumental changes (1922, 1933, 1950), grey broad vertical lines show periods of strong volcanic eruptions.

The averages of 12 monthly statistic series for three homogeneity tests applied to DTR series are shown in Fig. 1 (same statistics for other temperature parameters can be found in Morozova and Valente (2012)). The analysis of the homogeneity tests statistics (dates of maxima and/or minima of the curves according to the type of homogeneity test) provides the most probable time periods of the breaks in the data homogeneity: 1885-1890, around 1905, around 1916, around 1921/22 (significant both in Tmax and Tmin series), 1930-1936 (significant in Tmax but not in Tmin series), in the 1940s, 1960s and 1980s. Many inhomogeneities, which are detected by the tests but could not be associated with known instrumental changes, may be associated with volcanic influence (gray vertical lines in Fig.1 mark dates of strong volcanic eruptions).

The analysis of the homogeneity test results provides us with the date of the most significant non-climatic homogeneity break which has occurred in 1922 due to changes in the instruments location. Another homogeneity break is associated with the small re-location of the instruments park in 1933. This break is significant only for Tmax series. These two breaks have to be corrected. The change in the thermometer height in 1950 shows no significant (significance 95% or more) effect on the homogeneity of the temperature series.



Figure 2 - Same as Figure 1 but for corrected DTR.

The correction procedure consisted in the division of the original Tmin and Tmax data sets into three periods: 1865-1921, 1922-1932, and 1933-2004. Firstly, the break in 1932/1933 was corrected only in the Tmax series. Afterwards, the break in 1921/1922 was corrected in Tmax and Tmin. Corrected DTR and averT series were calculated using corrected Tmin and Tmax data. All corrected data sets were subjected to the same homogeneity tests as the original data. The results of these tests for DTR are shown in Fig. 2. As one can see from the comparison of homogeneity test statistics of original (Fig. 1) and corrected (Fig. 2) series, the corrected data sets are more homogeneous. The corrected series still contain inhomogeneities caused most probably by the volcanic eruptions. Therefore, further corrections for these breaks are not necessary.



Figure 3 - Scatter plots of CRMSE before and after homogenization of 12 monthly series and the annual series for Tmin and Tmax. Homogenized temperature series from Porto and Lisbon are used as reference series. Dots on or below the bisect indicate data sets with unchanged or improved homogeneity, while dots above the bisect indicate data sets with decreased homogeneity.

Figure 3 shows CRMSEs of corrected temperature series plotted versus CRMSEs of the original series. Previously homogenized Porto and Lisbon temperature series are used as reference series. As one can see, the homogeneity level of Tmin (left panels) increases only slightly – dots are close to the bisect, whereas on the contrary the homogeneity level of Tmax (right panels) significantly increases for all monthly series when compared to Lisbon temperature series (low panel) and for 10 monthly series when compared to Porto temperature series (top panels). These homogeneity tests allow one to consider the corrected series of Tmin and Tmax as free of non-climatic changes with a significance of at least 95%.

5. GEOMAGNETIC DATA

The homogeneity of series of monthly K-index values has been studied. The following data have been used as reference series: monthly series of K-index measured in Toledo, Spain (φ =39°33'N, λ =4°21'W), monthly series of K-index measured in Sodankylä, Finland (φ =67°22'N, λ =26°38'E) and monthly series of Kp index.



Figure 4 - SNHT and Buishand Q test statistics of Coimbra K-index original (thick black lines) and corrected (light -1^{st} correction, and dark -2^{nd} correction, grey lines) series. Solid and dotted horizontal lines show probability levels of 99% and 95%, respectively. Vertical lines show dates of the homogeneity breaks: January 1980 and April 1985.

Visual analysis (not shown here) shows extraordinary behavior of the Coimbra K-series between 1979 and 1986 that does not correspond to variations of Kp and K-indices of Sodankylä and Toledo during this period. Homogeneity tests (Fig. 4, thick black lines) also show a significant break in homogeneity of the Coimbra K-index series around January 1980. This break is clearly connected with the replacement of the suspension wire and has to be corrected.





However, the correction of this break does not remove all significant inhomogeneities from Coimbra K-index series. Figure 4 shows (light grey lines) homogeneity tests results for the corrected series. Another strong homogeneity break appears in April 1985. Most probably, this break could be associated with the introduction of a new method in June 1985 according to IGUC logbooks. We tried two correction options: correction in June 1985 and in April 1985. The results of these corrections show that the correction introduced in April 1985 removes the homogeneity break but the correction introduced in June 1985 does not affect the homogeneity level of the K-index series. In our opinion, it means that, most likely, records in logbooks are not quite correct concerning this period. The homogeneity tests of the fully corrected series are shown in Fig. 4 by dark grey lines.

The corrected K-index series still have inhomogeneities. However, these inhomogeneities coincide with inhomogeneities detected in series of other geomagnetic indices. Figure 5 shows results of homogeneity tests applied to Kp and K-indices of Sodankylä and Toledo, where we can see homogeneity breaks at the same epochs as those seen in Coimbra K-index series. The same homogeneity breaks can also be found in variations of other geomagnetic and solar indices (not shown here), which confirms their natural origin and relations to solar and geomagnetic activity variations.



Figure 6 - Scatter plots of CRMSE before and after homogenization of Coimbra K-index monthly series. Series of Kp and K-indices of Sodankylä and Toledo are used as reference series.

Figure 6 shows CRMSEs of corrected Coimbra K-index series plotted versus CRMSEs of the original series. Here, the series of Kp and K-indices of Sodankylä and Toledo are used as reference series. As one can see, the homogeneity level of Coimbra K-index significantly increases when compared to Kp and Toledo K-index. However, comparing to Sodankylä K-index the homogeneity level of Coimbra K-index slightly decrease. This could be associated with significant differences in geomagnetic field behavior between Portugal and Finland, due to very different geographical location and, consequently, to different external ionospheric and magnetospheric current systems affecting the local geomagnetic activity. Nevertheless, all applied tests allow us to consider the corrected series of Coimbra K-index as free of artificial changes with a significance of at least 95%.

6. CONCLUSION

Homogeneity tests show the presence of two strong artificial breaks in the temperature series (1921/1922 and 1932/1933) and K-index series (January 1980 and April 1985) of Coimbra, IGUC. These breaks are caused by changes in the instruments location, in the instruments themselves or in the calculation methods. These breaks were detected using statistical homogeneity tests with significance not lower than 95%. These breaks were corrected both in meteorological and geomagnetic series. The corrected series were tested for the remaining inhomogeneities and accepted as free of artificial inhomogeneities with a 95% significance. Corrected series can be made available to the scientific community for research studies.

A. Morozova was supported by a Post-Doc FCT scholarship (ref.: SFRH/BPD/74812/2010). M. A. Valente is supported by the European FP7 (Environment) project ERA-CLIM (Grant Agreement nr. 265229). A. Pais is supported by FCT (PTDC/CTE-GIX/119967/2010) through the project COMPETE (FCOMP-01-0124-FEDER-019978).

7. REFERENCES

- Alexandersson, H. and Moberg, A. (1997): "Homogenization of swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends". *Int. J. Climatol.*, 17, 1, 25-34.
- Buishand, T. (1982): "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records". J. Hydrol., 58, 1-2, 11-27.
- Menvielle, M.; Iyemori, T.; Marcahudon, A.; Nosé, M. (2011): "Geomagnetic Indices". In: Geomagnetic Observations and Models. Mandea, M, Korte, M (Eds.). IAGA Special Sopron Book Series 5, Springer Science and Business Media, 183-228.
- Morozova, A.L. and Valente, M.A. (2012): "Homogenization of Portuguese long-term temperature data series: Lisbon, Coimbra and Porto". *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 5, 521-584.

- Taylor, K.E. (2001): "Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram". J. Geophys. Res., 106, 7183-7192.
 Pettitt, A.N. (1979): "A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem". Appl. Stat. J. Roy. St. C., 28, 2, 126-135.
 Venema, V. K. C.; Mestre, O.; Aguilar, E.; Auer, I.; Guijarro, J. A.; Domonkos, P.; Vertacnik, G.; Szentimrey, T.; Stepanek, P.; Zahradnicek, P.; Viarre, J.; Müller-Westermeier, G.; Lakatos, M.; Williams, C. N.; Menne, M.; Lindau, R.; Rasol, D.; Rustemeier, E.; Kolokythas, K.; Marinova, T.; Andresen, L.; Acquaotta, F.; Fratianni, S.; Cheval, S.; Klancar, M.; Brunetti, M.; Gruber, C.; Prohom Duran, M.; Likso, T.; Esteban, P.; Brandsma, T. (2012): "Benchmarking monthly homogenization algorithms". Clim. Past, 8, 89-115

Variabilidad temporal de dióxido de azufre en una zona urbana *Temporal varibility of sulphur dioxide in an urban area*

C. Capilla⁽¹⁾

⁽¹⁾Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera s/n, 46022, Valencia, <u>ccapilla@eio.upv.es</u>

SUMMARY

In this work trends are extracted from sulphur dioxide (SO_2) data obtained in an urban area of Valencia (Spain) with high traffic density. The study period is 1994-2011. Annual and seasonal SO_2 averages are used. There is a compelling evidence of a non-linear decreasing trend. Non-parametric fittings and an asymptotic regression model are able to capture the dynamics in SO_2 annual levels. These methods explain a high percentage of the total SO_2 temporal variations. The regression model provides an estimation of the annual SO_2 level for the last study years that ranges between 2.15 and 4.36 μ gr/m³ (95% confidence level). Seasonal differences in trend patterns are observed when the monthly data are averaged across seasons. There has been a steeper decrease in winter SO_2 levels than in the other season. Summer values have been lower and more stable, with a light increase in the last study years.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de la variabilidad temporal de los contaminantes atmosféricos, permite evaluar la efectividad de las medidas introducidas para mejorar la calidad del aire en zonas urbanas. El dióxido de azufre (SO₂) es uno de los contaminantes primarios en esos contextos. Este contaminante y sus derivados atmosféricos (e.g.sulfato, ácido sulfúrico) tienen efectos adversos sobre la salud humana y el medio ambiente.

La realización de mediciones de SO₂ permite estudiar si se encuentra a un nivel adecuado para proteger la salud y el entorno. Con estas observaciones se han aplicado diversos métodos para determinar su variabilidad temporal. Lins (1987) utilizó un método no paramétrico con series temprales de SO2, e identificó tendencias decrecientes en 32 estados de EEUU, crecientes en 10 estados, y tendencias no significativas en 6 estados. Holland et al. (2000) aplicaron un modelo aditivo para describir las pautas de variabilidad temporales en cada estación de medición. También realizaron un análisis espacial conjunto con campos aleatorios de Markov. Nunnari et al. (2004) compararon varios métodos estadísticos para modelizar concentraciones medias de SO2 en un punto urbano, pero no detectaron tendencias significativas. Branis (2008) analizó con métodos decriptivos, medias mensuales de SO2 observadas en Praga, para evaluar el efecto de cambios en la densidad de tráfico y en los combustibles utilizados para calefacción. Los resultados muestran un descenso en la primera parte del estudio (1992-1997).

Este trabajo tiene por objetivo determinar si la tendencia en el nivel de SO_2 en la zona de estudio, sigue la misma pauta de mejora observada en diversas partes de EEUU y la Unión Europea (De Leeuw et al., 2001; Kuebler et al., 2001; Fernández-Jiménez et al., 2003), o si es semejante a la de otras ciudades donde sería necesario tomar medidas estrictas para disminuir los niveles de este contaminante (Baldasano et al., 2003; Beewers and Carslaw, 2005). El objetivo es también comparar métodos no parámetricos y de regresión para extraer la tendencia con medias anuales y estacionales.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Los datos han sido proporcionados por el Laboratorio Químico Municipal del Ayuntamiento de Valencia. Dicho laboratorio gestiona y controla una red de monitoreo automática, que consta de cinco estaciones ubicadas en puntos críticos de la ciudad por su alta densidad de tráfico. La estación que se considera en este trabajo es Pista de Silla (coordenadas 0°22'52''W, 39°28'05''N, altitud 11 metros), situada en el comienzo de una autovia de salida sur de la ciudad. Las mediciones se han agregado con medias mensuales y anuales desde abril de 1994 hasta marzo de 2011.

Ballester et al. (2006) detectaron una relación significativa entre un incremento de $10 \mu \text{gr/m}^3$ del nivel medio de SO₂ en 24 horas y un incremento del 3% (intervalo de confianza 95%, [0,4, 5,7]) en el

número esperado de ingresos por problemas cardiovasculares en Valencia.

El porcentaje de valores ausentes en las medias mensuales es del 2,9%. Algunos de los métodos que se aplican en este trabajo requieren que la serie de datos esté completa. Los valores ausentes se sustituyeron utilizando el análisis de vecindad más cercana (*k nearest neighbour method*). Se aplicó validación cruzada para determinar el valor óptimo del parámetro *k*. Los cálculos se realizaron con el programa "imputation" (Wong, 2011) del sofware estadístico R (R Development Core Team, 2011).

La tendencia se puede analizar utilizando una regresión local polinómica *kernel* (Wand y Jones 1995, Simonoff 1996). El orden p del polinomio se obtiene minimizando:

$$\widehat{m}_t = \sum_{i=1}^n (X_t - \beta_0 - \beta_1 (t - t_i) - \dots - \beta_p (t - t_i)^p))^2 K\left(\frac{t - t_i}{l}\right) (1)$$

 X_i es el valor medio de SO₂ observado en t. $K(u)$ es la función kernel
que determina la ponderación de las observaciones cercanas a t. l es
el parámetro de suavizado (bandwidth). n es el número de
observaciones. Estudios previos (Wand y Jones 1995, Simonoff
1996) indican que los polinomios locales de orden impar tienen
claras ventajas respecto a los de orden par, especialmente en los
periodos límite (i.e. al principio o al final de la serie).

En este trabajo se aplica un *kernel* gaussiano: $K(u) = (2\pi)^{-1/2} e^{-u^2/2}$

La selección de la función *kernel* no es crítica (Härdle 1990). Sin embargo el valor del parámetro bandwidth l que se aplica es importante. Dicha selección se puede realizar optimizando el criterio de validación cruzada (Simonoff 1996), que minimiza el parámetro VC(l):

$$VC(l) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (X_i - \hat{m}_p^{(-1)}(i))^2$$
(3)

 $\hat{m}_p^{(-1)}(i)$ es la estimación de la tendencia eliminando la observación *i*.

Otro método para estimar el nivel medio de SO₂ (\hat{m}_t) consiste en aplicar una combinación lineal de *wavelets* $\varphi_{pj}(.)$ (Daubechies, 1992):

$$\widehat{m}_t = \sum_{p,i} d_{pi} \varphi_{pi}(t/n) \tag{4}$$

Donde $\varphi_{pj}(u)=2^{p/2}\varphi(2^pu-j)$. $\varphi_{pj}(.)$ es la función base seleccionada, que en este trabajo es la *wavelet* Daubechies LA(8), utilizada con frecuencia en la investigación geofísica (Percival and Mojfeld 1997). Los coeficientes d_{pj} se obtienen con la ecuación $d_{pj} = \sum_t X_t \varphi_{pj}(t)$. Miden la contribución a la serie de la escala 2^p en la localización $j2^p$. Los eventos temporales importantes tienen valores d_{pj} grandes. La componente de tendencia se puede extraer reteniendo sólo los valores elevados de d_{pj} , tras aplicar un umbral a los valores de este parámetro pequeños.

Una técnica alternativa no parámetrica para estimar la tendencia a largo plazo, consiste en aplicar un filtro cuyo resultado sea la componente temporal con frecuencia por debajo de un determinado

(2)

valor. El filtro de Kolmogorov-Zurbenko ($KZ_{m,p}$) se ha desarrollado con dicho objetivo. Ha sido utilizado en numerosos estudios de calidad del aire (Rao and Zurbenko, 1994; Wise and Comrie, 2005). El filtro $KZ_{m,p}$ se puede aplicar a series temporales con valores ausentes, y es más sencillo de implementar que la transformada *wavelet*. Se basa en la utilización iterativa de una media móvil que elimina variaciones de alta frecuencia. Permite separar las componentes a corto plazo, estacional y a largo plazo (tendencia) si se modifican la amplitud *m* de la ventana de la media móvil y el número de iteraciones *p*. Con el filtro $KZ_{6,3}$ (tamaño de ventana *m*=6 años y *p*=3 iteraciones), aplicado a la serie de medias anuales de SO₂, se obtiene una componente a largo plazo que refleja cambios en una década o en periodos temporales de mayor longitud.

La tendencia se ha ajustado también para las medias anuales, con un modelo de regresión no lineal asintótica (Bates and Watts, 1988):

$$\hat{m}_t = A + (B - A)e^{-t \cdot e^{-C}}$$
 (5)

A representa la asíntota horizontal por la derecha, es decir, la estimación del nivel medio de SO_2 para los últimos años del estudio.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 1 representa la serie de medias anuales de SO_2 con tres ajustes de tendencia con la regresión polinómica local *kernel*, y con *bandwidth l=2, l=15 y l=25.* Se utilizó el paquete *'KernSmooth'* (Wand, 2011) de R. Se ajustaron polinomios de orden 3.



Figura 1 – Ajuste de tendencia con regresión local polinómica kernel. (*Local polynomial kernel trend fitting.*)

Con l=15 y l=25 lo sresultados son muy similares. Aplicando el criterio de validación cruzada (3), el resultado óptimo se obtiene a partir de l=15. La selección de l puede verse afectada por la presencia de autocorrelación en los residuos del ajuste de tendencia, porque las pautas cíclicas en dichos residuos dificultan el suavizado necesario para extraer la tendencia. No hay autocorrelación en los residuos del ajuste con l=15.

En los ajustes wavelet de la Figura 2, los coeficientes $d_{p,j}$ menores que el umbral propuesto por Donoho and Johnstone (1995), se igualaron a cero. En el primer suavizado se aplicó el umbral a todas las escalas, y en el segundo sólo a escalas por debajo de 8 años. En dicha figura se incluye la tendencia extraida con el filtro $KZ_{6,3}$. Las líneas rojas son los límites del 95% de probabilidad para la regresión local polinómica *kernel* con *l*=15. Se obtuvieron aplicando *bootstrap* con 1000 muestras de los residuos del ajuste de tendencia.



Figura 2 – Ajustes de tendencia con los métodos utilizados. (Trend fittings with the applied methods).

La Figura 3 representa el modelo de regresión (5) estimado con los datos. La estimación de la asíntota *A* resultó $3.26 \ \mu gr/m^3$ ([2.25, 4.36] Intervalo de confianza al 95%). Por tanto la disminución de nivel medio anual de SO₂ oscila entre 72% y 86.2%.



Figura 3 – Ajuste de tendencia con el modelo de regresión asintótica. (*Trend fitting with the asymptotic regression model.*)

Para comparar los ajustes se ha calculado el coeficiente de determinación (% de varianza explicada). La Tabla 1 recoge los resultados de este parámetro para los cuatro métodos utilizados. Se observa que los metodos de regresión kernel y asintótica dan valores muy similares y superiores a los otros dos.

Tabla 1 – Porcentaje de varianza explicada por los estimadores de tendencia (Percentage of variance explained by the trend estimates.)

% Varianza explicada
95.6
62
95.9
64.4

Se obtuvieron 4 series promediando los datos mensuales medios de SO₂ por estación del año. Utilizando el índice de validación cruzada (3) se seleccionaron los *bandwidths l*=0.83 para invierno, *l*=4 para primavera, *l*=5 para verano y *l*=15 para otoño.







Año

0 Figura 4- Análisis de tendencia estacional (Seasonal trend analysis.)

La Figura 4 recoge el suavizado *wavelet*, con el filtro $KZ_{6,3}$ y las bandas de 95% de probabilidad, calculadas con *bootstrap*, para la regresión local polinómica *kernel*.

La disminución del valor medio de SO_2 estacional, ha sido más pronunciada en invierno (81.6%) que en otras estaciones (primavera 67.4% y otoño 77.9%). En la serie de verano se observa un incremento en los últimos años. La Tabla 2 recoge el porcentaje de varianza explicada por los tres métodos según estación del año.

Tabla 2 – Porcentaje de varianza explicada por los estimadores de tendencia según estación del año (Percentage of variance explained by the trend estimates in each season.)

Método	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
R. kernel	97.7	91.9	94.6	83.1
Filtro KZ	43.1	62.2	35.2	48.9
Wavelet	54.3	47.1	8.3	49.8

4. CONCLUSIONES

Se ha observado una tendencia decreciente significativa en los 17 años de estudio. La disminución en el nivel medio anual de SO_2 es no lineal y oscila, con un nivel de confianza del 95%, entre 72% y 86.2%. Dicha tendencia sigue una pauta similar a las analizadas para el periodo de 1970 a 1980, en otras regiones y países de América y Europa (Lins, 1987; Holland et al., 2000; Baldasano et al., 2003), o en otras regiones del este y centro de Europa o Asia en la década de 1990 (Mage et al., 1996; Ebelt et al., 2001). Sin embargo una tendencia tan pronunciada como la observada en este estudio en el periodo de 17 años en Valencia, no es frecuente en otras zonas.

Los métodos que mejor reflejaron la tendencia media anual fueron la regresión local polinómica *kernel* y la regresión asintótica. La tendencia difiere según la estación del año. Los niveles medios en invierno han disminuido en mayor medida que en primavera y otoño. Los niveles de verano han sido en prmedio más bajos y estables con un ligero incremento en los últimos años de estudio.

5. REFERENCIAS

Baldasano, J.M., E. Valera and P. Jiménez (2003): "Air quality from large cities". Science of the Total Environment, 37, 1-3, 141-165.

- Ballester, F., P. Rodríguez, C. Iñíguez., M. Sáez, A. Daponte, I. Galán, M. Taracido, F. Arribas, J. Bellido, F.B. Cirarda, et al. (2006): "Air pollution and cardiovascular admissions association in Spain: Results within the EMECAS project", 60, 4, 328-336.
- Bates, D.M. and D.G. Watts (1988); Nonlinear regression analysis and its applications. New York: Wiley.
- Beewers, S.D. and D.C. Carslaw (2005): "The impact of congestion charging on vehicle emissions in London". Atmospheric Environment, 39, 1, 1-5.
- Branis, M. (2008): "Long term trends in concentration of major pollutants (SO₂, CO, NO, NO₂, O₃ y PM₁₀) in Prague-Czech Republic (analysis of data between 1992 and 2005)". Water, Air & Soil Pollution: Focus, 8, 1, 49-60.

Daubechies, I. (1992): Ten lectures on wavelets. Philadelphia: SIAM.

De Leeuw, F.A.A., N. Moussiopoulos, P. Sahm, and A. Bartonova (2001): "Urban air quality in larger conurbations in the European Union". *Environmental Modelling & Software*, **16**, 4, 299-414.

- Donoho, D.L. and I.M. Johnstone (1995): "Adapting to unknown smoothness via wavelet shrinkage". *Journal of the American Statistical Association*, **90**, 432, 1200-1224.
- Ebelt, S., M. Brauer, J. Cyrys, H.E. Wichman and J. Heinrich (2001). "Air quality in postunification Erfurt, East Germany: associating changes in pollutant concentration with changes in emissions". *Environmental Health Perspectives*, **109**, 4, 325-333.
- Fernández-Jiménez, M.T., A. Climent-Font and J.L.S. Antón (2003): "Long term atmospheric pollution study at Madrid City (Spain)". Water, Air & Soil Pollution, 142, 1-4, 243-260.
- Härdle, W. (1990): Applied non-parametric regression. Cambridge: Cambridge University Press.
- Holland, D., V. De Oliveira, L. Cox and R. Smith (2000): "Estimation of regional trends in sulfur dioxide over the Eastern United States". *Environmetrics*, **11**, 4, 373-393.
- Kuebler, J., H. van der Bergh and A.G. Russel (2001): "Long term trends of primary and secondary pollutant concentrations in Switzerland and their response to emission controls and economic changes". Atmospheric Environment, 35, 8, 1351-1363.
- Lins, H.F. (1987): "Trend analysis of monthly sulfur dioxide emissions in the conterminous United States". Atmospheric Environment, 21, 11, 2297-2309.
- Mage, D., G. Ozolins, P. Peterson, A. Webster, R. Ortfofer, V. Wanderweerd and M. Gwynne (1996): "Urban air pollution in megacities in the world". *Atmospheric Environment*, **30**, 5, 681-686.
- Nunnari, G., S. Dorling, U. Schlink, G. Cawley, R. Foxall and T. Chatterton (2004): "Modelling SO₂ concentrations at a point with statistical approaches". *Environmental Modelling & Software*, **19**, 10, 887-905.

- Percival, D.B. and H.O. Mofjeld (1997): "Analysis of subtidal coastal sea level fluctuations using wavelets". Journal of the American Statistical Association, 92, 439, 868-880.
- R Development Core Team. (2011): R: A language and environment for statistical R. Deterophishi Core real. (2017). R. A magazge and environment for statistical computing; R. Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. ISBN: 3-900051-07-0. <u>http://CRAN.R-project.org</u>.
 Rao, S.T. y I.G. Zurbenko (1994): "Detecting and tracking changes in ozone air quality". *Journal of the Air & Waste Management Association*, 44, 9, 1089-1092.
- Simonoff, J.S. (1996): Smoothing methods in statistics. New York: Springer Verlag.
- Wand, M. (2011). S original, R port by Ripley, B. KernSmooth: Functions for Kernel Smoothing for Wand & Jones. R package version 2.23-5. <u>http://CRAN.R-</u>
- Smoothing for wara & Jones. R. package version 2.25-3. <u>http://CRAN.keproject.org/package=KernSmooth.</u>
 Wand, M.P. and M.C. Jones (1995): *Kernel smoothing*. London: Chapman and Hall.
 Wise, E.S. and A.C. Comrie (2005): "Extending the Kolmogorov-Zurbenko filter: application to ozone, particulate matter and meteorological trends". Journal of the Air & Waste Management Association, 55, 8, 1208-1216.
- Wong, J. (2011): Imputation: imputation; R Package Version 1.2. http://CRAN.Rproject.org/package=imputation.

Modelación de la variación temporal del valor de δ 18O en la precipitación en la España peninsular e islas Baleares

Modelling the temporal variability of $\delta 180$ values in precipitation in peninsular Spain and Balearic Islands

J. Heredia⁽¹⁾, S. Castaño⁽¹⁾, M.F. Díaz-Teijeiro⁽²⁾, Rodríguez-Arévalo, J.⁽²⁾, J.E. Capilla⁽³⁾, R. Sánchez-Moral⁽¹⁾ y L. Bardasano⁽²⁾

⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. <u>j.heredia@igme.es; s.castano@igme.es; r.sanchez@igme.es</u> ⁽²⁾Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Alfonso XII, 3 y 5, 28005 Madrid. javier.rodriguez@cedex.es; marife.diaz@cedex.es; lara.bardasano@cedex.es ⁽³⁾ Universitat Politècnica de Valencia. Valencia. jcapilla@upv.es

SUMMARY

Oxygen-18 contents in precipitation is closely correlated with average air temperature, as well as with the availability of this isotope during the sequence of consecutive precipitation events from the place where water vapour originated. Therefore, several geographic parameters like latitude and altitude, that indirectly reflect temperature, and the distance to the coast have been used to provide reference isotopic values in precipitation that help to know the geographic origin of water in other components of the continental hydrologic cycle. However, temperature and front directions are variable in time, and consequently $\delta^{18}O$ values in precipitation, which points out that the study of the temporal component could help to know better, not only the origin of water regarding geographic location, but other processes relate to forms of precipitation and spatial distribution. One of the possible approaches to estimate the isotope composition ($\delta^{18}O$) of precipitation is to develop regression models that consider, in a simplified way, different parameters and variables that can explain, directly or indirectly, spatial and temporal variability of such isotopic content. In this project (reference CGL2009-12977, financed by the Ministry of Economy and Competitiveness of Spain), a model has been built to represent the temporal evolution (monthly and annual) of $\delta^{18}O$ values in precipitation at the local scale of peninsular Spain and the Balearic Islands taking into account the global climatic framework. The independent term of the polynomial model is defined by the geographic variables that are constant in time (latitude, altitude and minimum distance to the coast). Three model structures were investigated, considering climatic variables at local (air temperature and vapour pressure) and regional scale (NAO index). In general, the models based on local climatic variables performed well as they were able to reproduce annual and monthly trends of $\delta^{18}O$ values, although they did not captured well the monthly maxima. In the models based on the NAO index, a regional scale variable, monthly simulations gave poor representations, while annual simulations produced better results in general.

1. INTRODUCCIÓN

El contenido isotópico del agua de precipitación es función de las condiciones climatológicas tanto al ocurrir la precipitación, como de las imperantes en el origen del vapor y en su evolución temporal. La diferencia de masa entre las moléculas más livianas y más pesadas del agua las lleva a tener un comportamiento diferente en los procesos de evaporación y precipitación dentro del ciclo hidrológico. Por ello una vez que las nubes se forman principalmente sobre el océano y empiezan a precipitar, el vapor de agua que permanece en las nubes y el agua de precipitación cambian su composición isotópica a causa del proceso de fraccionamiento isotópico, de forma que el vapor se va empobreciendo en los isótopos más pesados (¹⁸O y²H) mientras que el agua de lluvia o la nieve se enriquecen relativamente en estos isótopos (Kendall and McDonnel, 2003). El estudio del contenido de estos isótopos en las aguas de los distintos componentes del ciclo hidrológico es práctica usual en biología, ecología, ciencias hídricas y meteorología. La hidrogeología isotópica permite caracterizar a la recarga, los tiempos de residencia y otros rasgos de los sistemas hidrogeológicos, contribuyendo así a la investigación y gestión de los recursos hídricos.

En particular, valor de δ^{18} O en la precipitación está estrechamente correlacionado con la temperatura media del aire, así como con la disponibilidad de ese isótopo durante los sucesivos fenómenos de precipitación desde el lugar de origen del vapor de agua. Por ello, se han utilizado distintos parámetros geográficos y climáticos que reflejan indirectamente la temperatura y la humedad, para estimar valores isotópicos de referencia en la precipitación que ayuden a conocer el origen geográfico del agua de otros componentes del ciclo hidrológico continental. Sin embargo, tanto la temperatura como las trayectorias de los frentes de precipitación son cambiantes en el tiempo y, por tanto, también lo es el valor de δ^{18} O en precipitación. Debido a ello el estudio de la componente temporal

podría ayudar a conocer mejor, no sólo el origen del agua en cuanto a su localización, sino también otros procesos relacionados con las formas de precipitación y su distribución espacial. Una de las aproximaciones para estimar el valor de δ^{18} O en la precipitación es plantear modelos de regresión que consideren, simplificándolos, distintos parámetros que puedan describir y explicar, directa o indirectamente, la variabilidad espacio-temporal de dichovalor.

El trabajo que se presenta se desarrolló en el marco del proyecto ISOTOPOSHIDRO (ref. CGL2009-12977) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España. El objetivo ha sido identificar modelos de regresión múltiple basados en parámetros climáticos que describan la evolución temporal a escala mensual del contenido isotópico (δ^{18} O) en la precipitación en el ámbito de la España peninsular e Islas Baleares. La escala espacial de los modelos es local. Igualmente, se presenta un estudio en primera aproximación de la evolución anual del valor de δ^{18} O en la precipitación, con el mismo dominio geográfico.

2. ANTECEDENTES Y DATOS DE PARTIDA

El Organismo Internacional para la Energía Atómica (OIEA) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) han establecido desde la década del 60 del pasado siglo una Red Mundial de Isótopos en Precipitación (GNIP, siglas en inglés, Figura 1). España contribuye a esta red con los datos que captura en la Red Española de Vigilancia Isótopos en Precipitación (REVIP), creada en el año 2000 y que gestiona el Centro de Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) en colaboración con la Agencia Española de Meteorología (AEMET). Integran REVIP 14 estaciones en España peninsular, una en Mallorca (Figura 2) y otra en La Palma de Gran Canaria (Islas Canarias). Las series que ofrecen estas estaciones son de cadencia mensual, están actualizadas y sus carencias son escasas. Estas características hacen de REVIP una de las mejores redes nacionales que integran GNIP.



Figura 1 - Red Mundial de Isótopos en Precipitación (GNIP). Operada: IAEA-WMM (Fuente: <u>www.iaea.org</u>) (Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). IAEA-WMM.Source: www.iaea.org)



Figura 2 - Red Española de Vigilancia de Isótopos en Precipitación (REVIP). Operada: AEMET-CEDEX (modificada de Google Earth). (Spanish Monitoring Network of Isotopes in Precipitation. Managed: AEMET-CEDEX. Modified of Google Earth)

Basados en datos AIEA-WMM, hace 20 años (Rozanski et al., 1993), estudiaron las correlaciones existentes entre los contenidos de los isótopos en precipitación con distintos parámetros geográficos (latitud, altitud, distancia al mar) y climáticos (temperatura del aire), en sus medias estacionales y anual (Figura 3). Bowen y Wilkinson (2002), 10 años después, modelizaron la variación espacial a escala global del valor medio anual de δ^{18} O en precipitación, basado en las variables latitud y altitud. Basado en estas variables geográficas, mediante una técnica de identificación de modelo de correlación múltiple diferente, Díaz-Teijeiro et al., (2009) presentaron un modelo que describía la variación espacial del valor medio anual de δ^{18} O a escala de la España peninsular y Baleares. Posteriormente, este grupo de investigación ajustó el modelo e implementó y estandarizó su representación cartográfica (Figura 4) y su aplicación en aguas del ciclo hídrico (Rodríguez Arévalo et al., 2010, 2011). En el proyecto ISOTOPOSHIDRO se ha profundizado en distintos aspectos de la modelación del valor de δ^{18} O en precipitación, en la distribución espacial se comenzó a trabajar en el empleo de técnicas geoestadísticas (Capilla et al., 2011) y en la distribución temporal se ha investigado en incorporar variables climáticas a la modelación.

En el campo de la modelación de la evolución temporal del valor de δ^{18} O en precipitación se deben mencionar los trabajos de Liebminger *et al.* (2006, 2007) en Austria y de Lykoudis *et al.* (2010) en el Mediterráneo Oriental. Si bien en ninguno de sus trabajos los modelos describen series temporales, se considera que ambos presentan rasgos metodológicos de interés.



b. **Distancia al mar: continentalidad** (*Distance to the sea: continentality*)



c. Estacional (Seasonal)

Figura 3 - Patrones Isotópicos en la Precipitación Global Moderna recientes, de Rozanski et al., 1993 (Isotopic Patterns in the recent Modern Global Precipitation, source Rozanski et al., 1993)



Figura 4 - Modelo de distribución espacial del valor de δ^{18} O medio anual para España peninsular e islas Baleares, de Rodríguez Arévalo et al., 2011 (Spatial distribution model of annual mean δ^{18} O value for peninsular Spain and Balearic Islands, source: Rodríguez Arévalo et al., 2011).

En los trabajos de Liebminger *et al.* (2006, 2007) el dominio espacial es Austria y se identifican modelos que describen las distribuciones espaciales medias estacionales y media anual. Se estudiaron exhaustivamente 7 parámetros geográficos y climáticos, bajo distintas formas algorítmicas, de forma individual o compuesta. Esta exhaustividad es un rasgo positivo, pues estos parámetros no necesariamente impactan sobre el valor de δ^{18} O en precipitación de forma lineal, ni singular, antes bien la combinación entre ellos puede describir procesos que inciden en el fraccionamiento isotópico. Sin embargo, muchas de las composiciones de parámetros o forma de tratamiento algorítmico que proponen son redundantes, o no se justifican en observaciones, o no tienen un claro sentido físico. Los modelos resultantes alcanzan buenos ajustes, aunque están sobreparametrizados: 13 términos (grados de libertad) para 51 datos.

En el trabajo de Lykoudis et al. (2010) el domino espacial es el Mediterráneo Oriental de Grecia a la costa levantina y se identifican modelos que describen las distribuciones espaciales media anual y medias mensuales. La información presenta limitaciones: las estaciones son escasas y su distribución heterogénea; las series son heterogéneas en extensión y en períodos que cubren y presentan numerosos huecos. Estas limitaciones se acentúan al estudiar escenarios climáticos particulares, pues se restringen aún más las respectivas bases de datos. Los parámetros geográficos y climáticos estudiados sólo son la latitud, cota, temperatura y precipitación.

La valoración de ambos trabajos llevó a atender "*a priori*" los aspectos metodológicos siguientes: 1, contar con una información consistente y homogénea, dos rasgos que ofrecen los datos de REVIP; 2, ser exhaustivos al investigar los potenciales parámetros climáticos a incorporar al modelo y 3, evitar al sobreparametrización al identificar el modelo, tener en cuenta el principio de parsimonia.

3. METODOLOGÍA

Dominios espacial y temporal. Escalas de trabajo

Los modelos de regresión múltiple se identificaron para cada una de las 15 estaciones que componen REVIP en la Península Ibérica e Islas Baleares y para una hipotética estación promedio cuyos datos son las series medias de aquellas. Por lo que, la escala espacial de trabajo es local. Las series son mensuales y comprenden 10 años hidrológicos de Octubre del 2000 a Septiembre del 2010.

Parámetros

Los parámetros geográficos (latitud, L; longitud, l; cota, Ct; distancia al mar, DM) son invariables temporalmente por lo que no se consideran como parámetros de los modelos de correlación múltiple sobre las series temporales.

Los parámetros climatológicos son registros locales de cada estación (temperatura, T; tensión de vapor, TV; precipitación, P; humedad relativa, H; velocidad del viento, V; presión, Hg), con la excepción del índice NAO (fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA), que es regional. Algunos de los parámetros también fueron tratados logarítmicamente. Ello tuvo un fundamento empírico basado en las correlaciones observadas de estos parámetros respecto al valor de δ^{18} O en precipitación. Los parámetros de los modelos han sido simples, definidos por un único parámetro climático, o compuestos, resultantes de la composición de 2 ó 3 parámetros climáticos.

Parámetros: estudio de sensibilidad "a priori"

Los objetivos del estudio de sensibilidad "*a priori*" fueron evitar definir modelos con parámetros que: 1, presentasen una baja correlación con el valor de δ^{18} O; 2, su variación tuviera un bajo impacto en la evolución del valor de este isótopo y 3, fuesen dependientes entre sí.

El estudio sensibilidad "*a priori*" se realizó en todas las estaciones y en la estación "promedio". Se basó en las matrices de correlación de los parámetros entre sí, incluido el δ^{18} O, y en la correlación estandarizada de los parámetros respecto al δ^{18} O, $\beta_{i\delta^{18}O}$.

$$\beta_{i\delta^{18}o} = C_{i\delta^{18}o} \left(\frac{S_i}{S_{\delta^{18}o}}\right) \tag{1}$$

Donde: $\beta_{i\delta^{18}0}$, es la correlación estandarizada del parámetro i, P_i, respecto al valor de $\delta^{l^8}O$; $C_{i\delta^{18}0}$, es la correlación de P_{i} , respecto

a valor de δ^{18} O y S_i y $S_{\delta^{18}O}$ son las desviaciones estándares de P_i y $\delta^{18}O$, respectivamente.

Estructuras de modelos

Se estudiaron 27 estructuras de modelos definidas a partir de los parámetros que el análisis de sensibilidad "*a priori*" indicó como relevantes para modelar el valor de δ^{18} O en precipitación. Se siguió el principio de parsimonia en la definición de los modelos: se partió de analizar la estructura más simple (un parámetro, dos términos), para pasar a la siguiente estructura en complejidad al agregársele un término más. En cada nivel de complejidad se estudiaron los parámetros manteniendo un orden "jerárquico" en cuanto a su incidencia sobre el valor de δ^{18} O. La sobreparametrización se evitó limitando a 5 el número de términos del modelo, 4 grados de libertad más el término independiente.

Identificación de parámetros de modelo

Los criterios para evaluar la bondad del ajuste de los modelos fueron:

Mínimos cuadrados:

$$CMC = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\delta^{18} O_{cl_i} - \delta^{18} O_{ob_i} \right)^2$$
(2)

Donde: N, es el número de datos y $\delta^{I8}O_{cl}$ y $\delta^{I8}O_{ob}$ los contenidos calculados y observados, siendo su diferencia el residuo, *res*.

$$res = \left(\delta^{18}O_{cl_i} - \delta^{18}O_{ob_i}\right) \tag{3}$$

Media de la sumatoria del valor absoluto de los residuos:

$$MVAR = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left| \left(\delta^{18} O_{cl_i} - \delta^{18} O_{ob_i} \right) \right|$$
(4)

El coeficiente de correlación:

$$R_{\delta^{18}O_{cl},\delta^{18}O_{ob}} = \frac{Lov_{\delta^{18}O_{cl},\delta^{18}O_{ob}}}{\left(\sigma_{\delta^{18}O_{cl}}\sigma_{\delta^{18}O_{ob}}\right)}$$
(5)

Donde: $Cov_{\delta^{18}O_{cl}}\delta^{18}O_{ob}$ es la covarianza entre $\delta^{I8}O_{cl}$ y $\delta^{I8}O_{ob}$ y $\sigma_{\delta^{18}O_{cl}}$ y $\sigma_{\delta^{18}O_{ob}}$ son las respectivas desviaciones estándares

Así, *CMC* penaliza, en particular, la existencia de grandes residuos en el conjunto, MVR evalúa la bondad del ajuste conjunto y R es un buen indicativo del grado de dispersión del ajuste.

Identificación de estructura de modelos

El contraste y selección entre modelos que presentan distintas estructuras, por grados de libertad o por tipo de parámetros, no se puede realizar con *CMC*, *MVAR* o *R*. Para ello se ha recurrido a dos criterios, cuya minimización contribuiría a identificar la estructura de modelo óptima (Heredia, 1994). Uno de ellos, *BIC*, se basa en el principio de Máxima Entropía, al que también se llega desde un marco bayesiano. Este criterio no sólo valora el ajuste que alcanza el modelo respecto a los datos observados, sino que, además, tiene en cuenta el principio de parsimonia (atendiendo así al problema de sobreparametrización), al contrastar el número de parámetros del modelo con el de datos (información) en que se basa el modelo:

$$BIC = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} res^{2} + n_{p} \ln N$$
 (6)

Donde: n_p , es el número de parámetros del modelo.

El otro criterio de identificación es el de Kashyap, d_k , que se deriva del teorema de Bayes, al considerar que todos los modelos contrastados son, "a priori", equiprobables. En relación a *BIC*, este criterio considera además el grado de dependencia de los parámetros del modelo respecto a los datos, que evalúa mediante el determinante de la matriz de información de Fisher, *F*, cuyo inverso es el límite inferior de la matriz de covarianza del modelo, *C*.

$$d_{k} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} res^{2} + n_{p} \ln \frac{N}{2\pi} + \ln \left(\frac{1}{N^{n_{p}}} \left| \mathcal{C}^{-1} \right| \right)$$
(7)

Donde: *C* es la matriz de covarianza del modelo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Estudio de la correlación δ^{18} O-Parámetros Climáticos en su evolución temporal a escala mensual

En la Tabla 1 se presentan las correlaciones de los parámetros climáticos considerados respecto al valor de δ^{18} O en precipitación en

cada una de las estaciones que integran REVIP y en la sintética "estación promedio". Debe observarse que, según los parámetros, las correlaciones pueden ser más o menos claramente logarítmicas (Fig. 5). Las matrices de correlación de los parámetros y las correlaciones estandarizadas de estos respecto a $\delta^{18}O$, $\beta_{i\delta^{18}O}$, se calcularon en todas las estaciones. En la Tabla 2, se presentan la matriz de correlación y los $\beta_{i\delta^{18}O}$ correspondientes a la estación promedio.

Tabla 1 – Coeficientes de correlación: parámetros climáticos- δ^{18} O. Escala temporal: mensual (Correlation coefficients: climatic parameter- δ^{18} O. Time scale: monthly)

Corr OXIG-18	T°	τv	Pp	Ln Pp	н	Ln H	V	LnV	Hg	Ln Hg	NAO
PROMED/0	0.781	0.734	-0.640	-0.711	-0.773	-0.778	0.183	0.190	-0.045	-0.044	0.055
A CORUÑA	0.475	0.459	-0.540	-0.602	-0.029	-0.032	-0.055	-0.062	0.186	0.186	-0.012
SANTANDER	0.584	0.624	-0.437	-0.501	0.424	0.421	-0.380	-0.386	0.126	0.127	0.070
MCRON	0.429	0.352	-0.370	-0.633	-0.448	-0.461	0.267	0.257	-0.165	-0.165	-0.069
CACERES	0.456	0.326	-0.397	-0.536	-0.501	-0.494	0.045	0.060	+0.058	-0.058	0.004
CIUDAD REAL	0.590	0.471	-0.392	-0.521	-0.610	-0.614	0.118	0.104	-0.033	-0.032	0.040
MADRID-RETIRO	0.675	0.582	-0.336	-0.497	-0.625	-0.654	0.299	0.277	-0.065	-0.065	0.045
VALLADOLID	0.674	0.552	-0.399	-0.505	-0.698	-0.723	0.137	0.134	0.084	0.084	0.092
LEON	0.637	0.559	-0.304	-0.401	-0.608	-0.624	0.124	0.134	0.187	0.188	0.101
PALMA	0.521	0.491	-0.457	-0.664	-0.335	-0.335	0.255	0.235	0.014	0.014	0.141
ALMERIA	0.414	0.394	-0.533	-0.607	-0.140	-0.142	0.002	0.009	0.008	0.008	-0.119
VALENCIA	0.439	0.417	-0.224	-0.373	-0.028	-0.029	-0.042	-0.035	0.106	0.107	0.078
TORTOSA	0.626	0.608	-0.237	-0.390	-0.341	-0.345	0.133	0.143	-0.015	-0.014	0.142
MURCIA	0.370	0.368	-0.487	-0.652	-0.230	-0.220	0.284	0.265	-0.070	-0.070	-0.125
ZARAGOZA	0.658	0.598	-0.174	-0.313	-0.591	-0.613	0.051	0.050	-0.040	-0.039	0.086
GERONA	0.574	0.567	-0.281	-0.372	-0.371	-0.383	0.280	0.258	0.258	0.259	0.173



Tabla 2 - Matriz de Correlación y Correlación estándar respecto a \delta180 en la Estación Promedio (Correlation matrix and Standard Correlation coefficients to δ 180 in the average station)

	OXIG-18	Т°	TV	Pp	Ln Pp	н	Ln H	V	LnV	Hg	Ln Hg	NAO
OXIG-18	1	0,781	0,734	-0,633	-0,707	-0,773	-0,778	0,183	0,190	-0,045	-0,044	0,055
To		1	0,980	-0,433	-0,519	-0,834	-0,839	0,098	0,119	-0,288	-0,288	-0,017
τv			1	-0,346	-0,438	-0,719	-0,726	-0,185	0,007	-0,258	-0,258	-0,032
Pp				1	0,944	0,658	0,664	-0,092	-0,092	-0,284	-0,285	-0,115
Ln Pp					1	0,703	0,717	-0,103	-0,109	-0,194	-0,194	-0,072
н						1	0,999	-0,391	-0,400	0,276	0,275	-0,007
Ln H							1	-0,384	-0,393	0,270	0,269	-0,005
V								1	0,997	-0,486	-0,486	-0,189
LnV									1	-0,506	-0,505	-0,194
Hg										1	1,000	0,462
Ln Hg											1	0,463
NAO												1
ß	1,000	2,231	1,227	-7,733	-0,208	-2,834	-0,045	0,032	0,011	-0,063	0,000	0,025

Los parámetros que presentan una correlación mayor, en orden decreciente, son la temperatura, la humedad relativa y la precipitación, aunque muestran un amplio rango de variación en el conjunto de las estaciones. Los tres son parámetros locales. La tensión de vapor, TV, no se consideró en el proceso de identificación del modelo pues, a pesar de presentar una correlación alta respecto a δ^{18} O, es una variable dependiente de la temperatura. La estación promedio posee las correlaciones más altas. Entre las estaciones REVIP, Valladolid y Valencia resultan extremas, al presentar las correlaciones mayores y menores, respectivamente. La temperatura y humedad relativa son los parámetros que gobiernan el fraccionamiento isotópico y la precipitación incide en el efecto cantidad sobre la presencia de δ^{18} O. El viento presenta una correlación baja y las correlaciones de la presión atmosférica y el índice NAO son despreciables. El viento, la presión y el índice NAO

Proceedings

son parámetros ligados entre sí, aunque los dos primeros sean de registro local y el último lo sea regional.

Finalmente, en el proceso de identificación del modelo de variación temporal a escala mensual del δ^{18} O en precipitación se trabajó con los parámetros de: temperatura, humedad relativa, precipitación y velocidad de viento. La velocidad de viento a pesar de no presentar una correlación alta, se consideró que era un parámetro que debía ser investigado, pues participa en el proceso de evaporación y, por ello, incide en el fraccionamiento isotópico.

Se investigaron 26 estructuras de modelos. Se partió de tres modelos de correlación simple cuyas parámetros respectivos fueron la temperatura, la precipitación y la humedad. Una vez identificada la temperatura como parámetro básico de modelado, se estudiaron los modelos en los que el segundo parámetro pasó a ser el logaritmo de la precipitación o el logaritmo de la humedad relativa y las variantes respectivas de sus ponderaciones por los coeficientes de correlación estandarizado. En esta instancia, no se estudió la velocidad del viento, V, pues este parámetro no incide por sí mismo en el valor de δ^{18} O. Una vez que se identificó al logaritmo de la precipitación sin ponderar, como el segundo parámetro que definía el modelo de tres términos más consistente (modelo básico) se analizó el cuarto término. El estudio de este término fue el más rico en variedad de composiciones de parámetros investigados (18). En la casi totalidad de estos modelos al menos uno de los parámetros era compuesto. En el caso de los modelos de cinco términos, cuatro parámetros, sólo se estudió una única estructura de modelo, en la que a cada parámetro climático le correspondía un término. No se contempló ningún término compuesto, pues para este número de parámetros de modelo se hubiera generado una estructura con información redundante. En esta instancia sí se estudió V, dándole a este parámetro un peso aritmético en el modelo del valor de δ^{18} O que probablemente no tiene físicamente.

Debido al gran número de modelos estudiados, se presentarán sólo los modelos de regresión simple de la estación promedio REVIP. Esta estación sintética ofrece mejores ajustes que los resultantes de las estaciones reales, aunque por este motivo permite una exposición clara de los rasgos que caracterizan a estos modelos. Entre los tres modelos de regresión simple, el dependiente de la temperatura es algo mejor que el del logaritmo de la precipitación y ambos son ligeramente mejores que el dependiente del logaritmo de la humedad. Ello para todos los indicadores de bondad de ajuste del modelo (Tabla 3). Esto se observa en todas las estaciones REVIP. Al contrastar las series calculadas y medidas (Figura 6) se observa que el modelo de temperatura replica la ciclicidad estacional del parámetro y por ello el aumento monótono de T en primavera no permite reproducir los picos estacionales observados en el δ^{18} O. Probablemente, estos picos están ligados a las precipitaciones de febrero-abril, propias del clima mediterráneo. Los modelos que consideran el logaritmo de la precipitación los reproducen más ajustadamente que los dependientes del logaritmo de la humedad. Ninguno de los tres modelos reproduce adecuadamente los valores extremos observados, en particular los invernales.

Tabla 3 - Modelos de regressión simple: criterios de comparación.Estación promedio (Simple regression models: comparison criteria.Average station)

MODELO	N	np	1/N* ∑ res	$1/N^{\star}\Sigma res^{2}$	1/N* Σ iresi	Bic	d _K	det (C ⁻¹)	R
Т	120	1	-0.0009	1.6328	1.0678	6.42	-4.23	0.0179	0.7807
LP	120	1	-0.0005	1.6509	1.0509	6.44	1.76	43.9022	0.7779
LH	120	1	-0.0005	2.0681	1.1539	6.86	-1.42	1.2113	0.7109

En la Tabla 4 se presentan el residuo medio, los criterios de identificación de parámetros de modelos (*CMC*, *MVAR* y *R*) y de identificación de modelos (*BIC* y d_k) correspondientes a los modelos de regresión múltiple básico, el de cuatro parámetros y el óptimo de tres parámetros en la estación promedio y las 15 de la REVIP.

El criterio *BIC* ha primado siempre al modelo básico (T, In P) y penalizó los sucesivos modelos acorde se incrementaba el número de parámetros. Indicando así que en ningún caso el aumento en grados de libertad del modelo justificaba la mejora del ajuste alcanzado.


Figura 6 - Modelos de regressión simple: series calculadas vs observadas. Estación promedio (Simple regression models: calculated vs observed series. Average station)

En el caso de modelos de parámetros simples, al modelo básico (T, ln P) se le sumó el término del logaritmo de la humedad (ln H). Las covarianzas de T, lnP y lnH son del mismo orden, al igual que las covarianzas con δ^{18} O. Por ello, siempre que se agregó el tercer parámetro simple de modelo, d_k lo penalizó. Al incorporarse el cuarto término, V, este presenta unas covarianzas algo más bajas que los restantes parámetros climáticos. Debido a ello, a los modelos de cuatro parámetros simples en algunas estaciones, d_k los valora peor y en otras mejor que a los de tres. Sin embargo, en todos los casos, las estructuras de tres y cuatro parámetros fueron peor valoradas por d_k que el esquema básico. Los parámetros compuestos del modelo fueron conformados por 3 ó 2 parámetros climáticos (T, V y lnH o T y lnH o V y lnH). El valor de los términos de la covarianza, C, correspondientes al parámetro compuesto se incrementaban acorde aumentaba el número de parámetros climáticos que lo componían. Debido a ello, casi en la totalidad de los casos, d_k valoró mejor las estructuras con un parámetro compuesto que las formadas sólo por parámetros simples. En todas las estaciones, la estructura mejor valorada por d_k fue la que contaba con un parámetro compuesto por tres parámetros climáticos.

Las rectas de correlación entre los valores de δ^{18} O calculados y medidos de todos los modelos tienen, aproximadamente, pendiente unitaria y son pasantes por el origen. Ello señala que, en principio, los modelos tienden globalmente a representar el adecuadamente el valor de δ^{18} O.

CMC y R indican la calidad del ajuste entre valores calculados y observados en el marco del problema en sí mismo y en términos absolutos, respectivamente. Al analizar los modelos se desestimaron las estructuras de cuatro parámetros, que no siempre son las que mejor ajuste obtienen, pues la mejora que aportan en los ajustes no es acorde con el incremento de parámetros, ni con disminución de la dependencia de estos respecto a los datos, según indican *BIC* y d_k .

Entre las 16 estaciones, en 7 el mejor ajuste lo obtuvo una estructura en la que el parámetro compuesto lo definían V y ln H, en 6 lo definieron T y ln H y en 3 fueron V, T y ln H (ver CMC y R, Tabla 5). En la evaporación, la humedad es un factor determinante y la velocidad del viento y la temperatura son factores reguladores. Por lo que este parámetro compuesto podría responder a la evaporación, mecanismo que contribuye al fraccionamiento isotópico. Ello sugeriría que la temperatura es un proxy que describe de forma incompleta al fraccionamiento isotópico, contribuyendo el parámetro compuesto a completar esta descripción. Se debe observar que la reducción media de CMC de estos modelos respecto al modelo básico es del 4 % y sólo 3 estaciones superan el 5% de reducción: Santander (13%), Morón (12%) y Cáceres (6%). Ello sugeriría lo ya señalado por los resultados de BIC, que la mejora en el ajuste que indica CMC podría no justificar el incremento de parámetros del modelo. Sin embargo, en general, d_k , identifica a los modelos con estos parámetros compuestos como los óptimos para cada estación.

Los modelo óptimos de tres parámetros presentan coeficientes de correlación, R, que varían entre 0.76 a 0.66, exceptuando a Valencia (0.58), Cáceres (0.61) y Almería (0.64). En la estación promedio el valor de R es 0.86. La dispersión que señala R está ligada a la dificultad de modelar valores extremos, en particular los valores de δ^{18} O más bajos (aguas más ligeras) y a decalajes de un mes.

 Tabla 4 - Criterios de identificación de parámetros y estructuras de modelos: estación media y REVIP (Identification criteria of model parameters and model structures: Average station and REVIP)

ESTACIÓN	MODELO	N	np	1/N*∑ res	CMC	MVAR	BIC	dĸ	R
Q	T, LP	120	2	-7.6E-04	1.1172	0.8524	10.69	-4.953	0.856
MED	T, LP, LH, V	120	4	-3.3E-03	1.0764	0.8308	20.23	-0.028	0.862
PRO	T, LP, VLH	120	3	-7.6E-04	1.0840	0.8310	15.45	-7.425	0.861
8	T, LP	108	2	-2.0E-03	5.0758	1.6339	14.44	-4.897	0.750
ADO	T, LP, LH, V	108	4	-7.2E-03	4.9329	1.5826	23.66	-2.138	0.758
VALL	T,LP,TLH	108	3	-3.4E-03	4.8501	1.6018	18.90	-7.547	0.762
щð	T, LP	104	2	-8.7E-03	3.5925	1.4218	12.88	-6.531	0.747
MA E LOR	T, LP, LH, V	104	4	-1.2E-02	3.4147	1.3667	21.99	-2.049	0.762
PAL	T, LP, VLH	104	3	-5.8E-03	3.4606	1.3804	17.39	-8.932	0.758
₹	T, LP	102	2	-8.3E-03	6.0905	1.8865	15.34	-3.731	0.556
ENC	T, LP, LH, V	88	4	5.6E-01	6.3156	1.8265	24.22	0.727	0.577
VAL	T,LP,TLH	88	3	-8.5E-03	5.9818	1.8248	19.41	-8.964	0.579
,ş	T, LP	119	2	-2.3E-03	1.7567	1.0801	11.31	-4.178	0.642
UL NO	T, LP, LH, V	119	4	-1.3E-02	1.7908	1.0924	20.91	-0.191	0.633
A CO	T. LP. TVLH	119	3	-2.3E-03	1.6984	1.0700	16.04	-13.824	0.657
ш Ш	T. LP	120	2	-8.1E-03	1.6111	1.0071	11.19	-4.052	0.663
AND	T. LP. LH. V	120	4	-8.7E-03	1.3762	0.9217	20.53	-1.717	0.722
LNAS	T.LP.TLH	120	3	-8.1E-03	1.3991	0.9279	15.76	-5.544	0.717
-	T. LP	91	2	-7.5E-03	2.3798	1.2669	11.40	-8.608	0.663
RÓN	T. LP. LH. V	91	4	-8.2E-03	2.0716	1.1781	20.12	-7.328	0.716
WC	T. LP. VLH	91	3	-7.5E-03	2.0889	1.1777	15.62	-12.970	0.713
s	T. LP	105	2	-1.4E-03	4.0270	1.5101	13.33	-6.427	0.582
ERE	T.LP.LH.V	105	4	-4.7E-02	4.6498	1.7382	23.27	-1.824	0.516
cAc	TLP.TLH	105	3	-1.4E-03	3.7985	1.4485	17.76	-12.090	0.614
_	T. LP	110	2	-2.7E-03	5.2698	1.7267	14.67	-6.210	0.694
EAL	T. LP. LH. V	110	4	-2.8E-03	5.2525	1.7356	24.05	-2.549	0.696
∃ ¤	T.LP.TLH	110	3	-2.7E-03	5.2506	1.7293	19.35	-8.497	0.696
	T. LP	102	2	-5.8E-03	6.8647	1.8266	16.11	-3.850	0.695
RCI	T, LP, LH, V	102	4	-5.1E-03	6.3436	1.7692	24.84	-1.576	0.722
W	T,LP,TLH	102	3	-5.8E-03	6.5338	1.7916	20.41	-7.648	0.712
0	T, LP	97	2	-1.6E-04	7.1935	2.0669	16.34	-2.940	0.723
DRII	T, LP, LH, V	89	4	1.1E-03	7.0383	2.0538	24.99	0.565	0.730
ΨW	T, LP, VLH	89	3	-1.7E-04	7.0497	2.0547	20.52	-5.319	0.729
	T, LP	114	2	-7.3E-02	6.3323	1.8695	15.80	-2.909	0.661
EÓN	T, LP, LH, V	114	4	-6.7E-02	6.1723	1.8244	25.12	-1.001	0.671
-	T, LP, VLH	114	3	-6.9E-02	6.2145	1.8244	20.42	-6.976	0.670
٩	T, LP	88	2	1.8E-04	5.2103	1.6341	14.17	-4.796	0.634
AERÍ	T, LP, LH, V	88	4	1.1E-04	5.0717	1.6229	22.98	-2.247	0.647
AU	T, LP, TVLH	88	3	1.8E-04	5.1008	1.6299	18.53	-14.191	0.644
¥.	T, LP	116	2	-5.2E-05	3.4132	1.4117	12.92	-5.741	0.683
3T OS	T, LP, LH, V	116	4	-2.0E-04	3.2867	1.4110	22.30	-2.387	0.697
10	T, LP, TVLH	116	3	-5.2E-05	3.3769	1.4008	17.64	-14.278	0.687
ΥZ	T, LP	117	2	-2.1E-05	4.6448	1.6899	14.17	-4.768	0.719
AGO	T, LP, LH, V	117	4	1.2E-04	4.6061	1.6770	23.65	-3.124	0.722
ZAR	T, LP, VLH	117	3	-2.1E-05	4.6106	1.6785	18.90	-9.148	0.722
۲	T, LP	99	2	-1.8E-05	3.1725	1.3439	12.36	-5.535	0.671
RON	T, LP, LH, V	93	4	-5.2E-04	3.0726	1.2938	21.20	-2.593	0.676
ō	T, LP, VLH	93	3	-2.0E-05	3.1004	1.2968	16.70	-8.724	0.672

En la Figura 7 se presentan las series de valores de δ^{18} O calculadas versus medidas correspondientes a la estructura de modelo óptima de tres parámetros para la estación promedio y las estaciones de REVIP que alcanzan el mejor y el peor resultado, Valladolid y Valencia, respectivamente. En las series se puede apreciar la capacidad de los modelos de reproducir la evolución estacional del δ^{18} O y, en particular, los picos observados en primavera. Los tres modelos representan mejor todos los picos que los modelos básicos de dos parámetros (T, LnP). Aún así, se aprecia la limitación ya comentada para reproducir adecuadamente algunas observaciones extremas; destacando entre estas las caídas invernales del valor de δ^{18} O.



Figura 7 - Modelos de regresión múltiples de tres parámetros: series calculadas vs observadas. Estación promedio, Valladolid y Valencia (Multiple regression models of three parameters: calculated vs observed series. Average station and Valladolid and Valencia stations)

Estudio de la correlación $\delta^{18} O\text{-} Parámetros climáticos en su evolución temporal a escala anual$

Abordar un estudio de la correlación entre los valores de δ^{18} O y parámetros climáticos en su evolución temporal a escala anual, demandaría series anuales más extensas. Así los resultados que se presentan se consideran estrictamente una primera aproximación. Se correlacionaron las series anuales de las estaciones REVIP y la estación promedio con el fin de contrastar los resultados con lo observado en el estudio a escala mensual. Los coeficientes de

correlación de los parámetros climáticos respecto al δ^{18} O para todas las estaciones se presentan en la Tabla 5. Estas correlaciones ofrecen un claro contraste con las de escala mensual (Tabla 1):

- La temperatura, la precipitación y la humedad tienen una baja notoria de sus correlaciones, R, con δ^{18} O respecto a las correspondientes de las series mensuales. La humedad y la temperatura se pueden considerar no correlacionadas en todas las estaciones con la excepción de Girona.
- La presión atmosférica y el índice NAO son los parámetros que presentan las correlaciones mayores respecto a δ^{18} O. Si bien en el caso NAO esto dista de ser homogéneo para todas las estaciones, igualmente el incremento es notorio respecto a las series mensuales.
- La velocidad del viento mantiene valores de correlación en el mismo orden que los correspondientes a las series mensuales.
- NAO y la presión atmosférica cuyo R en todas las estaciones para las series mensuales variaba entre 0.40 y 0.50, en las series anuales pasa a un rango entre 0.70 y 0.82. Ello es coherente dado el vínculo entre ambos parámetros que se evidencia más al ampliar la escala temporal.
- La correlación precipitación-δ¹⁸O pasa a ser aritmética y no logarítmica como los era para las series mensuales. Ello refleja del menor rango de variación interanual respecto al mensual

Tabla 5 - Coeficientes de correlación: parámetros climáticos- δ^{18} O. Escala temporal: anual (Correlation coefficients: climatic parameter- δ^{18} O. Time scale: annual)

Corr OXIG-18	T°	Рр	Ln Pp	н	Ln H	v	LnV	Hg	NAO
PROMEDIO REVIP	-0.108	-0.396	-0.363	0.097	0.094	-0.134	-0.148	0.776	0.593
A CORUÑA	-0.028	-0.835	-0.701	-0.025	-0.036	0.249	0.210	0.440	-0.124
SANTANDER	-0.093	-0.208	-0.312	0.307	0.334	-0.128	-0.149	0.352	-0.042
MORON	-0.072	-0.165	-0.380	-0.264	-0.234	0.882	0.868	0.356	0.113
CACERES	0.059	-0.432	-0.166	-0.103	-0.071	0.282	0.216	0.446	0.142
CIUDAD REAL	-0.252	-0.349	-0.151	0.028	0.032	0.087	0.141	0.645	0.455
MADRID-RETIRO	0.466	0.192	-0.086	0.323	0.276	0.063	-0.037	-0.109	-0.172
VALLADOLID	-0.414	-0.720	-0.469	-0.413	-0.424	0.353	0.306	0.737	0.801
LEON	0.074	-0.216	0.495	0.019	0.047	-0.632	-0.700	0.737	0.634
PALMA	0.223	-0.470	-0.153	0.028	0.034	-0.412	-0.447	0.751	0.463
ALMERIA	0.236	-0.622	-0.604	0.297	0.361	-0.026	-0.012	0.451	0.273
VALENCIA	0.232	0.107	-0.239	-0.340	-0.357	0.204	0.157	0.501	0.536
TORTOSA	-0.089	0.634	0.050	0.380	0.318	0.450	0.466	0.501	0.477
MURCIA	0.206	-0.503	-0.386	0.181	0.163	-0.222	-0.258	0.372	0.114
ZARAGOZA	-0.228	0.371	-0.049	0.435	0.398	-0.794	-0.785	0.512	0.489
GERONA	-0.726	0.237	0.009	0.688	0.701	-0.762	-0.769	0.595	0.716

5. CONCLUSIONES

Se procuró identificar el modelo de regresión múltiple óptimo que describiese la evolución temporal a escala mensual del valor de δ^{18} O en precipitación en las 15 estaciones de la Red Española de Vigilancia de Isótopos en Precipitación en la Península Ibérica e Islas Baleares y en una estación sintética que representa la media de estas. Para ello se investigaron 26 estructuras de modelo. Dada la heterogeneidad de los modelos, tanto en el número de parámetros como en la conformación de estos (al parámetro de modelo simple lo define un parámetro climático y al compuesto lo conforman varios climáticos) y el interés de evitar la sobreparametrización se utilizaron dos criterios de comparación de modelos: *BIC* que penaliza el incremento del número de parámetros del modelo y d_k que, además de valorar el principio de parsimonia, penaliza la dependencia de los parámetros del modelo respecto a los datos.

Metodológicamente se pudo observar que el uso de los criterios *BIC* y d_k ha sido útil, si bien este último reveló alguna limitación relacionada con la definición misma del criterio y el problema tratado.

Los parámetros con los que se modeló la evolución temporal a escala mensual del valor de δ^{18} O en la precipitación han sido:

- Temperatura (T): es el parámetro principal, que atiende a la condensación y que, como proxy, se considera que describe de forma incompleta el fenómeno de fraccionamiento isotópico.
- Precipitación (lnP): describe el "efecto cantidad".

 Humedad (lnH) y Viento (V) o/y Temperatura (T): atienden al proceso de evaporación, en el que la humedad es un factor determinante y la velocidad del viento y la temperatura son factores reguladores.

El parámetro simple y el parámetro compuesto que atenderían a la condensación y a la evaporación, respectivamente, ambos de forma conjunta estarían describiendo el proceso de fraccionamiento isotópico.

Los cuatro parámetros climáticos son locales. Se desestimó trabajar con la presión atmosférica, parámetro local, y el índice NAO, parámetro regional, dadas sus bajas correlaciones.

El modelo básico es definido por dos parámetros simples, temperatura y logaritmo de la precipitación, y alcanza ajustes aceptables con las series observadas, valorándose como óptimos si se juzgan por su simplicidad (*BIC*). Sin embargo, el incorporar a estos modelos un término con un parámetro compuesto definido por el logaritmo de la humedad y la velocidad del viento y/o la temperatura mejora la representación de detalle. Estos modelos de tres parámetros se consideran óptimos desde una perspectiva más amplia de valoración (d_k). Aún así, los modelos tienen dificultades al representar valores extremos. Se identifican como parámetros de los modelos óptimos los siguientes:

- T, lnP, V lnH, en las estaciones de: Palma de Mallorca, Morón, Madrid-Retiro, León, Zaragoza, Girona y la estación sintética media.
- T, lnP, T lnH, en las estaciones de: Valladolid, Valencia, Santander, Cáceres, Ciudad Real y Murcia.
- T, InP, VT InH, en las estaciones de A Coruña, Tortosa y Almería.

El estudio en primera aproximación sobre la evolución temporal a escala anual del valor de δ^{18} O, en lo referente a la correlación ofreció un claro contraste respecto a lo obtenido a escala mensual. La presión atmosférica, parámetro local aunque correlacionado a escala anual con el índice NAO, y este mismo índice, parámetro regional, incrementaron notablemente su correlación con el δ^{18} O. Por el contrario la temperatura y la humedad, parámetros locales muy relevantes a escala mensual, mostraron una clara falta de correlación con el δ^{18} O. Ello podría estar sugiriendo que a mayor escala temporal irían cobrando influencia las condiciones climatológicas regionales en detrimento de las locales respecto a condicionar el valor de δ^{18} O en precipitación en un sitio dado. Finalmente, en el estudio presentado, como en los antecedentes referenciados, se continúa desestimando por desconocerse la situación en origen: esto es las condiciones de evaporación que rigen el valor de δ^{18} O en el vapor que se incorpora a las nubes que dan lugar a las precipitaciones estudiadas. Poder identificar las condiciones climáticas en origen, caracterizarlas de forma accesible y evaluar su incorporación al proceso de modelación es una de líneas de trabajo de mayor desafío entre las que ofrece este campo.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la labor de revisión por su contribución en la mejora del trabajo presentado.

7. REFERENCIAS

- Bowen, G.J. and B. Wilkinson, B. (2002) "Spatial distribution of δ18Oin meteoric precipitation". *Geology*, **30**(4), 315-318.
- Capilla, J., J. Rodriguez Arevalo, S. Castaño, M.F. Diaz Teijeiro, J. Heredia, and R. Sanchez del Moral (2011): "Mapping Oxygen-18 in Meteoric Precipitation over Peninsular Spain using Geostatistical Tools". 2011 AGU Fall Meeting San Francisco, California. USA
- Díaz-Teijeiro, M.F., J. Rodríguez-Arévalo, y S.Castaño, (2009): "La Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP): distribución isotópica espacial y aportación al conocimiento del ciclo hidrológico". *Ingeniería Civil*, **155**, 87-97.
- Heredia, J. (1994): "Determinación automática de la geometría de las formaciones hidrogeológicas". Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. Inédita.
- Kendall, C. and J. Mc Donnel (2003): "Isotope tracers in catchment hydrology". 3th Ed. ELSEVIER. Netherlands. 839 pp.
- Liebminger, A., G. Haberhauer, K. Varmuza, W. Papesch and, G. Heiss (2006): "Modeling the oxygen 18 concentration in precipitation with ambient climatic and geographic parameters". *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05808. doi:10.1029/2005GL025049.
- Liebminger, A., W. Papesch, K. Varmuza, G. Haberhauer (2007): "Multivariate models for the concentration of oxygen-18 in precipitation based on meteorological and geographical features". *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, **89**, 1–8.
- Lykoudis, S.P., A.A. Argiriou and E. Dotsika (2010): "Spatially interpolated time series of δ¹⁸O in Eastern Mediterranean precipitation". *Global and Planetary Change*, **71**, 150-159.
- Rodríguez Arévalo, J., S. Castaño, and M.F. Díaz-Teijeiro (2010): "Contribution of the Spanish Network for Isotopes in Precipitation and related modeling activities to characterize water bodies and their evolution". European Groundwater Conference. Madrid. Spain.
- Rodríguez Arévalo, J., M.F. Díaz-Teijeiro, and S. Castaño (2011): "Modelling and mapping oxigen-18 isotope composition of precipitation in Spain for hydrologic and climatic applications". International Symposium on Isotopes in Hydrology, Marine Ecosystems and Climate Change Studies, Monaco
- Rozanski, K., L. Araguas-Araguas, and R. Gonfiantini (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. *Geophysical Monograph* 78. American Geophysical Unión. 36 pp.

Predictibilidad del caudal de los ríos en Cataluña mediante Análisis Singular Espectral y modelos ARMA.

River Flow Predictability in Catalonia (north Spain) using Singular Spectral Analysis and ARMA models.

Hernández-Martínez, M.⁽¹⁾, Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M. J.

⁽¹⁾Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada, Spain, <u>mhdez@ugr.es</u>

SUMMARY

In this work we analyse the predictability of river flows in Catalonia (northeastern Spain) for the 1970-2010 period. The study is performed for two areas, those characterized for having peak flows in winter and those where this maximum appears in spring. First, a Singular Spectral Analysis (SSA) is performed in order to identify the main oscillatory modes of the raw flow series. Results show: (i) oscillations associated with periods around 5.5, 4.5 and 2.2 years (winter) and 3.3 and 2.8 years (spring), (ii) a nonlinear trend with a 30-year period (spring) and (iii) a red noise process (winter and spring). Secondly, ARMA models are fitted to the filtered series using SSA, and a forecasting experiment is carried out. Period 1970-1996 has been used as calibration period to fit the models, while 1997-2010 period has been chosen as validation period. Finally, model simulated streamflows have been analysed against the raw streamflow series. In both cases the developed models provide a variance reduction of about 40%, showing a fairly good one-step-ahead forecast. Particularly, during validation period (1997-2010), the mean absolute error (MAE) and mean square error (MSE) values are 0.48 and 0.38, respectively for winter, and 0.43 and 0.29 for spring. Additionally, these models are able to detect, in most cases, the phase changes in the streamflow, presenting a phase concordance in the validation period of 80% for winter and 73% for spring.

1. INTRODUCCIÓN

Hoy en día se conoce que uno de los efectos directos del cambio climático es la modificación en el ciclo hidrológico (Trenberth et al., 2007). La variabilidad del caudal de los ríos como consecuencia de la variación en la precipitación y la temperatura asociada al cambio climático conlleva cambios en la escorrentía, en la disponibilidad de agua y en la calidad de la misma (Scarsbrook et al., 2003), jugando, por tanto, un papel muy importante en el desarrollo y en la gestión de los recursos hídricos en muchas regiones del planeta. Por otro lado, la demanda de agua para usos urbano, industrial, medio ambiental y agrícola ha ido aumentando en los últimos años, por lo que la habilidad de realizar simulaciones y predicciones acerca de la disponibilidad de agua es un factor clave para la gestión de dichos recursos hídricos.

El sistema hidrológico actúa como un integrador espacial y temporal de la precipitación, la temperatura y la evapotranspiración sobre una región específica. Las variaciones estacionales en el caudal de los ríos surgen a partir de los cambios en la precipitación y la temperatura, controlados por las fluctuaciones de larga escala en los patrones de circulación atmosférica. El caudal de los ríos presenta, en muchos casos, una mejor relación con determinados índices de teleconexiones que la que se puede obtener con la precipitación o la temperatura, ya que las variaciones en la precipitación aparecen amplificadas en el caudal. Por esta razón resulta más sencillo detectar cambios en el caudal de los ríos que directamente en las variables climáticas básicas (Dettinger et al., 2000, Trigo et al., 2004).

En este trabajo se realiza un estudio de la capacidad predictiva del caudal de los ríos de las Cuencas Internas de Cataluña mediante el Análisis Singular Espectral y los modelos autoregresivos de media móvil (ARMA). Esta región se sitúa al noreste de la Península Ibérica y abarca una extensión de 32000 km². Por el norte limita con las fronteras naturales que constituyen los Pirineos y por el este con el Mar Mediterráneo. Las proyecciones del IPCC para la región del mediterráneo alertan de un muy probable descenso significativo de la precipitación (Christensen et al., 2007a). Además se puede considerar que habrá una reducción de las aportaciones superficiales y de recarga a los acuíferos respecto a los registros observados en las series históricas, del orden del 5% para el año 2025 (Agencia Catalana del Agua, 2008). Esta reducción, en unos sistemas tan frágiles como los actuales, puede resultar crítica. En lo que a temperatura media anual se refiere, otros estudios de proyecciones de cambio climático (Argüeso, 2011) advierten del aumento de las temperaturas máximas y mínimas en la Península Ibérica para finales de siglo.

Este estudio supone una ampliación a trabajos previos realizados para otras cuencas de la Península Ibérica (Gámiz-Fortis et al. 2008a, 2008b, 2010, 2011, Trigo et al., 2004), en el que se trabaja con ríos más localizados en una región de clima mediterráneo, en contraste con las influencias procedentes del Atlántico presentes en los otros estudios.

2. DATOS

Los datos con que se trabaja son datos del caudal mensual de los ríos de las Cuencas Internas Catalanas proporcionados por la Agencia Catalana del Agua. La red hidrográfica catalana presenta dos grandes cuencas hidrográficas mayores, la del Ebro y las Cuencas Internas de Cataluña. Éstas últimas cubren una extensión de 16.628 Km², que corresponde al 52% del territorio catalán. A grandes rasgos este territorio se suele categorizar en tres unidades morfoestructurales generales: al norte, los Pirineos, paralelamente a la costa, el Sistema Mediterráneo Catalán y la tercera gran unidad es la Depresión Central. El clima dominante es el mediterráneo pero con algunos matices según la altitud y la distancia al mar.

La base de datos original consta de datos mensuales de caudal de 144 estaciones de aforo distribuidas por todo el territorio de estudio y abarcan diferentes periodos de tiempo. Estas series de datos fueron sometidas a un control exhaustivo de calidad en el que se han desestimado aquellas series cuya longitud de los registros es inferior a 30 años, así como las que poseen más de un 15% de huecos. Además se ha comprobado la existencia de datos anómalos tratándolos como huecos. A aquellas series que superaron el control se les ha aplicado un proceso de rellenado de huecos mediante regresión múltiple con las estaciones mejor correlacionadas, es decir, aquéllas que presentan un valor del coeficiente de correlación de Pearson igual o superior a 0.7. En total fue posible rellenar 17 series (Figura 1) y se ha seleccionado el periodo 1970-2010 como periodo de estudio.

Las series resultantes se clasificaron según su estacionalidad obteniendo dos caracterizaciones: aquéllas en las que se observan caudales máximos en enero (invierno) y aquéllas en las que el caudal máximo aparece en mayo (primavera). Son muchos los autores que han descrito el régimen irregular que caracteriza tanto la precipitación (Esteban-Parra et al., 1998, Trigo et al., 2000) como el caudal de los ríos en la Península Ibérica (Trigo et al., 2004, GámizFortis et al., 2008a, 2010, 2011). En particular, esta caracterización del comportamiento hidrológico de los ríos mediterráneos se ha puesto de manifiesto en otros estudios sobre la zona (Martín-Díaz, 2010), en los que se detectan comportamientos diferentes para los ríos con influencia nival, en los que la primavera es la estación más caudalosa, y aquéllos en los que se evidencia el carácter más caudaloso del invierno.



Figura 1 - Distribución de las 17 estaciones de aforo con series completas utilizadas en este estudio. En azul se representan aquéllas cuyo caudal máximo es en enero y en rojo las que lo presentan en mayo. (Spatial distribution of the 17 gauging stations without gaps. Stations with its maximum flow peak in January are represented in blue; those stations where this peak appears in May are represented in red.)

Para cada tipo de estacionalidad se ha elegido una serie de caudal representativa, sobre la que se llevará a cabo el resto del análisis. Para el caso de las series con caudales máximos en invierno se ha elegido Girona (41.97°N, 2.82°E) y, para el caso de la primavera, Ripoll (42.17°N, 2.19°E) (Figura 2). Las dos series han sido seleccionadas en base a ser dos de las que contenían menor número de huecos antes de realizar el proceso de rellenado y porque no presentan datos anómalos que hubiera que corregir. Ambas series se sitúan en la cuenca del río Ter que es el más largo y caudaloso de las cuencas internas catalanas, con una longitud de 208 km y con un caudal promedio de 25 m³/s.



Figura 2 – Ubicación de las estaciones de aforo Girona y Ripoll, tomadas como representativas a partir del pico máximo de caudal que presentan. En azul está la estación de Girona, con caudal máximo en enero, y en rojo Ripoll, con caudal máximo en mayo. (Spatial distribution of Girona and Ripoll gauging stations. In blue we represent Girona, with its maximum flow peak in January. In red Ripoll, with its maximum flow peak in May.)

Se ha trabajado con las series de caudal normalizadas de los meses de enero a marzo para Girona (invierno) y de abril a mayo para Ripoll (primavera). El proceso de estandarización de las series empieza por realizar un ajuste mensual de los datos a diferentes distribuciones para determinar aquélla que proporciona un mejor ajuste. Según el test de Kolmogorov-Smirnov y a un nivel de significación del 95% se ha determinado que los datos de la estación de Girona se ajustan mejor a una distribución log-normal, mientras que los de la estación Ripoll lo hacen a una Generalizada Pareto. En el primer caso la estandarización consiste en realizar una transformación logarítmica de los datos asumiendo que los datos resultantes se ajustarán a una distribución Gaussiana. Para el segundo caso el proceso se basa en una aproximación propuesta por Abramowitz y Stegun (1965), que transforma las frecuencias acumuladas en variables estandarizadas.

3. METODOLOGÍA

La metodología utilizada se puede diferenciar en dos partes. Cuando se trabaja con series climáticas promediadas éstas suelen presentar un espectro de ruido blanco asociado que dificulta los experimentos de predicción con modelos ARMA (Gámiz-Fortis et al., 2008a).Para evitar este problema, se aplica previamente un filtrado a las series mediante la técnica del Análisis Singular Espectral (SSA). La modelización ARMA, así como el experimento de predicción, se realiza, entonces, sobre la serie ya filtrada y los resultados se comparan con la serie original sin filtrar. De esta manera se obtienen mejores resultados en lo que a predicción se refiere (Gámiz-Fortis et al., 2002).

a) Análisis Singular Espectral

El Análisis Singular Espectral permite descomponer una serie en sus componentes oscilatorias y ruido. Desde el punto de vista matemático, el SSA es una forma de análisis de las componentes principales (PCA), pero en el dominio del tiempo con el fin de describir la variabilidad de una serie al estudiar su covarianza retardada (Vautard et al., 1992). El SSA se basa en la diagonalización de la matriz de covarianza-retardo de la serie original. Las componentes principales representan los coeficientes de la proyección ortogonal de la serie temporal original sobre su EOF asociado y proporcionan una representación de dicha serie en un nuevo sistema de coordenadas, con la mayor información representada en las primera coordenadas. De este modo, una vez calculados los autovectores y las componentes principales de un registro es posible, mediante un número reducido de ellos, filtrar la serie original con el objetivo de reflejar modos oscilatorios de interés. Cuando dos autovalores de la matriz covarianza-retardo son casi iguales y sus autovectores correspondientes son ortogonales éstos representan una oscilación.

La reconstrucción de la serie original se realiza a partir de un ajuste óptimo entre las PCs correspondientes y la serie original (componentes reconstruidas) ya que las PCs no permiten una descomposición única como suma de sus diferentes componentes. Las componentes reconstruidas (RCs) representan versiones filtradas de la serie original que pueden ser usadas para aislar componentes específicas, para reconstruir tendencias y para eliminar componentes de una serie que son indistinguibles del ruido. Cada una de las componentes reconstruidas representa la contribución de su EOF asociado a la varianza de la serie. Además, las RCs son aditivas por lo que su suma proporciona la serie original y tienen la propiedad de preservar la fase de la serie temporal original.

Para evaluar su frecuencia correspondiente se utiliza el método de máxima entropía (MEM) que se basa en una particular extrapolación de unos valores de autocorrelación conocidos, propuesta por Burg (1975).

Para estudiar la significación estadística de los resultados del SSA se emplea el Método Monte Carlo siguiendo las indicaciones de Allen (1992) y Allen y Smith (1994). Inicialmente los resultados obtenidos del SSA se contrastan frente a la hipótesis de que las series estacionales provengan de un proceso AR(1), es decir, que sean el resultado de un proceso aleatorio de ruido rojo con un valor

de autocorrelación de retardo igual al que posea la serie. Con este objetivo, se utiliza la autobase correspondiente de los datos, proyectando cada realización generada por el método Monte Carlo sobre las EOFs procedentes de los datos y comparando los resultados con los obtenidos a partir de los datos originales.

b) Modelización ARMA y experimento de predicción

La modelización ARMA proporciona una estructura lineal representativa de la evolución temporal de la serie en función de sus valores anteriores. Un proceso estocástico $\{X_t\}$ con media cero, tiene una representación ARMA (p,q) si puede expresarse en forma:

$$X_{t} - \phi_{1}X_{t-1} - \phi_{2}X_{t-2} - \dots - \phi_{p}X_{t-p} = -\Theta_{1}a_{t-1} - \Theta_{2}a_{t-2} - \dots - \Theta_{a}q_{t-a}$$
(1)

donde { a_t } es un proceso de ruido blanco gaussiano con varianza σ_a^2 y media cero; p y q son enteros no negativos, { ϕ_1, \ldots, ϕ_p } son los coeficientes autoregresivos (AR) y { $\Theta_1, \ldots, \Theta_q$ } los coeficientes de media móvil (MA).

El siguiente paso es el experimento de predicción. Dado un modelo ARMA (p,q), la predicción con el menor error cuadrático medio $\hat{x}_t(L)$ a *L* pasos en el futuro es la esperanza condicionada $E_t[x_{t+L}]$ de x_{t+L} en el origen *t*:

$$\hat{\mathbf{x}}(L)_{t} = E_{t}[\mathbf{x}_{t+t}] = \phi_{t}E_{t}[\mathbf{x}_{t+t-1}] + \phi_{2}E_{t}[\mathbf{x}_{t+t-2}] + \dots$$
$$\dots + \phi_{p}E_{t}[\mathbf{x}_{t+t-p}] + E_{t}[\mathbf{a}_{t+t}] - \Theta_{1}E_{t}[\mathbf{a}_{t+t-1}] - \Theta_{2}E_{t}[\mathbf{a}_{t+t-2}] - \dots - \Theta_{q}E_{t}[\mathbf{a}_{t+t-q}]$$
(2)

El error de predicción $e_t(L)$ se obtiene de:

$$e_t(L) = x_{t+L} - \hat{x}_t(L) = a_{t+L} + \psi_1 a_{t+L-1} + \dots + \psi_{L-1} a_{t+1}$$
(3)

La separación en periodos de calibración y validación es fundamental para la obtención de resultados fiables (Wilks, 1995). En este trabajo se ha realizado un experimento de predicción a un paso, en el cual se ha utilizado el periodo 1970-1996 para la calibración del modelo, y el periodo 1997-2010 para su validación.

4. RESULTADOS

 $= a_{\cdot}$

a) Resultados del SSA

Tanto para los datos de la estación de Girona (invierno) como para los de Ripoll (primavera) se ha utilizado una ventana M=15años y la matriz de covarianza-retardo basada en el algoritmo de Vautard y Ghil (1989) para el Análisis Singular Espectral.

i) Girona (Invierno)

Los resultados obtenidos muestran la obtención de tres pares en cuadratura que representan modos oscilatorios conformados por los autovalores 1-2, 3-4 y 5-6. A partir del Método de Máxima Entropía se ha evaluado el contenido espectral determinando, resultando que los pares de EOFs 1-2, 3-4 y 5-6 contienen oscilaciones de periodo 5.5, 4.5 y 2.2 años respectivamente.

Para evaluar la validez de los modos oscilatorios encontrados se utiliza el método Monte Carlo. El análisis concluye que la serie de datos de caudal de invierno de Girona puede ser representada por un modelo que contiene modos cuasi-oscilatorios con periodicidades asociadas de 5.4, 4.5 y 2.2 años y un proceso de ruido rojo.

En base a estos resultados se procede a la reconstrucción de la serie de datos. La serie que se obtiene (SF) tiene una varianza de valor 0.42, siendo la varianza explicada por este filtro del 58%. En el periodo de análisis (1970-2010) la correlación entre la serie original y la filtrada es 0.81 y la concordancia de fase es del 76%. Por otro lado, el error absoluto medio (MAE) y el error cuadrático medio (MSE) valen 0.38 y 0.24 respectivamente. Estos resultados aparecen recogidos en la primera columna de la Tabla 1.

Tabla 1 – Resultados estadísticos para el proceso de filtrado de las series originales (SO) de caudal de invierno en Girona (primera columna) y de primavera en Ripoll (segunda columna) con el SSA. (Statistical results for the filtering process of raw time series (SO). In the first column the results for the Winter streamflow (Girona) are shown while in the second column the results for the Spring streamflow are presented.)

	SO Girona vs SF	SO Ripoll vs SF
MAE	0.38	0.39
MSE	0.24	0.24
r	0.81	0.78
Con. Fase (%)	76	83

En la Figura 3 podemos ver la representación de la serie original junto con el filtro obtenido por el SSA. Éste es particularmente fiable a la hora de capturar la variabilidad del caudal en el periodo 1970-1990.



Figura 3 – Series estandarizadas de anomalías de caudal de invierno original (negro) y filtrada por el SSA (rojo) del río Ter en la estación de Girona. (Raw (black) and SSA-filtered (red) winter streamflow series for the Ter river of Girona gauging station.)

ii) Ripoll (Primavera)

El procedimiento utilizado para los datos de esta estación es el mismo que se ha descrito para la anterior estación. Los resultados del SSA muestran que los autovalores 1-2 y 3-4 conforman dos pares en cuadratura, representando modos oscilatorios. El análisis del Método de Máxima Entropía indica que dichos pares de EOFs representan oscilaciones de periodo 2.8 y 3.3 años, respectivamente. El EOF 5 está asociado a una oscilación de frecuencia 0.03 ciclos/año (periodo de 30 años) y podría representar una tendencia no lineal de la serie.

En este caso el método de Monte Carlo para la significación estadística indica que la serie de datos de caudal puede ser representada por un modelo que contenga los modos cuasioscilatorios obtenidos de periodicidades asociadas de 2.8 y 3.3 años, una tendencia no lineal, que contiene la variabilidad asociada a periodos de 30 años, y un proceso de ruido rojo.

Con estos resultados se reconstruye la serie de datos original. El modelo es particularmente fiable a la hora de capturar la tendencia del caudal de primavera tal y como se puede apreciar en la Figura 4. Esta tendencia es positiva en la primera mitad del periodo de análisis y está seguida por un periodo fuertemente negativo (1982-2000), para terminar siendo positiva de nuevo.



Figura 4 – Series estandarizadas de anomalías de caudal de primavera original (negro), filtrada por el SSA (rojo) y la tendencia (línea discontinua) del río Ter en la estación de Ripoll. (Raw (black), SSA-filtered (red) and non-linear trend (dashed line) spring streamflow series for the Ter river of Ripoll gauging station.)

La varianza de la serie obtenida (SF) es 0.35, y la varianza explicada por este filtro SSA es del 56%. En este caso la correlación entre la serie original y la filtrada es 0.78 y la concordancia de fase es del 83%. El error absoluto medio (MAE) y el error cuadrático medio (MSE) son 0.39 y 0.24, respectivamente. Estos resultados aparecen recogidos en la segunda columna de la Tabla 1.

b) Modelización ARMA y experimento de predicción

Una vez eliminado el ruido y aislada la señal climática contenida en los caudales de invierno y primavera del río Ter, se ha llevado a cabo la modelización ARMA de las series filtradas. El modelo que se obtiene se utiliza para realizar el experimento de predicción a un paso. Como periodo de calibración para el ajuste del modelo se toma el comprendido entre los años 1970-1996 y como periodo de validación los años 1997-2010.

El proceso de modelado empieza por evaluar las funciones de autocorrelación (FAC) y de autocorrelación parcial (PFAC) para las series filtradas y originales. Este análisis junto al criterio de Akaike (AIC) sirven para seleccionar el número de parámetros óptimo para el modelo.

i) Girona (Invierno)

El modelo seleccionado en este caso es un ARMA(6,3) de parámetros:

AR=
$$(\Phi_1=0.18, \Phi_2=0.85^*, \Phi_3=1.15^*, \Phi_4=0.77^*, \Phi_5=0.26^*, \Phi_6=0.83^*)$$

MA= $(\Theta_1=-0.46^*, \Theta_2=0.60^*, \Theta_3=-0.90^*)$

La significación de los parámetros se ha estudiado mediante un test t derivado de los errores estándar de los parámetros. Aquellos parámetros marcados con un asterisco son significativos a un nivel de confianza del 95%. La varianza explicada por este modelo es del 57%.

En base a este modelo se ha realizado el experimento de predicción a un paso. Los resultados, visibles en la Figura 5, se presentan junto a la serie de caudal original. Los periodos utilizados para la calibración y validación se presentan en colores diferentes (azul y rojo).



Figura 5 – Resultados del experimento de predicción para el caudal del río de Ter de invierno en la estación de Girona. La línea discontinua muestra la serie original sin filtrar y la línea negra continua la serie filtrada con el SSA. En azul se representa el periodo de calibración (1970-1996) del modelo ARMA, y en rojo el periodo de validación (1997-2010). (Results of the forecasting experiment of the Ter river winter flow for Girona gauging Station. The dashed line shows the original raw data and filtered data appears in black. In blue we represent the model calibration period (1970-1996) and in red the one-step-ahead forecast (1997-2010).)

En general podemos afirmar que el modelo ARMA representa con propiedad las principales características de la serie filtrada durante el periodo de calibración, aunque la serie original sin filtrar muestra una considerable variabilidad, mayor que la de la serie filtrada y el modelo no es capaz de captar sus valores extremos. No obstante, el comportamiento general de la serie original y filtrada es reproducido por el modelo de predicción obteniéndose, en general, un error pequeño. En particular, el MAE del periodo de validación es de 0.48, el MSE 0.38 y el coeficiente de correlación 0.78. Además, durante este periodo el porcentaje de casos en los que el modelo es capaz de predecir correctamente la fase del caudal es del 80%, lo que significa que, en la mayoría de casos, el modelo puede predecir fielmente un cambio de fase en el caudal. En la Tabla 2 aparecen recogidos estos resultados así como los obtenidos para el periodo de calibración del modelo.

Tabla 2 – Resultados del modelo ARMA del caudal de invierno del río Ter para la estación de Girona para el periodo de calibración (1970-1996) y para el periodo de validación (1997-2010). (ARMA modelling process results for the Winter streamflow (Girona) for the calibration period (1970-1996) and for the validation period (1997-2010)).

	SO invierno Ter vs ARMA(6,3) Calibración	SO invierno Ter vs ARMA(6,3) Validación
MAE	0.36	0.48
MSE	0.20	0.38
r	0.86	0.78
Con. Fase (%)	69	80

ii) Ripoll (Primavera)

Para el caso del caudal de primavera, el modelo obtenido es ARMA(6,6) de parámetros:

 $AR = (\Phi_1 = -0.14, \Phi_2 = -0.19, \Phi_3 = -1.45^*, \Phi_4 = 0.12, \\ \Phi_5 = 0.09, \Phi_6 = 0.76^*)$ $MA = (\Theta_1 = -0.38^*, \Theta_2 = -0.82^*, \Theta_3 = 0.63^*, \Theta_4 = -0.94^*, \\ \Theta_5 = -0.26^*, \Theta_3 = 0.81^*)$

Este modelo explica una varianza del 63%.

El experimento de predicción a un paso representa también en este caso las características principales de la serie filtrada. La serie original sin filtrar presenta una variabilidad que es, en general, bien recogida por el modelo ARMA, si bien, el modelo tiene dificultad a la hora de representar los valores extremos de la serie original (Figura 6).



Figura 6 – Resultados del experimento de predicción para el caudal del río de Ter de primavera en la estación de Ripoll. La línea discontinua muestra la serie original sin filtrar y la línea negra continua la serie filtrada con el SSA. En azul se representa el periodo de calibración (1970-1996) del modelo ARMA, y en rojo el periodo de validación (1997-2010). (Results of the forecasting experiment of the Ter river spring flow for Ripoll gauging station. The dashed line shows the original raw data and filtered data appears in black. In blue the model calibration period (1970-1996) is represented and in red the one-step-ahead forecast (1997-2010)).

La concordancia de fase del modelo y la serie original en el periodo de validación es del 73% y el coeficiente de correlación es 0.69. Estos resultados y los obtenidos para el periodo de calibración están recogidos en la Tabla 3.

Tabla 3 – Resultados del modelo ARMA del caudal de primavera del río Ter para la estación de Ripoll para el periodo de calibración (1970-1996) y para el periodo de validación (1997-2010). (ARMA modelling process results for the Winter streamflow (Girona) for the calibration period (1970-1996) and for the validation period (1997-2010)).).

	SO primavera Ter vs ARMA(6,6) Calibración	SO primavera Ter vs ARMA(6,6) Validación
MAE	0.36	0.43
MSE	0.20	0.29
r	0.83	0.69
Con. Fase (%)	85	80

5. CONCLUSIONES

El objetivo principal de este trabajo ha consistido en el estudio de la capacidad predictiva del caudal de los ríos en Cataluña a partir de la propia historia de las series. Para ello se ha trabajado con los datos de caudal de dos estaciones del río Ter representativas de la variabilidad en conjunto de la región de estudio. En particular la primera de ellas, Girona, representa a aquellos caudales de la región que presentan su pico máximo en los meses de enero a marzo y la segunda, Ripoll, para los caudales con pico máximo en los meses de abril a junio. En ambos casos el periodo de análisis abarca desde 1970 a 2010.

El estudio se ha realizado utilizando la técnica del Análisis Singular Espectral (SSA) y los modelos ARMA.

Los resultados del SSA permiten identificar las características oscilatorias principales de las serie de datos diferenciándolas así del ruido de fondo. Para evaluar la significación estadística de las componentes obtenidas en primera aproximación, se ha aplicado el método Monte Carlo. Finalmente se han obtenido, para el caso de Girona (invierno) tres oscilaciones asociadas a periodos de 5.5, 4.5 y 2.2 años así como un proceso de ruido rojo. Las oscilaciones de periodo 2.2 y 4.5 podrían estar asociadas a la NAO, que se caracteriza por oscilaciones asociadas a periodos de 7.7, 4.8 y 2.4 años (Gámiz-Fortis et al., 2002). Estos resultados coinciden con los

que se obtienen en un estudio de características similares realizado para la cuenca del Ebro (Gámiz-Fortis et al., 2011). Por su parte, la oscilación de 5.5 años podría relacionarse con el ENSO, fenómeno que se asocia a una banda de frecuencias entre 3 y 6 años. En el caso de Ripoll (primavera) los resultados obtenidos corresponden a dos oscilaciones de periodos 2.8 y 3.3 años, un proceso de ruido rojo y una tendencia no lineal con periodicidad asociada de 30 años. Estas oscilaciones aparecen también en el estudio antes mencionado realizado en la cuenca del Ebro, concretamente para la zona Pirenaica (oscilación de 2.8 años) y para la región sur-mediterránea de la cuenca, que presenta el máximo de caudal en mayo (oscilación de 3.3 años). La primera de ellas puede relacionarse con la NAO y la segunda con el ENSO. La tendencia no lineal también aparece como significativa en el estudio del Ebro.

Seguidamente se han utilizado los resultados del SSA para realizar una reconstrucción de las series originales, obteniendo así las series filtradas en las que el ruido desaparece parcialmente pero se mantienen las componentes interanuales estadísticamente significativas. El uso de este filtro mejora considerablemente la capacidad predictiva del modelo ARMA. Para la estación de Girona (invierno) se ha obtenido que la varianza explicada por la serie filtrada es del 58% y la correlación entre la serie filtrada y la original es de 0.81. Para la estación de Ripoll (primavera) la varianza explicada es del 56% y el coeficiente de correlación 0.78.

En la segunda parte del trabajo se ha realizado una modelización ARMA así como un experimento de predicción a un paso a partir de estas series filtradas. EL periodo de calibración utilizado abarca del 1970 al 1996 mientras que el periodo de validación corresponde a los años 1997-2010. Los resultados se comparan con la serie original sin filtrar. Para el caso de Girona (invierno) se ha obtenido un modelo ARMA (6,3) que explica una varianza del 57%. El modelo obtenido para el caso de Ripoll (primavera) es un ARMA (6,6) que explica un 63% de la varianza original de los datos.

A partir de los modelos ARMA obtenidos se ha realizado un experimento de predicción a un paso. Los resultados del experimento muestran que ambos modelos ARMA poseen buenas habilidades predictivas respecto al caudal del siguiente invierno o primavera. Este hecho se refleja en los valores del MAE y MSE para ambas modelizaciones, que durante el periodo de validación son de 0.48 y 0.38 respectivamente, para el caso de Girona (invierno), y 0.43 y 0.29 para el caso de Ripoll (primavera). Además estos modelos son capaces de detectar, en la mayoría de casos, los cambios de fase que acontecen, siendo los valores de la concordancia de fase del 80% y 73% para Girona (invierno) y Ripoll (primavera), respectivamente.

En resumen, el estudio llevado a cabo en este trabajo muestra una valiosa predictibilidad del caudal de los ríos en Cataluña, hecho que puede ser de gran interés para la gestión de los recursos hídricos de dicha Comunidad Autónoma.

En el futuro se pretende ampliar este estudio mediante un análisis de la mejora que introduce en la capacidad predictiva el uso de variables predictoras como la SST u otros índices de teleconexión.

6. **REFERENCIAS**

Abramovitz, M. and I.A. Stegun (1965): "Handbook of Mathematical functions", *Dover Publications*, New York.

Agencia Catalana del Agua (2008): "El agua en Cataluña", Agència Catalana de l'Aigua, Genralitat de Catalunya, Departament de Medi Ambient i Habitatge. Allen, M.R. (1992): "Interactions between the atmosphere and oceans on time-scales of

weeks to years', Ph.D. Thesis, University of Oxford, 202 pp. Allen, M.R. and L.A. Smith (1994): "Investigating the origins and significance of low-

- frecuency modes of climate variability", Geophysical Research Letters, 21, 883-886.
- Akaike, H. (1974): "A new look at the statistical model identification". IEEE Transactions on Automatic Control, 19, 716-723.

Argüeso, D. (2011): "High-resolution projections of climate change over the Iberian Peninsula using a mesoscale model". *PH.D. Thesis, Universidad de Granada.*

- Burg, J.P. (1975): "Maximum entropy spectral analysis". *PH.D. Thesis, Stanford University*.
- Christensen, J., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. Kolli, W.-T. K.Won, R. Laprise, V.M. Rueda, C.M.L. Mearns, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Wheton (2007a): "Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change." [Solomon, S. Y D. Qin y M. Manning y Z. Chen y M. Marquis y K.B. Averyt y M. Tignor y H.L. Miller (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dettinger, M.D. and H.F. Díaz (2000): "Global characteristics of streamflow

- Seasonality". Journal of Hydrometeorology, 1, 289-310.
 Esteban-Parra, M.J., F.S. Rodrigo and Y. Castro-Díez (1998): "Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992", International Journal of Climatology, 18, 1557-1574.
- Gámiz-Fortis, S.R., D. Pozo-Vázquez, M.J. Esteban-Parra and Y. Castro-Díez (2002): "Spectral characteristics and predictability of the NAO assessed through singular spectral analysis". Journal of Geophysical Research, 107 4685 doi:10.1029/2001JD001436.
- Gámiz-Fortis, S.R., D. Pozo-Vázquez, R.M. Trigo and Y. Castro-Díez (2008a): Quantifying the Predictability of Winter River Flow in Iberia. Part 1: Interannual Predictability". Journal of Climate., 21, 2428-2502.
- Gámiz-Fortis, S.R., D. Pozo-Vázquez, R.M. Trigo and Y. Castro-Díez (2008b): "Quantifying the Predictability of Winter River Flow in Iberia. Part II: Seasonal Predictability". Journal of Climate., 21, 2503-2518.
- Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez and Y. Castro-Díez (2010): "Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST". Journal of Hydrology., 385, 143-149.
- Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez and Y. Castro-Díez (2011a): 'Variability of the monthly European temperature and its association with the Atlantic sea-surface temperature from interannual to multidecadal scales". International Journal of Climatology., 31, 2011-2140.
- Gámiz-Fortis, S.R., J.M. Hidalgo-Muñoz, D. Argüeso, M.J. Esteban-Parra and Y. Castro-Díez (2011b): "Spatial-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): global SST as potential source of predictability on decadal time scales". Journal of Hydrology, 409, 759-775.

- Martín-Díaz, J. (2010): "Influencia de los patrones de variabilidad de baja frecuencia WeMO y NAO sobre el caudal de los ríos en Cataluña (1951-2000)". Boletín de la AGE, nº 54, pp. 237-257.
- Scarsbrook, M.R., C.G. BcBride, G.B. McBride and G.C. Bryers (2003): "Effects of climate variability on rivers: Consequences for long term water quality analysis.", Water Resources Association, 1378 Journal of the American 39. doi:10.1029/2002GL016832.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai (2007): "Observations: Surface and Atmospheric Climate Change", in Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.
- Trigo, R.M. and C.C. DaCamara (2000): "Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal", International Journal of Climatology, 20, 1559-1581.
- Trigo, R.M., D. Pozo-Vázquez, T.J. Osborn, Y. Castro-Díez, S.R. Gámiz-Fortis and M.J. Esteban-Parra (2004): "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula", International Journal of *Climatology*, **24**, 925-944. Vautard, R. and M. Ghil (1989): "Singular spectrum analysis: a toolkit for short, noisy
- chaotic signal". Physica, D58, 95-126.
- Vautard, R., P. Yiou and M. Ghil (1992): "Singular spectrum analysis: a toolkit for short, noisy chaotic signal". Physica, D58, 95-126.
- Burg, J.P. (1975): "Maximum entropy spectral analysis". PH.D. Thesis, Stanford University.
- Wilks, D.S. (1995): "Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction", Academic Press.

Aplicación de diferentes parametrizaciones de la capa límite atmosférica (ABL) en el sudoeste de la Península Ibérica

Application of different Atmospheric boundary layer (ABL) parameterizations in southwestern Iberian Peninsula

Hernández-Ceballos, M. A.⁽¹⁾, Adame, J. A.⁽²⁾, Bolivar, J. P.⁽¹⁾, De la Morena, B. A.⁽²⁾

⁽¹⁾I Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Huelva. Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, 21071, Huelva, <u>miguelhceballos@gmail.com</u>

⁽²⁾ Departamento de Observación de la Tierra, Teledetección y Atmósfera. Área de Instrumentación e Investigación Atmosférica del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo, 21130, Mazagón-Huelva.

SUMMARY

The atmospheric boundary layer (ABL) is the part of the troposphere that is directly influenced by the presence of the Earth's surface. The performance of four atmospheric boundary layer (ABL) schemes in reproducing the diurnal cycles of surface meteorological parameters (potential temperature, specific humidity and wind speed and direction) as well as the ABL structure and depth over a coastal area of southwestern Iberia was assessed using the mesoscale meteorological Weather Research and Forecasting (WRF) model. The results for each of the ABL schemes were compared to meteorological measurements for two selected periods, representative of the advection of SW-NW and NE synoptic flows. The standard configuration of the medium-range forecast (MRF) and the Yonsey University (YSU) ABL schemes were employed. Modified versions of each, in which the values of the bulk critical Richardson number (Ribcr) and the coefficient of proportionality (b) were varied, were also used. The four ABL schemes compared were: 1) MRF-St (Ricr = 0.5; b=7.8), 2) YSU-St (Ricr =0.5; b=7.8), 3) MRF-Mod (Ricr =0.25; b=0.0), and 4) YSU-Mod (Ricr =0.25; b=0.0). All parameterizations were found to yield satisfactory forecasting results for nearly all near-surface atmospheric variables, not having influence the modification in Rib cr and b. The YSU schemes overestimated and underestimated the maximum thermal and humidity values respectively. Similar temporal patterns of the diurnal variation in mixing height were generated by all parameterizations, but the YSU schemes generated higher heights overall. All parameterizations appeared to be optimal predictors of ABL structure, tended to produce a cold ABL during both periods, although the ABL was drier in the SW-NW flow and wetter in the NE flow.

1. INTRODUCCIÓN

The atmospheric boundary layer (ABL) is the part of the troposphere that is directly influenced by the presence of the Earth's surface, responding to changes in surface parameters within a time scale of one hour or less (Stull 1988). Physical parameters such as flow velocity, temperature and moisture exhibit rapid fluctuation in this layer as a result of transport processes (turbulence) generated by the warming and cooling of the ground in response to solar radiation. These fluctuations manifest in the diurnal variation in the ABL as well as in the temporal and spatial variation in the thickness of this layer, which ranges from hundreds of meters to a few kilometres.

Due to the importance of the ABL for the biosphere, including human life, the structure and temporal evolution of this layer has been a focus of environmental studies (Rao et al. 2003; Salmond and McKendry 2005; Zhang and Li 2011). Vertical profiles of mean wind velocity and the turbulent vertical exchange of momentum, heat and moisture (Emeis et al. 2004; Schäfer et al. 2006; 2008) have widely been analysed because these parameters affect near-surface pollutant concentrations. The influence of ABL behaviour on air pollutant concentrations is well documented (Helmiga et al. 2002; Badarinath et al. 2009).

A classical approach to understanding ABL characteristics involves the use of experimental data obtained from meteorological soundings (Franchito et al. 2007; Sempreviva et al. 2010). Unfortunately, these observations are restricted to stations at which launches occur frequently; i.e., these data provide limited spatial and temporal coverage. Therefore, it is desirable to develop a parameterisation that enables accurate modelling of ABL features at any location and for any time period.

The high-resolution Weather Prediction System (WPS) meteorological models are widely used in studies of the ABL. In these models, several possible ABL parameterisations have been

increase in the ability of researchers to produce an accurate description of the ABL. One example is the Yonsei University (YSU) scheme (Hong et al. 2006), which is based on a non-local-K scheme with an explicit entrainment layer and a parabolic K profile in an unstable mixed layer. Another example is the Mellor-Yamada-Janjic scheme (Janjic 1990; 1996; 2002), which is characterised by a one-dimensional prognostic turbulent kinetic energy scheme with local vertical mixing. The medium-range forecast (MRF) (Hong and Pan 1996) scheme, which is an older version of the YSU scheme, is characterised by implicit treatment of the entrainment layer as part of a non-local-K mixed layer. The asymmetrical convective model version 2 (ACM2) (Pleim 2007a) is a combination of the original ACM, a simple transilient model that was originally a modification of the Blackadar (BLA) convective model (Zhang and Anthes 1982; Grell et al. 1994) and an eddy diffusion model. Considering this wide range of parameterisations, several studies

implemented (Tombrou et al. 2007) as a result of the progressive

Considering this wide range of parameterisations, several studies have examined the reliability of different ABL schemes for various locations and meteorological scenarios. Wisse and Vilá-Guerau de Arellano (2004) studied the accuracy of several ABL schemes (MRF, BLA and Eta-Mellor-Yamada (ETA)) in predicting the development and evolution of a severe convective storm. Challa et al. (2009) compared the performance of the YSU and MYJ schemes in simulations of mesoscale circulation along the Mississippi Gulf coast. Molders and Krammb et al. (2010) tested various configurations of the MRF and MYJ schemes for a five-day cold weather period with multi-day inversions over interior Alaska. Dandou et al (2009) correlated the mixing heights obtained from ceilometer and sodar measurements with those simulated by the MRF, BLA, Gayno-Seaman (Shafran et al. 2000), Pleim-Xiu (Pleim and Chang 1992) and MRF-urban (Dandou et al. 2005) schemes for two sites near Munich on two days in spring and winter.

The southwestern Iberian Peninsula is a suitable region for the investigation of environmental problems involving secondary

chemical species (Adame et al. 2008; Sorribas et al. 2011), due to a combination of several factors. Both biogenic and anthropogenic sources of atmospheric emissions exist in the region (the anthropogenic sources include metropolitan areas with high population densities and industrial complexes). In addition, the complex orography (the Guadalquivir valley) and the meteorological conditions (high temperatures and solar radiation levels) of the region favour high air pollutant levels during certain periods. Improved knowledge of ABL behaviour in this region will help to improve the understanding of these atmospheric problems. However, studies of the ABL are currently lacking not only in this area but throughout the southern Iberian Peninsula.

The aim of the present study is to evaluate the performance of four different schemes in the characterisation of the ABL under two common meteorological scenarios in coastal southwestern Iberia: the arrival of SW-NW and NE synoptic flows. To achieve this objective, the predictions of the standard configurations of the MRF and YSU schemes, which have already been incorporated into the Weather Research and Forecasting (WRF) model, and modified versions of each of these based on variations in the values of the bulk critical Richardson number (Ricr) and the coefficient of proportionality (b), were compared with surface and profile observations from the coastal site of El Arenosillo in southwestern Spain.

2. STUDY AREA

Meteorological observations were obtained at El Arenosillo -Atmospheric Sounding Station (37.1 N, 6.7 W), belongs to the National Institute for Aerospace Technology (INTA) (Fig. 1a). El Arenosillo station is devoted to atmospheric observation and related research in areas such as meteorology, air pollution and solar radiation. It is located on the southwest coast of the Iberian Peninsula, at the edge of the European continent.



Figure 1 - a) Location of El Arenosillo station in southwestern Europe. b) The nest configuration of the four research domains (Lambert conformal projection). c) The orography of the inner domain with contour lines at 10-m intervals.

The observatory is located approximately to 1 km of the coastline (Fig. 1c) and is surrounded by a natural environment characterised by a uniform cover of pines (mainly Stone Pines, Pinus pinea, which are typically 5–10 m in height) and dry soils. Due to the relatively flat orography of the site, its facilities, its distance from industrial activities and the availability of a large meteorological

database, this station is a strategic location for meteorological studies (Adame et al. 2012).

3. WRF MODEL SET UP

The Weather Research and Forecasting (WRF) model was used in this study. This model is a next-generation mesoscale model designed for several applications including research, operational regional weather forecasting, data assimilation, parameterisedphysics research, driving air quality models, atmosphere-ocean coupling and idealised simulations. The WRF model has been developed with multiple dynamic cores to support both research and operational applications. The specific version used in this study is the Advanced Research version of the WRF (ARW), which is based on an Eulerian mass dynamical core (Skamarock et al. 2008).

The WRF-ARW model consists of fully compressible nonhydrostatic equations, and its prognostic variables include the three-dimensional wind flow, potential temperature perturbations, geopotential, surface pressure, turbulent kinetic energy and scalars (including water vapour mixing ratio, cloudwater and others). The vertical coordinate of the model is terrain-following hydrostatic pressure (the eta coordinate) and the horizontal grid is the staggered Arakawa C-grid.

The initial and lateral boundary conditions for the outermost domain were obtained from 6-hourly global analyses supplied by the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) numerical prediction model with a spatial resolution of 0.25° x 0.25° (longitude x latitude) and 17 vertical pressure levels. Topographic information was obtained from the U.S. Geological Survey (USGS) global 30 arc-s elevation (GTOPO30) dataset (Bliss and Olsen 1996; Gesch and Larson 1996), which allowed optimal topographical representation of the study area (Fig. 1c). In addition, the USGS land use/land cover system was used to classify the physical properties of the surface (Anderson et al. 1976).

Four domains, interacting in a two-way nesting technique, centred at El Arenosillo station were defined (Fig. 1b). Each domain has the dimensions of a 31 x 31 grid, with the grid cell size decreasing from 27 km to 1 km (ratio of 3) from the largest to the smallest domain. The WRF model was built over a mother domain (D1) at a spatial resolution of 27 km. This domain covered the southwestern Iberian Peninsula, the western end of the Mediterranean Sea and a small area of northern Africa. The first nested domain (D2) had a spatial resolution of 9 km and covered the Strait of Gibraltar, southwestern Spain and southeastern Portugal. The third domain (D3), with a resolution of 3 km, was situated over the southern Huelva region, and the finest-scale domain (D4) covered the 31 km² area surrounding El Arenosillo observatory site.

The vertical levels were divided into 40 sigma (σ) layers from bottom to top, with a denser region of sigma levels in the lower atmosphere (27 σ up to 2000 m). Table 1 shows the set of physics options used in the numerical simulations by the WRF model.

Table 1 - De	etails of the physics options used in the WRF model.
Domains	Four nested domains (Damins 1-4)
Dynamics	Primitive equation, nonhydrostatic.
Radiation	Dudhia (1989) scheme for short wave radiation, rapid radiative transfer model (RRTM) for long wave radiation.
Surface processes	5-layer soil diffusion scheme (Dudhia, 1996).
Boundary layer	MRF-St (Ricr=0.5; b=7.8), YSU-St (Ricr=0.5; b=7.8), MRF-Mod (Ricr=0.25; b=0.0) and YSU-Mod (Ricr=0.25; b=0.0).
Cumulus	A modified version of Kain and Fritsch (1990, 1993).
Sea surface temperature	ECMWF analysis data.

Two standard ABL parameterisations implemented in the WRF model were tested: the high-resolution non-local MRF (MRF) scheme and the Yonsei University (YSU) scheme. The YSU scheme is an updated and improved version of the MRF scheme (Hong and Pang 1996; Hong et al. 2006). The major difference between the MRF and YSU schemes is that the YSU scheme includes an explicit treatment of entrainment processes at the top of the ABL whereas entrainment is implicitly parameterised in the MRF scheme. The YSU scheme incorporates non-local momentum transport (for daytime) while the MRF scheme incorporates only local mixing. In addition, the two schemes use different definitions to determine ABL height internally. In the MRF scheme, the top of the ABL is defined as the level of the minimum flux within the inversion level, which is described as an implicit function of the bulk Richardson number, the horizontal wind speed and the virtual potential temperature. This function also approximates the growth of the daytime mixed layer and allows treatment of cases in which surface heat flux is weak as well as transitions between stable and unstable cases. The latter is achieved by relating the appropriate temperature near the surface to the temperature of thermals via the standard 'countergradient' flux correction for the unstable case (Troen and Mahrt 1986).

In contrast, in the YSU (Yonsei University) scheme, ABL height is defined based on the bulk Richardson number by a process of integration. In this scheme, ABL height corresponds to the critical bulk Richardson number and is obtained by linear interpolation between the two adjacent model levels. The critical bulk Richardson number is set at 0.5, and a revised non-local vertical diffusion scheme is applied in the model.

Because the different schemes define ABL height differently, one cannot judge the model performance for h directly. Of the existing methods to determine ABL depth (e.g., bulk Richardson number, potential temperature profile and eddy-viscosity), the present study used the vertical profile of potential temperature (θ) (Heffter 1980; Marsik et al. 1995). In particular, the top of the mixing layer was assumed to be the lowest inversion at which the potential temperature lapse rate is at a maximum. This method was used because the vertical resolution defined in this study (40 sigma levels) was sufficient to resolve ABL structure in detail and because of its validity in showing well-defined capping inversion under daytime convective conditions. Vogelezang and Holtslag (1996) noted that the use of Ricr to compute ABL height generally yields accurate values over land but may result in high ABL height over water in high winds.

In both ABL schemes, the bulk critical Richardson number (Ricr) and the coefficient of proportionality (b) contribute to the determination of ABL height and thermal and humidity properties. The value of Ricr determines the height at which continuous turbulence vanishes (considering both thermal and mechanical sources of turbulence), and the height at which the Richardson number (Rib) reaches Ricr is taken as ABL height (Seibert et al. 2000). The b coefficient contributes to the computation of the countergradient term (Holtslag and Moeng 1991) and the scaled virtual temperature excess near the surface, which determines the value calculated for the temperature near the surface Hong and Pang (1996). The default values of these coefficients are Ricr=0.5 and b=0.0 in both the MRF and YSU schemes.

Considering the relevance of Ricr and b in the determination of ABL height in both schemes, the sensitivity of the WRF model to changes in these two parameters was investigated here. Taking into account the results of Hong and Pang (1996), who found that increases in Ricr and b had very little impact on ABL structure, the four ABL schemes compared in this study were: 1) MRF-St (Ricr=0.5; b=7.8), 2) YSU-St (Ricr=0.5; b=7.8), 3) MRF-Mod (Ricr=0.25; b=0.0), and 4) YSU-Mod (Ricr=0.25; b=0.0).

4. RESULTS

Two periods of 3 days were selected in order to investigate ABL behaviour during two of the most common meteorological scenarios in the region. The first period comprised 27–29 April 2008, which was representative of an intensive arrival of SW-NW winds. The second period covered 22–24 November 2008, in which NE flows were dominant over the area. To determine the behaviour of the ABL, data from three meteorological soundings, one performed on each of three consecutive days, were used. In addition, the surface values of the meteorological parameters (wind direction and speed, humidity, temperature and pressure) were measured at an elevation of 10 m above ground level (agl).

In each simulation, the preceding 24 hours were treated as spinup time to accommodate the increases in grid length and the adjustment of the ABL processes to the different ABL parameters as well as to avoid problems related to adjustment of the large-scale flow according to the local topography, land use and other factors.

To determine the performance of each model configuration in the analysis of weather conditions for each scenario, the meteorological surface values and vertical profiles simulated for the inner domain were compared with empirical data collected at El Arenosillo. The root mean square error (RMSE) between the forecast and observed values of each surface variable (wind speed, potential temperature and specific humidity) was calculated. The bias score (BIAS), which measures the tendency of a model to systematically overestimate or underestimate a parameter, was also calculated (Jimenez-Guerrero et al. 2008). To analyse the performance of each ABL scheme with regard to wind direction, the minimum angular distance of wind direction was calculated using the criteria described in Farrugia et al. (2009).

4.1.- CASE 1: SW-NW SYNOPTIC FLOW (27–29 APRIL, 2008)

The scenario of synoptic flow from the SW or the NW is common in this region. This scenario is associated with the influence of high or low pressure centres located over the Atlantic Ocean (SW flows) or to the north of Iberian Peninsula (NW flows). At the beginning of the selected period, on 27 April 2008, the synoptic conditions were governed by the presence of a high-pressure system to the west of the Iberian Peninsula, which was progressively modified in its influence over this area by the southward movement from high latitudes of a low-pressure system on 28 April. At the end of the 3-day period, on 29 April, this low-pressure system had reached the northern Iberian Peninsula and was the dominant influence on the local meteorological conditions.

The hourly evolution of the observed surface meteorological conditions and the simulations of the four ABL schemes for the inner domain under these synoptic conditions are shown in Fig. 2.

The observed wind direction changed from W to NW over the 3day period, and the daily maximum wind speed increased from 6 to 8 m s⁻¹. The potential temperature ranged from 295 to 282 K, with a clear daily cycle, and the specific humidity exhibited a decreasing trend within a range of 10-5 g kg⁻¹.

Regarding the simulations, in the case of wind direction, all four schemes accurately reproduced the observed temporal evolution. As mentioned in Section 2.4, the minimum angular distance was calculated, and this was found to range from -45° to 45°. The observed wind speed tended to be underestimated by the simulations during the daytime and overestimated at night, with high similarity between the two MRF schemes (MRF-St and MRF-Mod) and between the two YSU schemes (YSU-St and YSU-Mod). The statistical parameters tended to predict low values for wind speed (negative BIAS), but remarkably, the RMSE values were lower for the modified schemes in this case



Figura 2 - Hourly evolution of observations (solid lines) and simulations (lines + symbols) using four ABL schemes (MRF-St, MRF-Mod, YSU-St and YSU-Mod) of a) potential temperature, b) specific humidity, c) wind direction and d) wind speed in the D4 domain from 27 April 2008 at 00:00 UTC to 29 April 2008 at 18:00 UTC.

All four schemes accurately reproduced the daily patterns of potential temperature but tended to underestimate the observed values (negative BIAS) by 0.80-1.20 K. The highest differences between the observed and predicted values occurred for the maximum daily potential temperature. Here, the results of the YSU

schemes were nearly 1 K higher than those of the MRF schemes. The simulated specific humidity values exhibited the decreasing trend that was observed in the empirical data, and similar evolutions were registered by the YSU and MRF schemes, but the differences between the predicted and the observed values were higher for this parameter than for potential temperature. In this case, the YSU schemes yielded lower RMSE values than did the MRF schemes, and the BIAS values indicated a general overestimation in the range of 0.61 to 0.91 g kg⁻¹.



Figura 3 - Observations (solid lines) and simulations (lines + symbols) using the MRF-St, MRF-Mod, YSU-St and YSU-Mod schemes for vertical profiles of potential temperature and specific humidity for a) 11:00 UTC on 27 April, 2008, b) 12:00 UTC on 28 April, 2008 and c) 11:00 UTC on 29 April, 2008. d) Hourly evolution of the mixing layer height obtained from the simulations (lines + symbols) and from meteorological soundings (black points) for the period from 27 April, 2008 at 00:00 UTC to 29 April, 2008 at 18:00 UTC.

The vertical profiles of simulated potential temperature and specific humidity for the fine grid domain (D4) were compared with data from soundings performed on 27 April 2008 at 11:00 UTC and

on each of the subsequent two days at 12:00 UTC (Fig. 3). The observed temperature and humidity profiles were accurately simulated by all four schemes during stable morning conditions on 27 April, and the similarity in the profiles obtained for this time point by each of the ABL schemes was high (Fig. 3a). Temperature was generally underestimated by 2 to 4 K, and humidity was underestimated by 2-2.5 g kg⁻¹ up to 600 m agl and by lower amounts above this elevation. Greater differences among ABL schemes were observed in the profiles simulated for 28 April (Fig. 3b). In this case, the sounding data indicated a well-defined mixing boundary layer at a height of 500 m agl, which was clearly overestimated by all ABL schemes. The schemes varied in their determination of ABL height, with the highest value generated by the YSU-St scheme. However, all four ABL schemes accurately represented both temperature (minimal underestimation) and humidity (underestimation of less than 0.5 g kg⁻¹) profiles in the convective layer for this time point.

The empirical data for 29th April (Fig. 3c) showed a well-defined mixed boundary layer reaching a height of nearly 1200 m agl. The simulated results predicted a shallower, unstable layer. The differences between the predicted and observed potential temperature profiles for this time point were relatively high (underestimation of 2-3 K). The differences between the predicted and observed numidity profiles in the convective layer were not as high.

The mixing layer heights obtained in the simulations were similar to the observed values, with maximum differences of approximately 200 m. An overestimation of the ABL depth by the simulations was observed for the first two soundings, whereas better results were obtained for the third day. The results that agreed most closely with the observations were obtained using the MRF-Mod scheme.

4.2.- CASE 2: NE SYNOPTIC FLOW (22–24 NOVEMBER, 2008)

The arrival of NE flows in the study area is conditioned by the orographic characteristics of the region, specifically, the channelling effect that the Guadalquivir valley exerts on northerly winds. In the 3-day period from 22-24 November 2008, the synoptic conditions were characterised by an isobaric configuration with high and low pressure systems to the west and the east of the Iberian Peninsula respectively. A progressive westward movement of the low-pressure system was observed on 24 November, which increased the influence of this system over the Iberian Peninsula.

Under these synoptic conditions, NE flows were recorded during the first two days with occasional changes in wind direction toward the northwest and a constant wind speed of approximately 2-3 m s⁻¹ (Fig. 4). On the third day, a change in the prevailing wind occurred with the arrival of a northwestern flow at a speed closer to 4 m s⁻¹. Both the potential temperature and the specific humidity were characterised by well-defined cycles. The maximum value of temperature decreased on 24 November from 294 K to 290 K, and the specific humidity ranged between 3 and 7 g kg⁻¹.

A comparison between these meteorological observations and the results simulated using each of the four ABL schemes for this 3day period is shown in Fig. 4.

All of the simulated results correctly represented the observed variation in wind direction. No large differences among the simulated results were observed, and in general, only a short delay was observed in the simulations of the abrupt changes in wind direction. The minimal angular distance ranged from 20° to -45° . For the same period, the wind speeds predicted by the simulations were systematically higher than the observed wind speeds (positive BIAS of 2.25-2.85 m s⁻¹), regardless of which ABL parameterisations were used. The patterns of temporal evolution in wind speed obtained using the MRF and YSU schemes were similar. The RMSE values for wind speed were between 2.46 and 2.91 m s⁻¹ and were highest for the YSU schemes.





Figure 4 - Hourly evolution of observations (solid lines) and simulations (lines + symbols) using four ABL schemes (MRF-St, MRF-Mod, YSU-St and YSU-Mod) of a) potential temperature, b) specific humidity, c) wind direction and d) wind speed in the D4 domain from 22 November 2008 at 00:00 UTC to 24 November 2008 at 18:00 UTC.

In the case of potential temperature, the predicted evolution was similar to the observed pattern, particularly with respect to the daily peak values. However, some differences were registered in the transition periods, for which the YSU parameterisations yielded higher values than did the MRF schemes. The range of RMSE values for the MRF schemes (1.75-1.97 K) was lower than that for the YSU schemes (2.16-2.22 K). A slight underestimation was generated by the MRF schemes (-0.31,-0.43 K) and a slight overestimation was generated by the YSU schemes (0.39,0.90 K).



Figure 5 - Vertical profiles of potential temperature and specific humidity based on observations (solid lines) and model simulations (lines + symbols) using the MRF-St, MRF-Mod, YSU-St and YSU-Mod schemes for a) 16:00 UTC on 22 November, 2008, b) 13:00 UTC on 23 November 2008 and c) 16:00 UTC on 24 November 2008. d) Hourly evolution of the mixing layer height obtained from the simulations (solid line) and from meteorological soundings (black points) for the period from 22 November 2008 at 00:00 UTC to 24 November 2008 at 18:00 UTC.

The simulated results for specific humidity appropriately represented the observed temporal evolution of this parameter, and all four parameterisations yielded similar results. The simulations generally overestimated the observed values (a positive BIAS of 0.81 to 0.99 g kg⁻¹), and the highest discrepancy was observed in the simulation of maximum daily values using the MRF schemes.

Higher RMSE values were obtained for the MRF schemes (1.16-1.13 g kg⁻¹) than for the YSU schemes (1.03-0.96 g kg⁻¹).

Fig. 5 compares the simulated potential temperature and specific humidity profiles for the fine grid domain (D4) with sounding observations recorded on 22 November at 16:00 UTC, 23 November at 13:00 UTC and 29 November at 16:00 UTC. The profiles modelled using all four ABL schemes were in good agreement concerning the definition of the convective layer. For the first two days, the temperature (1-2 K) was underestimated and the humidity (1 g kg⁻¹) was overestimated, but for the third day, the simulations yielded slightly lower temperatures (0.5-1 K) and higher humidity values (0.5 g kg⁻¹).

The mixing depth structures observed on the second and third days and the associated mixing layer heights (approximately 1100 m agl and 1700 m agl, respectively) were well simulated by the model. However, for the first day, the simulation yielded a mixing layer height of 1600 m agl whereas with the empirical data indicated a stable layer. The simulated capping inversion obtained for each day ranged from relatively high values generated using the YSU-St scheme to lower values generated using the MRF-Mod scheme. The MRF-St and YSU-Mod schemes yielded similar, intermediate height values.

The maximum differences between the model simulations of ABL height based on the four schemes were lower than 100 m. The YSU-Mod and MRF-St predictions exhibited the strongest agreement with the observed ABL height for the first two days, whereas for the last day, the YSU-St and MRF-St schemes generated the best approximations to the observed mixing height.

5. DISCUSSION

The comparative study presented here analysed the performance of four ABL parameterisations in the simulation of surface conditions under two contrasting meteorological scenarios. According to the statistical results (RMSE and BIAS), the degree of agreement between the observations and the model predictions was similar to that obtained in previous works (Jimenez-Guerrero et al. 2008; Challa et al. 2009; Papanastasiou at al. 2010).

However, differences in the simulation results depending on the ABL schemes used were observed for both meteorological scenarios. In the case of potential temperature, the simulations displayed a statistical tendency to underestimate the observed values, similar to that observed in mesoscale meteorological models (Zhang and Zheng 2004). However, simulation results for the temporal evolution of potential temperature differed between models run using MRF schemes and those run using YSU schemes. The highest discrepancies were observed in the daily maximum values for the SW-NW flow scenario and in nighttime values for the NE flow scenario, but in both scenarios, the warmest values were obtained using the YSU schemes. For specific humidity, although similar values and patterns of evolution were obtained using both MRF and YSU schemes in each scenario, the YSU schemes generated lower maximum values in some cases.

Overall, the YSU schemes exhibited a tendency to generate higher temperature predictions and lower humidity predictions. This behaviour could be related to the impact that different meteorological conditions have on the ABL parameterisations. In this case, the flows analysed represent a maritime influence in the first case (wind from the SW-NW) and a continental influence in the second case (wind from the NE). The YSU schemes include an additional parameter to determine the thermal excess and produce larger values for the magnitude of the diffusion coefficients because the maximum value of K is larger by a factor of 1.2 in the YSU PBL than in the MRF PBL.

In the case of wind speed, differences between the predictions generated using the different ABL schemes were found for both periods. Most notably, the YSU schemes registered higher variation in surface wind speed than did the MRF schemes. This could be associated with differences in the formulation of the schemes, in particular, the fact that the YSU schemes use a non-local momentum transport in diurnal time whereas the MRF schemes use only local mixing. The results displayed a tendency to underestimate and overestimate the observed wind speeds in the SW-NW and NE flow scenarios, respectively. This difference could be related to the observed daily evolution of wind speed, as a well-marked daily cycle was observed for the SW-NW flows and relatively homogeneous values were observed for the NE flows. The best approximation for the SW-NW flow scenario was in agreement with Zhang and Zheng (2004), in which the optimal reproduction of the surface temperature was strongly correlated with a good approximation of the wind speed phase when the diurnal cycle of continental wind speed was approximately in phase with the thermal cycle (Dai and Deser 1999). These results were in contrast with those obtained by Steeneveld et al. (2011), who found the largest differences between WRF-YSU and MRF results for nighttime during strong winds.

The results for the potential temperature and specific humidity profiles showed that both the MRF and YSU schemes appear to be optimal predictors of ABL structure. The two schemes generated similar thermal and humidity properties for the convective layer and logical differences in the determination of ABL height, although the maximum differences between the simulated and observed ABL heights ranged between 100 and 200 m.

The MRF schemes produced a more stable boundary layer, whereas the YSU schemes generated a relatively well-mixed ABL structure. The simulations produced a cold bias of nearly 2 K, and the simulated ABL tended to be drier in the SW-NW flow period and wetter in the NE flow period. These results are somewhat at odds with those of Pleim (2007b) and Thompson (2010, personal communication), who noted that the MRF and YSU schemes produce a dry and warm ABL. In the current study, it was also observed that compared to the MRF-St scheme, the YSU-St scheme produced a colder surface layer in the early hours and a warmer surface layer in the later hours of the day, in agreement with Hong and Pang (2006).

The results also indicated that a reduction in the value of the b coefficient resulted in lower simulated thermal properties. This is due to the influence of b on the determination of excess surface temperature determination and the resulting effect of variation in this parameter on the potential temperature in the convective boundary layer. This result is in agreement with theoretical predictions (Hong and Pang, 2006) that enhanced b coefficient values will increase the simulated temperatures in the convective boundary layer. In the current study, contrasting meteorological conditions did not influence this behaviour.

Differences between the ABL schemes were also observed in terms of the temperature near the inversion layer. The top of the ABL was slightly lower in the MRF simulations than in the YSU simulations, reflecting a difference in the formulation of the two schemes, and in particular, the inclusion of an explicit treatment of entrainment processes at the top of the ABL in the YSU scheme. Within this general trend, the predictions of the two schemes differed more under the arrival of NE flows than under the arrival of SW-NW flows. This could be related to the fact that relatively homogeneous thermal and humidity properties are associated with marine flows.

The simulated profiles indicated that modification of the value of Ri_{cr} resulted in variation in the predicted ABL depth. Regardless of the parameterisation used, the simulated mixing height was higher for Ri_{cr} =0.5 than for Ri_{cr} =0.25. This is because a higher Ri_{cr} value is associated with a greater degree of stability and the ABL height is incremented in this situation. This also means that when Ri_{cr} is lower, the simulated profiles are colder and wetter compared to the empirical results in the convective boundary layer but warm and dry at the top due to an increase in the warm air at the top of the ABL. The removal of the countergradient term, indicated by b=0, generated a lower boundary layer depth, as was also observed in Hong et al. (1996), because this term neutralises the gradient by

cooling the lower portion of the ABL and warming the upper portion.

Regarding diurnal variation in the mixing height in response to daily variation in heat fluxes, both the YSU and MRF ABL schemes realistically simulated the growth and decay of the mixed layer. However, some temporal variation between the two schemes was observed. Although the YSU and MRF schemes simulated similar heights in the morning, the height simulated using the YSU scheme was higher than that simulated using the MRF scheme after midday. The YSU schemes also generated higher nighttime mixing heights, in agreement with the results of Hong and Pang (2006).

The analysis of diurnal variation in the mixing height indicated a further difference between the MRF and YSU parameterisations. When the mixing height was well defined, the ABL depth evolution obtained using the YSU parameterisation with Ri_{cr} =0.25 was similar to that obtained using the MRF scheme with Ri_{cr} =0.5. This result is consistent with that obtained by Hong and Pang (2006), who found that relative to the MRF scheme, the YSU scheme increases the height of the ABL when convection is generated by thermal processes and decreases this height when convection is induced by mechanical processes.

Taking into account this set of results, the most realistic simulation of the observed meteorological conditions was obtained using the MRF ABL parameterisation with the lowest values of $R_{i_{cr}}$ and b coefficients tested (0.25 and 0.0, respectively). This configuration is similar to that used in Borge et al. (2008), in which the WRF-ARW model was tested over the Iberian Peninsula using a $R_{i_{cr}}$ value of 0.3.

REFERENCES

- Adame, JA., A. Lozano, JP. Bolívar, B. De la Morena, J. Contreras, F. Godoy (2008): "Behaviour, distribution and variability of surface ozone at an arid region in the South of Iberian Peninsula (Seville, Spain)". *Chemosphere*, **70**, 841-849.
- Adame, JA., MA. Hernández-Ceballos, JP. Bolívar, B. De la Morena (2012): "Assessment of an air pollution event in the southwestern Iberian Peninsula". *Atmos Environ*, 10.1016/j.atmosenv.2012.03.010.
- Anderson, JR., EE. Hardy, JT. Roach, RE.Witmer (1976): "A land use and land cover classification system for use with remote sensor data". U.S. Geological Survey Professional Paper. 964, 41 pp.
- Badarinath, KVS., AR. Sharma, SK. Kharol, VK. Prasad (2009): "Variations in CO, O3 and black carbon aerosol mass concentrations associated with planetary boundary layer (PBL) over tropical urban environment in India". J Atmos Chem, 62,73–86.
- Bliss, NB., and LM. Olsen (1996): "Development of a 30-arcsecond digital elevation model of South America". Proc. Pecora 13th Symp. Human Interactions with the Environment— Perspectives from Space, 13th, Sioux Falls, South Dakota, August 20-22, Proceedings: Bethesda, Maryland, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing.
- Borge, R., V. Alexandrov, JJ. del Vas, J. Lumbreras, E. Rodríguez (2008): "A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula". *Atmos Environ*, 42, 8560–8574.
- Challa, VS., J. Indracanti, MK. Rabarison, C. Patrick, JM Baham, J. Young, R. Hughes , MG. Hardy, SJ. Swanier, A. Yerramilli (2009): "A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast". *Atmos Res*, **91**, 9–25.
- Dai, A., and C. Deser (1999): "Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence field". J Geophys Res, 31, 109- 125.
- Dandou, A., M. Tombrou, E. Akylas, N. Soulakellis, E. Bossioli (2005): "Development and evaluation of an urban parameterization scheme in the Penn State/NCARMesoscale Model (MM5)". J Geophys Res, 110:D10102. Dandou, A., M. Tombrou, K. Schäfer, S. Emeis, AP. Protonotariou, E. Bossioli, N.
- Dandou, A., M. Tombrou, K. Schäfer, S. Emeis, AP. Protonotariou, E. Bossioli, N. Soulakellis, P. Suppan (2009): "A Comparison Between Modelled and Measured Mixing-Layer Height Over Munich". *Boundary-Layer Meteorol*, **131**, 425–440.
- Emeis, S., C. Münkel, S. Vogt, WJ. Müller, K. Schäfer (2004): "Atmospheric boundarylayer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements". *Atmos Environ*, 38, 273–286.
- Emery, CA., E. Tai, and G. Yarwood (2001): "Enhanced Meteorological Modeling and Performance Evaluation for Two Texas Ozone Episodes". Prepared for the Texas Natural Resource Conservation Commission. ENVIRON International Corporation, Novato, CA, 235 pp.
- Farrugia, PS., JL. Borg, and A. Micallef (2009): "On the algorithms used to compute the standard deviation of wind direction". *J Appl Meteorol Climatol*, 48, 2144-2151.
 Franchito, SH., V. Brahmananda, TO. Oda, JC. Conforte (2007): "An observational
- Franchito, SH., V. Brahmananda, TO. Oda, JC. Conforte (2007): "An observational study of the evolution of the atmospheric boundary-layer over Cabo Frio, Brazil". *Ann Geophys*, 25, 1735–1744.
- Grell, GA., J. Dudhia, and D. Stauffer (1994): "A description of the fifth-generation Penn state/NCAR mesoscale model (MM5)". NCAR technical note, NCAR/TN-398 +STR National Centre for Atmospheric Sciences, Boulder, CO, 138 pp.
- 398 +STR, National Centre for Atmospheric Sciences, Boulder, CO, 138 pp. Gesch, DB.and KS. Larson (1996): "Techniques for development of global 1-kilometer digital elevation models". Proc. Pecora 13th Symp. Human Interactions with the Environment— Perspectives from Space, 13th, Sioux Falls, South Dakota, August

20-22, Proceedings: Bethesda, Maryland, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing.

- Heffter, JL. (1980): "Transport layer depth calculations". In: Proceedings of the 2nd joint conference on applications of air pollution modelling. *American Meteorological Society*, pp 787–791.
- Helmiga, D., J. Boultera, D. Davida, JW. Birksa, NJ. Cullena, K. Steffena, BJ. Johnsonb, SJ. Oltmansb (2002): "Ozone and meteorological boundary-layer conditions at Summit, Greenland, during 3–21 June 2000". Atmos Environ, 36, 2595–2608.
- Hong, SY. And H-L. Pan (1996): "Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model". Mon Wea Rev, 124, 2322–2339.
- Hong, S-Y., Y. Noh, and J. Dudhia (2006): "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". *Mon Wea Rev*, **134**, 2318–2341.
 Holtslag, AAM., and C-H. Moeng (1991): "Eddy diffusivity and countergradient
- Holtslag, AAM., and C-H. Moeng (1991): "Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer". J Atmos Sci, 48, 1690-1698.
- Janjic, ZI. (1990): "The step-mountain coordinate: physical package". Mon Wea Rev, 118, 1429–1443.
- Janjic, ZI. (1996): "The surface layer in the NCEP Eta Model". Eleventh Conference on NumericalWeather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August; Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 354–355.
- Janjic, ZI. (2002): "Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model". NCEP Office Note, No. 437, 61 pp.
- Jiménez-Guerrero, P., O. Jorba, JM. Baldasano, S. Gassó (2008): "The use of a modelling system as a tool for air quality management: Annual high-resolution simulations and evaluation". *Sci. Total Environ*, **390**, 323-340.
- Mölders, N., and G. Krammb (2010): "A case study on wintertime inversions in Interior Alaska with WRF". Atmos Res, 95, 314–332.
- Marsik, FJ., KW. Fischer, TD. McDonald, PJ. Samson (1995): "Comparison of methods for estimating mixing height used during the 1992 Atlanta field intensive". J Appl Meteorol, 34, 1802–1814.
- Papanastasiou, DK., D. Melas, and I. Lissaridis (2010): "Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model". Atmos Res, 98, 102–117.
- Pleim, JE., and JS. Chang (1992): "A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer". Atmos Environ, 26, 965–981.
- Pleim, JE. (2007a): "A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part 1: Model description and testing", *J Appl Meteor Climatol*, 46, 1383–1395.
- Pleim, J. (2007b): "A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model". J Appl Meteor Climatol, 46,1396–1409.
- Rao, ST., J-Y. Ku, S. Berman, K. Zhang, H. Mao (2003): "Summertime Characteristics of the Atmospheric Boundary Layer and Relationships to Ozone Levels over the Eastern United States". *Pure appl geophys*, 160, 21–55.
 Salmond, JA., and IG. McKendry (2005): "A review of turbulence in the very stable
- Salmond, JA., and IG. McKendry (2005): "A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer and its implications for air quality". *Prog Phys Geog*, 29, 171-188.
- Schäfer, K., S. Emeis, H. Hoffmann, C. Jahn (2006): "Influence of mixing layer height upon air pollution in urban and sub-urban area". *Meteorol Z*, 15, 647–658.

- Schäfer, K., A. Harbusch, S. Emeis, P. Koepke, M. Wiegner (2008): "Correlation of aerosol mass near the ground with aerosol optical depth during two seasons in Munich". Atmos Environ, 42, 4036–4046.
- Seiberta, P., F. Beyrichb, S-E. Gryningc, S. Joffred, A. Rasmussene, P. Tercierf (2000): "Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height". *Atmos Environ*, **34**, 1001–1027.
- Sempreviva, AM., ME. Schiano, S. Pensieri, A. Semedo, R. Tome, R. Bozzano, M. Borghini, F. Grasso, LL. Soerensen, J. Teixeira, C. Transerici (2010): "Observed development of the vertical structure of the marine boundary layer during the LASIE experiment in the Ligurian Sea". Ann Geophys, 28, 17–25. Shafran, PC., NL. Seaman, and GA. Gayno (2000): "Evaluation of numerical
- Shafran, PC., NL. Seaman, and GA. Gayno (2000): "Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the lake Michigan ozone study". J Appl Meteorol, 39,412–426.
- Skamarock, WC., JB. Klemp, J. Dudhia, DO. Gill, DM. Barker, W. Wang, JG. Powers (2005): "A description of the Advanced Research WRF Version 2". NCAR Tech Notes-468+STR.
- Sorribas, M., BA. De la Morena, B. Wehner, JF. López, N. Prats, S. Mogo, A. Wiedensohler, VE. Cachorro (2011): "On the sub-micron aerosol size distribution in a coastal-rural site at El Arenosillo Station (SW-Spain)". Atmos Chem Phys 11, 11185-11206.
- Steeneveld, GJ., LF. Tolk, AF. Moene, OK. Hartogensis, W. Peters, AAM. Holtslag (2011): "Confronting the WRF and RAMS mesoscale models with innovative observations in the Netherlands: Evaluating the boundary layer heat budget". J Geophys Res, 116.
- Stull, RB. (1988): "An Introduction to Boundary Layer Meteorology". Kluwer Academia Publishers. Dordrecht, 1-3pp.
- Tombrou, M., A. Dandou, C. Helmis, E. Akylas, G. Angelopoulos, H. Flocas, V. Assimakopoulos, N. Soulakellis (2007): "Model evaluation of the atmospheric boundary layer and mixed-layer evolution". *Boundary-Layer Meteorol*, **124**, 61-79.
- Troen, IB., and L. Mahrt (1986): "A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation". *Boundary-Layer Meteorol*, 37, 129–148.
- Vogelezang, DHP., and AAM. Holtslag (1996): "Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations." *Boundary-Layer Meteorol*, 81, 245-269.
- Wisse, JSP., and J. Vilá-Guerau de Arellano (2004): "Analysis of the role of the planetary boundary layer schemes during a severe convective store". Ann Geophys, 22, 1861–1874.
- Zhang, Q., and H. Li (2011): "A study of the relationship between air pollutants and inversion in the ABL over the city of Lanzhou". Adv Atmos Sci, 28, 879-886.
- Zhang, D., and RA. Anthes (1982): "Å high-resolution model of the planetary boundary layer- sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data". J Appl Meteorol, 21,1594–1609.
- Zhang, DL., and WZ. Zheng (2004): "Diurnal cycles of surface winds and temperatures as simulated by five boundary layer parameterizations". J Appl Meteorol, 43, 157– 169.

Episodios de alta concentración de SO2 en el área industrial-urbana de Huelva (2006-2010).

Events of high concentrations of SO2 in the industrial-urban area of Huelva (2006-2010).

M. D. Valentí-Pía⁽¹⁾, J. A. Adame⁽¹⁾, M. Gil-Ojeda⁽¹⁾ y B. A. de la Morena⁽¹⁾

⁽¹⁾ Estación de Sondeos Atmosféricos 'El Arenosillo', Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica, Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Crta. Huelva-Matalascañas, km 34. 21130. Mazagón-Huelva (valentipmd@inta.es).

SUMMARY

The SO₂ hourly values collected in the industrial-urban area of Huelva during the period from 2006 to 2010 have been analysed. SO₂ data have been registered in air quality stations using instruments based on the technique of flourescence in the UV. Statistical parameters have been obtained from hourly values as well as the monthly and daily variations. Maximum values can exceed 100 μ g m⁻³ while the mean values were ~ 7 μ g m⁻³. The monthly evolution shows no clear trends with different variations according to the air quality station. The highest mean concentrations have been obtained in spring months at two stations while in summer were recorded in other two and finally in winter another one. The daily cycle was characterized by the highest concentrations around noon whereas the rest of the day are measured low and constant values. Finally, a criterion to identify situations with high SO₂ concentrations has been applied. Two cases of typical SO₂ events have been shows. The SO₂ episodic occurs in the Huelva area under mesoscale processes. The concentrations registered could be attributed to the both low dispersion horizontal and mixing vertical as well as the direct impact of the industrial emissions in the urban Huelva area.

1. INTRODUCCIÓN

El dióxido de azufre (SO₂) es emitido a la atmósfera por procesos naturales y antropogénicos. Las principales fuentes naturales de SO₂ son las emisiones volcánicas, las procedentes de los océanos y las emisiones biogénicas. Entre las fuentes de emisión de SO₂ antropogénicas se encuentran: el refinamiento de petróleo, el procesamiento de mineral para la obtención de cobre, zinc y plomo y la producción de cemento y pasta maderera. Otras fuentes de menor importancia son la combustión de gas natural, la calefacción doméstica y los automóviles, buques y aeronaves, estas últimas en menor medida.

Además de las mencionadas anteriormente, la principal fuente antropogénica de emisión de SO_2 es la combustión de carbón y fueloil, actividad realizada mayoritariamente en las centrales térmicas. En la actualidad estas centrales emplean principalmente gas natural, y por tanto, emiten menos SO_2 . Sin embargo, a pesar de que en los últimos 20 años las emisiones de SO_2 han ido disminuyendo, gracias a la implantación de nuevas tecnologías y a la aplicación de medidas de control de la calidad del aire, existen zonas en las que la contaminación sigue siendo elevada (OSE, 2006).

Existen numerosos artículos relacionados con las emisiones de SO_2 y sus impactos tanto en la salud humana (Ware et al., 1981; Folinsbee, 1992; Dab et al., 1996), los ecosistemas (Granados et al., 2010; Likens et al., 1996) como en los materiales de construcción (Haneef et al., 1992). Asimismo, se han realizado estudios específicos del comportamiento de esta sustancia en España (Saiz-López et al., 2009; Adame et al., 2012c).

Mediante este trabajo se pretende determinar los niveles de concentración de SO_2 en la provincia de Huelva durante el periodo 2006-2010 a partir de los registros de cinco estaciones. Así como examinar la evolución de dichas concentraciones, tanto mensual como diariamente. Además, se han identificado situaciones episódicas o de alta concentración y analizado los escenarios meteorológicos bajo los cuales se producen.

2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA, BASES DE DATOS E INSTRUMENTACIÓN

2.1. Descripción del área

El área de estudio es el entorno urbano-industrial de Huelva, el cual se ubica en el SW de la Península Ibérica. Huelva tiene una población de 149.310 habitantes (INE, 2010). La provincia de

Huelva se sitúa entre los ríos Guadiana y Guadalquivir, abierta al Atlántico y ubicada en el Golfo de Cádiz.

La meteorología de la zona de interés está fuertemente condicionada por sus características orográficas. Los escenarios meteorológicos pueden estar gobernados por situaciones sinópticas y por procesos de mesoescala, brisa costera. Estos escenarios han sido estudiados ampliamente en los últimos años (Adame et al., 2010ab, Hernández-Ceballos et al., 2012). En los alrededores de la ciudad de Huelva se ubican tres importantes complejos industriales. El polígono de Tartessos, a 6 km al NE de la ciudad, dedicado fundamentalmente a la industria papelera, el de Punta del Sebo, a 2 km al S, con industrias transformadoras de fosfatos, fundición de cobre y producción de energía eléctrica. Finalmente, el de Nuevo Puerto, a 5 km al SE, cuya actividad principal es la transformación de productos derivados del petróleo. Estas actividades industriales son fuentes emisoras de SO2. Según el Registro Estatal de Emisiones Fuentes Contaminantes (EPER, http://www.ptr-es.es), las V emisiones de SO₂ han ido disminuyendo en los últimos años (Figura 1), con una reducción desde el 2006 al 2010 de un 44.2 %.



Figura 1- Emisión anual de SO₂ por las actividades industriales en la provincia de Huelva en el periodo 2006-2010 Fuente: (<u>http://www.ptr-es.es</u>) (*Annual emission of sulfur oxides in the province of Huelva in the period 2006-2010 From:* (<u>http://www.ptr-es.es</u>))

2.2. Base de datos e instrumentación

Para realizar el estudio se ha utilizado los registros de SO_2 de cinco estaciones, pertenecientes a la Red de Vigilancia y Control de la Calidad del Aire de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. La selección de estas estaciones se ha basado en criterios geográficos, con el fin de tener una visión amplia de toda la zona de estudio, por ello, se han seleccionado tanto estaciones

costeras como interiores, urbanas e industriales. Dichas estaciones son: El Carmen (CRM), La Orden (ORD), ambas situadas en la ciudad de Huelva, Niebla (NIE) y San Juan (SJU), ambas con una influencia industrial más directa por su cercanía a los focos de emisión de la industria y finalmente Punta Umbría (PUN). Las estaciones de Niebla y San Juan se encuentran al NE de la ciudad de Huelva, mientras que Punta Umbría se ubica el SW.

Para la medida de SO_2 se han utilizado instrumentos basados en la técnica de fluorescencia en el UV. Este método de medida consiste en iluminar la muestra de aire que se analiza con luz ultravioleta y las moléculas de SO_2 contenidas en la muestra por fluorescencia emiten luz en el visible. Esta luz emitida se mide con un detector y será proporcional a la concentración de SO_2 . Todos los analizadores son chequeados semanalmente y calibrados periódicamente.

A partir de los datos cada 10 minutos se obtienen los promedios horarios, con los que se trabajará en el presente estudio. Para obtener el promedio horario se ha establecido un criterio de calidad de cómo mínimo cuatro datos 10 minutos para cada hora. Aplicando este criterio, se han obtenido los siguientes porcentajes de datos válidos para el periodo 2006-2010: 89.5% para la estación de El Carmen, 90.4% para la estación de La Orden, 88.1% para la estación de Niebla, 79.3% para la estación de Punta Umbría y 98.1% de datos para la estación de San Juan, con un promedio global del 89.08% para las cinco estaciones de estudio.

3. RESULTADOS

3.1. Niveles, variación mensual y diaria del SO₂

En la Tabla 1 se muestran los estadísticos obtenidos para cada una de las estaciones de medida en el periodo de estudio a partir de los valores horarios. Se han calculado los valores máximo y mínimo absolutos, así como los percentiles 5 y 95, y la media con su desviación estándar. Mediante el estudio de estos parámetros se determinará si el valor medio es representativo y qué porcentaje de datos superan el valor crítico establecido, es decir, el máximo de concentración permitido por la normativa.

Tabla 1 - Valor máximo (Max), percentiles 95 y 5 (P95 y P5), media con su desviación estándar (Med) y mínimos (Min) obtenidos en el periodo 2006-2010 en las cinco estaciones de medida (El Carmen-CRM, La Orden-ORD, Niebla-NIE, Punta Umbría-PUN y San Juan-SJU) (Maximum (Max), percentil 95 and 5 (P95 and P5), mean with the standard deviation (Med), minimum (Min) obtained in the period 2006-2010 in the five stations (El Carmen-CRM, La Orden-ORD, Niebla-NIE, Punta Umbría-PUN y San Juan-SJU)

Parámetro	CRM	ORD	NIE	PUN	SJU
Máx	235	135	662	136	326
P95	18	13	14	13	13
Med	7±9	7 ± 5	7±12	7 ± 4	6 ± 5
P5	3	3	3	3	2
Mín	2	3	2	2	1

Como se puede observar en la Tabla 1, los valores medios horarios de las cinco estaciones son muy similares, varían entre 6 y 7 $\mu g/m^3$. Cabe destacar la gran desviación estándar que tienen estos datos, lo cual muestra que existen grandes diferencias entre los valores máximos y mínimos.

Los máximos obtenidos, que varían entre 135 y 662 μ g/m³, son mucho más elevados que el percentil 95, entre 13 y 18 μ g/m³, lo que indica que se producen con frecuencias menores del 5%. Para el percentil 5 y el mínimo se tienen concentraciones entre 1 y 3 μ g/m³, que se encuentra en el límite de detección del instrumento.

Los valores límite de dióxido de azufre se definen en el Real Decreto 1073/2002 y se establecen los umbrales para la protección de la salud humana en un valor horario de 350 μ g/m³ y un máximo diario de 125 μ g/m³. Si se consideran los promedios de los datos

horarios para los cinco años, estos valores no han sido superados. Sin embargo, considerando los valores máximos obtenidos, se observa que sí se producen picos mayores de 350 μ g/m³ en la estación de Niebla. La normativa indica que este valor no puede superarse en más de 24 ocasiones por año, este límite de no superaciones se cumple, ya que sólo se supera en Niebla en 7 ocasiones durante el periodo 2006-2010, 4 de ellas en 2006 y las otras 3 en 2008.

La evolución media mensual de las concentraciones se muestra en la Figura 2. No se observa ningún patrón común a las cinco estaciones. En el caso de El Carmen (CRM) se tiene un máximo absoluto en diciembre y mínimos en marzo y agosto.



Figura 2. Evolución mensual de las concentraciones de SO_2 durante el período 2006-2010 (Monthly evolution of SO_2 concentrations during the period 2006-2010.)

Para la estación de La Orden (ORD) se tiene el máximo en agosto y el mínimo en abril. Niebla (NIE) registra su valor máximo en mayo y mínimo en enero. En San Juan (SJU) se observan los valores máximo y mínimo absolutos en agosto y noviembre, respectivamente. Por último, Punta Umbría (PUN) muestra un claro máximo en enero y un mínimo absoluto en mayo. Considerándose la amplitud de la variación mensual como la diferencia entre el máximo y el mínimo (media mensual), se puede observar que es más elevada en la estación de Punta Umbría, a pesar de ser prácticamente constante entre julio y diciembre, mientras que se obtiene su menor valor en la estación de La Orden.

Con el fin de conocer la evolución diaria, se ha calculado ésta para cada estación del año (Figura 3). Se ha considerado invierno el período de diciembre a febrero, primavera desde el mes de marzo a mayo, verano de junio a agosto y otoño desde septiembre a noviembre.

Todas las estaciones muestran un patrón común, manteniendo concentraciones muy similares todo el día y con un claro incremento en las horas centrales del día, estos máximos se producen más temprano en invierno, en torno a las 13:00 LT (local time), mientras que en el resto de estaciones se produce sobre las 17:00 LT. Este desfase respecto al máximo de radiación solar pudiera deberse a que los máximos de SO₂ se producen cuando la capa de mezcla está bien formada. En la estación de Punta Umbría se miden valores prácticamente constantes durante todo el año, excepto en invierno, estación en la que alcanza su valor máximo.

En las estaciones del Carmen y La Orden se miden patrones muy similares, caracterizados por valores más elevados en El Carmen, excepto en verano, estación en la que se producen los máximos en La Orden. La estación de El Carmen registra una mayor variabilidad.



Figura 3- Evolución estacional diaria de las concentraciones de SO₂ en el periodo 2006-2010 (Seasonal daily evolution of the concentrations of SO₂ in the period 2006-2010.)

En San Juan se registra un comportamiento muy similar durante todo el año, con máximos durante el verano. Lo mismo ocurre en Niebla, cuyos valores máximos se dan en primavera. Estas estaciones presentan una variabilidad similar, en San Juan es mayor en verano, mientras que en Niebla el máximo de variabilidad se produce en primavera.

3.2 Identificación de eventos con elevadas concentraciones de SO₂

Se han considerado situaciones episódicas o eventos aquéllos en los que se hayan registrado valores de SO_2 simultáneamente en las cinco estaciones y se cumpla que como mínimo en tres se superan los 20 µg/m³. Se ha considerado este criterio puesto que el percentil 95 para las 5 estaciones oscila entre 13 y 18 µg/m³ (Tabla 1).

Aplicando este criterio se han obtenido un total de 23 eventos. Para cada uno de ellos se ha realizado un estudio del régimen de vientos de la ciudad de Huelva, obteniéndose que se producen bajo circulaciones de brisa costera. En estudios previos, se han identificado dos patrones de brisa, definidos como pura y no pura (Adame et al., 2010b). Nueve de los eventos identificados se produjeron bajo condiciones de brisa pura y 6 de brisa no pura, los 8 restantes no se han podido analizar por carecer de datos de viento. Dado que prácticamente un tercio de los eventos no se han podido analizar por falta de datos de viento, es de interés ampliar este estudio cuando se disponga de los mismos.

3.3 Análisis de dos eventos con elevadas concentraciones de SO₂ bajo condiciones de brisa

En esta sección se presenta de forma breve dos casos en los que se registran altas concentraciones de SO_2 bajo los dos escenarios de brisa mencionados previamente.

Como situación representativa de brisa pura se presenta el evento ocurrido el 2 y 3 de septiembre de 2006. La Figura 4 presenta tanto la evolución horaria de las concentraciones de SO2 en las cinco estaciones como la dirección y velocidad del viento. Se observa tanto el día 2 como el 3 que las concentraciones más elevadas se registran en el período entre las 12:00 y las 16:00 horas, principalmente en la estación de El Carmen y con menor intensidad en las estaciones de La Orden y San Juan. En este período, el viento está soplando desde el S-SW con velocidades inferiores a los 5 m/s. Las emisiones de la zona industrial de Punta del Sebo, ubicadas justo al S de la ciudad de Huelva y a escasos 4 km, bajo estas condiciones de viento impactan directamente en el entorno urbano. La estación de El Carmen, ubicada en la periferia se ve más expuesta, mientras que la de La Orden, se encontraría más apantallada por las propias edificaciones de la ciudad. La estación de San Juan, más alejada, mide concentraciones menores debido a que los efectos de dispersión hacen que la pluma con sustancias primarias cuando alcanza esta zona ya está más diluida. Bajo estas condiciones de brisa pura y a estas horas, los efectos dispersivos son pequeños, baja velocidad del viento y la capa de mezcla no alcanza alturas muy elevadas (inferior a 1000 m) debido a que está influenciada por la capa límite marina (sopla el viento del mar).



Figura 4 –Evolución horaria de las concentraciones de SO₂ (arriba) y de la dirección y la velocidad del viento (abajo) en las cinco estaciones durante el período del 2 y 3 de septiembre de 2006 (Hourly evolution of the SO₂ concentrations (top) and wind direction and speed (bottom) in the five stations from 2 to 3 September 2006.)

La poca altura para que se produzca el mezclado vertical y la escasa dispersión horizontal hace que las concentraciones sean elevadas a distancias muy cortas de los focos de emisión. Sin embargo, en estaciones ubicadas a sotavento como Punta Umbría o más alejadas como la de Niebla miden concentraciones inferiores a los 4 μ g/m³.

Bajo condiciones de brisa no pura también se han detectado eventos de SO_2 . Para mostrar un caso de estas características, se presenta el ocurrido el día 27 de septiembre de 2006. En la Figura 5 se muestran las evoluciones horarias de las concentraciones de SO_2 y de viento. Al igual que ocurría en el caso de la brisa pura, las concentraciones episódicas se producen entre las 12:00 y las 16:00 LT en las dos estaciones urbanas de El Carmen y La Orden y con menor intensidad en la de San Juan. Cuando se miden las concentraciones más altas se tiene régimen diurno de brisa con flujos desde el S-SW. Por tanto, las concentraciones medidas de nuevo pudieran estar asociadas a las emisiones del complejo industrial que se tiene más cercano a la ciudad. En el resto de estaciones las concentraciones son muy bajas.



Figura 5 – Evolución hordefia Latel las concentraciones de SO_2 (arriba) y de la dirección y la velocidad del viento (abajo) en las cinco estaciones durante el 27 de septiembre de 2006 (Hourly evolution of the SO_2 concentrations (top) and wind direction and speed (bottom) in the five stations on 27 September 2006.) CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan los niveles, la evolución mensual y la evolución horaria de las concentraciones de SO_2 en cinco estaciones de la provincia de Huelva durante el periodo 2006-2010. Adicionalmente, se han tratado dos eventos significativos de cada uno de los regímenes de brisa de la región (brisa pura y brisa no pura).

Los valores medios horarios de las cinco estaciones son muy similares, alrededor de 6-7 μ g/m³. Sin embargo, estos valores promedio muestran una gran desviación estándar, debido a la gran variabilidad que presentan las concentraciones.

Los valores máximos obtenidos oscilan entre 135 μ g/m³ en La Orden y 662 μ g/m³ en Niebla, mucho mayores que el percentil 95, el cual muestra valores de 13-14 μ g/m³. Este hecho, indicaría la escasa frecuencia con la que se producen los picos.

Los valores medios horarios no superan los valores límite para la protección de la salud humana establecidos por el R.D.1073/2002 (350 μ g/m³). Si se consideran los valores picos, éste límite es superado en siete ocasiones en la estación de Niebla.

El análisis de la evolución mensual determina que no existe un patrón común para las cinco estaciones. Las amplitudes obtenidas varían entre $5.2 \ \mu g/m^3$ en Punta Umbría, y $2.5 \ \mu g/m^3$ en La Orden.

La evolución horaria muestra un claro ciclo en el que se observan los máximos de concentración en las horas intermedias del día, en torno a las 13:00 en invierno y a las 17:00 en el resto de estaciones, excepto en la estación de Punta Umbría en la que se miden valores constantes, en torno a 6 μ g/m³, durante todo el año, excepto en invierno que varía entre 8.8 y 12 μ g/m³. La variabilidad máxima en las estaciones de El Carmen y Niebla se presenta en primavera, mientras que en La Orden y en San Juan se produce en verano.

Aplicando el criterio de que en tres o más estaciones se supere simultáneamente el valor de 20 μ g/m³, se obtuvieron 23 eventos en

el periodo de estudio. Se llevó cabo un análisis de las condiciones meteorológicas bajo las cuales se producen, obteniéndose que estos eventos ocurren bajo procesos de brisa. Considerando los dos tipos de brisa típica de la región, se obtuvo que 9 se produjeron con brisa pura y 6 de brisa no pura, el resto de eventos no pudieron ser analizados. En este trabajo se ha mostrado un caso de cada tipo. Como patrón común se ha obtenido que bajo flujos procedentes del S-SW y escasa velocidad del viento, se producen eventos principalmente en las dos estaciones urbanas. Estos eventos pudieran ser atribuidos al impacto directo que tienen las emisiones industriales en la ciudad de Huelva. Cuando las plumas con emisiones industriales se transportan tierra adentro, se produce dispersión y por ello las concentraciones medidas en estaciones interiores son menores.

Este trabajo está sirviendo como paso previo a la aplicación de herramientas de modelización química. Gracias a este trabajo se ha podido conocer los niveles y variaciones que experimenta el SO_2 , así como identificar eventos de sustancias primarias, en este caso el SO_2 . Estos eventos están siendo investigados en la actualidad con ayuda de modelos de dispersión atmosférica de alta resolución.

Agradecimientos.

Se quiere dar las gracias a la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía por suministrar los datos de SO_2 con los que se ha realizado este trabajo. Así como a la AEMET por el apoyo meteorológico.

REFERENCIAS

- Adame, J.A., J.P.Bolívar, B.A. De la Morena (2010a): "Surface ozone measurements in the southwest of the Iberian Peninsula (Huelva, Spain)", *Environ Sci Pollut Res*, **17** 355-368.
- Adame, J.A., E. Serrano, J.P. Bolívar and B.A. De la Morena (2010b): "On the tropospheric ozone variations in a coastal area of the southwestern Europe under mesoscale circulation.". *Journal of Applied Meteorology* and Climatology, 49, 4, 748–759.
- Adame, J.A., A. Notario, F.Villanueva and J. Albaladejo (2012): "Application of cluster analysis to surface ozone, NO2 and SO2 daily patterns in an industrial area in Central-Southern Spain measured with a DOAS system". Science of the Total Environment **429** 281–291.
- Dab W., S.M.P, Quénel, Y. Moullec, A. Tertre, B. Thelot, C. Monteil, P. Lameloise, P. Pirard, I. Momas, R. Ferry and B. Festy (1996): "Short term respiratory health effects of ambient air pollution:results of the APHEA project in Paris". *Journal of Epidemiology and Community Health*, **50** (Suppl 1):S42-S46.
- Folinsbee L.J. (1992): "Human health effects of air pollution". Environmental Health Perspectives, 100, 45-56.
- Granados D.S., G.F.R. López and M.A.G. Hernández (2010): "Lluvia ácida y los ecosistemas forestales". *Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente* 16(2):187-206.
- Haneef S.J., J.B. Johnson, C. Dickinson, G.E. Thompson and G.C. Wood (1992): "Effect of dry deposition of NOx and SO₂ gaseois polutants on the degradation of calcareous building stones". *Atmospheric Environment.* Par A. General Topics, 26, 16, 2963-2974.
- Hernández-Ceballos, M.A., J.A. Adame, J.P. Bolívar and B.A. De la Morena (2012): "A mesoscale coastal circulations in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model.". *Atmospheric Research* (en revisión).
- INE. (2010): Instituto Nacional de Estadísitca, http://www.ine.es/ .
- Likens G.E., C.T. Driscall and D.C. Buso (1996): "Long-term effects of acid rain: response and recovery of a forest ecosystem". *Science, New Series*, 272, 5259, 244-246.
- Regsitro Estatal de Emisiones y Fuentes Contaminantes, <u>http://www.ptr-es.es.</u>
- Saiz-López A., J.A. Adame, A. Notario, J. Poblete, J.P. Bolívar and J. Albaladejo (2009): "Year-Round Observations of NO, NO2, O3, SO2, and Toluene Measured with a DOAS System in the Industrial Area of Puertollano, Spain". *Water Air Soil Pollut*, **200**, 277-288.

Ware J.H., A.L. Thibodeau, F.E. Speinzer, S. Colome and B.G. Ferris (1981): "Assessment of the health effects of atmospheric sulfur oxides and particulate matter: evidence from observational studies". *Environmental Health Perspectives*, **41**, 255-276.

Estudio estadístico de las series de precipitaciones máximas diarias en la Comunidad Autónoma del País Vasco

Statistical study of the series of daily maximum precipitation in the Autonomous Community of the Basque Country

H. Llanos⁽¹⁾, K.M. Bâ⁽²⁾ y E. Trujillo⁽²⁾

⁽¹⁾Universidad del País Vasco, Departamento de Geodinámica, 01006 Vitoria-Gasteiz, <u>gppllach@vc.ehu.es</u>
⁽²⁾Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), C.U. Toluca, <u>khalidouba@yahoo.com</u>

SUMMARY

The Beta function of probability density improved by Jacobi type orthogonal polynomials, making use of the probable maximum precipitation (PMP) as the upper bound of the phenomenon, has been compared to three more functions commonly employed on the analysis of extreme hydrologic values: two parameter Log-Normal, type I Gumbel and Log-Pearson III. Such functions have been used to fit the daily maximum precipitation data series acquired in a high number of precipitation station from the Basque Country and its immediate surroundings. The obtained results show that the Beta-Jacobi and Log Pearson III functions generate nearly identical values for the analyzed samples, while the type I Gumbel and Log-Normal functions commonly obtain a negative deviation amongst 5% and 15% for high frequencies, especially in the stations from cantabric basin of the Basque Country. The results obtained with the Beta-Jacobi functions synthesized as precipitation distribution maps for different return periods, have proven to be very useful on future hydraulic planning to carry out in the Basque Country.

Keywords: Frequency analysis, distribution function, hydrological extreme value, maximum precipitation, Log-Pearson III, Gumbel, Log-normal, Beta-Jacobi, Basque Country

1. INTRODUCCIÓN

Si bien el fenómeno de las inundaciones ha sido uno de los problemas motivo de preocupación desde que el hombre se estableció en las proximidades de los ríos, actualmente da la sensación de que se producen con una mayor intensidad y violencia si cabe. Ello es debido en parte a la mayor recurrencia que estos procesos muestran a escala global, pero también motivado por la falta de una planificación urbanístico-hidráulica eficaz. Dado el carácter cuasi aleatorio de estos fenómenos, se aborda su análisis bajo un punto de vista probabilístico, ya que constituye el único elemento científico de trabajo para la estimación de eventos que puedan producirse en un futuro y cuyo período de ocurrencia y magnitud no pueden en principio predecirse con exactitud.

Existen algunas objeciones para la correcta aplicación de estos métodos de análisis, dado que a menudo muestran escasa relación con las hipótesis de partida y, principalmente, el punto más discutible para su utilización es la escasa información que necesitan para la elaboración de la función explicativa del fenómeno.

Entre los métodos que han venido siendo utilizados están los de Gumbel (Gumbel, 1969), Weibull (Shane and Graver, 1969), Log-Pearson III (USWRC, 1967, 1982; Bobée and Ashkar, 1991), Log-Normal (Kite, 1985) y General de Valores Extremos (Bobée and Ashkar, 1991), y, actualmente, con la capacidad operativa de los ordenadores, es posible utilizar funciones de orden superior que consideran en su construcción un mayor número de parámetros, asociando una función de distribución clásica a una serie de polinomios ortogonales (Durbin and Watson, 1951; Kendall and Stuart, 1963; Llamas, 1993; Siddall, 1983; Houghton, 1978; Díaz, 1991; Bâ et al., 1996). Ello permite aumentar el número de momentos en la nueva función de densidad al objeto de extraer el máximo de información contenida en la muestra, lo que se traduce en una mayor flexibilidad y precisión cuando la muestra es lo suficientemente grande. Sin embargo, el proceso de análisis puede estar sujeto a incertidumbres, como la asociada a la estimación de los parámetros debido a la limitación de la información disponible, que pueden minimizarse en tanto en cuanto se cuente con registros históricos extensos y de buena calidad

Por ello, en una primera fase del estudio para el conjunto de las 60 estaciones seleccionadas (Figura 1, Tabla 1) se ha hecho especial énfasis en el análisis de la calidad de las muestras con el que establecer el grado de adecuación de los datos de partida, para posteriormente ajustarlos a tres funciones ampliamente utilizadas en Hidrología, como son Log-Pearson III, Log Normal, y Gumbel Tp-I, cuyos resultados han sido comparados con la función de orden superior, Beta-Jacobi. Así mismo, como verificación del grado de los ajustes se han tenido en cuenta criterios gráficos y diferentes pruebas analíticas.

2. ANÁLISIS DE CALIDAD DE LA INFORMACIÓN

El primer objetivo del análisis frecuencial tras la imprescindible recopilación de la información disponible, en nuestro caso de los registros de datos de precipitaciones máximas, fue la evaluación de la calidad de las muestras mediante pruebas estadísticas que confirmen los errores que pudieran existir, estableciendo así el grado de significación, precisión y adecuación de la información de partida (Linsley *et al.*, 1982), o lo que es lo mismo, los datos deben estar relacionados estrechamente con el problema, sus variaciones deben ser aleatorias, y la longitud de los registros debe ser la apropiada (Llamas, 1993).



Figura 1 – Localización de las estaciones pluviométricas consideradas. (*Location of the considerate precipitation stations*).

Además, se debe evaluar la calidad de las muestras haciendo uso de pruebas estadísticas que confirmen o rechacen los posibles errores que pudieran existir, de suerte que las conclusiones que se obtengan del análisis de frecuencia dependerá de la técnica utilizada y de las hipótesis, así como de la calidad de la información disponible (Llamas, 1993). Por ello, cualquier aplicación posterior requiere que las conclusiones provengan de datos aleatorios, independientes, homogéneos y estacionales, con errores aleatorios tolerables (Bobée and Ashkar, 1991; Yevjevich, 1978).

De entre los diversos métodos existentes para determinar la calidad de las muestras (Bâ *et al.*, 1996; Bobée and Ashkar, 1991; Bruneau and Parron, 1996; Chow, 1964; Hirsch *et al.*, 1993; Huitorel *et al.*, 1992; Kite, 1985; Llamas, 1993; McCuen, 1993; WMO, 1981), en la presente investigación se han utilizado siete criterios, cuyos resultados, analizados en posterior epígrafe, se muestran de modo parcial en la Tabla 2. Para la detección de tendencias o ciclos en muestras aparentemente aleatorias se han utilizado las pruebas de Hatanaca, Wald and Wolfowitz, Correlación Ordenada e Inversión, para establecer la homogeneidad se aplicaron las pruebas de Mann and Whitney e Iteración, y, finalmente, para la detección de valores singulares se empleó la prueba de Grubbs and Beek. Las pruebas no son mutuamente excluyentes y sus estadísticos se calculan para diferentes tamaños de la muestra y niveles de significancia.

3. MODELOS DE FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN

El ajuste de una función de distribución de probabilidad a una muestra de datos, en nuestro caso de precipitaciones extremas, es un proceso que consiste en encontrar aquella función cuya similitud con los datos sea lo más apropiada posible. La precisión en la estimación de los valores de diseño, dependerá del modelo teórico de función utilizado, del modo de evaluación de sus parámetros a partir de los registros, así como de la suficiencia y calidad de estos últimos (Mhkhandi *et al.*, 1996; Yu and Naghavi, 1994; Llamas, 1993).

Tabla 1 – Características estadísticas de las series analizadas. (*Statistical characterístics of the analyzed series*).

N°	Estación	N°	PMP	N°	Estación	N°	PMP
Orden	Pluviom.	Datos	k=15	Order	n Pluviom.	Datos	k=15
1	Irún	64	548	31	Santoña	46	420
2	Fuenterrabía	40	425	32	Hazas	27	353
3	Oiarzun	43	654	33	Villarcayo	56	255
4	Artikutza	26	530	34	Criales	34	206
5	Santesteban	74	429	35	Izarra	36	359
6	Elduaien	55	488	36	Urrunaga	56	322
7	Hernani	32	491	37	Durana	35	279
8	Igueldo	60	468	38	Ulibarri	56	407
9	Lasarte	53	471	39	Vitoria	76	266
10	Villabona	65	486	40	Gazeta	40	287
11	Zarautz	35	396	41	Otzaeta	30	307
12	Alsasua	78	371	42	Agurain	38	231
13	Otzaurte	36	421	43	Iturrieta	33	472
14	Beasain	44	433	44	Arluzea	34	275
15	Legazpia	53	401	45	Bernedo	46	305
16	Eskoriaza	40	441	46	Lagrán	48	350
17	Arantzazu	56	472	47	Peñacerrada	51	299
18	Otxandiano	50	421	48	Arrieta	26	305
19	Durango	35	377	49	Nanclares	44	305
20	Eibar	54	379	50	Añana	65	233
21	Lekeitio	29	306	51	Puentelarra	40	227
22	Amurrio	43	328	52	Miranda	25	275
23	Basauri	36	355	53	Haro	68	229
24	Sondika	53	472	54	Cenicero	50	195
25	Pta. Galea	38	332	55	Ayegui	51	334
26	Ordunte	37	425	56	Leitza	27	473
27	Arcentales	30	406	57	Azkoitia	28	501
28	Karranza	42	469	58	Bermeo	27	462
29	Rasines	25	327	59	Mendata	26	459
30	Guriezo	36	401	60	Agoncillo	34	206

De los resultados obtenidos en estudios realizados en diferentes lugares del mundo se concluye que, de los tres métodos existentes para la estimación de parámetros de una función de distribución, como son el método de los momentos, el de los momentos ponderados, y el de la máxima verosimilitud, .no es posible a priori llegar a generalizar el uso de un método concreto (Mhkhandi *et al.*, 1996; Haktanir and Bozduman, 1995), si bien se observa una tendencia a emplear el de los momentos ponderados, que, en general, es preferido para el análisis con funciones de distribución con un número reducido de momentos. No sucede lo mismo con las funciones de orden superior, una de las cuales es utilizada en el presente estudio, cuyos parámetros por su complejidad son estimados por el método de los momentos, razón por la que se ha aplicado al resto de funciones analizadas. Dicho método se fundamenta en el hecho de considerar que los parámetros de una función de probabilidad estimados alrededor del origen son iguales a los momentos de la información de la muestra.

TIPOS DE FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN

Para elegir la función de distribución que mejor corresponde a las características de un fenómeno una serie de criterios deben tenerse en consideración, como son el tipo de fenómeno que permite identificar los límites físicos reales de la función teórica, las características estadísticas de la muestra que permiten concentrar la investigación en las funciones más apropiadas, y la longitud de la muestra ya que la calidad de una extrapolación a partir de una muestra reducida es directamente proporcional a la longitud y a la calidad de la misma. Por ello, si la muestra disponible es corta debe utilizarse funciones con un número limitado de parámetros, y en caso contrario, se pueden aplicar las funciones de orden superior que permiten maximizar la información contenida en la muestra, aportando mayor precisión a la evaluación de los valores extremos.

Funciones Clásicas

De las funciones continuas apropiadas para el tratamiento de valores extremos, nos referiremos a una de las de Gumbel y a las distribuciones Log-Pearson III y Log-normal a 2 parámetros

-Distribución de Valores Extremos Tipo 1

La distribución conocida como Ley de Gumbel Tipo-1 (Gumbel, 1996) viene definida por la función de densidad de probabilidad siguiente (Raynal and Salas, 1986):

$$f(x) = \frac{1}{b} \cdot e^{-\frac{x-a}{b} \cdot e^{-\frac{x-a}{b}}} -\infty < x < \infty; \quad b > 0 \quad (1)$$

donde los parámetros estimados por el método de los momentos son:

$$a = \overline{x} - 0,5772b \qquad b = \frac{\sqrt{6S}}{\pi} \tag{2}$$

y el factor de frecuencia de la función de acuerdo con Kite, (1985) está definido por:

$$K = -(0,45 + 0,7797 \ln(-\ln(p)))$$
(3)

-Distribución Log Pearson III

La función Log-Pearson III establecida por el U.S. Water Resources Council (USWRC, 1967), se obtiene aplicando una transformación logarítmica, ln X, a una variable X distribuida según una ley Pearson III. Dicha distribución tiene como función de densidad de probabilidad (Haktanir and Bozduman, 1995):

$$f(x) = \frac{\left(\frac{y-a}{b}\right)^{c-1} e^{\left(-\frac{y-a}{b}\right)}}{\left|b\right| \Gamma(c)} \quad y \ge a \quad y = \ln x \quad (4)$$

Sus parámetros, definidos por el método de los momentos, son:

$$a = \overline{x} - S\sqrt{c}$$
 $b = \frac{S}{\sqrt{a}}$ $c = \frac{4}{C_s^2}$ (5)

Por su parte el factor de frecuencia está dado por (Chow, 1964):

 $K = z + (z^2 - 1)\omega + \frac{1}{3}(z^3 - 6z)\omega^2 - (z^2 - 1)\omega^3 + z\omega^4 + \frac{1}{3}\omega^5$ (6) siendo ω igual a $C_s/6$, y z la desviación normal estandarizada.

-Función Log-normal de 2 parámetros

Está expresada por la función de densidad de probabilidad:

$$f(x) = \frac{1}{xb\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(y-a)^2}{2b^2}} \quad y = \ln x \quad x > 0$$
(7)

donde, sus parámetros estimados son (Chow, 1964; Stedinger et al., 1993; Kite, 1985):

$$a = \mu_y = \overline{y}$$
 $b = \sigma_y = S_y$ (8)

El factor de frecuencia para la función se obtiene sobre los logaritmos de la muestra aplicando (Kite, 1985):

$$K = \frac{e^{\frac{S_y \cdot z - \frac{S_y^2}{2}}{2} - 1}}{(e_y^2 - 1)^{1/2}}$$
(9)

donde S_y es la desviación estándar de los logaritmos de la muestra, y z es la desviación normal estandarizada.

Tabla 2 – Resultados de las pruebas de calidad. (Results of the quality tests).

Pruebas	Parámetros	Arantzazu	Vitoria	Haro	Igueldo	Sondika
Hatanaca	estadístico e	0,023	1,441	-1,829	0,372	-0,759
Alcatoriedad	estadís. Za/2	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96
	confiab. 95%	si	si	si	si	si
Wald Walfamitz	estadístico ε	2,385	0,269	-0,564	0,04	0,232
waid-wollowitz	estadís. Za/2	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96
independencia	confiab. 95%	no	si	si	si	si
Cor Ordeoada	estadístico t	1,062	2,547	1,481	0,529	0,301
Independencia	estadís. Zo/2	1,675	1,667	1,670	1,673	1,678
moependencia	confiab. 95%	si	no	si	si	si
Inversión	estadístico ε	-0,141	0,133	0,079	-0,073	-0,048
Independencia	confiab. 95%	si	si	si	si	si
	submuestra-1	28	38	34	30	26
Mann-Whitney	submuestra-2	28	38	34	30	27
Homogeneidad	estadístico ε	-0,409	-0,811	-0,939	-0,726	-1,15
	confiab. 95%	si	si	si	si	si
Iteración	estadístico ε	-0,691	-0,475	1,008	-0,399	-2,452
Homogeneidad	confiab. 95%	si	si	si	si	no
Grubbe Bask	límite sup.	165,93	102,80	90,08	174,28	153,67
Grubbs-Beck	límite inf.	30,63	16,91	11,43	27,89	26,11
Sinoulares	confiab. 90%	si	no	no	no	si
onguneo	años de V.S.	1953				1953 y 83

Funciones de Orden Superior

Gracias a la informática es posible resolver problemas que hace algunos años parecían inabordables. Entre éstos el que presenta un mayor interés es la obtención de la máxima información contenida en una muestra, lo que se consigue con la aplicación de momentos de orden superior (Llamas, 1993), mejorando una función clásica (funciones clave) con polinomios ortogonales que asegure la convergencia entre la función de distribución de la muestra y de la población. Para ello, se multiplica la función de densidad por la serie de polinomios ortogonales apropiada lo que permite aumentar el número de momentos en la nueva función (Bâ *et al.*, 1996; Díaz, 1991; Llanos *et al.*, 1995; Trujillo, 2000) tal que

$$f(x) = g(x) \cdot O(x) \tag{10}$$

donde f(x) es la función de densidad de probabilidad de la variable aleatoria; g(x) es una función clásica; y O(x) es la serie de polinomios ortogonales. Dado que estas funciones son complejas, la estimación de sus parámetros, como ya se ha comentado, se realiza por el método de los momentos.

-Función Beta y Polinomios Tipo Jacobi

La función resulta del ajuste entre la función beta y los polinomios ortogonales de Jacobi. La primera se expresa como:

$$f(y) = \frac{1}{\beta(p,q)} y^{p-1} (1-y)^{q-1} \quad 0 \le y \le 1$$
(11)

siendo

$$\beta(p,q) = \frac{p! \, q!}{(p+q)!} \tag{12}$$

y la función resultante de su ajuste con polinomios ortogonales está definida por:

$$g(y) = \frac{y^{p-1}(1-y)^{q-1}}{\beta(p,q)} \sum_{n=0}^{\infty} A_n \cdot G_n(y)$$
(13)

donde $G_n(y)$ representa la familia de polinomios de grado n, y A_n los coeficientes numéricos que dependen del índice n y de g(y). Dado que la función presenta dos límites finitos en sus extremos, cuando se ajusta a precipitaciones el valor de la precipitación máxima probable se debe considerar como el límite superior del fenómeno, en tanto que el límite inferior es cero.

La precipitación máxima probable puede definirse como la cantidad de precipitación resultante de las condiciones meteorológicas más críticas que puedan llegar a alcanzarse, y la hemos estimado por el método de Hershfield (1963), consistente en aumentar a la media anual de la precipitación máxima diaria K_H 15 veces el valor de la desviación estándar.

4. CALIDAD DE LOS AJUSTES

Al ajustar una función a una determinada muestra suele plantearse como interrogante si existe consistencia entre la distribución propuesta y los datos disponibles (Trujillo, 2000). Para ello, existen criterios gráficos y analíticos, como gráficas de probabilidad y pruebas estadísticas que proporcionan buenos elementos de juicio del grado de ajuste.

GRÁFICAS DE PROBABILIDAD

Permiten el análisis visual a partir de la representación simultánea de la distribución experimental y teórica correspondiente a la función ensayada, de modo que la propia representación en papel probabilístico da una idea de la función de distribución más adecuada.

Son ampliamente usadas en la investigación de recursos, y a pesar de que las técnicas analíticas son más rigurosas, no se deben alcanzar conclusiones definitivas sin el concurso de dichas gráficas.

Entre las distintas fórmulas empíricas de posicionamiento gráfico existentes para representar la función de distribución experimental indicativa de la probabilidad asignada a cada uno de los datos observados, se ha empleado la propuesta por Weibull (Figura 2), la cual ha sido recomendada por numerosos autores y adoptada por el U.S. Water Resources Council (1967).

Tabla 3 – Resultados de las pruebas de bondad de los ajustes efectuados. (Results of the reliability tests in the adjustments carried out).

Estación	Estadístico	Log-N	Gumbel	Log-P III	β-Jacobi
	Δ-Δα	.129187	.116187	.114187	.111187
Arantzazu	CCPG	.93910	.94790	.06570	.06360
	$\Delta - \Delta \alpha$.063160	.062160	.072160	.085160
Vitoria	RECM	.05150	.05050	.04100	.04030
	CCPG	.97580	.97970	.98800	.98690
	$\Delta - \Delta \alpha$.053170	.048170	.056170	.051170
Haro	RECM	.03950	.04150	.04410	.03150
	CCPG	.99150	.99120	.99100	.99460
	$\Delta - \Delta \alpha$.079180	.086180	.066180	.062180
Igueldo	RECM	.05350	.05430	.04210	.04030
	CCPG	.97700	.98030	.98890	.99110
	$\Delta - \Delta \alpha$.172192	.176192	.124192	.090192
Sondika	RECM	.10350	.13230	.09060	.05760
	CCPG	.91820	.92530	.95500	.97930

PRUEBAS ESTADÍSTICAS

Constituyen un procedimiento alternativo de evaluación de los ajustes, estableciendo el grado de inconsistencia de la distribución con respecto a los datos de partida, o lo que es lo mismo, permiten verificar si la función de densidad de probabilidad seleccionada representa de forma adecuada a la población correspondiente. Todos ellos imponen como condición el que la distribución de la variable sea continua y la independencia estadística de las propias observaciones De las diferentes pruebas existentes en el presente estudio se han considerado el Test de Kolmogorov-Smirnov Δ - $\Delta \alpha$ (Llamas, 1993), el método de la Raíz del Error Cuadrático Medio *RECM* (Stedinger et al., 1993) y el Coeficiente de Correlación de Probabilidad Gráfica *CCPG* (Stedinger et al., 1993). Los resultados para cinco de las estaciones consideradas se consignan en la Tabla 3.



Figura 2 – Representación de los ajustes en tres de las estaciones consideradas en el estudio. (*Representation of the adjustments in three of the stations taken into account in the study*).

5. APLICACIÓN DEL ANÁLISIS AL PAÍS VASCO

El estudio de precipitaciones máximas en 24 horas se abordó con la recopilación de los datos pluviométricos de las estaciones situadas tanto en el interior como en las inmediaciones de la Comunidad Autónoma Vasca, y a tal fin se ha dispuesto de la información debidamente recogida en diferentes organismos oficiales como Servicio Nacional de Meteorología, Gobierno Vasco, Diputación Foral de Bizkaia y entidades privadas como Iberdrola, así como en el proyecto PROSER (1983) previo a la elaboración del Plan Hidrológico Vasco.

Sin embargo, todo este acúmulo de información se caracteriza por una desigual calidad y longitud de sus registros motivadas por diversas circunstancias y hechos acaecidos durante los propios periodos de muestreo, como interrupciones temporales durante el periodo de observación, modificaciones de las condiciones climáticas en el entorno de una estación, etc. De hecho los primeros datos de que se dispone, procedentes de comienzos del pasado siglo, corresponden a un reducido número de asentamientos urbanos o industriales como Irún, San Sebastián, Vitoria, Eskoriaza, etc., o emblemáticos como el monasterio de Arantzazu, y es a partir de la década de los cincuenta y los sesenta que se implanta la mayor parte de las estaciones pluviométricas.

Debido a ello, la información utilizada no corresponde a un periodo común, como hubiera sido lo deseado, y se ha impuesto como techo de la misma la generada hasta 1998, año en que, a decir de los meteorólogos, al parecer se empieza a advertir un cierto cambio en las pautas climáticas globales en la Naturaleza que se caracteriza por una mayor recurrencia e intensidad de los fenómenos extremos.

En este sentido, se ha prestado una atención especial al análisis de los datos de partida ya que la veracidad de las conclusiones del estudio depende en gran manera de la calidad de la información disponible. Por este motivo se procedió a un procesamiento primario de la calidad de los registros consistente en evidenciar los errores cometidos durante la obtención y consignación de los datos, los cuales pueden ser detectados con facilidad. Así, de las 122 estaciones en un principio disponibles se excluyeron 52 por alguna de estas razones, además de por carecer de datos durante un período de tiempo aconsejable que se estableció en un mínimo de 25 años.

Posteriormente, y al objeto de avanzar en la depuración de la información se comprobó la consistencia y adecuación de las muestras mediante la aplicación de las pruebas enunciadas con anterioridad, que dieron como resultado la eliminación de otras 10 estaciones además de un cierto número de registros en las estaciones seleccionadas, considerados básicamente como valores singulares.

En la Tabla 1 se consignan sus características básicas incluyendo el número de referencia asignado para su identificación en el mapa de la Figura 1, el correspondiente topónimo de la estación, el número de datos de precipitaciones máximas anuales (uno por año de observación) y la precipitación máxima probable (PMP) obtenida de acuerdo a la metodología propuesta por Hershfield (1963).

En la Tabla 2 se muestra el resultado de las pruebas de calidad para cinco de las estaciones consideradas como representativas de los distintos ambientes climáticos del País Vasco (EVE, 1996). En general, se observa una muy buena adecuación de la información, salvo el caso puntual y escasamente significativo de las estaciones de Arantzazu y Sondika para una de las pruebas de independencia y homogeneidad, respectivamente. Así mismo, se constata la presencia de valores singulares en dos años concretos que no se consideraron en el posterior análisis.

Con todo ello se dispuso de las 60 estaciones ya comentadas (Tabla 1), aunque finalmente se optó por reducir el número a 55 estaciones eliminándose las de Rasines, Mendata, Lekeitio, Arrieta y Bermeo. De entre ellas, como caso más sobresaliente, está el de la estación de Lekeitio que a pesar de ser una de las más antiguas del País Vasco (1911), su tipo de información, en exceso fragmentaria, procedente de tres asentamientos próximos que se sucedieron en el tiempo pero con diferencias significativas en las condiciones de observación, desaconseja su utilización.

El siguiente paso consistió en determinar para cada estación las precipitaciones teóricas esperadas, en términos frecuenciales, mediante el ajuste a las funciones de distribución descritas. El cálculo de la probabilidad de la función experimental en todos lo casos fue común, en base a la fórmula de Weibull (Chow, 1964; Llamas, 1993), y la comprobación de su grado de ajuste a las funciones teóricas se realizó gráficamente y en base a pruebas estadísticas para un nivel de confiabilidad del 95%. Para ello se utilizó el programa Anfrehid-1.0 (Trujllo, 2000) especialmente diseñado para el análisis de frecuencias en Hidrología, cuyos resultados se compararon con procedimientos informáticos alternativos desarrollados con igual propósito durante el presente estudio.

Tabla 4 – Resultados numéricos de algunos de los ajustes obtenidos para diferentes estaciones del País Vasco. (Numerical

results of some obtained adjustments in different stations of the Basque Country).

Estación	Ajuste		Peri	odo de	e Reto	rno (a	años)	
Refer.	Función	2	5	10	20	50	100	200
	LP-3	61	83	100	117	142	163	186
Sondika	LN	63	83	96	107	123	134	145
1082	Gt-1	63	87	103	118	138	153	168
	β-J	57	77	90	110	156	174	189
	LP-3	69	92	107	123	144	161	178
Igueldo	LN	70	92	106	119	136	149	161
1024E	Gt-1	69	93	108	123	143	157	172
	β-J	69	89	106	126	150	167	185
	LP-3	69	91	108	124	148	168	188
Arantzazu	LN	71	92	105	117	133	144	156
1046	Gt-1	70	94	110	125	144	159	174
	β-J	63	84	97	117	156	173	187
	LP-3	72	96	111	125	144	157	171
Karranza	LN	72	95	110	124	143	156	170
1093	Gt-1	72	95	111	125	146	159	174
	β-J	72	95	112	126	146	161	176
	LP-3	59	84	100	115	136	152	165
Iturrieta	LN	59	83	98	114	134	150	163
9177	Gt-1	59	84	100	116	136	152	164
	β-J	60	84	100	115	138	156	169
	LP-3	57	76	91	107	129	147	166
Santoña	LN	59	77	88	98	112	122	132
1047	Gt-1	58	80	94	107	125	138	151
	β-J	55	72	84	105	142	157	169
	LP-3	66	84	97	110	128	141	156
Eibar	LN	68	85	95	105	117	126	135
1050	Gt-1	67	86	98	110	12	137	148
	β-J	64	81	93	111	153	145	155
	LP-3	41	54	63	76	89	101	113
Vitoria	LN	42	54	62	71	83	91	99
9087	Gt-1	41	55	63	74	88	96	105
	β-J	41	53	62	75	92	103	116
	LP-3	32	44	51	59	68	75	83
Haro	LN	32	43	51	58	67	74	81
9121	Gt-1	32	44	52	59	69	76	83
	β-J	32	43	52	62	73	80	86

Si nos atenemos a los resultados analíticos incluidos en la Tabla 3, las cuatro funciones de distribución reproducen globalmente el mismo fenómeno de manera satisfactoria dentro de los límites estadísticos establecidos, por lo que, en principio, la aplicación de una u otra estaría perfectamente justificada, si bien se advierte un mejor ajuste numérico con las funciones Log-Pearson III y Beta-Jacobi. Sin embargo, donde se nota una mayor discrepancia en cuanto a resultados se refiere es al analizar sus representaciones de manera conjunta. Así, en la Figura 2, en la que a título de ejemplo se representa la función experimental y las curvas de variación de frecuencia de las funciones teóricas ajustadas a las precipitaciones de tres de las estaciones principales, se comprueba más claramente dicha constatación, especialmente en el campo de las altas frecuencias en las que las funciones Log Normal y Gumbel tipo-I muestran un variable pero generalizable subestimación que puede oscilar entre el 5% y 15% dependiendo de la posición de la estación en el contexto climático del País Vasco, pero que es especialmente patente en los asentamientos pertenecientes a la vertiente cantábrica. Otro tanto ocurre con las bajas frecuencias, si bien a una escala muy inferior.

Por su parte, las funciones de Log-Pearson III y Beta-Jacobi no parecen tener entre sí diferencias de estimación importantes en todo su desarrollo y, en general, convergen con las anteriores para los valores de frecuencias intermedios. En la Tabla 4 se recogen algunos resultados analíticos obtenidos para diferentes estaciones incluyendo para cada función ensayada los valores de las precipitaciones teóricas para distintos supuestos de probabilidad o periodo de retorno (cuantiles), esto es, la esperanza matemática del intervalo de tiempo (en años) en que un determinado valor sea alcanzado al menos una vez. En ella, y salvo excepciones, se observa una disminución de las precipitaciones desde las estaciones meteorológicas de la zona costera hacia el interior y zona meridional del País Vasco destacando los altos valores deducidos para algunas estaciones como Sondika e Igueldo, como corresponde a una zona de elevada irregularidad meteorológica caracterizada por una mayor ocurrencia de fenómenos convectivos que justificaría la presencia de valores singulares en sus series.

Los resultados obtenidos para el conjunto de los 56 asentamientos analizados permiten la confección de mapas de isoyetas para eventos de diferente periodo de ocurrencia e igual duración (24 horas). En este sentido, en la Figura 3 se muestra dos de los supuestos pluviométricos fundamentados en el ajuste de la función Beta Jacobi con 4 momentos teniendo como límite superior del fenómeno los valores de la precipitación máxima probable consignados en la Tabla 1. Los mapas se han deducido para sendos aguaceros con períodos de retorno de 20 años y 100 años, correspondiente a un ámbito geográfico de aplicación que cubre la totalidad del País Vasco y parte de las provincias adyacentes.

6. CONCLUSIONES

Se ha realizado un estudio de precipitaciones máximas en 24 horas como paso previo e indispensable para el establecimiento, en términos probabilísticos, del orden de magnitud de las aportaciones esperadas en distintos puntos del País Vasco, con aplicación directa en la planificación hidráulica en general.

En este sentido, se presenta los resultados del análisis comparativo entre algunas de las funciones teóricas ya clásicas (Log Normal, Gumbel Tp-1 y Log-Pearson III), hasta ahora más comunmente utilizadas, y la función de distribución de orden superior Beta-Jacobi, para lo cual se ha utilizado los datos correspondientes a un total de 56 estaciones pluviométricas ubicadas en la Comunidad Autónoma y su entorno inmediato, una vez superadas las pertinentes pruebas de calidad, lo que en una primera fase supuso la eliminación de buena parte de la información de partida.

Los resultados obtenidos para las cuatro funciones ensayadas muestran una clara convergencia de los cuantiles para periodos de retorno de 2 a 20 años. Además, se constata que las funciones Beta-Jacobi y Log Pearson III generan parecidos resultados aún para períodos de retorno de 200 años (99.5% prob), con diferencias máximas del 5%. Por el contrario, las funciones Gumbel Tp-1 y Log Normal proporcionan para estas mismas frecuencias predicciones inferiores respecto a las funciones anteriores con diferencias del 5 al 15%, siendo máximas las calculadas con la función Log Normal.

A la vista de los resultados obtenidos pueden extraerse las siguientes consideraciones. La utilización de las funciones Gumbel tipo I y Log Normal no parecen ser las más aconsejables para su aplicación al análisis de eventos extremos, como los considerados en el presente estudio, ya que sus distribuciones se separan notablemente de las correspondientes funciones experimentales, al menos para los valores de altas frecuencias, que son las requeridas para el adecuado diseño de proyectos hidráulicos. Por el contrario, a diferencia de las anteriores, las funciones Log-Pearson III y Beta-Jacobi, y, en particular esta última, parecen tener en consideración toda la información contenida en el fenómeno estudiado y, en consecuencia, su distribución teórica resulta ser el justo promedio de los valores observados.



Figura 3 – Distribución de las precipitaciones máximas en 24 horas deducidas para periodos de retorno de 20 y 100 años mediante ajuste a la función Beta-Jacobi con cuatro momentos. (24 hours maximum precipitations distribution deduced for 20 and 100 years return periods using the adjustment to the Beta-Jacobi function with four moments).

Finalmente, con los resultados obtenidos, se han elaborado dos mapas de distribución de la precipitación para periodos de retorno de 20 y 100 años que muestran por sectores una significativa variación de acuerdo con su latitud geográfica en correspondencia a la notable diversidad orográfica y climática del territorio.

7. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al personal del Centro Territorial del País Vasco de la Agencia Estatal de Meteorología, al Departamento de Hidrología de Iberdrola SA, a la Estación Enológica de Haro y al Servicio Vasco de Meteorología por la cesión de diversa información hidrometeorológica.

8. REFERENCIAS

- Bâ, K.M., C. Díaz and J. Llamas (1996): "La fonction Bêta-Jacobi comme nouvelle méthode d'analyse des crues". Collection Environnement de l'Université de Montreal, II, 6, 558-567.
- Bobée, B. and F. Ashkar (1991): "The gamma family and derived distributions: I applied in hydrology". Water Resources Publications.
- Bruneau, P. and H. Parron (1996): "Détermination des événements hydrologiques extrêmes. Développement durable et rationnel des ressources hydriques". CWRA, ACRH 1, 44-52.
- Chow V.T. (1964): "Handbook of applied hydrology". McGraw-Hill, New York.

- Díaz, C. (1991): "Application de la fonction bêta et des polynomes de Jacobi en hydrologie". Thèse de doctorat. Université Laval, Québec. Canada. 362 p.
- Durbin, J. and G.S. Watson (1951): "Testing for serial correlation in least squares regression". *Biometrika*, II, 38-159.
- EVE (1996): "Mapa hidrogeológico del País Vasco. Euskal Herriko Mapa Hidrogeologikoa". (J. Aguayo, I. Antigüedad, I. Arrate, I. Arrizabalaga, A. Cimadevilla, A. Eraso, A. García de Cortázar, V. Iribar, H. Llanos, T. Morales & P. Tamés, auts.). Ente Vasco de la Energía, Eusko Jaurlaritza Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 350 p.
- Gumbel, E.J. (1969): "Statistics of extremes". Columbia University Press, New York.
- Haktanir, T. and A. Bozduman (1995): "A study on sensitivity of the probability-weighted moments method on the choice of the plotting position formula". *Journal of Hydrology*, **168**, 265-281.
- Hershfield, D.M. (1963): "Estimating the probable maximum precipitation". *Transactions of the ASCE*, **128**, 534-556.
- Hirsch, R.M., D.R. Heisel, T.A. Cohn and E.J. Gilory (1993): "Statistical analysis of hydrologic data". In: D.R. Maidment (ed): Handbook of hydrology, chapter 17. McGraw-Hill.
- Houghton, J.C. (1978): "Birth of a parent: the Wakeby distribution for modeling flood flows". Water Resources Research, 14, 6, 1105-1109.
- Huitorel, N., L. Perreault and B. Bobée (1992): "Test de détection de donnés singulièrs pour quelques lois du logiciel Ajuste-2". Rapport scientifique n° 360. INRS-Eau, Université du Qébec.
- Kendall, M.G. and A. Stuart (1963): "The advanced theory of statistics, vol. I". Hafner Publishing Compagny, New York.
- Kite, G.W. (1975): "Confidence limits for design events". Water Resources Research, 11, 1, 48-53.
- Kite, G.W. (1985): "Frequency and risk analyses in hydrology". Water Resources Publications. Littlenton, Colorado, U.S.A.
- Linsley, R.K., M.A. Kohler and J.L.H. Paulhus (1982): "Hydrology for engineer". MacGraw-Hill, New York.
- Llamas, J. (1993): "Hydrologie générale. Principes et applications". Gaètan Morin, éditeur, Québec. Canada. 527 p.
- Llanos, H., C. Díaz, J. Garfias, I. Antigüedad y J. Llamas (1995): "Contribución al estudio de las precipitaciones máximas en la provincia de Álava (Pais Vasco). Análisis de diferentes funciones de distribución". *Ingeniería Civil*, **98**, 120-128.
- McCuen, R.H. (1993): "Microcomputer applications in statistical hydrology". Prentice Hall, U.S.A.
- Mhkhandi, S.H., R.K. Kachroo and S.L. Guo (1996): "Uncertainty analysis of flood quantile estimates with reference to Tanzania". *Journal of Hydrology*, 18, 5, 317-333.
- PROSER (1983): "Plan hidrológico vasco, informe 1 Eusko hidrologia egitasmoa, 1 argipidea". Dpto. Política Territorial y Transportes, Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz.
- Shane, R.M. and D.P. Graver (1969): "Determination of optimal flood protection levels with small exceedance probabilities". *Water Resources Research*, 5, 10-19.
- Siddall, J. (1983): "Probabilistic engineering design. Principles and applications". Marcel Dekker (ed) Inc, New York.
- Stedinger, J.R., R.M. Vogel and E. Foufola (1993): "Frequency analysis of extreme events". In: D.R. Maidment (ed): Handbook of hydrology, chapter 18. McGraw-Hill.
- Trujillo, E. (2000): "Análisis estadístico-probabilístico para la determinación de eventos extremos hidrológicos". Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca. 171 p.
- USWRC (1967): "A uniform technique for determining flood flow frequency". Bulletin 15, Hydrology Committee, US Water Resources Council. Washington, D.C.
- USWRC (1982): "Guidelines for determining flood flow frequency". Bulletin 17A. US Water Resources Council. Washington, D.C.
- WMO (1981): "Selection of distribution types for extremes of precipitation. Operational hydrology". *Report-15, World Meteorological Organization*.
- Yevjevich, V. (1978): "Probability and statistics in hydrology. 2nd. Printing". Water Resources Publications.
- Yu, F.X. and B. Naghavi (1994): "Estimating distribution parameters using optimization techniques". *Hydrological Sciences. Journal des Sciences Hydrologiques*, **39**, 4, 391-403.

Análisis estadístico de 10 años del Índice UV medido en la Red Radiométrica Nacional Statistical study of UV Index from ten years of data of the Spanish Radiometric Network

M. P. Utrillas⁽¹⁾, M. J. Marín⁽²⁾, A. R. Esteve^(1,3), V. Estellés^(1,4), S. Gandía⁽¹⁾, J. Cañada⁽⁵⁾, J. A. Nuñez⁽⁶⁾ and J. A. Martínez-Lozano⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Spain, <u>utrillas@uv.es</u>

- ⁽²⁾ Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, Spain.
- ⁽³⁾ Department of Meteorology, University of Reading, United Kingdom.
- ⁽⁴⁾ Departamento de Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas, Universidad de La Laguna, Spain.
- ⁽⁵⁾ Instituto de Ingeniería Energética, Universitat Politècnica de València, Spain.
- ⁽⁶⁾ Centro Meteorológico Territorial de Valencia, Agencia Estatal de Meteorología, Spain.

SUMMARY

An analysis is made of experimental data of ultraviolet erythemal solar radiation (UVER) measured between the years 2000 and 2009 by the Spanish Radiometric Network. From this database, UV Index was calculated using two different criteria: a) the value corresponding to solar noon; b) the maximum daily value. In all the stations the UVI reach extreme values, 9 or higher, repeatedly in Spring-Summer, and the extreme values of UVI are more dependent on the continental effect than on their latitude. The daily data of UVER were used to calculate cumulative doses over the mean year (obtained from ten years, 2000 to 2009).

1. INTRODUCCIÓN

La radiación ultravioleta (UV) provoca sobre los seres humanos numerosos efectos nocivos (Scotto et al., 1988), especialmente en la piel (Gallagher and Lee, 2006), los ojos (Lonsberry et al., 2008) y el sistema inmunológico (Norval, 2006). La principal consecuencia de la exposición al sol es la quemadura solar o eritema, que aparece entre las 10 y 16 horas posteriores a la exposición solar (Diffey, 1982). Al mismo tiempo, una exposición crónica y excesiva de la piel a la radiación UV aumenta el fotoenvejecimiento caracterizado por arrugas, pérdidas de tonalidad en la piel y pérdida de elasticidad (Rabe et al., 2006). La exposición a la radiación UV supone cambios moleculares y genéticos, efectos sobre la pigmentación, alteraciones vasculares, immunodepresión y efectos de photodamage de ácidos retinoicos. Por su parte, los efectos beneficiosos de la exposición humana a la radiación ultravioleta son más bien escasos. El principal es su necesidad para la síntesis en la piel de la vitamina D obtenida como pro-vitamina D a través de la dieta (Fioletov et al., 2010). Diversos estudios relacionan la producción de vitamina D con las funciones de los músculos y los huesos, la prevención de la diabetes así como de enfermedades cardíacas (Holick, 2004).

La CIE (Commission Internationale de l'Éclairage) adoptó en 1987 una curva estándar de eritema (McKinlay et al., 1987) que es comúnmente utilizada para determinar la radiación solar UV eritemática (UVER). La UVER se calcula mediante la convolución de la curva espectral de la radiación incidente a nivel del suelo con la curva del espectro de acción eriemático propuesto por la CIE. La MED (Minimum Erythemal Dose) (Diffey, 1990), es la mínima dosis de UVER que produce un enrojecimiento apreciable en un determinado tipo de piel (fototipo). En base a los acuerdos de la COST 713 (Vanicek et al., 2000), los países Europeos han adoptado cuatro tipos de piel, mostrados en la Tabla 1. Posteriormente la CIE ha definido una dosis eritemática estándar (Standard Erythemal Dose: SED) que no depende del fototipo y que corresponde a 100 J/m² (ISO, 2000).

El índice UV (UVI) (ICNIRP, 1995) surge como una recomendación de la Comisión Internacional de Protección contra la Radiación no Ionizante (ICNIRP) en colaboración con la Organización Mundial de la Salud (WHO), la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (UNEP) para predecir la dosis de UV incidente a nivel del suelo. La WMO (1998) recomienda que el índice UV se obtenga multiplicando el valor de la UVER (expresado en W/m^2) por 40 y que se redondee al entero más próximo.

Este trabajo, que debe considerarse como la continuación de otro previo publicado por los autores (Martínez-Lozano et al., 2002), presenta los resultados de 10 años (2000 a 2009) relativos a los valores experimentales del índice UV determinados a partir de valores de la UVER medidos por la Red Radiométrica Nacional Española.

Tabla 1. Valores de la dosis eritemática mínina (MED). Tipos de piel definidos por COST 713 (*Minimum Erythemal Doses values* (*MED*). *Skin types defined by COST 713*)

Fototipos	MED
Tipo I	$200 \text{ J/m}^2 (20 \text{ mJ/cm}^2)$
Tipo II	$250 \text{ J/m}^2 (25 \text{ mJ/ cm}^2)$
Tipo III	$350 \text{ J/m}^2 (35 \text{ mJ/ cm}^2)$
Tipo IV	$450 \text{ J/m}^2 (45 \text{ mJ/ cm}^2)$

2. MATERIALES Y MÉTODOS

La Red Radiométrica Nacional empezó a funcionar en 1998. Está gestionada por la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología), y en la actualidad consta de 26 estaciones de medida de UVB en banda ancha, de las cuales 7 miden además ozono estratosférico. Originariamente la formaban 16 estaciones de UVB, que son las que presentan series solapables de 10 años de datos (2000-2009). En la Figura 1 se muestra la distribución geográfica de estas estaciones, en las que los registros abarcan un período de 10 años de datos (2000-2009), excepto en las de Roquetes (Tarragona) y El Arenosillo (Huelva) que presentan algunos años en blanco.

La columna de ozono se mide mediante espectrorradiómetros Brewer (Brewer, 1973) y la radiación UVB mediante radiómetros UVB-1 de YES. Los espectroradiometros Brewer han mostrado su validez en numerosas campañas de intercomparación, siendo el instrumento de referencia actual para la medida de ozono estratosférico. Los radiómetros UVB-1 de YES se calibran periódicamente en una primera fase en el laboratorio del centro radiométrico nacional (Madrid), en función de su respuesta angular y espectral. En una segunda fase se calibran en el exterior por comparación usando un sensor patrón, que a su vez se recalibra en Davos cada 2 años, y frente al Brewer #186. Este calibrado proporciona por una parte una constante, y por otra una matriz de calibrado, en función del ángulo cenital y la cantidad de ozono presente en columna.



Figura 1. Distribución geográfica de las estaciones de la Red Radiometrica Nacional (Geographical distribution of the stations of the National Radiometric Network)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En primer lugar, se ha calculado la evolución anual de los valores diarios de irradiancia eritemática (UVER) para cada estación y para el periodo de 10 años. En la Figura 2 se muestran los valores para la estación de Málaga, la más meridional sin considerar las de las Islas Canarias. Sin embargo no es la estación donde mayores valores de UVER se registran, porque al efecto latitudinal, que implica valores más elevados cuanto más proximidad haya al ecuador, se une el efecto de continentalidad que provoca que aquellas estaciones situadas en la costa alcancen valores menores de UVER debido a la influencia de aerosoles de origen marino.



Figura 2. Evolución temporal de los valores de UVER (en Wm⁻²) al mediodia solar en Málaga durante el período 2000-2009 (Temporal evolution of UVER values (in Wm⁻²) at solar noon in Málaga, during the period 2000-2009)

Los valores diarios del índice UV (UVI) fueron calculados usando dos criterios diferentes: a) considerando el valor correspondiente al mediodía solar, que fue el criterio internacional usual hasta 1998; b) el valor máximo diario, que es el criterio recomendado actualmente por los organismos internacionales.

Para establecer las diferencias entre los resultados obtenidos aplicando los dos criterios para determinar el UVI, hemos llevado a cabo un análisis estadístico elemental. Para cada estación se ha calculado el porcentaje de casos cuya diferencia entre los dos criterios es cero, uno, dos, y tres o más unidades de UVI, Tabla 2. Dependiendo de la estación, el porcentaje de coincidencia varía entre el 69% (A Coruña) y el 82% (El Arenosillo), siendo manifiestamente menor para aquellas estaciones donde la nubosidad es más variable y abundante. Sin embargo, es necesario recordar aue. independientemente del criterio utilizado, y debido al redondeo que hay que aplicar al índice UV para expresarlo correctamente (por definición es un número entero), diferencias de tan sólo 0.025W/m² en los valores de UVER conducen a diferencias de 1 unidad en el índice UV. Por tanto si consideramos conjuntamente los casos cuya diferencia es cero o uno, el porcentaje está comprendido entre el 89% (A Coruña) hasta el 95% (El Arenosillo) con un valor medio del 92%. Estos resultados sugieren que, en el peor de los casos existe un 89% de coincidencia o diferencia de hasta una unidad entre el índice UV al mediodía solar y el máximo valor diario. Por consiguiente parece razonable estimar el índice UV como el valor al mediodía solar.

Tabla 2. Desviaciones (en unidades completas de UVI) de los valores del índice UV al mediodía solar comparados con los valores del índice UV máximo. Los resultados están dados como un porcentaje de los valores diarios (Deviations (in whole UVI units) of the values of the UV Index at solar noon compared to the maximum UV Index values for each of the stations considered. The results are given as a percent of the available daily values)

The results are given as a percent of the available analy values,					
UVI _{12GMT} – UVI _{max}	0	1	2	≥3	
A Coruña	69	20	7	4	
Santander	70	21	6	3	
Valladolid	75	17	5	3	
Zaragoza	79	15	3	3	
Barcelona	74	18	5	3	
Madrid	76	16	5	3	
Roquetes	77	15	4	4	
Palma de Mallorca	77	16	4	3	
Valencia	76	17	4	3	
Ciudad Real	78	16	4	2	
Badajoz	77	16	4	3	
Murcia	78	16	4	2	
El Arenosillo	82	13	3	2	
Málaga	80	14	3	3	
Izaña	76	14	5	5	
Las Palmas de G.C.	77	14	5	4	

Si dejamos al margen las estaciones situadas en las Islas Canarias, debido a su menor latitud y sus características específicas, y consideramos únicamente en cada estación los valores del índice UV clasificados como altos, muy altos o extremos (superiores a 6), expresados en tanto por ciento, y con el código de colores recomendados por la WHO, obtenemos la Tabla 3. En ella puede observarse que los valores obtenidos del índice UV muestran al menos dos resultados destacables.

En primer lugar, en todas las estaciones se alcanzan repetidamente en primavera y verano valores de UVI considerados muy altos por la WHO, de 9 o superiores. En segundo lugar, y este es quizá el resultado más relevante, los valores extremos de índice UV son más dependientes del efecto continental que del latitudinal. A partir de los valores de la Tabla 3 es posible clasificar las estaciones en tres grupos: a) costeras (con puertos): A Coruña, Santander, Barcelona, Roquetes, Valencia y Palma de Mallorca; b) interiores (situadas a más de 200km de la costa): Valladolid, Zaragoza, Madrid, Ciudad Real y Badajoz y c) meridionales (las de menor latitud): Murcia, El Arenosillo y Málaga.

Las estaciones del primer grupo tienen un máximo de UVI de 9 y sólo ocasionalmente alcanzan el 10 (1% en Valencia y Roquetes, y <1% en A Coruña, Santander, Barcelona y Palma), mientras que aquellas del segundo grupo alcanzan frecuentemente el valor de 10 en primavera y verano y ocasionalmente alcanzan el valor de 11 (extremo según la WHO) (2% en Ciudad Real, <1% Valladolid, Zaragoza, Madrid, Badajoz). En las estaciones del tercer grupo su baja latitud compensa su carácter costero y tienen un comportamiento similar a las del interior, alcanzando valores de 10 en primavera y verano, y ocasionalmente alcanzan el valor 11 (<1% en Murcia, El Arenosillo, y Málaga). En esta clasificación no se ha tenido en cuenta la altitud, y, aunque es cierto que algunas estaciones de interior presentan más elevación que las costeras, ninguna de ellas está a más de 750m sobre el nivel del mar.

Tabla 3. Días en los 10 años considerados (en %) en los que el UVI alcanza el valor indicado. En naranja los valores altos, en rojo los muy altos y en morado los extremos, según el código de colores recomendado por la WHO. (Days from the considered 10 years (in %) that the indicated UVI value is reached in each station. In orange the high values, in red the very high values and in purple the extreme values as recommended by the WHO).

UVI	6	7	8	9	10	11
A Coruña	9	9	9	7	< 1	< 0.1
Santander	9	9	10	6	< 1	-
Valladolid	8	8	9	13	6	< 1
Zaragoza	10	11	14	9	4	< 1
Barcelona	9	10	12	5	< 1	-
Madrid	8	8	11	13	7	< 1
Roquetes	8	11	15	9	1	< 0.1
Palma de Mallorca	9	11	14	10	< 1	-
Valencia	11	12	11	5	1	< 0.1
Ciudad Real	7	8	9	13	11	2
Badajoz	9	9	11	14	8	< 1
Murcia	9	10	12	15	4	< 1
El Arenosillo	8	10	9	12	9	< 1
Málaga	9	12	14	11	4	< 1

A partir de la base de datos anterior hemos calculado el valor diario de irradiación eritemática (J/m²). Estos datos han servido para estimar las dosis acumuladas de un año medio (a partir de los datos de 10 años, de 2000 a 2009). A partir de esos valores y dividiéndolos por la dosis eritemática estándar (SED), se ha obtendido el número de SEDs acumuladas a lo largo del año para todas las estaciones de la red, Figura 3. Cabe destacar que estos valores indican la dosis acumulada en una exposición solar ininterrumpida y en posición horizontal durante todas las horas de sol y todos los días del año. Estas curvas muestran claramente el cambio de gradiente correspondiente a los meses de verano, con una pendiente más pronunciada.





Figura 3. Irradiación anual acumulada (media del periodo 2000-2009) in SEDs en a) A Coruña; Santander; Valladolid; Zaragoza; Barcelona; Madrid; Roquetes; y b) Palma de Mallorca; Valencia; Ciudad Real; Badajoz; Murcia; El Arenosillo; Málaga (Annual cumulated irradiation (mean of the period 2000-2009) in SEDs in a) A Coruña; Santander; Valladolid; Zaragoza; Barcelona; Madrid; Roquetes; and b) Palma de Mallorca; Valencia; Ciudad Real; Badajoz; Murcia; El Arenosillo; Málaga)

En las condiciones de exposición solar en las que se definen estas curvas, los valores anuales de las SEDs están comprendidos entre las 6900 para Santander y 13300 para Izaña. Si dejamos al margen las Islas Canarias, el mayor número de SEDs se obtiene para Ciudad Real con 9960.

4. CONCLUSIONES

A partir de los datos de radiación ultravioleta eritemática registrados por la Red Radiométrica Nacional se han obtenido los valores diarios del índice UV en 14 localidades españolas durante 10 años (período 2000-2009). Se han obtenido los valores del índice UV al mediodía solar y del índice UV máximo diario, y a continuación se han calculado para cada localidad los porcentajes para los que las diferencias en los resultados obtenidos mediante ambos criterios fueron 0, 1, 2 y 3 o más unidades del índice UV. Dependiendo de la estación, el porcentaje de coincidencia está comprendido entre el 69% para A Coruña y el 82% para El Arenosillo, y correspondiendo los valores más bajos a aquellas estaciones con nubosidad más variable y abundante.

Hay que tener en cuenta que, independientemente del criterio utilizado, diferencias de 0.025 W/m² en los valores del UVER pueden conducir a diferencias de una unidad en los valores del índice UV, debido al redondeo necesario para expresar el Índice UV como un valor entero. Por tanto considerando los casos coincidentes o que difieren en tan sólo una unidad de UVI, el porcentaje de casos está comprendido entre el 89% para A Coruña y el 95% para El Arenosillo, con un valor medio de 92%. lo que indica que el valor al mediodía solar pueda ser considerado como representativo del máximo diario y pueda ser utilizado como valor del UVI, como se ha hecho en el resto del trabajo.

Posteriormente, se ha calculado el porcentaje de días en que se alcanzan valores altos, muy altos y extremos de UVI para cada estación. En todas las estaciones se alcanzan valores considerados muy altos por la WHO, de 9 o superiores de forma reiterada en primavera y verano. Asimismo hemos detectado que los valores extremos del UVI son más dependientes del efecto continental que del latitudinal y en función de este hecho se han podido clasificar las estaciones en tres grupos: a) costeras (con puertos): A Coruña, Santander, Barcelona, Roquetes, Valencia y Palma de Mallorca; b) interiores (situadas a más de 200km de la costa): Valladolid, Zaragoza, Madrid, Ciudad Real y Badajoz; y c) meridionales (situadas a menor latitud): Murcia, El Arenosillo y Málaga. En las del primer grupo, los aerosoles de tipo marino evitan que se alcancen valores extremos del índice UV, mientras que en las estaciones interiores se alcanzan valores más elevados con mayor frecuencia e incluso extremos ocasionalmente. En las estaciones del tercer grupo su baja latitud compensa su carácter costero y tienen un comportamiento similar a las del interior.

Por último se ha calculado el valor de irradiación UVER diaria lo que ha permitido calcular la dosis acumulada anual para un año medio, obtenido a partir de los diez años considerados. Dividiendo estos valores por el valor de una SED, se obtiene el valor de las SEDs acumuladas a lo largo del año suponiendo una exposición solar ininterrumpida y durante todas las horas de sol del año. Las curvas obtenidas muestran el incremento de las dosis acumuladas en verano, con una pendiente más pronunciada en esos meses. En cuanto a los valores acumulados de SEDs en un año medio, están comprendidos entre los 6900 para Santander y 13300 para Izaña (Tenerife). Si dejamos al margen las Isla Canarias el mayor número de SEDs se tienen para Ciudad Real con 9960.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiando por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) a través de los proyectos CGL2009-07790 y CGL2011-24290 y por la Generalitat Valenciana a través del proyecto PROMETEO-2010-064. Anna R. Esteve disfruta de un contrato APOSTD/2012/078 del Programa VALi+d para investigadores en fase postdoctoral de la Generalitat Valenciana. Victor Estelles disfruta de un contrato Juan de la Cierva JCI-2009-04455 del Ministerio de Ciencia e Innovacion (MICINN).

6. REFERENCIAS

Brewer, A.W. (1973): "A replacement for the Dobson spectrophotometer", *Pure and Appl. Geophys.***106-108**, 919-927.

Diffey, B.L. (1982): "The consistency of studies of ultraviolet erythema in normal human skin", *Phys. Med. Biol.* 27, 715-720.

Diffey, B.L. (1990): "Human Exposure to Ultraviolet Radiation", Seminars in Dermatology 9, 2-10.

Fioletov, V.E., L.B.J. McArthur, T.W. Mathews and L. Marrett (2010): "Estimated ultraviolet exposure levels for a sufficient vitamin D status in North America", *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology* **100**, 57-66.

Gallagher, R.P. and T.K. Lee. (2006): "Adverse effects of ultraviolet radiation: A brief review", Progress in Biophysics & Molecular Biology **92**, 119-131.

Holick, M.F. (2004): "Vitamin D: Importance in the prevention of cancer, type I diabetes, heart disease, and osteoporosis", *Am. J. Clin. Nutr.* **79**, 362-371.

ICNIRP International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection (1995): Global "Solar UV Index, WHO/WMO/INCIRP recommendation", *INCIRP publication* no 1/95, Oberschleissheim.

ISO 17166 CIE S 007/E (2000): "Erythema reference action spectrum and standard erythema dose", CIE Standard. 4pp., *CIE Publications*, Wien, Austria.

Lonsberry, B.B., E. Wyles, D., Goodwin, L., Casser and N. Lingel (2008): "Diseases of the Cornea". Clinical Ocular Pharmacology (Fifth Edition), 483-547.

McKinlay, A.F. and B.L. Diffey (1987): "A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin", CIE J. 6, 17-22.

Martínez-Lozano and 16 co-authors (2002): "UV Index Experimental Values During the Years 2000 and 2001 from the Spanish Broadband UV-B Radiometric Network", *Photochemistry and Photobiology* **76**, 181–187.

Norval, M. (2006): "<u>The mechanisms and consequences of ultraviolet-induced</u> <u>immunosuppression</u>", *Progress in Biophysics & Molecular Biology* **92**, 108-118.

Rabe, J.H., A.J. Mamelak, P.J.S. McElgunn, W.L. Morison and D.N. Sauder (2006): "Photoaging: Mechanisms and repair". Journal of the American Academy of Dermatology 55, 1-19.

Scotto, J., G. Cotton, F. Urbach, D.Berger and T.R. Fears (1988): "Biologically effective ultraviolet radiation: Surface measurements in the United States. 1974 to 1985", *Science* **239**, 762-764.

Seckmeyer, G. and 16 co-authors (1998): "The 1997 status of solar UV spectroradiometry in Germany: Results from the national intercomparison of UV spectrradiometers", *Garmish-Partenkirchen, Germany*, 166 pp., Shaker-Verlag, Aachen, Germany.

Vanicek, K., T. Frei, Z. Litynska and A. Schnalwieser (2000): "UV-Index for the public, COST-713 Action (UV-B Forecasting)", 27 pp., Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

WMO, World Meteorological Organization (1998): "Report of the WMO-WHO meeting of experts on standardization of UV indices and their dissemination to the public", *W.M.O. Global Atmosphere Watch* no 127.

Evaluación de la SST como potencial predictor del caudal de invierno en la cuenca del Duero.

Evaluation of SST as potential predictor of winter streamflow in Douro basin.

Jose Manuel Hidalgo-Muñoz^(*), María Hernández-Martínez, Sonia Raquel Gámiz-Fortis, Yolanda Castro-Díez y María Jesús Esteban-Parra

Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Campus Fuentenueva s/n. 18071 Granada, España. (*)Corresponding author email address: jhidalgo@ugr.es

SUMMARY

The interest on seasonal predictability of river flow has increased markedly in the last years because of the importance of water availability for ecosystems and human society. For this regard, this work focuses on the identification of potential sources of predictability of seasonal streamflow in Douro basin. Seasonal variations of streamflow arise from variations in precipitation and temperature, which are controlled by large-scale fluctuations in atmospheric circulation. The most important phenomena influencing this variability are the North Atlantic Oscillation (NAO) and the El Niño-South Oscillation (ENSO). In addition, predictors that represent the slow varying components of the climate system, such as sea surface temperature (SST), can provide helpful information for streamflow forecast. Hence, the ability of the main teleconnection patterns as well as the SST of previous seasons as potential predictor of winter (JFM) streamflow in Douro basin has been evaluated on this study. This evaluation has been computed trough linear correlation between the seasonal streamflow and the previous SST at different lags. Since only regions or teleconnections where the correlation with the streamflow is stable can be used as predictors, the stability of these correlations has been evaluated by using a moving window. While teleconnection patterns present a no stationary correlation with DJF streamflow for this basin, various ocean regions across the globe have been identified as stable predictors in both interannual and decadal time scale.

1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad del caudal de los ríos juega un importante papel en el desarrollo y gestión de los recursos hídricos en la mayor parte de las regiones del mundo. Por tanto, la predicción del caudal juega un papel clave en cuanto a una planificación eficiente de los recursos hídricos, así como para su gestión en los sectores agrícolas, urbanos y de producción hidroeléctrica.

El sistema hidrológico actúa como un integrador espacial y temporal de variables climáticas primarias como la precipitación, la temperatura o la evapotranspiración sobre una determinada región, por lo que la variabilidad estacional y anual del caudal de los ríos en muchas cuencas fluviales está controlada por cambios a gran escala de los patrones de circulación atmosférica (Rimbu et al., 2004, 2005). Por consiguiente, la caracterización de la variabilidad hidrológica del caudal y la identificación de aquellas variables climáticas que pueden actuar como predictores del mismo es un paso fundamental para su predicción. La habilidad en la predicción a largo plazo está asociada a la introducción de predictores cuya variabilidad en el sistema climático es de baja frecuencia, como la temperatura de la superficie del mar (SST), que puede proporcionar una valiosa información predictiva (Gámiz-Fortis et al., 2008, 2010, 2011). Además, algunos de los grandes patrones de circulación atmosférica, como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), que tiene un importante impacto en la precipitación de la Península Ibérica (IP) (Trigo et al., 2004), pueden actuar como predictores del caudal de los ríos ibéricos.

En este trabajo se pretende evaluar la capacidad predictiva de la SST así como de los principales patrones de teleconexión atmosféricos y oceánicos con respecto al caudal de invierno para la cuenca hidrográfica del Duero.

2. DATOS

La cuenca hidrográfica del Duero es la más extensa del la Península Ibérica, con un área de 97.290 km². En este estudio se han utilizado series de aforo correspondientes a la parte española de la cuenca (que abarca aproximadamente el 81% de la misma). Desde el punto de vista geográfico es una depresión llana y elevada, bordeada por sistemas montañosos. Prácticamente la totalidad de la cuenca se encuentra por encima de los 700 m de altitud. La parte central está formada por un relieve de llanuras escalonadas y está rodeada de sistemas montañosos.

Las series mensuales de caudal se obtuvieron del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). Debido a la distinta longitud y grado de completitud de las mismas, se ha adoptado un compromiso entre la longitud temporal y el número de datos faltantes para seleccionar la mayor cantidad de estaciones posibles. Adicionalmente, debido al alto grado de regularización al cual está sometido el río Duero (una importante red de embalses se ha desarrollado a lo largo de la cuenca), las estaciones seleccionadas fueron supervisadas una a una buscando irregularidades y cambios abruptos como consecuencia de un proceso regulatorio en su caudal. Finalmente, de este control de calidad resultaron un total de 41 series de caudal cubriendo el periodo 10/1959 – 9/2008 con un máximo de un 20% de huecos. La distribución espacial de las mismas se presenta en la Figura 1.

Los datos de la SST global se obtuvieron del HadISSTv1.1 dataset (Rayner et al., 2003), del Hadley Center for Climate Prediction and Resarch (UK Meteorological Office), con una resolución de 1°x1°.

Los índices de teleconexión se obtuvieron del Climate Predicction Centre (CPC) de la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA), cubriendo el periodo 1950-2010 (ver Tabla 1).

 Tabla 1 – Índices de teleconexión utilizados (Teleconnection índices used)

ID	Nombre
NAO	North Atlantic Oscillation
EA	East Atlantic pattern
AO	Atlantic Oscillation
SCA	Scandinavian pattern
EA/WR	East Atlantic / Western Russia
PDO	Pacific Decadal Oscillation
EP/NP	East Pacific / North Pacific
NIÑO3.4	El Niño 3.4 región
SOI	South Oscillation Index

3. METODOLOGÍA

El primer paso, llevado a cabo una vez que se determinaron qué series de caudal se utilizarían, fue abordar el problema del rellenado de los huecos existentes en las mismas. Para ello se ha optado por una metodología de regresión múltiple, usando como predictores aquellas series que presentasen alta correlación (a partir de 0.7) con la serie a rellenar. Con esta metodología se consiguió rellenar la mayor parte de los huecos existentes. En aquellas estaciones que aún presentaban una pequeña proporción de datos faltantes, se ha optado por completarlos usando su valor medio mensual.

Una vez todas las series estaban completas se procedió a su estandarización. La estandarización de series climáticas permite una comparación espacio temporal entre series con distintas condiciones hidrológicas. Las series hidrológicas no se suelen ajustar a una distribución normal, por lo que se ha llevado a acabo un estudio previo acerca de qué distribuciones se ajustaban mejor a cada estación. Cabe destacar que debido al marcado carácter estacional del ciclo hidrológico, cada serie mensual ha sido ajustada individualmente. De un modo similar al empleado por otros autores (Vicente-Serrano et al., 2012) se ha comprobado el grado de ajuste de las series de caudal con respecto a distintas distribuciones teóricas de probabilidad triparamétricas (Generalized Extreme Values, Generalized Pareto, Pearson 3, Generalized Logistic y Log-Normal 3), cuyos parámetros se han determinado mediante la teoría de Lmomentos (Hosking and Wallace, 1997). La selección de la distribución de probabilidad óptima para el ajuste se ha obtenido mediante el test de Kolmogorov-Smirnov.

El siguiente paso ha consistido en una regionalización de las series de caudal de la cuenca del Duero, con el fin de identificar regiones con un comportamiento diferenciado. La técnica de análisis multivariante denominada Análisis de Componentes Principales (PCA) ha sido empleada para este fin. Dicha técnica permite obtener los patrones (EOFs) dominantes de las variaciones simultáneas de un campo o variable (estaciones de aforo en este caso), lo que se traduce en una reducción de la dimensionalidad de los datos (número de estaciones) manteniendo la mayor parte de la variabilidad original. El problema de encontrar una nueva base de vectores (EOFs) que expliquen gran parte de la varianza de los datos se traduce en una diagonalización de la matriz de covarianzas (o correlaciones). Los autovectores resultantes son los nuevos patrones (o EOFs) y sus autovalores indican la varianza que tiene asociada cada uno. Cada uno de esos patrones espaciales tiene asociado un coeficiente de expansión (PC, una serie temporal representativa de la variabilidad asociada a cada nuevo EOF, obtenida proyectando la matriz original de datos sobre cada EOF). Estas nuevas variables obtenidas, ortogonales entre sí, son combinaciones lineales de las anteriores, agrupando aquellas que muestran un comportamiento parecido. Para determinar cuántos de esos nuevos 'patrones espaciales' o EOFs serán significativos se ha utlizado la regla de North, la cual está basada en la degeneración de los autovalores. Aquellas componentes que resultaron significativas fueron rotadas (usando la rotación 'Varimax'). Este procedimiento es usualmente empleado para permitir una mejor interpretación física de los nuevos patrones obtenidos. Más detalles sobre esta técnica se pueden consultar en Wilks (1995). A partir de los resultados obtenidos en el análisis de componentes principales, con motivo de reducir la cantidad de estaciones con las que trabajar, se ha optado por seleccionar series representativas de cada una de las áreas identificadas. Dichas series fueron seleccionadas en base al factor de carga (correlación de la serie original con la serie PC asociada a cada componente) y comprobando además que dicha serie tuviese un registro temporal lo más largo posible (nótese que para la regionalización llevada a cabo se utilizaron series con igual longitud, si bien algunas de ellas poseían mayor cantidad de registros). El motivo de extender el registro temporal no es otro que el otorgar mayor significación estadística a los resultados.

Una vez determinadas las series largas representativas de cada componente principal, se han estandarizado siguiendo el procedimiento descrito anteriormente y se han creado las series correspondientes al invierno (promediando los meses de enero, febrero y marzo) para cada estación.

El siguiente paso consistió en crear series estacionales con los índices de teleconexión y la SST con distintos retrasos (comenzando con octubre-diciembre, septiembre-noviembre y así hasta abril-mayo previos). Estas series estacionales con retrasos fueron correlacionadas con las series del caudal de invierno de cada una de las estaciones seleccionadas (previa eliminación de la tendencia lineal de ambas series). La significación de la correlación (al 95 %) ha sido evaluada a partir de una distribución t de Student con n-2 grados de libertad (siendo n la longitud de la serie).

Finalmente se analizó la estabilidad de las correlaciones significativas obtenidas. Para ello se utilizó una ventana móvil de 30 años, moviendo de uno en uno, y se calcularon las correlaciones en cada paso. Se determinaron como predictores muy estables (estables) aquellos índices de teleconexión o puntos de rejilla de SST en los cuales al menos el 80% de las correlaciones móviles fueron significativas al 95% (90%).



Figura 1 – Localización de las series de caudal usadas para la regionalización. El número asociado corresponde a su identificador. El color de relleno rojo, azul o verde indica su agrupación en el seno de la componente principal 1, 2 o 3, respectivamente. (Location of the stations used in the regionalization step. The associated number is the identificator of each station. In red, blue and green, the stations grouped into the principal components 1, 2 and ,3 respectively).

4. RESULTADOS

La Figura 1 muestra la localización de las 41 estaciones que, cubriendo el periodo 10/1959 - 9/2008, han superado los controles de selección mencionados en el apartado 3 y se han utilizado para la regionalización. En el análisis de componente principales se determinaron como significativas 3 componentes, las cuales representaban aproximadamente el 63 % de la varianza total. Los distintos colores de las estaciones en la Figura 1 indican la componente principal en la que se agrupó cada una de ellas, de acuerdo con su factor de carga. Nótese la división norte-sur de la cuenca obtenida en la regionalización, agrupando separadamente las vertientes norte y sur de cuenca, las cuales están marcadas por las delimitaciones geográficas (Cordillera Cantábrica en el norte y Sistemas Central e Ibérico en el sur y sur-este respectivamente), y la zona central donde la mayor parte de las estaciones se localizan en el cauce principal del río Duero o sus mayores afluentes.

Los detalles de las estaciones seleccionadas como representativas de cada región identificada (de acuerdo a un alto factor de carga) se muestran en la Tabla 2. Dado que dichas estaciones poseen un registro temporal más amplio que el seleccionado para la regionalización se decidió ampliarlo para dar mayor significación estadística a los resultados. Finalmente se ha tomado un periodo común para las tres estaciones desde 10/1931 hasta 9/2008, con menos de un 20% de huecos. La Figura 2 muestra el ciclo anual de cada una de las 3 estaciones seleccionadas como

representativas. La estación 2062 (localizada en el cauce principal del río Duero) tiene un diferenciado pico de caudal en los meses de invierno, mientras que las estaciones 2016 y 2089, localizadas en zonas altas, prolongan sus valores altos de caudal hasta la primavera, indicando una importante aportación del deshielo de las cumbres montañosas cercanas.

Tabla 2 – Estaciones representativas seleccionadas (Stations selected as representative)

seccerca as representative)					
ID	Nombre	Longitud (⁰)	Latitud (⁰)		
2016	Pajares de Pedraza	-3.85	41.19		
	(Segovia)				
2062	Toro (Zamora)	-5.41	41.52		
2089	Morla (León)	-6.25	42.22		



Figura 2 – Ciclo anual de las estaciones a) 2016, b) 2062 y c) 2089. (*Annual cycle of stations a*) 2016, b) 2062 and c) 2089).

En cuanto a las correlaciones entre los índices de teleconexión utilizados (a distintos retrasos) y el caudal de invierno promediado sobre los meses de enero a marzo (sobre las series estandarizadas), en general, no se encuentran correlaciones estables, con la excepción del East Atlantic Pattern (EA), el cual en octubre-diciembre muestra correlaciones positivas estables con el caudal enero-marzo de las estaciones 2062 y 2089.

En relación a la evaluación de la SST estacional (con diferentes retrasos) como predictor potencial del caudal de invierno de las estaciones seleccionadas, los principales resultados obtenidos se muestran en la Figura 3. En el caso de la estación 2016, destaca la correlación del caudal de invierno con la SST estacional de septiembre-noviembre (Figura 3a). En particular aparecen correlaciones significativas positivas en una región central del Pacífico situada al noroeste de la región afectada por el fenómeno del Niño, y negativas en una zona cercana a la costa este de Australia. Atendiendo al análisis de la estabilidad, aparece como estable parte de la región situada en el Pacífico central (Figura 4a). Con respecto a la estación 2062, los resultados más notorios se encuentran en la correlación con la SST estacional de agosto-octubre (Figura 3b), donde se observan correlaciones positivas significativas en la zona central-oeste de la región del Niño y una parte de la costa este de Sudamérica, y negativas en un área del Pacífico que se extiende desde la costa este australiana hasta áreas cercanas a la costa oeste de Sudamérica. Estas correlaciones significativas también resultan estables en buena parte de las regiones mencionadas (Figura 4b). En cuanto al caudal de invierno de la estación 2089, presenta correlaciones negativas significativas con la SST de mayo-julio en una amplia zona en el Océano Índico (Figura 3c). En el análisis de la estabilidad de esas correlaciones (Figura 4c), si bien de nuevo aparece una zona en el Índico con correlaciones negativas estables, el área que ocupa es sensiblemente menor que la mostrada en la Figura 3c.



Figura 3 – Correlación entre a) la SST de septiembre-noviembre y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2016, b) la SST de agostooctubre y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2062 y c) la SST de mayo-julio y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2089. Las líneas negras indican las zonas donde la correlación es significativa. (Correlation between a) September-November SST and the following January-March streamflow of station 2016, b) August-October SST and the following January-March streamflow of station 2062 y c) May-July SST and the following January-March streamflow of station 2089. Black lines indicate areas where correlation is significant).



Figura 4 – Estabilidad de la correlación entre a) la SST de septiembrenoviembre y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2016, b) la SST de agosto-octubre y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2062 y c) la SST de mayo-julio y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2089. (Stability of correlation between a) September-November SST and the following January-March streamflow of station 2016, b) August-October SST and the following January-March streamflow of station 2062 y c) May-July SST and the following January-March streamflow of station 2089).

Algunos ejemplos de la determinación de qué regiones de la SST presentan correlaciones estables mediante el uso de una ventana móvil, se muestran en la Figura 5 (para unos puntos de la rejilla de la SST en particular).



Figura 5 – Correlaciones móviles (ventana de 30 años) entre la SST de septiembre-noviembre en la rejilla centrada en 139.5 W – 15.5 N y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2016 (línea roja), la SST de

agosto-octubre en la rejilla centrada en 35.5 W – 24.5 S y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2062 (línea azul) y la SST de mayojulio en la rejilla centrada en 64.5 S – 2.5 N y el caudal de enero-marzo siguiente de la estación 2089 (línea verde). El primer valor del eje x, correspondiente a 1931, indica el resultado de la correlación entre el caudal de 1931-1960 y la SST estacional de 1930-1959. (Correlation between grid box centered in 139.5 W – 15.5 N of September-November SST and the following January-March streamflow of station 2016 (red line), grid box centered in 35.5 W – 24.5 S of August-October SST and the following January-March streamflow of station 2016 (red line) and grid box centered in 64.5 S – 2.5 N of May-July SST and the following January-March streamflow of station 2089 (green line). The first value in X axis, year 1931, indicates the correlation value between 1931-1960 winter streamflow and 1930-1959 seasonal SST)

5. CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo ha consistido en analizar la capacidad como potenciales predictores del caudal de invierno en la cuenca del río Duero de la SST de diferentes regiones y de los principales índices de teleconexión, con distintos retrasos temporales.

En relación a los índices de teleconexión, sólo el EA para septiembre-noviembre presentó una correlación positiva con las estaciones 2062 y 2089. Así mismo, se encuentraron algunas correlaciones significativas entre el niño3.4 y la estación 2016 (no mostradas), aunque no resultaron estables.

Las correlaciones estacionales mostraron un patrón similar para las estaciones 2016 y 2062, si bien en el caso de la 2016 resultaron más notorias las correlaciones positivas encontradas en el Pacífico central (cerca de la región de influencia de El Niño) y menos significativas las encontradas en el sur del Pacífico, en latitudes comprendidas entre 10^{0} S y 30^{0} S desde la costa este de Australia hasta Sudamérica.

Adicionalmente se han estudiado las correlaciones entre la SST estacional con retraso y el caudal de invierno, considerado los meses de diciembre a febrero (resultados no mostrados). En este caso, las correlaciones encontradas para las estaciones 2016 y 2062 con la SST del otoño anterior, correspondiente a la región asociada a los eventos de El Niño, fueron más intensas que las encontrada con los caudales de enero-marzo, lo cual indica la relación entre el caudal de diciembre y la SST de la zona de El Niño del final de verano y otoño anterior. Estos resultados son consistentes con los encontrados por otros autores acerca de la correlación positiva entre el ENSO (El Niño-South Oscillation) y la precipitación (Pozo-Vázquez et al., 2005) y el caudal de ríos en Europa (Rimbu et al., 2004).

Otros autores han puesto de manifiesto la importancia de la SST como potencial predictor del caudal de los ríos en España y Europa. En particular han mostrado la influencia que la SST puede tener a escalas interdecadales en el caudal de los ríos (Gámiz-Fortis et al. 2011; Ionita et al., 2011). En relación con estos resultados, el siguiente paso a este estudio consistirá en el análisis de la variabilidad decadal del caudal de invierno de los ríos de la cuenca del Duero y su conexión con la SST de las estaciones previas.

6. REFERENCIAS

- Gámiz-Fortis, S.R., D. Pozo-Vázquez, R.M. Trigo and Y. Castro-Díez (2008): "Quantifying the Predictability of Winter River Flow in Iberia. Part II: Seasonal Predictability". *Journal of Climate*, 21, 2503-2518.
- Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez and Y. Castro-Díez (2010): "Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST". *Journal of Hydrology*, **385**, 143-149.
- Gámiz-Fortis, S.R., J.M. Hidalgo-Muñoz, D. Argüeso M.J. Esteban-Parra and Y. Castro-Díez (2011): "Spatial-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): global SST as potential source of predictability on decadal time scales". *Journal of Hydrology*, **409**, 759-775.
- Hosking JRM and J.R. Wallis (1997): "Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments". Cambridge University Press.
- Ionita, M., N. Rimbu and G. Lohmann (2011): "Decadal variability of the Elbe River streamflow". *International Journal of Climatology*, **31** (1), 22–30. Doi: 10.1002/joc.2054.
- Pozo-Vázquez, D., S.R. Gámiz-Fortis, J. Tovar-Pescador, M.J. Esteban-Parra and Y. Castro-Díez (2005): "El Niño–Southern Oscillation events and associated European winter precipitation anomalies". *International Journal of Climatology* 25, 17–31.
- winter precipitation anomalies". International Journal of Climatology, 25, 17–31.
 Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent and A. Kaplan (2003): "Global analyses of sea surface temperature, sea
ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century". Journal of Geophysical Research, 108, No. D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.
 Rimbu, N., M. Dima, G. Lohmann and S. Stefan (2004): "Impacts of the North Atlantic Oscillation and the El Niño–Southern Oscillation on Danube river flow variability",

Geophysicals. Research. Letterst., 31, L23203, doi:10.1029/2004GL020559.

Rimbu, N., M. Dima, G. Lohmann, and I. Musat (2005). "Seasonal prediction of Danube flow variability based on stable teleconnection with sea surface temperatura", Geophysical Research Letters, 32, L21704, doi:10.1029/2005GL024241. Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S. and Esteban-Parra, M. J. (2004). "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 24: 925–944. doi: 10.1002/joc.1048

Climatology, 24: 925–944. doi: 10.1002/joc.1048
 Vicente-Serrano, S., J. López-Moreno, S. Beguería, J. Lorenzo-Lacruz, C. Azorín-Molina, and E. Morán-Tejeda (2012): "Accurate Computation of a Streamflow Drought Index". Journal of Hydrologic Engineering, 17 (2), 318–332. doi: 10.1061/ (ASCE)HE.1943-5584.0000433.

Wilks, D. S. (1995): Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Academic Press, 464 pp.

Dosis de radiación solar ultravioleta eritemática sobre esquiadores infantiles Erythemal ultraviolet solar radiation doses on children skiers

María Antonia Serrano, Javier Cañada, Juan Carlos Moreno y Gonzalo Gurrea

Instituto de Ingeniería Energética. Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, <u>mserranj@fis.upv.es</u>

SUMMARY

The ultraviolet solar radiation (UV) significantly influences the health of living beings. High values of UV radiation can cause erythema and burns, and be a cause of developing skin cancer in adulthood. Apart from these negative effects, UV radiation also has positive effects such as the production of vitamin D in the skin. Many studies have measured the UV radiation exposure in children and adolescents, as it is believed that exposure to solar radiation during youth is more crucial for the development of cutaneous melanoma than in adulthood. Furthermore, it has been estimated that 25% of UV exposure accumulated individually throughout the life of a person occurs before age 18. Skiing increases the damaging effects of sun, since it is estimated that for every 1000 meters, UV radiation increases by 15 percent and also the snow reflects 80 percent of these solar rays, so skiers receive erythemal solar UV radiation (UVER) significantly while practicing this sport. This paper presents the results of measurements made on several students who participated in "The School in the Snow" organized by the Polytechnic University of Valencia, which took place in the ski field of Panticosa (Huesca) at the end of December 2010. To quantify exposure to UVER, personal dosimeters were used (VioSpor), which were placed on the shoulder of each participant of the study (10 children) during several sessions of skiing. The test group of students in their outdoor activities received a daily average individual UVER of 229.0 J/m^2 . Given that for skin type III (normal in the Spanish population) minimum erythemal dose (MED) is 350 J/m², the children of this type of skin would not have problems of erythema. However, children of skin type II (white skin) would be very close to the minimum erythemal dose (250 J/m^2), and therefore may have problems with sunburn.

It was also studied how much UVER radiation the students receive of all UVER possible during each day of training, and it was expressed as the percentage of UVER radiation received by the skier respect to the ambient UVER 24 h. From the results it is concluded that the students received, as an average value, about 34% of the measured ambient radiation on a horizontal plane.

1. INTRODUCCIÓN

Las evidencias epidemiológicas y biológicas y una gran cantidad de literatura apoyan una relación causal entre la exposición a la radiación solar ultravioleta (UV) y los distintos cánceres de piel (IARC (2000), Lucas et al. (2006)). El informe de la Organización Mundial de la Salud, de Lucas et al. (2006), fue el primer estudio sistemático de la carga sobre la salud mundial atribuible a la radiación UV e investigó nueve resultados adversos para la salud debido a la exposición excesiva a la radiación UV. Los tres más importantes resultaron ser el melanoma maligno cutáneo y los cánceres de piel no melanoma (carcinomas de células escamosas y carcinomas de células basales). Hasta el 90% de la mortalidad mundial por melanoma y otros cánceres de piel se estima que es debido a la exposición UV.

Según el informe de Lucas et al. (2006), la consecuencia más grave de la radiación UV excesiva es el melanoma maligno, que es responsable del 80% de las muertes debidas a cánceres de piel El cáncer de piel y melanoma son un problema creciente en España y el resto de Europa, ya que su incidencia ha aumentado significativamente en los últimos 20 años, tal como se constata en Birch et al. (2010), Cabanes et al. (2009), De Vries et al. (2003), Garbe et al. (2009) y Madan et al. (2010).

Es, por lo tanto, importante apoyar los esfuerzos para reducir la exposición dañina a la radiación UV, en particular, entre los niños y adolescentes. Aunque las quemaduras de sol entre las poblaciones de mayor edad es también un factor de riesgo para el melanoma (Chang et al. (2009), Dennis et al. (2008)), las evidencias epidemiológicas indican que el exceso de exposición solar a una edad temprana es importante para determinar el riesgo de sufrir cancer de piel a la largo de una vida (Armstrong (2005), Armstrong y Kricker (2001), Chang et al. (2009), Gandini et al. II (2005), Oliveria et al. (2006), Whiteman et al. (2001)). Se ha estimado que el 25% de la exposición acumulada a la radiación UV de un individuo se produce durante la infancia y adolescencia (Saraiya et al. (2004)).

Por ello, muchos de los estudios que analizan la exposición a la radiación solar ultravioleta eritemática (UVER) se han realizado con

niños en edad escolar, habiéndose publicado recientemente una revisión de unos 30 estudios sobre la exposición a la radiación solar UV en los jóvenes (Wright y Reeder (2005)).

Otros factores de riesgo para el desarrollo de cáncer de piel, no controlables por el ser humano, son color claro en piel y ojos, la presencia de lunares y el historial familar de cáncer de piel (Bauer et al. (2005), Erdmann et al. (2012), Gandini et al. III (2005) Titus-Ernstoff et al. (2005), Wlecker et al. (2003), Youl et al. (2002)). Por lo tanto, la exposición UV es el único factor de riesgo conocido sobre el que se puede actuar para disminuir el riesgo de sufrir cáncer de piel.

Las actividades que los niños realizan al aire libre conllevan una elevada exposición a la radiación UV, lo que lleva asociado un riesgo de padecer cáncer de piel (Mahé et al. (2011)). Hay poca información disponible sobre el riesgo de exposición a la radiación UV cuando los niños practican deportes al aire libre. Mahé et al. (2011) evaluaron la relación entre las lesiones en la piel debidas a la radiación UV y los deportes al aire libre en niños de 11 años en un período de 2 años. Observaron un aumento estadísticamente significativo de dichas lesiones en los niños que practicaban deportes al aire libre respecto a los que no los practicaban, lo que confirma la idea de que las actividades al aire libre están asociadas a una alta exposición a la radiación UV y el consiguiente riesgo de cáncer de piel. Como deporte al aire libre la práctica del esquí aumenta los efectos dañinos del sol, tanto por su realización en altitud, como por la superficie sobre la que se realiza, ya que la nieve refleja sobre un 80 por ciento de los rayos solares. La irradiancia UV aumenta con la altitud debido a la disminución de material dispersivo y absorbente sobre el observador. Además hay que tener en cuenta el efecto comentado del albedo de la superficie, la cual a mayor altitud cambia de vegetación a roca y hay mayor probabilidad de la presencia de nieve. Por ello, dicho aumento del albedo con la altitud aumenta aún más la radiación UV con dicha altitud (Pribullova y Chmelik (2005)). El incremento resultante en la radiación solar UV se denomina como efecto de la altitud (AE) (Blumthaler et al. (1997)) y se ha estudiado numerosas veces para la irradiancia UVER. El AE

osciló en condiciones de día claro, para la irradiancia UVER, entre 11-14%/km en Granada (Solá et al. (2008)), en Alemania osciló entre el 7-16%/km y en Bolivia 5-10%/km (Pfeifer at al. (2006)), mientras que en los Alpes suizos osciló entre 7.2-11.3%/km (Schmucki y Philippona (2002)). Dicho aumento de la irradiancia UVER con la altitud es de gran importancia con respecto la exposición humana por la observada tendencia hacia el incremento de prevalencia de melanoma a mayores altitudes (Aceituno-Madera et al. (2011)), tanto para habitantes en poblaciones a gran altitud como para practicantes de deportes en alta montaña (montañismo, esquí).

Por lo tanto, los esquiadores reciben una radiación UVER significativa mientras practican este deporte, y se encuentran en la literatura numerosos estudios sobre la exposición de este colectivo. Estudios epidemiológicos muestran que los esquiadores están en un riesgo mayor de sufrir cancer de piel (Rosso et al. (1999)). Rigel et al. (2003) estudiaron la exposición UV que sufren los esquiadores durante el ejercicio de este deporte en Vail (Colorado) y observaron que los éstos estuvieron expuestos a una radiación UVER que puede causar fotoenvejecimiento de la piel e incrementar potencialmente el riesgo posterior de sufrir cáncer de piel. Los sujetos de dicho estudio recibieron una dosis UVER media de 6.21 SED (rango 1.2-18.5 SED), donde más de dos tercios de los esquiadores estuvieron expuestos a más de 5 SED de irradiancia UVER por día mientras esquiaban durante el período de estudio. Siani et al. (2008) estudiaron las dosis UVER recibidas por un grupo de esquiadores en una zona alpina de Italia con dosímetros situados en la frente, y obtuvieron, en invierno, un ratio de exposición (RE) del 54% (mediana) con un rango del 42-70%. También estudiaron los parámetros colorimétricos de la piel y obtuvieron que los esquiadores tenían valores medios significativamente más bajos, o sea, la piel más oscura, después de la exposición al sol. Alleen y McKenzie (2005) midieron la exposición UV en la estación de esquí en Nueva Zelanda y lo compararon con los valores obtenidos al mismo tiempo en una zona cercana situado a nivel del mar usando un dosímetro electrónico. Encontraron que en la estación de esquí, la irradiancia UV en superficies horizontales era un 20-30% superior que a nivel del mar, y las dosis personales fueron significativamente superiores a las obtenidas para superficies horizontales. Los mismos autores, en una segunda campaña de medidas (2006) confirmaron los resultados del estudio anterior.

Moehrle et al. (2003) estudiaron la exposición anual ocupacional a la radiación UV de los guías de montaña en los Alpes y obtuvieron para los meses de invierno una dosis diaria, con dosímetros situados verticalmente adosados en la cabeza, que oscilaba aproximadamente entre 2 y 9 SED. En otro estudio Moehrle y Garbe. (2000) estudiaron la exposición ocupacional a la radiación UV, en la estación de primavera, con dosímetros en la misma posición, de guías de montaña y de instructores de ski en los Alpes franceses. Obtuvieron para los guías de montaña una dosis diaria media de 29.75 SED (rango 11-42.75 SED) y para los instructores de ski la dosis diaria media fue de 15.25 SED (rango 7-22 SED).

Por otra parte, se sabe que la exposición solar tiene efectos positivos sobre la salud humana, tales como, por ejemplo, la síntesis de vitamina D_3 (De Gruijl (2011), Webb et al. (2011)), esencial para la mineralización de los huesos (Norval et al. (2007)). Adecuados niveles de vitamina D, además de ser necesaria para la salud del esqueleto, especialmente importante para el crecimiento de los niños, también se han sugerido como beneficioso contra la esclerosis múltiple (Kampman et al. (2010)), las enfermedades cardiovasculares (Zittermann y Gummert (2010)) y el desarrollo de cáncer en la edad adulta (Grant y Holick (2005)).

En este trabajo se muestran los resultados de las medidas realizadas sobre varios alumnos que participaron en "La Escuela en la Nieve" que organiza la Universidad Politécnica de Valencia y que tuvo lugar en la estación de esquí de Panticosa (Huesca) del 27 al 30 de diciembre de 2010.

En la tabla 1 se muestran las dosis necesarias para producir el eritema solar en función del tipo de piel. Tal como se observa en la

tabla 1, para una piel tipo III (normal en la población española) la dosis eritemática mínima (MED) es de 350 J/m^2 (Vanicek et al. (2000)).

Tabla 1 - **Dosis eritemática mínima en función del tipo de piel** (*Minimal erythemal dose based on skin type*)

Tipo de piel	¿Cuando se broncea?	¿Cuándo se quema?	Dosis eritemática mínima (J/m²)
Ι	Nunca	Siempre	200
II	A veces	A veces	250
III	Siempre	Casi nunca	350
IV	Siempre	Nunca	450

2. MATERIALES Y MÉTODOS 2.1. Dosímetros personales

Como dosímetro UV se utilizó un sistema de filtro-esporas sensibles a la radiación UV (VioSpor, Bio-Sense, Bornheim, Alemania) y con propiedades ópticas que simulan la respuesta eritemática de la piel humana, de acuerdo con el espectro de referencia de la CIE (McKinlay y Diffey (1987)). Se utilizaron dosímetros personales tipo I de la línea azul de VioSpor. Las unidades de la exposición solar eritemática dadas por el fabricante son en J/m^2 y en MED (dosis eritemática mínima) para piel no curtida de raza caucásica (tipo II). Un MED en la piel tipo II corresponde a 250 J/m^2 normalizado a 298 nm, dosis para generar eritema, con claros márgenes 24 h. después de la exposición al sol.

Las medidas se expresan en dosis eritemática estándar (SED), donde 1 SED equivale a 100 J/m² efectivos (CIE (1997)) cuando se pondera con la función de respuesta eritemática de la CIE.

2.2. UVER ambiente

En este trabajo se muestran los resultados de las medidas realizadas sobre varios alumnos que participaron en "La Escuela en la Nieve" en la estación de esquí de Panticosa (Huesca) a 1700 m. de altitud. Dicha altitud ha sido asumida como un valor medio entre la cota mínima de 1184 m. y la cota máxima de 2220 m. sobre el nivel del mar. Para calcular el índice de exposición se necesitaba la dosis ambiente sobre plano horizontal y puesto que no se disponía de aparato de medida en la localidad del estudio, la UVER ambiente se obtuvo para cada día, mediante la simulación con el programa "Fast simulations of downward UV doses, indices and irradiances at the Earth's surface" (FastRT) del Instituto Noruego de Investigación del aire. Los datos de entrada para la simulación fueron: las coordenadas geográficas del lugar de estudio (42°42'11"N 0°16'29"W, y 1700 m. altitud), el tipo de superficie (nieve fresca), el estado del cielo, (50% cielo nublado para el día 29 y el resto de días despejados) y la columna total de ozono. Para cada día, ésta se obtuvo de los datos proporcionados por el satélite Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) perteneciente a la red de medidas de la NASA.

2.2. Sujetos y diseño

Para cuantificar la exposición a la UVER se utilizaron dosímetros personales (VioSpor) tipo I que se colocaron en el hombro de cada participante del ensayo, durante cuatro sesiones de esquí durante los días 27 a 30 de Diciembre de 2010. Diez alumnos, de piel tipo II-III, de la "Escuela de la nieve" participaron en el estudio. Los tutores de los alumnos completaron un diario sobre el momento de poner y quitar el dosímetro, el tipo de actividad y duración de ésta al aire libre. Los días en que se realizaron las medidas resultaron ser en su mayor parte despejados, salvo el día 29 que fue en un 50% nublado. Los dosímetros (VioSpor tipo I) se colocaron al empezar la actividad deportiva, sujetos con un pin a la ropa en la parte superior del hombro, tapándose a la hora de comer y se retiraron al finalizar dicha actividad, utilizándose uno por sujeto cada día del estudio.

3. RESULTADOS

La tabla 2 muestra la exposición media diaria y otras estadísticas (en SED) en esquiadores infantiles, medida con dosímetros VioSpor colocados en el hombro, para cada día del período de estudio. Se observa que la dosis UVER recibida el día 29 es superior al resto de días, como se muestra en la tabla 2, aunque la UVER ambiente dicho día es la más baja del período, por tratarse de un día parcialmente nublado. La desviación estándar que se muestra en la tabla 2 da una medida de la variabilidad entre sujetos. También dicho día 29 la variabilidad es mayor, lo que indica que los alumnos presentan un comportamiento menos consistente con respecto a sus actividades que otros días. De todas maneras, estas diferencias no pueden considerarse estadísticamente significativos. También se observa que el día 29 se recibió una dosis diaria media que supera la dosis eritemática mínima para la piel tipo II.

Tabla 2 - Exposición UVER media diaria (en SED) en esquiadores infantiles para cada día del estudio. (Average daily exposure UVER (in SED) in children skiers for each day of

the study).							
Fecha		SED					
	Media	Desviación	Coeficiente	Intervalo de			
		estandar	de	Confianza			
			Variacion				
27/12/2010	2.29	1.15	0.50	0.75			
28/12/2010	2.42	0.69	0.28	0.43			
29/12/2010	2.54	1.23	0.48	0.76			
30/12/2010	1.87	0.85	0.45	0.55			
Media	2.29	0.99	0.43	0.32			

En la tabla 3 se muestra la dosis media recibida por cada alumno, donde se observa que hay varios alumnos que han recibido una dosis diaria media por encima de la MED para piel blanca (tipo II), lo que hace recomendable incidir en la necesidad de protección solar. Si tenemos en cuenta la desviación estándar, que nos indica la variabilidad para cada alumno, todos menos uno estarían por encima de la MED para piel blanca algún día del período de medida, y un tercio de ellos estarían por encima de la MED para piel normal algún día del período de medida.

Tabla 3 - Exposición UVER media diaria (en SED) medida con dosímetros VioSpor, colocados en el hombro, para cada alumno. (Average daily exposure UVER (in SED) measured with VioSpor dosimeters on the shoulder for each subject).

			,	J /	
	Tiempo		SED		Exposición
Alumno	al aire libre Media (h)	Media	Desviación estándar	Intervalo de Confianza	horaria (SED/h)
1	4.93	2.26	0.39	0.54	0.46
2	4.63	2.67	1.81	1.77	0.59
3	4.63	3.06	0.78	0.76	0.66
4	4.63	2.23	0.61	0.60	0.48
5	4.63	2.75	1.42	1.39	0.59
6	4.63	2.13	0.87	0.86	0.46
7	4.63	2.42	0.44	0.44	0.52
8	4.63	1.12	0.25	0.25	0.24
9	4.63	2.02	0.44	0.43	0.44
10	4.63	2.24	1.14	1.12	0.49
Media	4.64	2.29	0.99	0.32	0.49±0.21

La dosis UVER ambiente correspondiente estimada mediante el programa FastRT, en SED, se muestra en la tabla 4. Se ha calculado la fracción de la radiación ambiente UVER a la que los alumnos están expuestos (cociente entre la UVER media diaria y la UVER ambiente), y que se denomina ratio de exposición (RE), el cual se muestra para el periodo correspondiente en la tabla 4 y, para cada niño, en la tabla 5. Dicho RE medio es de 33.8 \pm 16.0 (tablas 4 y 5).

Tabla 4 - UVER ambiente diaria (en SED) y ratio de exposición medio de esquiadores infantiles para cada día del estudio. (Daily ambient UVER (in SED) and average exposure ratio of children skiers for each day of the study).

Fecha	UVER ambiente	Ratio de exposición	Desviación estándar
	(SED)	(%)	
		Media	
27/12/2010	7.24	31.7	15.8
28/12/2010	7.27	33.3	9.5
29/12/2010	5.80	43.7	21.1
30/12/2010	7.34	25.5	11.5
Media	6.91	33.8	16.0

Tabla 5 - UVER ambiente media (en SED) y ratio de exposición medio de los dosímetros (en %) para cada alumno. (Daily ambient UVER measured (in SED) and average exposure ratio for each subject of the study).

Alumno	UVER	UVER Ratio de	
	ambiente	exposición	estándar
	(SED)	(%)	
		Media	
1	6.53	34.5	0.46
2	6.91	37.9	24.0
3	6.91	45.8	18.1
4	6.91	33.1	12.2
5	6.91	42.1	28.1
6	6.91	30.7	11.3
7	6.91	35.9	10.7
8	6.91	16.3	3.6
9	6.91	29.7	8.5
10	6.91	32.7	15.9
Media	6.87	33.8	16.0

4. CONCLUSIONES

Es difícil comparar los resultados de los estudios sobre la exposición a los rayos UV debido a las diferencias de diseño de los estudios, tales como la posición y tipo de los dosímetros, la latitud y altitud de la zona de estudio, la época del año,... Por esta razón, si se dispone de datos sobre el RE, este es utilizado en la comparación para minimizar los efectos sobre el análisis de dichos factores.

Se ha analizado la exposición a la UVER en niños en edad escolar, durante la realización de una actividad extraescolar al aire libre, como es la práctica del esquí. La exposición media diaria de los alumnos fue de 2.29 SED, con algunos alumnos por encima de la MED para piel blanca. Además, si tenemos en cuenta la desviación estándar, casi todos estarían por encima de la MED para piel blanca algún día del período de medida, y un tercio de los alumnos estarían por encima de la MED para piel normal algún día del período de medida. Si comparamos la dosis media diaria recibida por los esquiadores en este estudio, es inferior a la obtenida por Rigel et al. (2009) en Vail (Colorado) con un valor de 6.21 SED. Moehrle et al. (2003) obtuvieron para los meses de invierno una dosis diaria para guías de montaña en los Alpes, que oscilaba aproximadamente entre 2 y 9 SED. En otro estudio, Moehrle y Garbe (2000) obtuvieron para los integrantes de nuestro estudio respecto a los comentados pueden ser debidas a los diferentes factores de diseño comentados anteriormente.

Los alumnos de este estudio han recibido el 34% de la UVER ambiente como media, con una desviación estandar elevada, del orden del 16%, como se puede comprobar en la oscilación de dicho RE medio individual, con valores entre el 16% y el 46%. Siani et al. (2008) en una zona alpina de Italia obtuvieron, en invierno, un RE del 54% (mediana) con un rango del 42-70%, bastante superior al RE de nuestro estudio. Las diferencias entre ambos estudios pueden ser debidas a la distinta posición de los dosímetros, la mayor altitud de la zona de estudio de Siani et al. (2008) y la distinta orientación de las laderas de las montañas de los campos de esquí, entre otras.

Según los resultados de nuestro estudio, los esquiadores están expuestos a una radiación UVER que puede dañar su piel e incrementar potencialmente el riesgo posterior de cáncer de piel. Este resultado nos reafirma en la necesidad de medidas protectoras frente a la radiación solar, como cremas solares de alta protección (30 o superior), gafas, gorro, alta calidad de los equipos de protección,... cuando se realicen este tipo de actividades al aire libre.

5. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los monitores y niños de la "Escuela de la nieve" su colaboración en este estudio Los autores agradecen la financiación económica del proyecto CGL2010-15931 de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia y al proyecto PROMETEO 2010/064 de la Generalitat Valenciana.

6. REFERENCIAS

- Aceituno-Madera, P., A. Buendía-Eisman, F.J. Olmo, J.J. Jiménez-Moleón y S. Serrano-Ortega. (2011): "Melanoma, Altitude, and UV-B Radiation". *Actas Dermosifiliogr.*, **102**, 3, 199–205.
- Allen, M. y R. McKenzie (2005): "Enhanced UV exposure on a ski-field compared with exposures at sea level". *Photochem. Photobiol. Sci.*, 4, 429-437.
- Allen, M. y R. McKenzie (2006): "UV exposure on New Zealand skifields". UV Radiation and its Effects: an update, Royal Society of New Zealand, Miscellaneous Series, 68, Wellington, 70–71.
- Armstrong, B.K. y A. Kricker (2001): "The epidemiology of UV induced skin cancer". J. Photochem. Photobiol. B, 63, 8–18.
- Armstrong, B.K. (2005): "How sun exposure causes skin cancer: an epidemiological perspective", In Prevention of Skin Cancer (Edited by D. Hill, J. M. Elwood and D. R. English). Kluwer Academic 89–116.
- Bauer, J., T.L. Diepgen y J. Schmitt. (2005): "Risk factors of incident melanocytic nevi: a longitudinal study in a cohort of 1,232 young German children". Int. J. Cancer, 115, 121–126.
- Biosense Laboratories, Available at www.biosense.de/home-e.htm, Accessed on 16 January 2012.
- Birch-Johansen, F., A. Jensen, L. Mortensen, A.B. Olesen y S. K. Kjær (2010): "Trends in the incidence of nonmelanoma skin cancer in Denmark 1978–2007: rapid incidence increase among young Danish women". *Int. J. Cancer*, **127**, 2190–2198.
- Blumthaler, M.B., W. Ambach y R. Ellinger (1997): "Increase in solar UV radiation with altitude". *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, **39**, 130-134.
- Cabanes, A., B. Pérez-Gómez, N. Aragonés, M. Pollán y G. López-Abente. (2009): "La situación del cáncer en España, 1975-2006". Instituto de Salud Carlos III, Ministerio de Ciencia e Innovación, Madrid.
- CIE, The International Commission on Illumination (1997): "Standard Erythema Dose, a Review". CIE 125, Vienna.
- Chang,Y., J.H. Barrett, D.T. Bishop, B.K. Armstrong et al. (2009): "Sun exposure and melanoma risk at different latitudes: a pooled analysis of 5700 cases and 7216 controls". *International Journal of Epidemiology*, 38, 814–830.
- De Gruijl, F.R. (2011): "Sufficient Vitamin D from Casual Sun Exposure?". *Photochemistry and Photobiology*, **87**, 598–601.
- Dennis, L.K., M.J. VanBeek, L.E. Beane Freeman et al. (2008): "Sunburns and risk of cutaneous melanoma, does age matter: a comprehensive meta-analysis". Ann Epidemiol., 18, 8, 614–627.
- De Vries, E., J.E. Tyczynski y D. Maxwell Parkin (2003): "Cutaneous malignant melanoma in Europe. European network of cancer registries".

International agency for research on cance, ENCR CANCER FACT SHEETS No. 4, November 2003.

- Erdmann, F., J. Lortet-Tieulent, J. Schuzl et al. (2012): "International trends in the incidence of malignant melanoma 1953–2008—are recent generations at higher or lower risk?". *International Journal of Cancer*, DOI: 10.1002/ijc.27616 History: Online 24 Apr 2012.
- FastRT (<u>http://nadir.nilu.no/~olaeng/fastrt/fastrt.html</u>). Acceso el día 2 de abril de 2012.
- Gandini, S., F. Sera, M.S. Cattaruzza et al. (2005): "Meta-analysis of risk factors for cutaneous melanoma: II. Sun exposure". *Eur J Cancer*, **41**, 1, 45–60.
- Gandini S., F. Sera, M.S. Cattaruzza et al. (2005): "Metaanalysis of risk factors for cutaneous melanoma: III. Family history, actinic damage and phenotypic factors". *Eur J Cancer*, **41**, 2040–59.
- Garbe, C. y U. Leiter (2009): "Melanoma epidemiology and trends". *Clinics in Dermatology*, 27, 3–9.
- Grant, W.B. y M.F.Holick (2005): "Benefits and requirements of vitamin D for optimal health: a review." *Alternative Medicine Review*, **10**, 2, 94-104.
- IARC, 2000, IARC monographs on the evaluation of carcinogenic risks to humans: solar and ultraviolet radiation 55. Lyon.
- Kampman, M.T. y L.H. Steffense (2010): "The role of vitamin D in multiple sclerosis". *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, **101**, 137–141.
- Lucas, R., T. Michael, W. Smith y B. Armstrong (2006): "Solar ultraviolet radiation: Global burden of disease from solar ultraviolet radiation". Prüss-Ustün A et al., eds. Geneva, World Health Organization, 2006 (Environmental Burden of Disease Series, No. 13).
- Madan, V., J. Lear y R.M. Szeimies (2010): "Non-melanoma skin cancer". Seminar www.thelancet.com February 20, 375, 673-685.
- Mahé, E. M., A. Beauchet, M. de Paula Correa, S. Godin-Beekmann et al (2011): "Outdoor sports and risk of ultraviolet radiation-related skin lesions in children: evaluation of risks and prevention". *British Journal* of Dermatology, **165**, 360–367.
- McKinlay, A.F. y B.L. Diffey (1987): "A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin". CIE Journal, 6, 17–22.
- Moehrle, M., B. Dennenmoser y C. Garbe (2003): "Continuous long-term monitoring of UV radiation in Professional mountain guides reveals extremely high exposure". *Int. J. Cancer*, **103**, 775–778.
- Moehrle, M. y C.Garbe (2000): "Personal UV dosymetry by Bacillus subtilis Spore Films". *Dermatology*, **200**, 1-5.
- Norval, M., A. P. Cullen, F.R. de Gruijl et al. (2007): "The effects on human health from stratospheric ozone depletion and its interactions with climate change". *Photochem. Photobiol. Sci.*, 6, 232–251.
- Oliveria, S.A., M. Saraiya, A.C. Geller, M.K. Heneghan y C. Jorgensen (2006): "Sun exposure and risk of melanoma". Arch Dis Child, 91, 131– 138.
- Pfeifer, M.T., P. Koepke, y J. Reuder (2006): "Effects of altitude and aerosol on UV radiation". J. Geophys. Res., 111, D01203, doi:10.1029/ 2005JD006444.
- Pribullova, A. y M. Chmelik (2005): "Effect of altitude and surface albedo variability on global UV:B and total radiation under clear-sky condition". *Contributions to Geophysics and Geodes*, 35, 3, 281-298.
- Rigel, E.G., M.G. Lebwohl, A.C. Rigel y D.S. Rigel (2003): "Ultraviolet radiation in Alpine skiing". Arch. Dermato., 139, 60-62.
- Rosso, S., R. Zanetti, M. Pippione y H. Sancho-Garnier (1998) : "Parallel risk assessment of melanoma and basal cell carcinoma: skin characteristics and sun exposure". *Melanoma Res*, **8**, 6, 573–83.
- Saraiya, M., K. Glanz, P.A. Briss et al. (2004): "Interventions to prevent skin cancer by reducing exposure to ultraviolet radiation: a systematic review". Am. J. Prev. Med., 27, 422–466.
- Schmucki, D. A. y R. Philipona (2002): "UV radiation in the Alps: The altitude effect". Opt. Eng., 41, 12, 3090- 3095.
- Siani, A.M., G.R. Casale, H. Di'emoz, G. Agnesod et al. (2008): "Personal UV exposure in high albedo alpine sites". Atmos. Chem. Phys., 8, 3749–3760.
- Sola, Y., J. Lorente, E. Campmany et al. (2008): "Altitude effect in UV radiation during the Evaluation of the Effects of Elevation and Aerosols on the Ultraviolet Radiation 2002 (VELETA-2002) field campaign". J. Geophys. Res., 113, D23202, doi:10.1029/2007JD009742.
- Titus-Ernstoff, L., A.E. Perry, S.K. Spencer et al. (2005): "Pigmentary characteristics and moles in relation to melanoma risk". *Int. J. Cancer*, 116, 144–149.

TOMS (http://toms.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead.html). Acceso 2 de abril de 2012.

Vanicek, K., T. Frei, Z. Litynska y A. Schnalwieser (2000): "UV-index for the public". COST-713 Action (UV-B Forecasting), Brussels, 27 p.

- Webb, A.R., R. Kift, J.L. Berry y L.E. Rhodes (2011): "The Vitamin D Debate: Translating Controlled Experiments into Reality for Human Sun Exposure Times". *Photochemistry and Photobiology*, 87, 741–745.
- Whiteman, D.C., C.A. Whiteman y A.C. Green (2001): "Childhood sun exposure as a risk factor for melanoma: a systematic review of epidemiologic studies". *Cancer Causes Control*, **12**, 1, 69–82.
- epidemiologic studies". Cancer Causes Control, 12, 1, 69–82.
 Wlecker, T.S., H. Luther, P. Buettner et al. (2003): "Moderate Sun Exposure and Nevus Counts in Parents Are Associated with Development of Melanocytic Nevi in Childhood. A Risk Factor Study in 1812 Kindergarten Children". Cancer, 97, 3, 628-638.
- Wright, C. y A. Reeder (2005): "Youth solar ultraviolet radiation exposure, concurrent activities and sun-protective practices: A review". *Photochem. Photobiol.*, 81, 1331–1342.
- Youl, P., J. Aitken, N. Hayward, D. Hogg et al. (2002): "Melanoma in adolescents: a case-control study of risk factors in Queensland, Australia". Int J Cancer, 98, 1, 92–8.

Zittermann, A. y J.F. Gummert (2010): "Sun, vitamin D, and cardiovascular disease". *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, **101**, 124–129.

Estudio del índice de claridad para nubes bajas en Valencia, España Study of the clearness index for low cloudiness in Valencia, Spain

D. Serrano⁽¹⁾, M. J. Marín⁽²⁾, M. P. Utrillas⁽¹⁾, M. Nuñez⁽³⁾, J. Cañada⁽⁴⁾, J. A. Martínez-Lozano⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Spain, <u>david.serrano@uv.es</u>

⁽²⁾ Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, Spain.

⁽³⁾ School of Geography and Environmental Studies, University of Tasmania, Hobart, Australia.

⁽⁴⁾ Instituto de Ingeniería Energética, Universitat Politècnica de València, Spain.

SUMMARY

The values of two clearness indices have been measured for the city of Valencia in 2011: k_b , the clearness index for the whole solar spectrum and the erythemal clearness index for the erythemal radiation k_{tUVER} , corresponding to the solar radiation weighted by the erythemal action spectrum on human skin, normalized with respect to the solar constant corresponding to that spectrum. We have studied statistically the two indices both for clear skies, overcast skies and partly cloudy skies, all for low clouds. The measurements of k_{tUVER} reached values that were approximately 2% of that corresponding to k_t . The ratio of the erythemal clearness index and the corresponding solar irradiance was also studied.

1. INTRODUCCIÓN

La importancia de las nubes en los procesos atmosféricos es muy importante, jugando un rol fundamental en la transferencia radiativa y en los procesos de cambio climático. Especialmente relevante es el efecto de las nubes sobre la radiación ultravioleta (UV), debido a los efectos biológicos que tiene en los seres vivos en general, y en los humanos en particular, principalmente sobre la piel (Armstrong and Kricker, 2001), los ojos (Roberts, 2001) y el sistema inmunológico (Norval, 2006). La principal consecuencia de la exposición al sol es el eritema o la quemadura solar, que aparece entre 10-16 horas después de la exposicion al sol (Diffey, 1982).

La CIE (Comission Internationale de l'Éclairage) adoptó en 1987 una Curva Estándar de Eritema (McKinlay y Diffey, 1987), que es la recomendada actualmente para la determinación de la radiación solar ultravioleta eritemática (UVER). La UVER se calcula multiplicando la curva espectral de la radiación solar incidente a nivel de suelo, I_{λ} , por la curva del espectro de acción propuesta por la CIE, E_{λ} , según la ecuación:

$$UVER = \int_{290}^{400} I_{\lambda} E_{\lambda} d\lambda \tag{1}$$

Una manera clara y sencilla de estudiar la radiación solar es mediante el índice de claridad, k_t . Este índice ha sido definido por Liu y Jordan (1960) como el cociente de la irradiancia total sobre una superficie horizontal, I, y la irradiancia solar extraterrestre sobre una superficie horizontal, I₀:

$$\mathbf{k}_{t} = \frac{\mathbf{I}}{\mathbf{I}_{0}} = \frac{\mathbf{I}}{\mathbf{I}_{sc}\mathbf{E}_{0}\cos(\mathbf{SZA})}$$
(2)

donde I_{SC} es la constante solar (1367 Wm⁻²), E_0 es el factor de correción de la distancia Tierra-Sol = $(r_0/r)^2$ y SZA el ángulo cenital solar. Este índice describe la transmisión total a través de la atmosfera debido a los procesos de absorción y dispersión. El nombre de índice de claridad se debe a que disminuye con el aumento de la atenuación atmosférica de la radiación solar, determinada principalmente por la nubosidad. Físicamente el valor del índice de claridad es instantáneo aunque también se puede utilizar valores horarios, diarios o mensuales (Cañada et al., 2003; Martínez-Lozano et al., 1994).

En este trabajo se ha utilizado el índice de claridad eritemático, k_{tUVER} (Alados-Arboledas et al., 2003):

$$k_{tUVER} = \frac{UVER}{I_{scuver}E_0\cos(SZA)}$$
(3)

donde ambos, UVER y I_{SCUVER} , son ponderados usando el espectro de acción eritemático (McKinlay y Diffey, 1987). El valor de I_{SCUVER} se obtiene con el espectro Atlas 3 y es igual a 9.89 Wm².

2. INSTRUMENTACIÓN

Las medidas de la radiación global han sido tomadas cada 10s y calculando medias en intervalos de 5 minutos usando un piranómetro CM-6 de Kipp & Zonen, el cual tiene un rango espectral entre 305 y 2800 nm. Este radiómetro es calibrado regularmente por comparación con un PSP (piranómetro espectral de precisión) Eppley, considerado como un radiómetro estándar de primera clase.

Para las medidas de la radiación eritemática se ha utilizado un radiómetro UVB-1 de YES que tiene un rango espectral entre los 280 y 400 nm y una respuesta espectral próxima al espectro de acción eritemático. Se han registrado también medidas cada 5 minutos. El sensor es sometido una vez al año a un calibrado estándar y certificado en las instalaciones del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) (Vilaplana et al., 2006). Este calibrado consta de dos fases diferentes. La primera fase consiste en la medida de la respuesta espectral y angular del sensor. La segunda fase consta de una intercomparación con un espectrorradiómetro modelo Brewer MKIII a la intemperie.

En cuanto al registro de la nubosidad, se dispone de una cámara de nubes automatizada SONA SIELTEC S.L., que registra imágenes de toda la bóveda celeste las 24 horas, cada 5 minutos, para obtener una buena caracterización de la cubierta nubosa, almacenándola en la memoria local. La cámara está compuesta por una carcasa de aluminio, una lente de ojo de pez con un captador de imágenes basado en un sensor CCD, una banda sombreadora que impide la saturación del sensor CCD debido a la entrada directa de luz del sol, así como de un sistema de control de la temperatura. Esta cámara está en funcionamiento desde noviembre de 2010. Para analizar las imágenes obtenidas se ha utilizado un programa en IDL que mediante la aplicación de un filtro de bandas en dos colores (negro para el cielo y el blanco de las nubes) y con un determinado umbral se separa la parte nublada, del cielo despejado.

Los tres aparatos están instalados en la terraza de la Facultad de Física, en el campus de Burjassot en Valencia (39° 30'N; 0° 25'W). Las medidas se han realizado simultáneamente utilizando únicamente aquellas correspondientes a ángulos cenitales menores de 70° para todo el año 2011.

3. RESULTADOS

En primer lugar se ha realizado el estudio de los índices de claridad $k_t y k_{tUVER}$ para días totalmente despejados, seleccionados a partir de las imágenes de la cámara de nubes, es decir, aquellos con una cobertura nubosa de 0. Para el año 2011, el año del estudio, disponemos de más de 7.700 datos. Habitualmente se consideran cielos despejados en la literatura valores de k_t mayores de 0.7.

En la Tabla 1 se detalla el valor medio, la mediana y la desviación estándar para todo el año 2011 en cielos despejados tanto del parámetro k_t como del k_{tUVER} y donde se observa que el valor medio del k_t es mayor de 0.7, como cabría esperar en cielos totalmente despejados, siendo el valor de k_{tUVER} un 2% del valor de k_t coincidiendo con el obtenido por los autores en trabajos anteriores (Tena et al., 2009).

 Tabla 1 – Estadística de los índices de claridad para cielos despejados. (Statistical study of clearness indices for clear skies.)

Cielos despejados	Valor medio	Mediana	Desviación estándar
k _t	0.7481	0.7520	0.0377±0.0004
k _{tUVER}	0.0145	0.0144	0.0051±0.0001

0

En las Figuras 1 y 2 se puede observar la evolución de estos parámetros a lo largo de 2011, para cielos totalmente despejados donde se observa que los valores más altos se dan en los meses donde la irradiancia total es mayor (verano) y los más bajos en invierno, siendo este efecto más pronunciado para el rango de la UVER.



Figura 1 - Evolución de k_t para cielos despejados en 2011. (Evolution of k_t for clear sky in 2011.)



Figura 2 - Evolución de k_{tUVER} para cielos despejados en 2011. (*Evolution of* k_{tUVER} for clear skies i n 2011.)

En la Figura 3 se han representado los valores de la irradiancia UVER frente a los de k_{tUVER} para las dos horas centrales del día, entre las 11 y las 13 h del mediodía (hora GMT) mostrando que existe una relación lineal entre ambas.



Figura 3 - Valores de k_{tUVER} versus valores de UVER en 2011 considerando las dos horas centrales del día para cielos despejados. (*Values of k_{tUVER} versus values of UVER in 2011 only considering the two central hours of the day for clear skies.*)

Posteriormente se ha realizado el mismo estudio anterior pero en este caso para cielos totalmente nublados, es decir, con una cobertura nubosa de 1. En la Tabla 2 se muestra el valor medio, la mediana y la desviación estándar para todo el año 2011 en cielos totalmente nublados.

Tabla 2 – Estadística de los índices de claridad para cielos nublados. (Statistical study of clearness indices for overcast skies.)

Cielos nublados	Valor medio	Mediana	Desviación estándar
k _t	0.1956	0.1810	0.113±0.002
k _{tUVER}	0.0040	0.0035	0.0027±0.0001

Respecto a los valores medios, el valor de k_t en cielos totalmente cubiertos ha descendido en un 74% respecto al valor para cielos totalmente despejados mientras que la k_{tUVER} ha descendido en un 72%. Además en este caso continúa siendo el valor de k_{tUVER} un 2% del valor de k_t .

En las Figuras 4 y 5 podemos observar la evolución de estos parámetros a lo largo de 2011, para cielos totalmente cubiertos. En la Figura 4 se observa una mayor dispersión en los valores del índice de claridad respecto a los obtenidos anteriormente para cielos despejados, tal y como indica también la desviación estándar, que es tres veces más elevada.



Figura 4 - Evolución de k_t para cielos totalmente cubiertos en 2011. (*Evolution of k_tfor overcast skies in 2011.*)



Figura 5 - Evolución de k_{tUVER} para cielos totalmente cubiertos en 2011. (*Evolution of k_{tUVER} for overcast skies in 2011.*)

La representación de los valores de UVER frente a los de k_{tUVER} para las dos horas centrales del día para cielos cubiertos (Figura 6) muestra también una relación lineal entre ambas, aunque con un coeficiente de correlación menor que en el caso anterior. Si se compara esta Figura con la Figura 3 se aprecia la diferencia en el rango de valores de la UVER, siendo mucho menores en este caso que en el caso de cielos despejados.



Figura 6 - Valores de k_{tUVER} versus valores de UVER en 2011 considerando las dos horas centrales del día para cielos totalmente cubiertos. (Values of k_{tUVER} versus values of UVER in 2011 only considering the two central hours of the day for overcast skies.)

Finalmente se han estudiado los días parcialmente nubosos para nubes bajas y para cualquier valor de cobertura nubosa. Respecto a los valores de los índices muestran una gran variabilidad. Esta variabilidad en la mayoría de los casos se debe a si se tiene o no radiación solar directa, es decir, si el sol está tapado o no por las nubes.

Para poder discriminar los días en los cuales el sol no está oculto por las nubes se ha utilizado el cociente entre la irradiancia UVER difusa y la irradiancia UVER total:

$$\frac{UVER_{difusa}}{UVER}$$
(4)

Este cociente varía entre 1 y 0.48, y se ha comprobado que para valores entre 1 y 0.8 la radiación difusa es muy grande y casi comparable a la total debido a que el sol está oculto por de las nubes. En cambio para valores menores de 0.8 el sol no está obstruido totalmente por las nubes.

En la Tabla 3 se muestran los valores estadísticos estudiados anteriormente utilizando este criterio y agrupando los datos en función del valor del cociente de la ecuación 4. Para un cociente mayor que 0.8 se obtienen valores más próximos a cielos totalmente nublados y para un cociente menor que 0.8 valores más próximos a cielos despejados. En ambos casos el valor de k_{tUVER} sigue siendo

aproximadamente un 2% del valor de k_t como ocurría considerando sólo cielos totalmente despejados o totalmente cubiertos. La desviación estándar es mayor en caso de cielos parcialmente nublados como corresponde a una mayor dispersión de los datos, siendo aún mayor para valores cuyo cociente es mayor que 0.8.

Tabla 3 – Estadística de los índices de claridad para cielos parcialmente nublados. (Statistical study of clearness indices for partly cloudy skies.)

Cielos parcialmente nublados	Valor medio	Mediana	Desviación estándar
Cociente > 0.8			
k _t	0.370	0.346	0.151±0.005
k _{tUVER}	0.009	0.008	0.0036±0.0001
Cociente < 0.8			
k _t	0.782	0.792	0.109±0.003
k _{tUVER}	0.017	0.016	0.0050 ± 0.0001

En las Figuras 7 y 8 se ha representado los valores de la irradiancia UVER frente a los de k_{tUVER} para las dos horas centrales del día y para los dos casos estudiados, obteniendo una buena correlación, con valores muy parecidos y próximos al valor obtenido para cielos despejados.



Figura 7 - Valores de k_{tUVER} versus valores de UVER en 2011 considerando las dos horas centrales del día para cielos parcialmente nubosos con cociente > 8. (Values of k_{tUVER} versus values of UVER in 2011 only considering the two central hours of the day for partly cloudy skies with quotient > 8.)



Figura 8 - Valores de k_{tUVER} versus valores de UVER en 2011 considerando las dos horas centrales del día para cielos parcialmente nubosos con cociente < 8 . (Values of k_{tUVER} versus values of UVER in 2011 only considering the two central hours of the day for partly cloudy skies with quotient < 8.)

Éstos valores concuerdan con los obtenidos por los autores en trabajos anteriores (Tena et al., 2009), que realizaron los ajustes entre la k_{tUVER} y la UVER mensualmente, entre los años 2003 y

2005, para todos los datos independientemente de la cobertura nubosa obteniendo valores comprendidos entre 0.09 para los meses de verano y 0.13 para los de invierno.

En el presente trabajo, la pendiente obtenida para un año completo para cielos totalmente despejados tiene un valor de 0.087, similar a los obtenidos por Tena et al. (2009) para los meses de verano. Para cielos totalmente cubiertos se obtiene una pendiente de 0.118, del mismo orden que los obtenido por Tena et al. (2009) para los meses de invierno. Esto concuerda con el hecho de que en verano suele haber un predominio de cielos despejados al contrario que en invierno, en que suelen predominar los cielos con mayor nubosidad.

Para cielos parcialmente nubosos, independientemente de si el sol está o no oculto por nubes, se obtiene un valor de proporcionalidad de 0.088.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha estudiado el índice de claridad para todo el rango espectral y el correspondiente a la radiación eritemática en el caso de nubes bajas y con diferentes coberturas nubosas. Tanto los índices de claridad como la cobertura nubosa han sido determinados a partir de medidas experimentales.

Para todo el rango de cobertura nubosa estudiado el valor de k_{tUVER} es aproximadamente el 2% del valor de k_t , coincidiendo con lo hallado por Tena et al. (2009). El valor medio de k_t en el caso de cielos despejados, ligeramente mayor de 0.7, coincide con el que habitualmente se utiliza en la literatura. Para cielos totalmente nubosos, cobertura nubosa de 1, la dispersión en los datos es mayor, como indica la desviación estándar.

También se ha comprobado que para cielos parcialmente nubosos es determinante que la radiación directa esté obstruida o no por las nubes para la determinación tanto de k_t como de k_{tUVER} , pudiendo cambiar significativamente su valor y siendo su valor medio más cercano al obtenido para valores despejados cuando el sol no está oculto por las nubes y más próximo al de cielos cubiertos cuando el sol está oculto. Finalmente se ha comprobado que entre la k_{tUVER} y la UVER se encuentra una relación lineal con un valor de la pendiente entre 0.09 para cielos despejados y 0.12 para cielos totalmente cubiertos, valores similares a los obtenidos por Tena et al. (2009) para los meses de verano e invierno respectivamente.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiando por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) a través de los proyectos CGL2009-07790 y CGL2011-24290 y por la Generalitat Valenciana a través del proyecto PROMETEO-2010-064.

6. REFERENCIAS

- Alados-Arboledas L., I. Alados, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo and A. Alcántara (2003): "The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance". *Atmospheric Research*, 66, 273–290.
- Armstrong B.K. and A. Kricker (2001): "<u>The epidemiology of UV induced skin cancer</u>". *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 63, 8-18.
- Cañada J., G. Pedrós and J.V. Boscá (2003): "Relationship between UV (0.290–0.385 nm) and broad band solar radiation hourly values in Valencia and Córdoba, Spain". *Energy*, 28, 199–217.
- Diffey B.L. (1982): "The consistency of studies of ultraviolet erythema in normal human skin". *Phys. Med. Biol.*, 27, 715-720.
- McKinlay A.F. and B.L. Diffey (1987): "A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin". CIE Journal, 6, 17–22.
- Liu H. and R.C. Jordan (1960): "The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation". *Solar Energy*, 4, 1–19.
- Martínez-Lozano J.A., M.P. Utrillas and V. Gómez (1994): "Estimation of the diffuse solar irradiation from global solar irradiation. Daily and monthly mean daily values". *Renewable Energy*, 4, 95–100.
- Norval M. (2006): "<u>The mechanisms and consequences of ultraviolet-induced</u> <u>immunosuppression</u>". Progress in Biophysics & Molecular Biology, 92, 108-118.
- Roberts J.E. (2001): "<u>Ocular phototoxicity</u>". Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology, 64, 136-143.
- Tena F., J.A. Martínez-Lozano, M.P. Utrillas, M.J. Marín, A.R. Esteve and J. Cañada (2009). "The erythemal clearness index for Valencia, Spain". *Int. J. Climatol.*, 29, 147-155.
- Vilaplana J., V. Cachorro, M. Sorribas, E. Luccini, A. de Frutos, A. Berjón and B. De la Morena (2006). "Modified calibration procedures for a Yankee Environmental System UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer". *Photochem. Photobiol.*, **82**, 508–514.

Determinación del retraso troposférico con GNSS en tiempo casi real por el IGN en el proyecto europeo E-GVAP.

Determination of the tropospheric delay with near real-time GNSS by the IGN in the European project E-GVAP.

M. Valdés ⁽¹⁾, M. A. Cano ⁽¹⁾, J. A. Sánchez ⁽¹⁾ y P. Gonzalo ⁽¹⁾

⁽¹⁾Instituto Geográfico Nacional, Calle General Ibáñez Íbero 3, 28003, Madrid, <u>mvaldes@fomento.es</u>

SUMMARY

The GNSS permanent stations that until now were used for geodetic positioning have found a new application in the field of meteorology. Since the prior knowledge of the coordinates of the locations allows to solve the zenith total delay (ZTD) at each location, and by appropriate model to deduce the content of water vapour of the atmosphere. If we can get that this information reaches at the maximum speed to the numerical weather prediction models they improve substantially. Instituto Geografico Nacional (IGN) at the request of Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) participates since 2008 in E-GVAP project as an processing expert institution achieving to process more than 300 stations every hour in our geographic area.

1. INTRODUCCIÓN

Las redes de estaciones permanentes de Sistemas de Navegación Mundial por Satélite (Global Navigation Satellite Systems, GNSS) proporcionan una gran mejora en la precisión de las coordenadas, realizando mediciones de forma continua y automática además de permitir la obtención de otros productos, como información sobre la atmósfera.

Los algoritmos de cálculo de la posición necesitan resolver como incógnita el retraso que se produce en el rayo entre el satélite y la estación. Las capas de la atmósfera que producen este retraso son la ionosfera y la troposfera. La ionosfera tiene un comportamiento más estable y modelable que la troposfera. Además, la existencia de varias frecuencias permite eliminar su influencia en gran medida. Pero la troposfera es un medio más complejo, es la capa que contiene la mayor parte del vapor de agua de la atmósfera y por lo tanto la responsable de la mayoría de los fenómenos meteorológicos. Esta capa es muy cambiante y difícil de modelar.

Pero si son conocidas las coordenadas de los puntos de la red en tierra además de la posición de los satélites con una precisión razonable, es posible aumentar la precisión de la estimación del retardo. Se puede estimar cuál es el estado de la troposfera cada cierto intervalo de tiempo. Conocido el retraso es posible estimar el contenido de vapor de agua. Si estas estimaciones se hacen con una adecuada celeridad, pueden ser datos de partida de los Modelos Numéricos de Predicción del Tiempo.

Con la finalidad de calcular en tiempo casi real el retraso troposférico en el mayor número posible de estaciones en el ámbito europeo, y su inclusión en los modelos numéricos de predicción, el Grupo de Interés Económico de la Red de Servicios Meteorológicos Europeos (Economic Interest Grouping of the Network of European Meteorological Services, EUMETNET EIG) creó el proyecto de determinación de vapor de agua con GNSS (EUMETNET EIG GNSS water vapour programme, E-GVAP).

El Instituto Geográfico Nacional (IGN) colabora como miembro experto en procesamiento GNSS desde marzo del 2008 procesando un conjunto de estaciones en el área ibérica, macaronésica y algunas en el resto de Europa y norte de África. En este artículo se detallan las características de este proyecto y las particularidades concretas de la participación del IGN, como es la red procesada y la estrategia de procesamiento.

2. TEORÍA DEL TRATAMIENTO DE LA TROPOSFERA EN EL PROCESAMIENTO GNSS

La atmósfera neutral o no ionizada abarca la troposfera y una porción de la estratosfera que, en conjunto, suman unos 20 km de altitud. Como la mayor parte de la atmósfera neutral es troposfera, es común denominarla únicamente como troposfera. La propagación de señales, como las del GNSS, depende en gran parte de la temperatura, presión, y el contenido de vapor de agua. La refracción en la troposfera causada por la parte no ionizada o neutral, que padecen las señales al atravesar sus distintas capas, pueden contribuir con un retraso de hasta 8 ns en el cénit (2.4 m en longitud), (Haase et al., 2003). Dados los avances que se han producido respecto a las distintas fuentes de error en el procesamiento GNSS geodésico, con la existencia de por ejemplo órbitas muy precisas (Ferland et al., 2009), esta refracción puede ser considerada la última frontera en la búsqueda de más precisión en el posicionamiento geodésico. En el procesamiento GNSS geodésico, con el fin de mitigar el efecto de la troposfera, se incluye el cálculo del retraso cenital del rayo como incógnita. El retraso realmente medido es el oblicuo entre satélite y receptor, pero mediante una función de proyección éste es expresado en su componente cenital.

El parámetro de interés a estimar para cada estación y momento es el Retraso Total en el Cénit (Zenith Total Delay, ZTD). El ZTD es la proyección cenital del retraso total en la dirección oblicua del rayo satélite-receptor (OTD). El retraso total en la dirección del satélite es la integral de la refractividad (N). 'N' puede ser descompuesto en dos componentes (Hopfield, 1969), la componente seca o hidrostática, y la húmeda. De igual forma el retraso oblicuo se descompone en la suma de la componente seca (OHD) y húmeda (OWD), de la siguiente forma:

OTD=OHD+OWD.

(1)Existen funciones de proyección que relacionan los retrasos con las componentes cenitales, ZHD para la componente seca y ZWD para la húmeda, y que son diferentes para la componente seca (MFH(z)) y húmeda (MFW(z) dependiendo del ángulo cenital 'z'.

Lo que nos permite expresar el retraso oblicuo como: OTD=ZHD*MFH(z) + ZWD*MFW(z),(2)De tal forma que el ZTD se puede expresar como. ZTD=ZHD+ZWD.(3)

Las componentes secas y húmedas tienen significados y comportamientos distintos. La componente seca (ZHD) representa cómo contribuyen los gases secos y está relacionada estrechamente con la presión lo que la hace fácil de modelar con modelos como el de Saastamoinen (1973). Supone el 90% del ZTD y es calculable con muy alta precisión. Más complicado es el cálculo de la componente húmeda (ZWD), que depende del vapor de agua y tiene muy alta variabilidad espacial y temporal, siendo la causa de los errores en la determinación del ZTD. Es habitual que se calcule partir del conocimiento de ZTD y ZHD.

El programa de cálculo utilizado es el Bernese en su versión 5.0 del Instituto de Astronomía de la Universidad de Berna (Astronomischen Instituts der Universität Bern, AIUB, Datch et al., 2007). Este programa modela la troposfera dividiéndola en una parte 'a priori' y unos términos a calcular. La parte 'a priori' es un modelo relativamente sencillo que puede depender tan solo del día y la

localización, existen varios modelos posibles. Los términos que son a calcular son las variaciones al modelo a priori en forma de retraso en el cénit y opcionalmente pueden complementarse con la estimación de gradientes horizontales en las direcciones Norte y Este que son proyectados en la ecuación básica a través de sus funciones de proyección.

Los parámetros que se calculan para la troposfera no son parámetros constantes, que es lo habitual como en el caso de que el parámetro sea por ejemplo una coordenada. En realidad tienen la forma de "funciones lineales a trozos continuas", la solución gráficamente tiene la forma de una poligonal con un intervalo constante de tiempo de sucesivas rectas unidas por el vértice. Este intervalo suele ser de 1 hora. Se realizan dos tratamientos distintos de la troposfera con el programa Bernese en este proyecto: el que se realiza para calcular las coordenadas precisas en el 'procesamiento de posicionamiento' semanal, y el que se realiza para calcular los ZTD en el 'procesamiento troposférico'.

3. PROYECTO E-GVAP. PARTICIPACIÓN DEL IGN.

El interés de la Meteorología en las mediciones GNSS tiene su origen en la sensibilidad que tienen éstas respecto al contenido de vapor de agua en la atmósfera. El vapor de agua es de importancia fundamental en la predicción meteorológica y en la investigación del clima. Está directamente relacionado con procesos como la transferencia de energía, precipitaciones, y contenido de gases de efecto invernadero. Sin embargo, actualmente hay una gran falta de observaciones de la humedad en el sistema de observación meteorológica, el uso de los datos GNSS desde sensores en tierra es uno de los medios por los que pueda mejorar esta situación. Los datos de retardo troposférico de las estaciones GNSS contienen información sobre la cantidad de vapor de agua por encima de estos puntos. Estos datos se utilizan para iniciar los modelos matemáticos de predicción numérica del tiempo, para guiar la predicción en tiempo real, y para la vigilancia del clima.

La gran mayoría de las estaciones permanentes GNSS se instalan con fines de posicionamiento por diferentes instituciones y empresas privadas. Para los geodestas, en principio, el retraso de la atmósfera actúa como ruido en términos de posicionamiento GNSS, aunque son los verdaderos expertos en el procesamiento GNSS.

Dada la situación expuesta, se creó E-GVAP, en abril de 2005, para proveer a los miembros de EUMETNET del retraso troposférico en estaciones permanentes GNSS europeas y la estimación del vapor de agua como datos para la Meteorología operacional en tiempo casi real.

Los datos brutos en formato Receiver Independent Exchange, (RINEX, Gurtner et al., 2005), de las estaciones son recogidos por diferentes centros de análisis GNSS, actualmente 13 entre los que se incluyen los centros de análisis GNSS más importantes a nivel europeo, que procesan los datos para estimar el ZTD en cada estación. Los ZTD son enviados a un servidor común para su distribución a los institutos de meteorología. Estos datos son combinados ya que son varios los centros de análisis que procesan una misma estación. Adicionalmente es necesario un control de calidad y de verificación. E-GVAP aporta datos meteorológicos, que son utilizados para la validación de los ZTD, y para mejorar el posicionamiento GNSS en el futuro, EGVAP (2012).

Por el momento, la red E-GVAP consta de más de 1500 estaciones GNSS, la inmensa mayoría de ellas en Europa. En la Figura 1 se muestra la distribución geográfica de estas estaciones.

Por otro lado, los datos meteorológicos de las redes de observación meteorológica y los modelos matemáticos contienen información útil sobre el comportamiento del vapor de agua en la atmósfera, que en el futuro puede ayudar a que la Geodesia determine más rápido y con más precisión las posiciones, EGVAP (2012).



Figura 1 – Estaciones procesadas en E-GVAP. (*Processed stations at E-GVAP.*)

En este contexto, la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) solicitó la colaboración del centro de análisis GNSS del IGN para el cálculo del contenido de vapor de agua de la atmósfera a partir de datos de estaciones permanentes GNSS en Tierra. La probada experiencia del centro de análisis de datos GNSS del IGN (Valdés et al., 2012), en cálculos como los que se realizan dentro de la Subcomisión para Europa de Marcos de Referencia de la Asociación Internacional de Geodesia (EUREF), fue un factor determinante a la hora de su elección. Esta colaboración fructificó con la participación del centro de análisis del IGN como experto de procesamiento GNSS en el proyecto E-GVAP, comenzando a enviar las primeras soluciones horarias a mediados de julio del 2008. Además, se comparten instalaciones que ayudan tanto a la Meteorología como a la Geodesia a reducir los costes. Por ejemplo, colocando estaciones GNSS en estaciones de observación meteorológica en las que las necesarias infraestructuras de alimentación, comunicación y seguridad ya existen, como ya ocurre en las estaciones de la Red de Estaciones de Referencia GNSS del IGN (ERGNSS) (Quirós et al., 2004): ZARA (Zaragoza), SALA (Salamanca), LEON (León) en la Figura 2 y TERU (Teruel).



Figura 2 – Estación permanente en León. (Permanent station in León.)

4. RED PROCESADA

La estimación de ZTD para fines meteorológicos requiere de una red lo más densa posible de estaciones permanentes GNSS en el área de estudio, que en el caso del IGN es España y los países colindantes. Las estaciones que se procesan engloban tanto estaciones de las que existen datos con acceso público y gratuito como las que existe un acuerdo bilateral con el IGN. Dada la peculiaridad de tratarse de procesos en tiempo casi real, es imprescindible la publicación del dato de partida, RINEX horario, con la suficiente celeridad para ser procesados y enviar los resultados al servidor E-GVAP. Se traduce en que el dato debe estar disponible unos 15 minutos después de acabada cada hora de observación. Esta red, pretende ser la misma que se procesa en otro proyecto del IGN, el proyecto IBERRED que en principio tiene un objetivo puramente geodésico (Valdés et al., 2012), con la salvedad de las estaciones que no publiquen a tiempo sus RINEX horarios. El máximo posible sería procesar unas 340 estaciones, pero en la práctica, dada la dilación en publicación de los datos horarios se consiguen procesar menos de 250 estaciones.

Las entidades e instituciones poseedoras de este tipo de estaciones GNSS son variadas, casi todas son dependientes de administraciones públicas y algunas de empresas privadas. Algunas de las estaciones están integradas en redes internacionales de estaciones GNSS, como es la red de EUREF (EUREF Permanant Network, EPN, Bruininx et al., 2009), o la perteneciente al Servicio Internacional GNSS (International GNSS Service, IGS) llamada Red de Seguimiento del IGS (IGS Tracking Network, Dow et al., 2009) el resto de estaciones procesadas pertenecen a las siguientes instituciones o entidades: Instituto Geográfico Português (IGP), Institut National de L'Information Géographique et Forestière (IGN) de Francia, IGN de España, Instituto Cartográfico Valenciano (ICV), Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC), Cartogalicia S.L, Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACYL), Consejería de Agricultura y Agua de la Región de Murcia, Instituto de Cartografía y Estadística de Andalucía, Comunidad de Madrid, Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Región de Murcia, Comunidad Foral de Navarra, Gobierno Vasco, Diputaciones Forales y Universidad del País Vasco, Gobierno de la Rioja, Consejería de Fomento de la Junta de Extremadura, Cartográfica de Canarias S.A. (GRAFCAN), Universidad de Cantabria, Principado de Asturias y SITIBSA.

En la Figura 3 se muestra el mapa de estaciones procesadas en el caso óptimo de que todas estén publicando a tiempo el dato. Como se observa, las estaciones procesadas tienen como núcleo la Península Ibérica. Las estaciones procesadas en la Macaronesia tienen una importancia especial dada la circulación predominante en Europa con vientos de componente Oeste, este es un factor determinante a la hora de la predicción.

Una vez recopilados los datos desde los servidores públicos de las distintas redes o directamente enviados al servidor del IGN es chequeada su calidad con el programa (Translation, Editing and Cut/Splice and Quality Check, TEQC, Estey et al., 2009).

5. PROCESAMIENTOS

Son dos los procesamientos necesarios. En primer lugar el 'procesamiento de posicionamiento' para proveer de coordenadas precisas y actualizadas de las estaciones con una cadencia semanal, y en segundo lugar el 'procesamiento troposférico' para calcular los ZTD cada hora.

En ambos casos el programa de cálculo utilizado es Bernese 5.0 (Datch et al., 2007), el procesamiento se basa en la metodología general de resolución de ecuaciones de dobles diferencias de fase (Leick, 1995), el sistema procesado es solamente el GPS hasta el momento y los productos de partida necesarios para el cálculo son productos IGS (Dow et al., 2009).

5.1 Procesamiento de posicionamiento:

El objetivo de este procesamiento es la obtención de coordenadas precisas semanales. Las coordenadas de cada semana, de domingo a sábado, son obtenidas por la combinación de las ecuaciones normales de los ajustes de cálculo de coordenadas de cada uno de los siete días de la semana. Las características generales del procesamiento son las mismas que para los cálculos diarios del proyecto IBERRED (Valdés et al., 2012) ya que los mismos procesamientos son aprovechados para los dos proyectos. Este procesamiento se realiza de forma rutinaria y automática una vez por semana. Ese cálculo se realiza con una demora respecto a las observaciones de unos 15 días que es el retraso habitual de los productos precisos del IGS.

Ya que la metodología de cálculo es de dobles diferencias y existe un alto número de estaciones procesadas, que pueden llegar a ser hasta 340, se recurre a la agrupación o 'clustering' de estaciones en pequeñas subredes, con estaciones en común, que asegura un tiempo de computación razonable. Los grupos se crean automáticamente para cada día por criterios de mínima distancia y siempre con menos de 20 estaciones por subred. Posteriormente, se agrupan las ecuaciones normales del ajuste de las subredes (Datch et al., 2007), obteniendo de esta forma un resultado similar a la no agrupación.



Figura 3 – Estaciones procesadas en proyecto E-GVAP por IGE. (*Processed stations at E-GVAP project by IGE.*)

El tratamiento concreto que se hace de la troposfera en este procesamiento consiste en usar como modelo a priori el llamado Dry-Niell (Niell, 1996), basado en el modelo de Saastamoinen (Saastamoinen, 1973) con funciones de proyección de Niell, con estimaciones a intervalos horarios para cada estación usando la función de proyección Wet-Niell (Niell, 1996), sin constreñimientos a priori. Los gradientes horizontales son estimados par cada día y estación, en modo inclinación 'tilting', sin constreñimientos a priori. Los ZTD se estiman cada hora y para cada estación.

5.2 Procesamiento troposférico:

El objetivo de este procesamiento es obtener los ZTD para cada hora. Las últimas coordenadas semanales calculadas en el 'procesamiento de posicionamiento' son casi fijadas en el ajuste, realmente son fuertemente constreñidas con constreñimientos de 1 mm. Para procurar más estabilidad a los ZTD las ecuaciones normales de la última hora son combinadas con las 11 anteriores. De esta última combinación son extraídos los 5 valores del ZTD de la última hora en los minutos 0, 15, 30, 45 y 60.

Este procesamiento se realiza de forma rutinaria y automática cada hora, comenzando en el minuto 25 y acabando en aproximadamente 12 minutos. El motivo de comenzar 25 minutos después de existir los datos de la hora anterior se debe a la necesidad de esperar para que estén descargadas en el servidor del IGN el mayor número posible de estaciones de las distintas redes.

El tratamiento concreto que se hace de la troposfera en este procesamiento consiste en la determinación en la última hora observada combinandola con las 11 anteriores. Los gradientes horizontales no son estimados. Los ZTD se estiman cada hora y para cada estación. Cuando se combinan las 12 horas se establece un constreñimiento relativo en los parámetros troposféricos de 1 mm, lo que asegura la suavidad de la determinación entre horas consecutivas. De esta combinación sólo se aprovechan los resultados para la última hora extrayendo los valores del ZTD cada cuarto de hora. La interpolación dentro de cada hora se realiza a través de las funciones lineales a trozos que fueron solución del ajuste.

6. RESULTADOS

Los resultados de los ZTD de todas las estaciones procesadas para cada hora son guardados en ficheros con formato SINEX troposférico (Kouba et al., 1996). Aunque son decodificados antes de su envío al servidor E-GVAP en formato para datos procesados GNSS COST-716, Offiler (2008), que es un formato nacido de proyectos meteorológicos con GNSS.

Los resultados para cada estación corresponderán a las soluciones que envíe cada uno de los centros de análisis para cada época de cálculo de ZTD. Posteriormente los valores de ZTD son expresados resaltando su componente húmeda a través de los modelos apropiados que convierten los ZTD en columna de vapor de agua integrado (IWV). En la Figura 2 se muestra un ejemplo para la estación de Alcoi (ALCO). La gráfica corresponde a 48 horas de observaciones. En la gráfica superior los valores de ZTD en milímetros calculados por el IGN (IGE_), y en negro el valor que se deduce del Modelo de Área Limitada de Gran Resolución (HIgh Resolution Limited Area Model, HIRLAM) (D_11), HIRLAM (2012). En el caso de los datos provenientes de GNSS existe un dato cada 15 minutos y en el caso del modelo HIRLAM un dato cada 3 horas. La semejanza es patente. En la gráfica inferior de la misma Figura 4 se muestran los mismos valores, pero esta vez expresados todos ellos en forma de IWV en Kg/m2.



from ALCO (Alcoi) of 48 hours.)

La estación anteriormente escogida sólo fue calculada por el centro de análisis del IGN. Existen estaciones donde el cálculo lo realizan varios centros de análisis, es un caso normal en todas las estaciones que forman parte de redes internacionales como la del IGS o la de EUREF. Las estaciones procesadas por varios centros de análisis son de gran utilidad para contrastar los resultados de los distintos centros de análisis de forma gráfica y numérica. Un ejemplo de este tipo de estaciones es la estación YEBE situada en Yebes. En la Figura 5 se muestra el mismo tipo de gráfica que en el caso anterior pero para YEBE. Es una gráfica de 48 horas y en ella vemos cómo se asemejan los resultados de cada centro de análisis, con distinta simbología y color, entre ellos y con el modelo

HIRLAM. En este caso se observa que los resultados del IGN (IGE_) en granate son muy similares a los de la solución combinada (ASIC) en rojo (Paccione et al., 2010).



Figura 5 – ZTD e IWV de YEBE (Yebes) de 48 horas. (ZTD and IWV from YEBE (Yebes) of 48 hours.)

En estos años de participación, el IGN ha ido incrementando el número de estaciones procesadas en función de cómo eran instaladas y publicados sus datos en nuestra área de trabajo. El flujo de envío de datos ha sido interrumpido en algunas ocasiones siendo su causa principal los fallos de comunicaciones y en las computadoras.

El retraso de cada centro de análisis es controlado por el servidor central; en la Figura 6 se muestra la estadística de las soluciones enviadas y su retraso desde el 11 de mayo al 7 de junio. Se puede observar cómo más del 30% de las soluciones llagan antes de cumplida una hora desde la última observación y que se llegaron a observar 243 estaciones diferentes.



Figura 6 – Retraso de soluciones enviadas al servidor central para un mes. (*Delay of solutions sent to central server during a month.*)

Han sido varias las colaboraciones existentes con otras instituciones que han surgido a través de este proyecto. A parte de la colaboración propiamente técnica con la AEMET han sido varias las publicaciones realizadas con personal de la AEMET en relación a este proyecto, por un lado se realizó un análisis e intercomparación de diferentes técnicas de medida de la columna de vapor de agua (Romero et al., 2009), y por otro se contrastó la utilidad para la

Meteorología operativa en zonas de topografía compleja de las medidas que provienen de GNSS (Terradellas et al., 2009). Otras instituciones han solicitado nuestros datos para diversos fines y esperamos que estas colaboraciones se amplíen en el futuro próximo.

7. CONCLUSIONES

E-GVAP consigue determinar a través de estaciones GNSS el contenido de vapor de agua. Estos datos son integrados de forma rutinaria en los modelos numéricos de predicción. El centro de análisis del IGN colabora junto a los centros de análisis de referencia europeos centrándose en España y los países colindantes. Las contrastaciones de los resultados de los distintos centros de análisis en puntos comunes muestran unos resultados del IGN en un orden de precisión similar al resto de ellos. En cuanto a la celeridad en el envío de soluciones, la optimización en tiempo es máxima dados los tiempos de publicación de las redes observadas y sólo presenta problemas en caso de fallo. Han sido varias las instituciones que han solicitado acceso directo a estos datos y de las que se esperan resultados publicables en breve.

En todo caso, la intención es de una continua actualización y mejora. En cuanto a las redes procesadas sería conveniente para este proyecto la captación de nuevas redes que fueran instaladas, sería ideal que esas nuevas instalaciones se realicen en los territorios aún no cubiertos por nuestra área de trabajo. Técnicamente también se deberá intentar mejorar la forma de cálculo con nuevas actualizaciones en los modelos usados. Será obligatorio calcular con las observaciones GLONASS y Galileo en un futuro muy cercano. Y respecto a la celeridad del cálculo, se debe intentar la optimización del flujo de traída de datos y envío de soluciones para conseguir el mínimo tiempo posible. De forma más general, se debe estudiar cómo los modelos que surgen de estos cálculos deberían ser aprovechados para la mejora del cálculo de las posiciones de forma que sean útiles para la Geodesia o la Navegación. En definitiva, se debe profundizar en la sinergia entre la Meteorología y la Geodesia.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto no sería posible sin el trabajo de tantas personas y la implicación de todas aquellas instituciones, Comunidades Autónomas y empresas que han hecho posible la existencia de las redes GNSS procesadas, que además en su gran mayoría son de disposición pública y gratuita. Nuestro agradecimiento por el gran valor que tiene su trabajo para la Meteorología.

REFERENCIAS

- Bruyninx C., J. Legrand and F. Roosbeek F. (2009): "EPN Status and Network Management", Mitteilungen des BKG, EUREF Publication «Proc. EUREF 2009 Symposium, 27-30 May, Florence, Italy», Ed. BKG, Frankfurt am Main.
- Datch, R., P.F., Hugentobler and M. Meindl (2007): "User Manual of the Bernese GPS Software Version 5.0".

- Dow, J.M., R.E. Neilan and C. Rizos (2009): "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems". *Journal of Geodesy*, 83, 191–198, DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- Estey, L. H. and C. M. Meertens (1999): "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data", GPS Solutions, 3, 1, 42-49, doi:10.1007/PL00012778, 1999.
- EGVAP (2012): "EUMETNET EIG GNSS water vapour programme, E-GVAP", http://egvap.dmi.dk.
- Ferland, R. and M. Piraszewski (2009): "The IGS-combined station coordinates, earth rotation parameters and apparent geocenter". *Journal of Geodesy*, 83, 385, Springer Science + Business Media, 0949-7714 electronic: 1432-1394.
- Gurtner, W. and L. Estey (2005): "RINEX: The Receiver Independent Exchange Format Version 2.11". ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/rinex211.txt.
- Haase, J, H. Vedel, M. Ge and E. Calais (2003): "Accuracy and variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean", *Journal. of Applied Meteorology,.*
- HIRLAM (2012): "HIgh Resolution Limited Area Model, HIRLAM", http://hirlam.org/.
- Hopfield, H.S. (1969): "Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data". *Journal of Geophysical Research*, 74, 4487–4499.
 Kouba, J, et al. (1996): "SINEX Solution-Independent Exchange Format Version 1.00,
- Kouba, J, et al. (1996): "SINEX—Solution-Independent Exchange Format Version 1.00, in Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop", Silver Spring, Maryland, USA, edited by R.E. Neilan et al., pp. 233–276, IGS Central Bureau, JPL, Pasadena, California, USA, Marzo 19-21, 1996, disponible en ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/sinex_tropo.txt.
- Leick, A (1995): "GPS Satellite Surveying" (1995), Wiley, ISBN 0-471-30626-6. Niell, A. E. (1996): "Global Mapping Functions for the Atmosphere Delay at Radio
- Wavelengths". Journal of Geophysical Research, 101(B2), 3227–3246..
 Offiler D. (2008): "COST Action 716: Exploitation of Ground Based GPS for climate and numerical weather prediction applications: Format Specification for COST-716 Processed GPS Data" http://egvap.dmi.dk.
- Pacione, R. and F. Vespe (2010): "Combination of near real time tropospheric parameters by GPS", R. Pacio, F. Vespe, IGS Workshop, 28 de junio de 2010.
- Quirós, R., J.A.S. Sobrino, M.A. Cano and M. Valdés (2004): "National Report of Spain: Spanish national GPS Reference Stations Network (ERGPS)". Mitteilungen des Bundesamtes f
 ür Kartographie und Geod
 äsie. Band 33. EUREF Publication No.13. Frankfurt am Main 2004. ISBN 3-89888-885-1 pp 283
- Romero P.M., E. Cuevas, R. Ramos, M. Valdés y M. Schneider (2009): "Programa de vapor de agua en columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña: Análisis e Intercomparación de diferentes Técnicas de Medida" de la Serie de Notas Técnicas digitales del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña de la AEMET Nota Técnica digital Nº 1, Abril 2009.
- Rothacher, M. (1992): "Orbits of Satellite Systems in Space Geodesy", Geod atischgeophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 46, Schweizerische Geod atische Kommission, Institut f'ur Geod asie und Photogrammetrie, Eidg. Technische Hochschule Zurich.
- Saastamoinen, I.I. (1973): "Contribution to the theory of atmospheric refraction". Bulletin Geodesique, 107, 13–34.
- Terradellas, E., B. Téllez and M. Valdés (2009): "Near-real-time mapping of GNSS products from an area of complex topography for operational meteorology". EGU General Assembly. Viena (Austria), 19 – 24 Abril 2009.
- Valdés, M., L. García-Cañada y M.A. Cano (2008): "Estado actual de procesamiento en el Centro de Análisis Local de EUREF (IGE)". 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar (Portugal).
- Valdés, M., M.A. Cano and L.García-Cañada (2012): "Análisis de estaciones permanentes GNSS en la península ibérica, proyecto IBERRED", 7^a ASAMBLEA HISPANO-PORTUGUESA DE GEODESIA Y GEOFÍSICA en este volumen.
- Vedel, H. (2005): "E-GVAP, Meteorology and Geodesy Sinergy". Presentation of E-GVAP at EUREF Symposium Vienna.

Avaliação do potencial eólico offshore na Península Ibérica Evaluation of offshore wind potential in Iberian Peninsula

Tatiana Pinho⁽¹⁾, Bruno Lopes⁽¹⁾, Ricardo Carvalho⁽¹⁾, Santos, J. A.⁽¹⁾ e Liberato, M. R. L.^(1,2)

⁽¹⁾ Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Quinta de Prados, Vila Real, Portugal

⁽²⁾ Instituto Dom Luiz (IDL), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

SUMMARY

Modern society is based on the fossil fuels energy paradigm. Climate change driven by greenhouse gas emissions, resulting from fossil fuel burning, together with increasing energy demand, shortage of fossil fuel reserves, weak performance of the global energy system and strong dependence of countries on energy have highlighted the key role renewable energy plays on triggering a new energy paradigm. Hence, offshore wind power arises as an alternative to fossil fuels, mainly due to higher sea surface wind speeds, space availability, low visual and noise impacts, among other factors, with apparent economic, environmental and social effects. This study aims to evaluate the potential of the offshore wind resource for the Iberian Peninsula, using the ERA-Interim reanalysis dataset (0.75° latitude $\times 0.75^{\circ}$ longitude). To estimate the wind potential, the 10 m zonal and meridional wind components are considered in 1981-2010 (30 yrs). A wind turbine Vestas V112 was used as a reference for the wind power estimation. The results reveal that areas showing greatest potential for energy production are the western and northern coasts of the Iberian Peninsula, with special emphasis on the Portuguese coast. The NAO forcing on this potential is also analyzed under its two opposite phases, though only a weak signal was identified.

1. INTRODUÇÃO

Os combustíveis fósseis são a base do presente paradigma energético. Atualmente, o petróleo, o carvão e o gás natural cobrem cerca de 80% das necessidades energéticas mundiais, prevendo-se, de acordo com a Agência Internacional da Energia (AIE), um aumento na procura da energia de quase 50% até ao ano de 2030 (Essick, 2012; AIE, 2011). Este tipo de produção de energia, decorrente desde a sua introdução no século XX, aumenta significativamente as emissões dos gases de efeito de estufa, de entre os quais se destaca o dióxido de carbono. Da análise de vários factos, determinou-se um claro impacto negativo provocado por estes gases no clima global (Södenholm e Pettersson, 2011). As alterações climáticas, conjuntamente com o crescimento demográfico, o pico de exploração do petróleo, a procura da segurança de fornecimento de energia e da sua disponibilidade (Gibson e Howsam, 2010) conferem prioridade ao estabelecimento de um novo paradigma energético baseado na eficiência, diversidade e prosperidade das energias renováveis.

É neste sentido que surge a energia eólica, pois, ao contrário dos combustíveis fósseis, esta permite a produção de energia elétrica ou mecânica, sem emissões significativas ou consumo do recurso ao longo do seu funcionamento (Weinzettel et al., 2009; Bilgili et al., 2011). Desde a instalação da primeira turbina eólica *onshore*, em 1980 (Lozano-Minguez et al., 2011), que esta forma de energia se tem desenvolvido continuamente, tornando-se, assim, o seu custo mais reduzido (Weinzettel et al., 2009).

Recentemente, a energia eólica *offshore* tem também recebido um renovado interesse, devido aos referidos desenvolvimentos dos sistemas eólicos, à maior velocidade do vento *offshore*, o que se traduz num maior aproveitamento de energia (Dicorato et al., 2011), à disponibilidade de espaço, ao baixo impacto social (Lozano-Minguez et al., 2011), entre outros.

Em 2011, estavam instaladas e ligadas à rede 1371 turbinas eólicas *offshore*, na Europa, num total de 3813 MW, em 53 parques eólicos, atingindo uma profundidade média de 22,8 m e distância média à costa de 23,4 km (EWEA, 2012). Contudo, a nível global, a energia eólica *offshore*, ainda representa menos de 2% da capacidade instalada, sendo que, desses 2%, mais de 90% se encontram no Norte da Europa (GWEC, 2012).

No que concerne à Península Ibérica, embora Espanha ainda não possua desenvolvimentos nesta área de energia renovável, foi instalada, em Portugal, em 2011, uma turbina eólica *offshore* flutuante experimental, de 2 MW de potência nominal (EWEA, 2012). Esta turbina Vestas V80 foi instalada no âmbito do projeto *WindFloat*, localizando-se a 4 km da costa da Aguçadoura e a uma profundidade de aproximadamente 45 m (EDP, 2012; Kaldellis e Kapsali, 2013).

As vantagens da energia eólica *offshore* são diversas, nomeadamente, podem citar-se: facilidade de instalação nas zonas costeiras, junto de centros urbanos onde a procura de energia é maior; velocidades mais elevadas e constantes dos ventos *offshore* a mais baixas altitudes, devido à menor rugosidade da superfície do oceano; não restrição do transporte rodoviário, pelo que podem ser instaladas turbinas de maior capacidade (Dvorak et al., 2010); menores impactos visuais e auditivos, sendo que, de uma forma geral, a aceitação pública é mais fácil (Haggett, 2011); possibilidade de instalação de turbinas de maiores potências nominais e diâmetros que as *onshore*, permitindo o aproveitamento de ventos mais fortes e assim maiores eficiências (Dicorato et al., 2011); existência de menos turbulência, o que induz menos fadiga nas estruturas (Bilgili et al., 2011); custos inferiores aos de outras energias renováveis (Levitt et al., 2011).

Apesar das inúmeras vantagens anteriormente descritas, a energia eólica offshore apresenta ainda obstáculos que tem de ultrapassar, como é o caso de: custos mais elevados do que a eólica onshore, no que respeita a torres, fundações, cablagem de amarração, instalação, manutenção (aproximadamente 1,5 a 2 vezes maior), conexão à rede, necessitando, por vezes, de se aumentar a potência da mesma; exposição a condições ambientais mais extremas, como por exemplo, correntes oceânicas, deposição de gelo e corrosão pela água salgada (Breton e Moe, 2009; Dvorak et al., 2010; Bilgili et al., 2011); limitação pela presença de outras infraestruturas no fundo do mar, nomeadamente condutas de gás e petróleo e ligações elétricas e de comunicação internacionais; restrições ambientais, como preservação de formas de vida marinhas (Dicorato et al., 2011); complicações na manutenção pelas dificuldades de acesso (Lozeno-Minguez et al., 2011); planeamento mais complexo e demorado (Markard e Peterson, 2009).

A profundidade do oceano e a distância à costa a que é feita a instalação de uma turbina eólica *offshore* são também dois factores a ter em consideração para o seu dimensionamento, uma vez que os custos das turbinas aumentam consideravelmente com os mesmos, não só a nível de construção, mas também de conexão à rede e manutenção (Sun et al., 2012), o que pode constituir um factor de oposição ao desenvolvimento de turbinas que operem em águas profundas (Green e Vasilakos, 2011).

Consoante a profundidade do oceano, as fundações das turbinas possuirão diferentes configurações, designadamente, para profundidades reduzidas (inferiores a 30 metros), poderão ser instaladas diferentes estruturas, como os monopilares e as fundações baseadas na gravidade, para profundidades médias (de 30 a 60 metros), os tripés, tripilares e *jackets* e, para profundidades elevadas (superiores a 60 metros) as plataformas flutuantes (Dicorato et al., 2011; Kaldellis e Kapsali, 2013). É todavia de realçar que as plataformas flutuantes, embora sejam motivadas pela inviabilidade económica e tecnológica da ligação direta das estruturas ao solo oceânico (Breton e Moe, 2009), estão ainda em fase de teste, sendo uma tecnologia imatura.

Por forma a proceder-se a uma correta avaliação do potencial eólico *offshore*, é necessário compreender o seu recurso natural. A medição do vento é efetuada através de anemómetros e sensores de direção. Na avaliação do potencial eólico de determinado local devem ser caracterizados vários pontos na sua vizinhança e num período de tempo suficientemente longo, o que na prática geralmente não acontece, sendo consideradas apenas análises relativas a um ano (Castro, 2011).

O Atlas Europeu do Vento Offshore permite a avaliação do recurso eólico marítimo na Europa. Conforme já referido, o vento médio offshore atinge velocidades superiores ao vento onshore. Na costa da Península Ibérica e a uma altitude de 100 metros este situase entre 7,5 e 8,5 m/s (Troen e Petersen, 1989).

Um dos fenómenos atmosféricos que influenciam o recurso eólico junto à costa portuguesa é a NAO (*North Atlantic Oscillation*). A NAO é o padrão de circulação atmosférica dominante na região do Atlântico Norte (López-Moreno et al., 2011), estendendo-se a sua influência direta desde o centro da América do Norte até à Europa (Gimeno et al., 2002). A NAO está associada a um dipolo espacial, com um dos centros de anomalia de pressão localizado nos Açores e outro, de sinal oposto, na Islândia (López-Moreno et al., 2011). A NAO determina a variabilidade climática desde escalas inter-anuais, a algumas com várias décadas (Zhao e Moore, 2006), a nível da temperatura à superfície, precipitação e vento. Durante a fase positiva da NAO, os centros de pressão intensificam-se, deslocando-se para sul. O oposto se verifica na fase negativa da NAO (Trigo et al. 2002; López-Moreno et al., 2011).

2. DADOS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foi necessária a recolha de dados relativos às componentes zonal do vento, *U*, respeitante à direção Oeste-Este, e meridional, *V*, referente à direção Sul-Norte.

As mais recentes reanálises globais da atmosfera, ERA-Interim, foram produzidas pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Estas reanálises incluem diversos parâmetros meteorológicos e oceânicos, à superfície e a níveis mais elevados da atmosfera, abrangendo a troposfera e a estratosfera. Embora inicialmente fossem respeitantes apenas ao período posterior a 1 de Janeiro de 1989 (Dee et al., 2011), atualmente a ERA-Interim já foi alargada a 1 de Janeiro de 1979 (ECMWF, 2008).

A partir do acesso ao *website* das reanálises ERA-Interim, cujos dados possuem uma resolução espacial de 0.75° de latitude por 0.75° de longitude, foram extraídos dados de médias mensais de reanálises para a variável U, para uma altitude de dez metros acima do solo e para uma área geográfica compreendida nas latitudes de 35° N a 45° N e nas longitudes de 15° W a 5° E. O intervalo temporal foi correspondente a um período de 30 anos (Janeiro de 1981 a Dezembro de 2010). O mesmo procedimento foi efetuado para a variável V. Procedeu-se ainda à determinação da componente total do vento.

As componentes do vento a 10 m de altitude foram extrapoladas para 80 metros, de acordo com a lei da potência expressa na equação (1):

$$\frac{\mathrm{U}(z)}{\mathrm{U}(z_{\mathrm{r}})} = \left(\frac{z}{z_{\mathrm{r}}}\right)^{\alpha} \tag{1}$$

em que z corresponde a 80 metros, z_r , a 10 metros, U à velocidade do vento, em m/s, e α ao expoente da lei da potência (Gualtieri e Secci, 2011), que assume o valor de 0,14 para locais *offshore* (EAC, 2009).

Para a análise do potencial de produção de energia eólica, foi escolhida uma turbina da Vestas, modelo V112, com 3,0 MW de potência nominal, velocidade mínima (*cut-in*) do vento de 3 m/s, velocidade nominal de 12,5 m/s e velocidade máxima (*cut-out*) de 25 m/s, diâmetro do rotor de 112 m e pás com 54,65 m de comprimento (Vestas, 2012). A potência produzida, *P* (em W), pelo referido aerogerador é dada pela equação (2), na qual C_p representa o coeficiente de potência (0,35), ρ a densidade do ar a 15°C ($\rho = 1,225 \text{ kg/m}^3$), *R* (em m) o raio do rotor e *U* (em m/s) a velocidade total do vento (Castro, 2011). Tendo em consideração que a energia corresponde à potência multiplicada por unidade de tempo, por forma a apresentar os resultados em unidades de energia foi necessária a multiplicação da potência obtida da equação (2) por um factor de 3600 s.

$$P = \frac{1}{2} C_p \rho \pi R^2 U^3 \tag{2}$$

Para o período de 30 anos considerado (1981-2010) foi determinada a distribuição espacial da energia média anual, de Janeiro e de Julho, bem como os respetivos desvios-padrão interanuais e os coeficientes de correlação entre o índice NAO e o potencial anual de produção de energia. No que concerne ao índice NAO, foram recolhidos dados relativos a médias mensais do período compreendido entre Janeiro de 1981 e Dezembro de 2010, do *website* da NOAA/National Weather Service.

3. RESULTADOS

Após tratamento dos dados recolhidos através do recurso ao programa desenvolvido, foi efetuada a representação gráfica dos resultados mais relevantes para o estudo, seguidamente expostos, sendo de salientar que os mapas apresentados não possuem as mesmas escalas de cores. As Figuras 1 a 3 apresentam os mapas da média anual, de Janeiro e de Julho, do potencial de produção de energia por uma turbina eólica Vestas, modelo V112 (em GW.h) para os 30 anos. Nas Figuras 7 a 9 são apresentados os coeficientes de correlação entre o potencial de produção de energia e a NAO nas situações anteriores.

Da média anual do potencial de produção de energia (Figura 1) destaca-se um padrão de valores mais elevados na costa oeste e norte da Península Ibérica, sendo que, ao largo da costa portuguesa, se verificam os valores mais elevados (1,00-2,30 GW.h). A costa sul e este da Península Ibérica revelam os valores mais baixos do potencial de produção de energia (inferiores a cerca de 500 MW.h). Pode ainda concluir-se que a costa apresenta claramente maior potencial de produção de energia eólica que em terra. As médias de Janeiro e Julho do potencial de produção de energia (Figuras 2 e 3, respetivamente) apresentam padrões distintos. Em Janeiro, os valores mais elevados (máximo de aproximadamente 3,60 GW.h) verificam-se a norte/noroeste da Península Ibérica, enquanto em Julho o padrão é deslocado para a costa oeste de Portugal (máximo de cerca de 7,00 GW.h), consistente com o regime de "nortada" típico do verão na costa ocidental portuguesa. As restantes zonas da Península Ibérica apresentam baixo potencial de produção, à exceção da costa nordeste de Espanha, em Janeiro, onde são verificados valores médios na ordem de 2,40 GW.h. Será importante aqui notar que os potenciais de produção referidos anteriormente não têm em conta as limitações tecnológicas impostas pela batimetria, o que está fora do âmbito do presente estudo, atendendo à resolução espacial dos dados ERA-Interim. Não obstante, esta questão é abordada em detalhe em estudos anteriores (e.g. Costa et al., 2006; Capps e Zender, 2010).



Figura 1 - Média anual do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112, em GW.h. (Anual mean of potential energy production by Vestas V112, in GW.h.)

O desvio-padrão do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 (Figuras 4 a 6) apresenta padrões semelhantes aos verificados para as médias, nas três situações, o que permite constatar que os locais com maior potencial de produção de energia são também os que exibem maior variabilidade. Na média anual, as costas oeste e norte apresentam os valores mais elevados (superiores a aproximadamente 750,0 MW.h). Em Janeiro a região de maior variabilidade é o norte/noroeste da Península Ibérica, com valores superiores a 1,80 GW.h, destacando-se a costa nordeste de Espanha que apresenta valores dessa mesma ordem de grandeza. No que refere a Julho, a costa oeste da Península Ibérica é a que revela maior desvio-padrão (superior a 1,40 GW.h), logo maior variabilidade, ainda que com valores mais reduzidos que em Janeiro.

Da observação da Figura 7 verificam-se valores baixos das correlações, oscilando na costa da Península Ibérica entre valores de -0,10 e 0,10, pouco significativos estatisticamente. Apesar de a nível médio anual se verificar uma baixa correlação entre a NAO e o potencial de produção de energia eólica, em Janeiro tal não acontece, constatando-se, maioritariamente, coeficientes de correlação positivos (máximo de cerca de 0,40 a norte da Península Ibérica). A região centro/sul da costa oeste de Portugal exibe também coeficientes de correlação positivos, na ordem de 0,20, enquanto que, a sul e este de Espanha, se verifica um coeficiente de correlação positivo mais baixo (aproximadamente 0,10), invertendo o sinal à medida que se afasta da costa, ou seja, para coeficientes de correlação negativos (-0,10). Em Julho verifica-se uma grande variabilidade dos resultados de acordo com a região em análise. O centro da costa sul de Espanha é o local com coeficientes de correlação positivos mais elevados (0,30), enquanto no norte da Península Ibérica se observam correlações tendencialmente negativas.



Figura 2 - Média de Janeiro do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112, em GW.h. (January mean of potential energy production by Vestas V112, in GW.h.)



Figura 3 - Média de Julho do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112, em GW.h. (July mean of potential energy production by Vestas V112, in GW.h.)



Figura 4 – Desvio-padrão inter-anual do potencial de produção anual de energia por uma turbina Vestas V112 num ano, em GW.h. (Inter-annual standard deviation of potential energy production by Vestas V112 in a year, in GW.h.)



Figura 5 – Desvio-padrão inter-anual do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 em Janeiro, em GW.h. (Interannual standard deviation of potential energy production by Vestas V112 in January, in GW.h.)



Figura 6 – Desvio-padrão inter-anual do potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 em Julho, em GW.h. (Inter-annual standard deviation of potential energy production by Vestas V112 in July, in GW.h.)



Figura 7 – Coeficiente de correlação entre a NAO e o potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 num ano. (Annual correlation coefficient between NAO and potential energy production by Vestas V112 in a year.)



-0.50 -0.40 -0.30 -0.20 -0.10 0.00 0.10 0.20 0.30 0.40 0.50

Figura 8 – Coeficiente de correlação entre a NAO e o potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 em Janeiro. (*Correlation coefficient between NAO and potential energy production by Vestas V112 in January.*)



Figura 9 – Coeficiente de correlação entre a NAO e o potencial de produção de energia por uma turbina Vestas V112 em Julho. (Correlation coefficient between NAO and potential energy production by Vestas V112 in July.)

4. CONCLUSÕES

De acordo com o referido inicialmente, este estudo visava a avaliação do potencial do recurso eólico *offshore* para a Península Ibérica, considerando-se, para tal, as componentes zonal, meridional e total do vento, num período compreendido entre Janeiro de 1981 e Dezembro de 2010. Para uma turbina Vestas V112, analisou-se a média e desvio-padrão do potencial de produção de energia num ano e nos meses de Janeiro e Julho, para o referido período, tendo-se igualmente estudado o forçamento da NAO na variabilidade desse campo.

Os resultados apresentados sugeriram que as costas oeste e norte da Península Ibérica são as mais propícias à instalação de turbinas, demarcando-se um valor mais acentuado a norte, em Janeiro, e a oeste, em Julho. Da média anual concluiu-se que a costa portuguesa é a que apresenta maior potencial produtivo. Os mapas do desviopadrão confirmam que os locais em que a energia produzida é potencialmente mais elevada são os que apresentam maior variabilidade inter-anual, o que constitui um factor importante a ter em conta na instalação dos parques eólicos. Relativamente ao forçamento da NAO na variabilidade deste campo, observaram-se em geral baixas correlações entre estes parâmetros na costa da Península Ibérica. No entanto, em Janeiro os valores do coeficiente de correlação foram maioritariamente positivos e, em Julho, existiu divergência entre as várias zonas costeiras da Península Ibérica. Assim, a fase positiva da NAO durante o Inverno é favorável à produção de energia eólica em grande parte da Península Ibérica.

5. REFERÊNCIAS

- Bilgili, Mehmet, Abdulkadir Yasar e Erdogan Simsek (2011): "Offshore wind power development in Europe and its comparison with onshore counterpart". *Ren. Sust. Energ. Rev.*, 15, 905–915.
- Breton, Simon-Philippe e Geir Moe (2009): "Status, plans and technologies for offshore wind turbines in Europe and North America". *Renew. Energ.*, 34, 646–654. Capps, Scott B. e Charles S. Zender (2010): "Estimated global ocean wind power
- Capps, Scott B. e Charles S. Zender (2010): "Estimated global ocean wind power potential from QuikSCAT observations, accounting for turbine characteristics and siting". J. Geophys. Res., 115, D09101.
- Castro, Rui (2011): "Uma Introdução às Energias Renováveis: Eólica, Fotovoltaica e Mini-hídrica". IST Press.
- Costa, P., T. Simões e A. Estanqueiro (2006): "Assessment of the Sustainable Offshore Wind Potential in Portugal". *European Wind Conference (EWEC), Atenas.* Dee, D. P. e 45 co-autores (2011): "The ERA-Interim reanalysis: configuration and
- Dee, D. P. e 45 co-autores (2011): "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system". Q.J R. Meteorol. Soc., 137, 553-597. Dicorato, M., G. Forte, M. Pisani e M. Trovato (2011): "Guidelines for assessment of
- investment cost for offshore wind generation". *Renew. Energ.*, **36**, 2043-2051. Dvorak, Michael J., Cristina L. Archer e Mark Z. Jacobson (2010): "California offshore
- wind energy potential". *Renew. Energ.*, **35**, 1244–1254. EAC (2009): "IEC 61400-3 Wind turbines – Part 3: Design requirements for offshore
- wind turbines". ECMWF (2008): "ERA-Interim", disponível em http://www.ecmwf.int/research/era/do/ get/era-interim (consultado a 8 de Janeiro de 2013).
- EDP (2012): "EDP e parceiros inauguram a primeira plataforma eólica portuguesa offshore", disponível em http://www.edp.pt/pt/media/noticias/2012/Pages/ inauguracaoWindfloat.aspx (consultado a 8 de Janeiro de 2013).
- Essick, Peter (2012): "O nosso desafio energético". National Geographic Portugal, 131.
- EWEA (2012): "The European offshore wind industry key 2011 trends and statistics", European Wind Energy Association.
- Gibson, Emma e Peter Howsam (2010): "The legal framework for offshore wind farms: A critical analysis of the consents process". *Energy Policy*, **38**, 4692–4702.
- Gimeno L., P. Ribera, R. Nieto, J. Florencio Pérez, O. Vidal, L. de la Torre, D. Gallego, R. García e E. Hernández (2002): "Imprints of the North Atlantic Oscillation on four unusual atmospheric parameters". *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 677-692.
- Green, Richard e Nicholas Vasilakos (2011): "The economics of offshore wind", *Energy Policy*, **39**, 496-502.
- Gualtieri, Giovanni e Sauro Secci (2011): "Comparing methods to calculate atmospheric stability-dependent wind speed profiles: A case study on coastal location". *Renew. Energ.*, 36, 2189-2204.
- GWEC (2012): "Global Wind Report: Annual market update 2011". Global Wind Energy Council.
- Haggett, Claire (2011): "Understanding public responses to offshore wind power". *Energy Policy*, 39, 503–510.
- IEA (2011): "World Energy Outlook", International Energy Agency.
- Kaldellis, J. K. e M. Kapsali (2013): "Shifting towards offshore wind energy Recent activity and future development". *Energy Policy*, 53, 136–148.
- Levitt, Andrew C., Willett Kempton, Aaron P. Smith, Walt Musial e Jeremy Firestone (2011): "Pricing offshore wind power". *Energy Policy*, **39**, 6408–6421.
- López-Moreno, J.I., S.M. Vicente-Serrano, E. Morán-Tejeda, J. Lorenzo-Lacruz, A. Kenawy e M. Beniston (2011): "Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century". *Global and Planetary Change*, **77**, 62–76.
- Lozano-Minguez, E., A. J. Kolios e F. P. Brennan (2011): "Multi-criteria assessment of offshore wind turbine support structures". *Renew. Energ.*, **36**, 2831-2837. Markard, Jochen e Regula Petersen (2009): "The offshore trend: Structural changes in
- Markard, Jochen e Regula Petersen (2009): "The offshore trend: Structural changes in the wind power sector". *Energy Policy*, 37, 3545–3556.
- Söderholm, Patrik e Maria Pettersson (2011): "Offshore wind power policy and planning in Sweden". *Energy Policy*, **39**, 518–525.
- Sun, Xiaojing, Diangui Huang e Guoqing Wu (2012): "The current state of offshore wind energy technology development", *Energy*, 41, 298-312.
- Trigo R.M., T.J. Osborn, e J. Corte-Real (2002): "The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms", *Clim. Res.*, 20, 9-17.
- Troen, I.; Petersen, E.L.. European Wind Atlas, ISBN 87-550-1482-8, Risø National Laboratory, Roskilde, 656 pp (1989).
 Vestas (2012): "V112 3.0 MW", disponível em http://nozebra.ipapercms.dk/Vestas/Com
- Vestas (2012): "V112 3.0 MW", disponível em http://nozebra.ipapercms.dk/Vestas/Com munication/Productbrochure/V11230MW/V11230MW Offshore UK/ (consultado a 18 de Abril de 2012).
- Weinzettel, Jan, Marte Reenaas, Christian Solli e Edgar G. Hertwich (2009): "Life cycle assessment of a floating offshore wind turbine". *Renew. Energ.*, 34, 742–747.
- Zhao, H. e G. W. K. Moore (2006): "A seasonally lagged signal of the north atlantic oscillation (nao) in the north pacific". Int. J. Climatol., 26, 957–970.

Mecanismos causales de la variabilidad de la temperatura en Colombia Mechanisms of the variability of the temperature in Colombia

Samir Córdoba-Machado⁽¹⁾, Reiner Palomino-Lemus⁽¹⁾, Yolanda Castro-Díez⁽¹⁾, Sonia Raquel Gámiz-Fortis⁽¹⁾, María Jesús Esteban-Parra⁽¹⁾

¹Depto. de Física Aplicada. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. 18071 Granada, Spain. samostv@gmail.com, cmaxtor@gmail.com, ycastro@ugr.es, srgamiz@ugr.es, esteban@ugr.es

SUMMARY

This work presents the study of the influence of global fields of Sea Level Pressure (SLP) and Sea Surface Temperature (SST), as well as the impact of various climatic indices of Teleconnections (NAO, PDO, NIÑO 3.4, etc.) on the air temperature in Colombia. To this end, previously, the main modes of variability of air temperature for winter (DJF) and summer (JJA) seasons in the country have been identified using principal component analysis (PCA). The results show a significant influence of the SLP and the SST from the Pacific, essentially associated with the ENSO, and from the tropical Atlantic, more significant for winter temperatures than for summer. Because of the relationships found between the global patterns and the Colombia temperatures are not in phase, showing important correlations several seasons in advance, the results obtained from this study could be very useful for the prediction of temperatures in Colombia.

1. INTRODUCCIÓN

Las condiciones climáticas de Colombia no sólo generan un ambiente para el normal funcionamiento de los ecosistemas y biomas establecidos en él, sino que propician el desarrollo de diferentes actividades socioeconómicas, entre las que destaca la agricultura del café, el plátano y las flores. El territorio colombiano se ve afectado por las fases extremas de la variabilidad climática, que causan en muchas ocasiones desastres naturales como inundaciones, deslizamientos de tierras, o pérdidas de cultivos, entre otros; con importantes consecuencias económicas para el desarrollo del país.

En la actualidad se dispone de diversas descripciones del clima colombiano (IDEAM, 2005); sin embargo, aún están por explorar las fluctuaciones de diversa escala temporal de las variables climatológicas cuyas fases extremas generan fuertes impactos en el país. A pesar de las evidencias de estos efectos, el conocimiento existente no es suficiente para una comprensión óptima de los procesos que se desarrollan e influyen en el clima de Colombia.

Ante la necesidad de un conocimiento más profundo sobre los procesos atmosféricos y el clima de Colombia, algunos autores han desarrollado estudios específicos a partir de la década de los 90. Así, Mesa et al. (1997) resumen aspectos del clima del Pacífico colombiano no presentados antes; Pabón (1996) y Zea y León (2000) describen en términos generales la denominada baja anclada de Panamá; Poveda (1999) menciona por primera vez el chorro de bajo nivel del Chocó y sus efectos en la hidrología colombiana, Pabón (2003a, b) alude al efecto de El Niño y La Niña en varias regiones del país; Mapes et al. (2003) realizaron un estudio especial sobre los procesos convectivos en Colombia; Poveda (2004) hace una síntesis bastante completa de los avances en el estudio del clima y de la variabilidad climática de Colombia, obtenida mediante estudios en la década de los 90. También Poveda et al., (2002) presentan estudios sobre la influencia de fenómenos macroclimáticos en Colombia, donde se destaca la relación entre la NAO, El Niño, la PDO y algunas variables hidroclimáticas del país (precipitación, temperatura del aire y caudal). Otros estudios relacionados con el efecto climático de los fenómenos El Niño y La Niña en Colombia (IDEAM, 2002; Montealegre y Pabón, 2000; Pabón, 2003a; Poveda y Mesa 2000); afirman que tal variabilidad climática puede generar situaciones de exceso o de déficit de precipitación que propicia inundaciones o sequías y causan desastres, estimulan el desarrollo de enfermedades como malaria y dengue, daños a la producción agropecuaria, entre otros. Dada la importancia de esta variabilidad es necesario profundizar en el estudio de la variabilidad climática en el país.

Así pues, el presente trabajo realiza un estudio sobre los mecanismos físicos que pueden afectar la variabilidad de la

temperatura del aire en Colombia, explorando las relaciones de la temperatura del aire con las variaciones de la temperatura del mar en superficie (SST), los campos de presión a nivel de mar (SLP) y diversos patrones de teleconexión conocidos, con el objetivo global de contribuir al conocimiento del clima del país.

2. DATOS

Para el desarrollo de este trabajo se han utilizado los datos de temperatura del aire (Tmp), obtenidos de estaciones meteorológicas pertenecientes al IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia). En total se dispuso de 120 estaciones para todo el país, todas ellas en escala mensual, de las cuales se utilizaron solo 42 estaciones para el área de estudio, durante el periodo de tiempo 1960 - 2004.

Por otra parte, para los datos de temperatura superficial del mar del planeta se ha empleado la base de datos del Hadley Centre Ice and Sea-surface Temperature dataset, HadISST, (Rayner et al., 2003), y como datos de presión a nivel del mar (SLP) se usaron los datos de reanálisis 1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Por último con el fin de establecer la relación de diversos fenómenos macroclimáticos de acoplamiento océano-atmósfera (NAO, ENSO, PDO, etc.) con la variabilidad de la precipitación en Colombia, se utilizaron índices de teleconexión calculados por la NOAA, y obtenidos de la página web. <u>http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/ gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surface.html</u>. El periodo de tiempo analizado para todas las bases de datos fue 1960-2004.

3. METODOLOGÍA

Las series de datos de temperatura del aire fueron sometidas a un control de calidad, que consistió en desechar aquellas series con menos de 30 años de registros en un periodo de tiempo continuo y series que contenían más de un 15% de datos faltantes (huecos). Con estas condiciones se obtuvo un total de 64 estaciones cubriendo el periodo de tiempo 1961-2004. Luego se analizó la homogeneidad de estas series, siguiendo test de las rachas propuesto por Thom (1966), este es un test de homogeneidad absoluta no paramétrico recomendado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el cual detecta cambios en la media y en la tendencia de la serie analizada. Al culminar el control de homogeneidad se obtuvo finalmente un total de 42 estaciones de precipitación mensual, distribuidas en el territorio Colombiano como se muestra en la Figura 1.



Figura 1. Mapa físico de Colombia (izquierda) y ubicación de las estaciones de Temperatura del aire (derecha).

Como puede apreciarse en la Figura 1, la cobertura espacial de los datos de temperatura se limita a la mitad norte del país, sin que exista ninguna serie en la mitad sur, que corresponde a las regiones selváticas del Orinoco y Amazonas. Por esta razón los resultados se limitan a la región donde se encuentran las estaciones.

Con el fin de obtener los principales modos de variabilidad espacio-temporal de la Temperatura del aire en Colombia, se aplicó un Análisis de Componentes Principales, PCA, a los promedios de temperatura del aire estacionales de invierno, (DEF), y verano (JJA), a partir de la diagonalización de la matriz de correlaciones. La selección de los EOF (funciones ortogonales empíricas) significativos, obtenidos a través del PCA, se realizó aplicando la regla de North (North et al., 1982).

Después de obtener los resultados del PCA, se analizó el impacto de la variabilidad temporal de la SLP y la SST del planeta, en los patrones de la Tmp de invierno y verano encontrados en Colombia. Para ello se estudiaron las correlaciones coetáneas y con retrasos estacionales de hasta más de 1 año entre las series temporales estacionales de SLP y SST del planeta y las PCs correspondientes a los primeros modos de la temperatura del país. También se estudió la posible influencia de los índices climáticos de teleconexión (Itele), en las series PC de Tmp de invierno y verano, a través de las correlaciones entre estas variables a escala estacional.

Antes de realizar el cálculo de las correlaciones, se sustrajo la tendencia de las PCs resultantes de Tmp ya que, algunas mostraron una tendencia significativa, lo cual podría afectar de manera considerable el valor de las correlaciones, introduciendo correlaciones espurias y ocasionando la autocorrelación de los residuos. La significación de las correlaciones se establece mediante el contraste de la hipótesis nula (correlación nula) a un nivel de significación del 95%.

4. **RESULTADOS**

4.1. Modos de variabilidad

En total se obtienen 3 modos significativos de variabilidad para la temperatura durante el periodo 1960-2004, en la estación de invierno (DEF) y 2 modos significativos durante la estación de verano (JJA), de acuerdo a la regla de North. Los tres primeros modos de la temperatura en la estación de invierno explican un 73,8% de la variabilidad, mientras que los dos primeros modos de la estación de verano representan un 61% de la varianza total de las estaciones de temperatura empleadas.

La Figura 2, muestra los factores de carga de las primeras EOFs de la temperatura del aire en las estaciones de estudio. Se observa que la primera EOF de la estación de invierno, con un porcentaje de varianza explicada del 56,8%, exhibe altas correlaciones negativas en toda la zona donde se encuentran distribuidas la estaciones (regiones central, occidental y norte de Colombia), mostrando una alta homogeneidad en el comportamiento de la temperatura, por tanto este patrón representa un modo global de variabilidad de la precipitación en toda la región. La segunda EOF, que explica un 9,4% de la varianza, muestra un patrón dipolar con correlaciones

negativas hacia el occidente y centro de Colombia, con valores entre -0,3 y -0,6, mientras que en la zona norte del país muestra correlaciones positivas débiles (significativas) comprendidas entre 0,3 y 0,4. La tercera EOF, con un porcentaje de varianza asociado de 7,6%, muestra sólo unos pequeños centros de correlación negativa al norte del país, mientras que valores positivos se ubican al centro de Colombia.



Figura 2. EOFs obtenidos del PCA de temperatura en DEF y JJA (periodo 1960-2004).

Respecto a la estación de verano (JJA), la primera EOF (con una varianza explicada del 46,4%) está asociada a la región norte, centro y occidente de Colombia, mostrando fuertes correlaciones negativas que logran alcanzar valores hasta de -0,9. La segunda EOF, con un porcentaje de varianza asociado de 14,5%, presenta algunos centros reducidos con correlaciones positivas en el occidente y norte del país. En la Figura 3 se presentan las series temporales (PC) asociadas a los principales modos de temperatura obtenidos con el análisis de PCA.



Figura 3. Series de PCs (Tmp) asociadas a las EOFs, obtenidas para DEF y JJA (1960-2004).

Se puede observar que la mayoría de los patrones temporales presentan una considerable variabilidad, mientras que sólo para algunas series PC se evidencia la existencia de tendencias (positiva para la región central, occidental y norte del país en verano, asociada a la primera PC).

4.2. Índices de teleconexión y modos de variabilidad

Al estudiar las correlaciones entre los principales índices de teleconexión (Itele) y los modos de variabilidad de la temperatura de invierno y verano (Tabla 1), se observa que las mayores correlaciones positivas (con valores entre los 0,6 y 0,9) se presentan

entre la primera serie PC de cada estación y los índices que están asociados a la SST del Pacífico tropical (regiones El Niño). De igual forma se muestra una fuerte correlación negativa (-0,7) entre el Índice de la Oscilación del Sur, SOI, componente atmosférico del ENSO y los primeros modos de temperatura, de tal forma que en la mayor parte de Colombia, las fases positivas de El Niño tenderían a estar asociadas a un aumento de las temperaturas.

Tabla 1. Coeficientes de correlación entre los Itele asociados a El Niño y las dos primeras series PC de la temperatura en Colombia durante las estaciones DEF y JJA.

Itele_DEF	PC1_DEF	PC2_DEF	Itele_ JJA	PC1_JJA	PC2_JJA
A_SST 1+2	0,7	-0,2	A_SST 1+2	0,6	-0,1
A_SST 3	0,9	-0,1	A_SST 3	0,8	-0,1
A_SST 4	0,8	0,0	A_SST 4	0,7	-0,1
A_SST 3,4	0,9	-0,1	A_SST 3,4	0,8	-0,2
SOI	-0,7	-0,2	SOI	-0,7	-0,1

Las correlaciones con otras teleconexiones son en general más pequeñas o no significativas, aunque alguna de ellas parece mostrar cierta influencia importante en la temperatura, mayor en la estación de invierno que en verano (tabla no mostrada). Por ejemplo, algunos índices, como la PNA (0,4), WP (0,4), EA (0.4) y PDO (0,4), presentan correlaciones débiles pero significativas, principalmente con la serie PC1 de la estación de invierno. Por otro lado, al estudiar las correlaciones con retraso (valores no mostrados), se evidencia que el impacto de los índices asociados al ENSO, se prolonga en general durante varias estaciones, dejando ver su capacidad predictiva sobre la variabilidad de la temperatura del aire en Colombia.

Debido que el primer modo de variabilidad, EOF1, tanto en la estación de invierno como en verano, explica el mayor porcentaje de variabilidad de la precipitación, en las siguientes secciones solo se muestran los resultados obtenidos sobre la primera PC de dichas estaciones.

4.3. Impactos de la SLP

En la Figura 4 se muestra el mapa de correlaciones simultáneas entre la SLP y la primera PC de precipitación de invierno (izquierda), así como también, las correlaciones entre la SLP y la primera PC de precipitación en la estación de verano (derecha).

Se aprecia un centro de correlaciones negativas significativas (-0,3 a -0,8), sobre el Océano Pacífico oriental y central, más extendido en verano (derecha) que en invierno (izquierda), junto con un centro de correlaciones positivas al sureste de Asia, asociado a la Oscilación del Sur, SO. Además se tienen correlaciones positivas sobre el Atlántico tropical (con valores entre los 0,5 y 0,6), con valores más elevados en la estación de invierno. Las regiones que muestran correlaciones positivas inducen una disminución de la temperatura del aire en Colombia, mientras que las correlaciones negativas producen el efecto contrario.

Por otro lado, las correlaciones con retraso de hasta un año (figura no mostrada) entre la SLP de cada una de las estaciones del año y las primeras PCs de temperatura del aire tanto de invierno como de verano, presentan fuertes centros de correlaciones positivas y negativas en muchas regiones del planeta (atlántico tropical, continente africano y en el océano Indico entre otras), pero principalmente sobre el océano Pacífico en la región asociada al ENSO, evidenciando la relación que hay entre la SLP de este área y la temperatura del aire en Colombia.



Figura 4. Mapas de correlaciones simultáneas entre la SLP y la primera PC de Temperatura del aire en las estaciones de invierno (izquierda) y verano (derecha). En contorno las correlaciones significativas al 95%.

4.4. Impactos de la SST

La Figura 5, presenta las correlaciones coetáneas entre la SST del planeta y la serie PC1 de la temperatura del aires en las estaciones de invierno (izquierda) y verano (derecha). Los datos de SST fueron filtrados para eliminar la tendencia presente en ellos. Como puede apreciarse en ambas estaciones, gran parte del Océano Pacífico ecuatorial oriental y central, aparece un centro con correlaciones positivas (0,4 a 0,8), flanqueado por correlaciones negativas significativas (-0,4 a -0,6), de las cuales se destacan los altos valores positivos cercanos a 0,9 en el Pacífico ecuatorial, en la región donde se desarrolla el fenómeno de El Niño, más aun, se observa que el patrón de correlación en el Pacífico tropical en el mapa de invierno (izquierda), tiene un grado de similitud con el patrón de invierno de El Niño Modoki (Askhok et al., 2007).



Figura 5. Mapas de correlaciones simultáneas entre la SST y la primera PC de temperatura del aire en las estaciones de invierno (izquierda) y verano (derecha). En contorno las correlaciones significativas al 95%.

Por otra parte en la estación de invierno se muestran correlaciones positivas significativas sobre el océano Índico, en el atlántico tropical y en la parte sur del océano Pacífico (50°S - 110 °W).

Respecto a la correlaciones con retraso de hasta un año entre la SST estacional y la primera PC de temperatura del aire de las estaciones de invierno y verano, se han encontrado correlaciones fuertemente significativas, especialmente en el Pacífico tropical, con mayor capacidad predictiva para el invierno que para el verano.

La Figura 6 muestra las correlaciones con retraso entre la SST de las estaciones anteriores y la PC1 de precipitación en la estación de invierno. Se observa que la SST de las estaciones de otoño (MAM) y verano (JJA) presentan fuertes correlaciones positivas (0.6 a 0.7) sobre el Pacifico tropical (en la región del fenómeno El Niño) y correlaciones negativas significativas (-06 a -0.8) en el Pacifico occidental cerca de las costas de Australia, Estas correlacione tienden a debilitarse conforme aumenta el retraso en la SST, de tal forma que el patrón de correlaciones no aparece en el mapa de correlaciones con la SST de invierno del año anterior (DEF). Así, para retrasos de la SST de un año y superiores los centros de correlaciones en muchas regiones tienden a cambiar de signo.

El fuerte impacto del ENSO en la región, da lugar a que anomalías positivas (negativas) de la SST en el Pacífico tropical induzcan un ascenso (descenso) de la temperatura del aire en Colombia.



Figura 6. Mapas de Correlaciones con retraso entre la SST estacional (invierno, primavera, verano y otoño) y la PC1 de temperatura de invierno. En contorno las correlaciones significativas al 95%.

La amplia extensión de la zona de correlación en el Pacífico tropical explica las correlaciones obtenidas entre la temperatura y todos los índices asociados a El Niño evaluados. Además, la persistencia en el tiempo de correlaciones en el Pacífico tropical en donde el ENSO tiene su escenario principal, muestra el potencial predictivo que puede tener sobre la variabilidad de la temperatura en el país.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se muestra que la variabilidad de la temperatura del aire en Colombia está fuertemente ligada a las variaciones del campo de presión en el Pacífico asociadas al ENSO, no sólo en la estación contemporánea, sino también con las estaciones precedentes del año, lo que conferiría al ENSO una capacidad predictiva, más prolongada en el tiempo para el invierno que para el verano. Así mismo, existe cierto impacto de la SLP de otras regiones sobre la temperatura, en particular del Atlántico tropical, en el área de El Niño Atlántico, así como cierta influencia del Pacífico, que podría estar ligada a cambios de la presión inducidos por variaciones del Niño Modoki (Ashok et al., 2007).

Se encuentra una fuerte relación entre la temperatura del aire y la SST estacional, especialmente en la región del Pacífico tropical, con fuerte capacidad predictiva para el invierno y en menor medida para el verano. Es reseñable el fuerte impacto del ENSO en la región, de forma que anomalías positivas (/negativas) de la SST en el Pacífico tropical inducen un ascenso (/descenso) de la temperatura en Colombia, lo cual está de acuerdo con los resultados encontrados por (Pabón, 2003a; Poveda, 2000, 2002, 2004; otros autores Montealegre, 1996; Montealegre y Pabón, 2000; Poveda y Mesa, 2000; Poveda et al., 2002; IDEAM, 2002). La amplia extensión de la zona de correlación en el Pacífico tropical explica las correlaciones obtenidas entre la temperatura y los índices de teleconexión asociados a El Niño, esto es, independientemente de cuál sea la región donde se calcula el índice. Además, el patrón de correlaciones en el Pacífico occidental muestra la sensibilidad de la temperatura en Colombia a El Niño Modoki. Cabe destacar también la influencia de otras regiones de la SST, entre ellas, la del Atlántico tropical, que presentan también cierto potencial predictivo. Por ultimo, para algunos índices como la PNA, WP, EA, y PDO, presentan correlaciones débiles significativas simultáneas (no mostradas), con la temperatura de las estaciones de invierno y verano. Estas relaciones pueden indicar algún efecto de las teleconexiones

asociadas sobre la variabilidad de la temperatura, y podrían ser útiles al explorar en más detalle la variabilidad del clima de Colombia.

6. AGRADECIMIENTOS

Al Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) y a la Universidad Tecnológica del Chocó (UTCH), por financiar los estudios de doctorado de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada, España.

Este trabajo se ha realizado en parte en el marco del proyecto CGL2010-21188/CLI, financiado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación y los Fondos FEDER de la Comunidad Europea.

7. REFERENCIAS

- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection, J. Geophys. Res., 112, C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.
- IDEAM. (2002). Efectos Naturales y Socioeconómicos del Fenómeno El Niño en Colombia. Dirección para la Prevención de Desastres. Agosto 2002, pp. 80. Bogotá.
- IDEAM. (2005). Atlas climatológico de Colombia. Bogotá D.C. ISBN 958-806714-6.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Am. Meteorol. Soc. 77(3), pp. 437-471.
- Mapes, B.E., W. Warner and X. P Xiu (2003). Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern Southamerica. Part I: Observations and Context. Mon. Wea. Rev., v. 131, pp. 799-812.
- Montealegre, J. (1996). Análisis del comportamiento de la precipitación en Colombia durante los periodos de ocurrencia de los fenómenos ENOS (EL Niño-Oscilación del Sur) y el anti Niño. Memorias IV Congreso Colombiano de Meteorología. Bogotá, pp.157-169.
- Montealegre, J., y Pabón J.D., (2000). La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. Meteorología Colombiana, N° 2, pp. 7-21.
- North, G. R., (1982). Empirical ortogonal functions and normal modes. J. Atmos. Sci., 41, 879-887.
- Pabón, J.D., (1996). Variabilidad interanual de la precipitación estacional en el Pacífico y en la Amazonía Colombiana. Memorias del XIII Congreso de Geografía, Florencia-Caquetá. Universidad de la Amazonía - ACOGE - OEA -PROMESUP, pp. 87-96.
- Pabón, J.D., (2003a). Fenómeno El Niño: efectos e impactos en el Pacífico colombiano. En: El Mundo marino de Colombia. UNAL. pp. 64-74. Bogotá.
- Pabón, J.D., (2003b). El cambio climático global y su manifestación en Colombia. Cuadernos de Geografía, v XII (1-2), pp. 111-119.
- Poveda, G., (1999). La corriente en chorro superficial del oeste (del CHOCÓ) y otras dos corrientes de chorro atmosféricas sobre Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. Rev. Acad. Colomb. Cien., 23 (89), pp. 517-528.
- Poveda, G., y Mesa. (2000). Las Fases Extremas del Fenómeno ENOS EL NIÑO Y LA NIÑA y su Influencia sobre la Hidrología de Colombia. Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hídricos, Facultad de Minas, UNAL. Sede Medellín.
- Poveda, G., J. I. Vélez, O. Mesa, C. D. Hoyos, J. Mejia, O. J. Barco Y P. L. Correa (2002). Influencia de fenómenos macro climáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. Meteorología Colombiana, pp.121-130. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C.
- Poveda G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. Rev. Acad. Colomb. Cien, 28 (107), pp. 201-222.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V, Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A (2003). Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871–2000. J. Geophys. Res. 108: 4407. DIO: 10.1029/2002JD002670.
- Thom, H.C. (1966). Some methods of climatological anatysis. tecnichal note no 81.Word Meteorological Organization. 52 pp.

Evaluación de modelos del CMIP5 en el área norte de Sudamérica *Evaluation of the CMIP5 models in the northern area of South America*

Reiner Palomino-Lemus⁽¹⁾, Samir Córdoba-Machado⁽¹⁾, Sonia R. Gámiz-Fortis⁽¹⁾, Yolanda Castro-Díez⁽¹⁾ y María Jesús Esteban-Parra⁽¹⁾

⁽¹⁾Dpto Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada, España <u>cmaxtor@gmail.com, samostv@gmail.com, srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es, esteban@ugr.es</u>

SUMMARY

As a preliminary step to obtain regional climate change projections for Colombia, this paper addresses the validation of general circulation models from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) in the area of northern South America. The validation study is carried out for sea level pressure (SLP) and sea surface temperature (SST), because of these are two of the most important global variables in describing the climate of Colombia. So, both variables are susceptible be used as predictors in statistical downscaling of precipitation in Colombia. To this end we compare the mean and variance fields of SLP and SST in different models of the CMIP5 with those obtained from the NCEP reanalysis data for the period 1950-2005. Furthermore, we have compared the main modes of variability derived from a Principal Component Analysis (PCA). The results show how the models reproduce reasonably well the mean fields of SLP and SST, although some models, such as CCSM4, tend to show more zonally SLP patterns, strengthening subtropical highs. For the PCA, all models reproduce the main variability modes associated with ENSO and tropical Atlantic, while many of them tend to overestimate the variance associated with the first mode.

1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad del clima en Colombia, asociada al cambio climático tiene un impacto directo en los sectores sociales y económicos, por ello ha sido objeto de numerosos estudios cubriendo diferentes escalas espaciales y temporales. Así pues, la principal preocupación para la sociedades actuales son las tendencias y efectos a largo plazo de, por ejemplo, las inundaciones, resultado de fuertes eventos de precipitación, y la sequía, que normalmente aparecen como una combinación de la disminución de precipitación, y por lo tanto del caudal, junto con temperaturas por encima del promedio (Redmond y Koch, 1991; Pabón et al., 2001; Poveda, 2004).

Por eso en las últimas décadas, muchos investigadores han realizado esfuerzos significativos de cooperación mutua y colaboración entre las diferentes comunidades que trabajan en el desarrollo de modelos más sofisticados para la predicción del fenómenos climáticos (Chen et al., 2004; Hibbard et al., 2007; Meehl y Hibbard, 2007; Taylor et al., 2009). Muchos investigadores consideran que las mejores predicciones son proporcionadas por modelos más complejos como los Modelos de Circulación acoplados atmósfera–océano (Atmosphere–Ocean General Circulation Models, AOGCMs), los cuales son ampliamente utilizados para hacer proyecciones de posibles cambios futuros del clima, involucrando en la medida de lo posible, todos los procesos que afectan el sistema climático. Sin embargo, los resultados producidos por diferentes AOGCMs difieren significativamente, aun para cambios similares de forzamientos externos.

Es por ello por lo que en este trabajo, se propone como paso previo para la obtención de proyecciones regionales de cambio climático para Colombia, evaluar la capacidad de representación en las variables presión a nivel del mar (SLP) y temperatura de la superficie del mar (SST), de los modelos de circulación general de la quinta fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados *"Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)"* en el norte de Sudamérica, ya que estas son dos de las variables globales más importantes a la hora de describir el clima de Colombia, susceptibles, por tanto, de ser usadas como predictores fundamentales en el downscaling estadístico de la precipitación colombiana.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Para el presente estudio se utilizan las variables presión a nivel del mar (SLP) y temperatura de la superficie del mar (SST), en la área comprendida entre [40°N-30°S;170°W-30°W], de cuatro modelos distintos del CMIP5 junto con el del Instituto Max Planck

(ECHAM5/MPI-OM), incluido en el CMIP3. La Tabla 1 resume las características principales de los modelos utilizados, incluyendo acrónimos, la institución donde se han desarrollado, la resolución de los campos atmosféricos y oceánicos así como la referencia bibliográfica principal para cada uno.

Tabla 1 – Modelos analizados junto a las	resoluciones espaciales
de los datos de SLP y SST.	

Nombre del modelo	Institución (país)	Resolución (°lat x °lon)	Referencia
CCSM4	National Center for Atmospheric Research, (USA)	Atm, Oce,:(~1.25° x0.94°)	Gent <i>et al.</i> , (2011)
CSIRO-Mk3.6	Common wealth Scientific and Industrial Research Organisation and the Queensland Climate Change Centre of Excellence (Australia)	Atm:T63 (~1.9°x1.9°) Oce: 0.9°x 1.9°	Rotstayn <i>et</i> <i>al</i> .(2010)
HadGEM2-AO	Met Office Hadley Centre, UK	Atm, Oce: 1.875°x1.25°	Jones <i>et al</i> . (2011)
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine- Earth Science and Technology (Japón)	Atm:T85 (~1.4°x1.4°) Oce: 1°x1°	Watanabe <i>et al.</i> (2010)
GISS-E2-H	NASA Goddard Institute for Space Studies,	Atm, Oce: (~2°x2.5°)	Kim <i>et al.</i> (2012)
ECHAM5/MPI- OM	Max Planck Institute for Meteorology (Alemania)	Atm: (~1.9°x1.9°) Oce: 1.5°x 1.5°	Roeckner <i>et al.</i> (2003)

Estos datos modelados se compararán con los obtenidos de los datos de la SLP del NCEP-NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996) y

la SST del Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature, HadISST (Rayner et al., 2003).

Se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA) en Modo S sobre la matriz de correlaciones (Jolliffe, 2002). PCA es una de las técnicas más utilizadas en las ciencias de la atmósfera (Obukhov, 1947, 1960; Fukuoka, 1951, Lorenz, 1956), particularmente en la obtención de los modos espacio-temporales de variabilidad de los campos atmosféricos (como la SLP) y oceánicos (SST).

Los EOFs, son patrones ortogonales en el espacio, obtenidos como los autosvectores de la matriz de covarianza o correlaciones, cuya estructura es espacial (modo S). En ese orden, los EOFs a veces pueden ser interpretados como modos naturales de la variabilidad del sistema observado. Los coeficientes temporales o PCs, que son incorrelacionados, se obtienen proyectando los campos observados o matriz original de datos sobre los EOFs ortogonales, mostrando como ha variado cada estructura espacial en el tiempo y representando de una manera eficiente esa variabilidad. Además, el autovalor asociado es proporcional a la varianza explicada por la serie PC.

En resumen el PCA busca hallar combinaciones lineales de las variables originales que expliquen la mayor parte de la varianza total. El primer factor o componente sería aquel que explica una mayor parte de la varianza total, mientras que el segundo factor sería aquel que explica la mayor parte de la varianza restante, es decir, de la que no explicaba el primero, y así sucesivamente. De este modo sería posible obtener tantas componentes como variables originales. Sin embargo no todos los EOFs son significativos. Debe emplearse algún criterio para retener sólo aquellos que contienen información significativa. En este trabajo se ha empleado para ello la regla de North. Por otra parte la constricción de ortogonalidad de los EOFs dificulta en muchas ocasiones su interpretación física. Este efecto puede solventarse mediante la rotación de los EOFs significativo. En particular en este trabajo se ha empleado la rotación *varimax*.

En segundo lugar se han comparado los valores medios y de varianza, a nivel mensual de la SLP y SST de los modelos y de los datos de reanálisis y de SST observacionales. En segundo lugar, se han comparado los principales modos de variabilidad espacial a través del análisis de la correlación de los principales modos de variabilidad obtenidos mediante un Análisis de Componentes Principales (PCA) de las observaciones y de modelos.

Para el análisis de la diferencia de medias, se aplicó una prueba test-t de Student, partiendo del supuesto que ambas son variables aleatorias, de distribución normal independientes distribuidas con medias $u_1 y u_2$. Asumiendo como hipótesis nula, Ho, la igualdad de medias con varianzas desconocidas, frente a la hipótesis alternativa deque las medias no son iguales, Ho: $u_x = u_y$, H1: $u_x \neq u_y$, se tiene que para Ho, el estadístico

$$t = \frac{x - y}{\sqrt{\frac{\sum_{n=1}^{N} (x_n - \overline{x})^2 + \sum_{m=1}^{M} (y_n - \overline{y})^2}{(N + M - 2)}} \left(\frac{1}{N} + \frac{1}{M}\right)}$$

se distribuye como una distribución t de Student con N+M-2 grados de libertad, y por tanto se compara con lo que cabría esperar para la distribución t teórica con M-N-2 grados de libertad y se calcula la probabilidad (p-valor) de obtener aleatoriamente tal muestra. Si la probabilidad es muy baja, p.e. menor que el 5%, se rechaza la hipótesis nula sobre la igualdad de las medias de las dos muestras a un nivel de confianza del 95%.

La igualdad de varianzas se analizó aplicando un test F, obteniendo y representando las áreas donde las varianzas son distintas al nivel de confianza del 95%. Así la hipótesis de varianzas distintas se formula como

$$\boldsymbol{\sigma}_{1}^{2} \neq \boldsymbol{\sigma}_{2}^{2} \Longrightarrow F > F_{\alpha_{2}^{\prime}, v_{1}, v_{2}} \quad \text{o} \quad F > F_{1-\alpha_{2}^{\prime}, v_{1}, v_{2}}$$

Con $V_{1} = n_{1} - 1, V_{2} = n_{2} - 1, y\alpha = 0.05$

Para cada variable analizada, se ha establecido una orden en la bondad de los modelos en reproducir los campos observacionales a partir los resultados obtenidos en la reproducibilidad de los principales modos espaciales de variabilidad dados por los EOFs rotados, REOFs, si bien también se tiene en cuenta la reproducción de los EOFs sin rotar por parte de los modelos, ya que la condición de que las series PCs no estén correlacionadas en este caso las hace especialmente útiles como potenciales variables predictoras un downscaling estadístico basado en modelos de regresión. Los resultados mostrados en las figuras muestran la comparación entre los datos observacionales y el mejor y peor modelo, según el criterio mencionado. El análisis de la reproducibilidad de los campos medios y de varianza aporta luz en cuanto a la capacidad de los modelos de reproducir los principales estadísticos del clima. Además, recientemente se ha mostrado los sesgos de los modelos al reproducir estos estadísticos introducen elementos son una importante fuente de error en la modelización regional basada en modelos regionales de clima (Argüeso et al., 2012).

3. RESULTADOS

La Figura 3 muestra los principales patrones de variabilidad para los datos de la SLP en superficie en la zona de estudio, correspondiente al reanálisis del NCEP y el modelo CCSM4. Se encuentra que las tres primeras componentes sintetizan el 50% de la varianza total para el NCEP y el 59% del CCSM4. Para los datos del NCEP, el primer REOF, que es el que tiene la varianza más alta, por lo tanto la mayor capacidad explicativa de los datos con un 27.1%, presenta un centro de correlaciones positivas muy fuerte en el centro del Pacifico, asociado al fenómeno ENSO; el segundo REOF que explica un 13.6% de la varianza total de los datos, presenta fuertes patrones de correlaciones positivas centrados en la Amazonia y el sur del Atlántico. El tercer REOF también presenta un fuerte núcleo de correlación positiva pero esta vez ubicado en el Atlántico Norte, con una variabilidad total explicada del 10.5%.

Patrones similares se encuentran para los datos de SLP del CCSM4, siendo el modelo que presenta las mayores correlaciones entre sus REOFs y los del NCEP (Tabla 2), lo cual indica que el modelo tiende a representar de manera razonable los patrones de la SLP en el norte de Sur América. Puede verse además que los EOFs sin rotar también muestran elevadas correlaciones con los del NCEP. Para el resto de modelos evaluados, los patrones de variabilidad son también bien reproducidos, siendo el modelo CSIRO-Mk3.6 el que presenta las correlaciones más moderadas entre sus REOFS y los del NCEP.



Figura 1. Funciones Empíricas Ortogonales rotadas (REOFs) para la SLP del área de estudio, correspondiente al periodo 1950-2005. Reanálisis NCEP b) modelo CCSM4.

Tabla 2: Correlaciones espaciales de los EOFs y los REOFs de los datos mensuales de SLP del NCEP con los EOFs y los REOFs de los modelos, para el periodo comprendido entre 1950-2005.

	NCEP (SLP)			N	CEP (SL	P)
Modelo	EOF1	EOF2	EOF3	REOF1	REOF2	REOF3
CCSM4	0,85	0,86	-0,84	0,96	0,93	0,96
Mk3.6	0,93	-0,80	0,65	0,94	0,87	0,89
AO	0,84	0,98	0,84	0,97	0,91	0,84
MIROC5	0,95	0,96	0,72	0,95	0,94	-0,89
GISS-E2-H	0,82	0,82	0,82	0,93	0,92	0,93
ECHAM5	0,94	0,93	-0,86	0,93	0,97	0,92

La Figura 2 presenta la comparación de los campos medios de la SLP en el periodo 1950-2005 para los datos del reanálisis NCEP, y los modelos CCSM4 y CSIRO-Mk3.6. En ella aprecia que el modelo CCSM4 representa claramente los campos medios de la SLP (sin llegar a presentar desviaciones mayores de 6 hPa respecto a los datos observacionales), a excepción de la parte montañosa de Estados Unidos, y el nororiente del Atlántico, en donde tiende a la subestimación. Por otro lado el CSIRO-Mk3.6, tiende a sobreestimar la presión en la mayor parte de la zona estudio, siendo más fuerte sobre la zona montañosa tanto de América del Norte como del Suramérica. Esta sobrestimación es particularmente intensa sobre los Andes. Los mayores sesgos de la SLP en áreas montañosas es un rasgo común en los cinco modelos analizados.



Figura 2. Campos medios de la SLP (en hPa) mensual para el periodo 1950-2005 para los datos de: a) reanálisis NCEP, b) modelo CCSM4 y c) modelo CSIRO-Mk3.6. Las áreas donde las diferencias no son significativas al 95%, están marcadas por "-".

En cuanto a las diferencias de varianza (Figura 3), se encuentran que ambos modelos tienden a reproducirla muy bien, mostrándose menos áreas con regiones con diferencias significativas según la prueba-F en comparación con los resultados de los campos medios. La mayor diferencia se encuentra para el CSIRO-Mk3.6, en el nororiente de Brasil, donde la varianza del modelo es aproximadamente un tercio de la de la SLP observacional.



Figura 3. Desviaciones típicas (en hPa) y cociente de varianza de la SLP mensual para el periodo de 1950-2005 para los datos del: a) reanálisis NCEP, b) modelo CCSM4 y c) modelo CSIRO-Mk3.6. Las áreas donde las diferencias no son significativas al 95%, están marcadas por "-".

Respecto al análisis de la SST. para los principales patrones de variabilidad, cabe mencionar que, de manera general todos los modelos, representan bien estos patrones, en particular los asociados al fenómeno del ENSO (primer REOF). Los dos segundos patrones de variabilidad también son reproducidos (modos de variabilidad asociados al Atlántico tropical o Niño Atlántico, y un patrón con fuertes correlaciones positivas en torno a los 15º de latitud en el Pacifico y negativas frente a las costas de Perú, similar al de El Niño Modoki) pero intercambiando su orden en cuanto a la varianza explicada. La Tabla3 muestra los coeficientes de correlación espacial entre los EOFs sin rotar y rotados obtenidos para los distintos modelos y los obtenidos para los datos observacionales. Como puede apreciarse, el modelo MIROC5 es el modelo que presenta correlaciones ligeramente más altas, mientras que los modelos HadGEM2-AO y GISS-E2-H son los que presentan menores correlaciones, en particular para las EOFs sin rotar.

Tabla 3. Correlaciones espaciales de los EOFs y los REOFs de los datos mensuales de SST del HadI con los EOFs y los REOFs de los modelos, para el periodo comprendido entre 1950-2005.

	HadI(SST)			HadI(SST)		
Modelos	EOF1	EOF2	EOF3	REOF1	REOF2	REOF3
CCSM4	0,93	0,65	0,77	0,95	0,67	-0,81
CSIRO-						
Mk3.6	0,91	0,86	-0,80	0,92	0,89	0,89
HadGEM2-						
AO	0,91	-0,58	-0,82	0,92	0,75	0,85
MIROC5	0,93	0,86	-0,77	0,95	0,89	0,81
GISS-E2-H	0,85	0,61	0,50	0,89	0,59	-0,84
ECHAM5	0,87	0,85	0,64	0,92	0,83	0,76

A modo de ejemplo, la Figura 4 muestra los tres primeros modos de variabilidad obtenidos para los datos de SST de la base observacional HadISST y del modelo MIROC5 que explican cerca de un 42% y un 43%, de la varianza total de la SST respectivamente. El primer modo, REOF1, es similar para ambas explicando un 20.94% para el HadISST, y ligeramente mayor para el MIROC5 con un 23.70% de la varianza total, representando claramente el patrón ENSO. Por otro lado los REOFs 2 y 3, tanto del HadISST como del MIROC5, aunque están intercambiados en el

orden, explican representan los patrones comentados, con porcentajes de varianza similares.



Figura 4. Funciones Empíricas Ortogonales (REOFs) para la SST del área de estudio, correspondiente al periodo 1950-2005, a) HadISST b) modelo CCSM4.

En la Figura 5, se presenta la comparación de la distribución espacial de los campos medios de la SST en grados Celsius (°C), de los modelos MIROC5 y GISS-E2-H, respecto a los datos del HadISST (parte superior de la Figura 4). Se observa que ambos modelos sobreestiman la SST en toda la costa pacífica de América, aunque el GISS-E2-H tiende a subestimarla en el occidente de Centroamérica hasta México. En general ambos modelos representan muy bien los campos medios de la SST, con ligeras subestimación de los datos en todo el Atlántico y en el extremo occidental del Pacifico, siendo pocos los puntos de grid los que muestran diferencias de medias significativas al 95 % según el test t.



Figura 5. Campos medios de la SST (en °C), a nivel mensual para el periodo 1950-2005 para los datos de: a) HadISST, b) modelo CCSM4 y c) modelo CSIRO-Mk3.6. Las áreas donde las diferencias no son significativas al 95%, están marcadas por "-".

Cabe destacar que todos los modelos tiende a reproducir mejor el campo de varianza de la base de datos observacional, siendo menos los puntos de rejilla que presentan varianza significativamente distintas al aplicar el F-test.

4. CONCLUSIONES

Los modelos climáticos se han evaluado en general, centrándose en su capacidad de representar los principales modos de variabilidad de los campos observacionales de SLP y SST en el área en estudio. Además se ha analizado la reproducibilidad de los campos medios y de varianza mensuales de estas variables. Estas comparaciones son fundamentales para delimitar las limitaciones de cada modelo al ser empleado para la obtención de proyecciones regionales de cambio climático ya sea por técnicas de downscaling dinámico o estadístico.

Los resultados muestran que los modelos reproducen razonablemente bien los campos medios de la SLP y la SST, si bien algunos modelos como el CCSM4 tiende a mostrar patrones más zonales de la SLP, reforzando las altas subtropicales. En cuanto a los resultados obtenidos por el PCA, todos los modelos reproducen los principales modos de variabilidad asociados al ENSO y al Atlántico tropical, tendiendo a mostrar porcentajes de varianza explicada ligeramente superiores para el prime REOF en comparación con la varianza explicada por el primer REOF de los datos observacionales.

5. AGRADECIMIENTOS

Al Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) y a la Universidad Tecnológica del Chocó (UTCH), por financiar los estudios de doctorado de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada, España.

Este trabajo se ha realizado en parte en el marco del proyecto CGL2010-21188/CLI, financiado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación y los Fondos FEDER de la Comunidad Europea.

5. REFERENCIAS

- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J.M., Ga Miz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Castro-Díez, Y., 2012. Evaluation of WRF Mean and Extreme Precipitation over Spain: Present Climate (1970-99). J. Climate 25 (14), pp. 4883-4895
- Chen, D., M. A. Cane, A. Kaplan, S. E. Zebiak y D. Huang. 2004. Predictability of El Nino in the past 148 years. Nature, 428, 733-736
- Fukuoka A. 1951: A Study of 10-day Forecast (A Synthetic Report), Vol. XXII. The Geophysical Magazine: Tokio, 177-218.
- Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R.,Lawrence, D. M., Neale, R. B., Rasch, P. J., Vertenstein, M., Worley, P. H., Yang, Z.-L.,and Zhang, M.: The Community Climate System Model Version 4, J. Climate, 24, 4973–4991, URL http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4083.1, 2011.
- Hibbard, K. A., G. A. Meehl, P. Cox, and P. Friedlingstein, 2007: A strategy for climate change stabilization experiments. EOS, 88, 217, 219, 221.
- Jolliffe IT, Uddin M, Vines SK., 2002: Simplified EOFs-three alternatives to retain. Clim. Res., 20, 271-279.
- Jones, C. D., and others, 2011: The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations, Geosci. Model Dev., 4, 543-570, doi:10.5194/gmd-4-543-2011. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M.,
- Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Am. Meteorol. Soc. 77(3), pp. 437-471.
- Kim, D., A. H. Sobel, A. D. Del Genio, Y. Chen, S. Camargo, M.-S. Yao, M. Kelley, and L. Nazarenko, 2012: The tropical subseasonal variability simulated in the NASA GISS general circulation model, J. Clim., in press.
- Lorenz, E.N.: Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Dep of Meteor, MIT: 49.
- Meehl, G.A., and K.A. Hibbard, 2007: A strategy for climate change stabilization experiments with AOGCMs and ESMs. WCRP Informal Report No. 3/2007, ICPO Publication No. 112, IGBP Report No. 57, World Climate Research Programme: Geneva, 35 pp.
- Obukhov, AM. 1947: Statistically homogeneous fields on a sphere. Uspethi Mathematicheskikh Nauk 2: 196-198.
- Pabón, J., J. Eslava and R. Gomez., 2001: Características de gran escala del clima de la América Tropical. Meteorol. Coloma. 4:47-53. ISSN 0124-6984. Bogotá D.C.Colombia
- Ravner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V. Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A (2003). Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. J. Geophys. Res. 108: 4407. DIO: 10.1029/2002JD002670.
- Redmond, K.T., and R.W. Koch, 1991: Surface climate and stream-flow variability in the western United States and their relationship to large-scale circulation indices. Water Resour. Res., 27,2381–2399. Roeckner E et al (2003) The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I:
- Model description. Max-Planck-Institute for Meteorology Rep, p 127.
- Rotstayn, L. D., Collier, M. A., Dix, M. R., Feng, Y., Gordon, H. B., O'Farrell, S. P., Smith, I. N., and Syktus, J.: Improved simulation of Australian climate and ENSOrelated rainfall variability in a global climate model with an interactive aerosol treatment, Inter. J. Climatol., 30, 1067-1088, doi:10.1002/joc.1952, 2010.

- Poveda, G., 2004: La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. Rev. Acad. Colomb. Cien., 28 (107): 201-222.
 Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl: An Overview of CMIP5 and the experiment design." Bull. Amer. Meteor. Soc., 93, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012.
- Watanabe, M., Suzuki, T., O'ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamazaki, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, H., and Kimoto, M.: Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity, J. Climate, 23, 6312–6335, doi:10.1175/2010JCLI3679.1, 2010.

Impacto de aerossóis do deserto na radiação solar ultravioleta no Sul de Portugal The impact of desert dust on solar ultraviolet radiation over the South of Portugal

V. Salgueiro⁽¹⁾ and M. J. Costa^{(1),(2)}

⁽¹⁾Centro de Geofísica de Évora (CGE), Universidade de Évora, Évora, 7000, Portugal, vsalgueiro@uevora.pt ⁽²⁾Departamento de Física, Universidade de Évora, Évora, 7000, Portugal, mjcosta@uevora.pt

SUMMARY

The amount of solar ultraviolet radiation reaching the Earth's surface is influenced by several atmospheric constituents, like molecules, in particular ozone, aerosols and clouds, due to absorption and scattering processes of the radiation beam as it crosses the atmosphere. Aerosols can absorb and scatter the UV radiation and thus reduce the UV flux at the surface. The aim of this work is the verification of the influence of Saharan desert dust events on UVA and UVB radiation at surface in Évora. For this purpose, UV irradiance and aerosol optical thickness data are analyzed during two strong Sahara desert dust transports that affected the south of Portugal in April 2011 and March 2012 and the absolute and normalized aerosol UV radiative forcings due to these events are calculated.

1. INTRODUCTION

The solar ultraviolet (UV) radiation is part of the solar spectrum covering the wavelength range 100-400 nm. Although UV radiation represents a short range of solar spectrum wavelengths, which covers the wavelengths approximately from 100 nm to 3500 nm at the top of the Earth's atmosphere, it affects important biological and photochemical processes. According to its biological effects, the UV radiation is usually divided in three bands: UVC (100-280 nm), which is completely absorbed by ozone and oxygen before reaching the Earth's surface, UVB (280-315 nm), which is partly absorbed by ozone, and UVA (315-400nm), which is weakly absorbed by the ozone and therefore mostly arrives at the Earth's surface Serrano et al. (2006). Thus the quantity of UV radiation that reaches the Earth's surface is essentially UVA and a small part of UVB and besides ozone, the amount of UV radiation that reaches the surface depends on several other factors: altitude, latitude, elevation of the sun above the horizon, reflection from the ground and the absorption and scattering by molecules, clouds and atmospheric aerosols like desert dust. The study of the various atmospheric factors that influence the quantity of UV radiation at surface is of interest mainly due to the potentially harmful effects of this radiation on biological organisms.

The South of Portugal, due to its location relatively to Sahara desert (see figure 1), is sometimes affected by desert dust transports when air masses came from the north of Africa. On the other hand, due to the geographical location, Portugal has high sunshine duration throughout the year. Thus, taking into account the given set of conditions we propose, in this work, to analyze the influence of two Saharan desert dust events, which occurred in April 2011 and March 2012, on UV radiation in the South of Portugal (Évora), using measurements of UV radiation and aerosol optical thickness taken at the surface.

2. DATA AND CALCULATIONS

The UV irradiance at the surface (UVB and UVA), was measured with Kipp&Zonen radiometers, which are installed in observatory of the Geophysics Centre of Évora (CGE), located at 38°34'N, 7°54'W and 300m above mean sea level (a.m.s.l.) (see figure 1). The aerosol optical thickness (AOT) data was obtained from the AERONET Holben et al. (1998) CIMEL sun-photometer spectral radiance measurements also installed in the CGE observatory.

The days corresponding to the desert dust event were selected considering Ängström exponent values below 0.5 and cloud free conditions. The Ängström exponent is a parameter that provides additional information on the particle size Ängström (1964); the smaller are the values of the Angström exponent bigger are the particles. The values of Ängström exponent (AE) considered were calculated between the wavelengths of 340 nm and 870 nm, covering

part of the UV, visible and near infrared spectral regions, using equation (1):

$$AE = \frac{-\log\left(\frac{AOT_{\lambda 1}}{AOT_{\lambda 2}}\right)}{\frac{\lambda 1}{\lambda 2}} \tag{1}$$

Figure 2 shows the evolution of the AOT and of the calculated Ängström exponent, for April 2011. The desert dust event occurred in April 2011 is limited by the dashed rectangle in the figure, where an increase in the AOT accompanied by a decrease in AE with respect to the other days is shown. This was one of the events considered; the other was in March 2012 (not shown here).



Figure 1 - Geographic location of the study site – Geophysics Centre of Évora (CGE) - and the UV broadband Kipp & Zonen radiometers, which are installed at the CGE observatory.

The surface aerosol radiative forcing (ARF) is defined as the instantaneous increase or decrease of the net radiation flux at the surface that is due to an instantaneous change of aerosol atmospheric content. It may be expressed as a function of the downwelling flux and surface albedo as in equation (2) Antón et al. (2011):

$$ARF = (1 - \alpha)(F - F^{\mathbf{0}}) \tag{2}$$

Here α is the surface albedo and it was fixed to 0.035 Litynska et al. (2010), *F* is the global measured UV flux and F^{0} is the global simulated UV flux, with the LibRadtran radiative transfer model Mayer and Kylling (2005), for cloud free conditions, background aerosols and considering the ozone column values measured by satellite. Or in other words, *F* represents the downwelling global UV fluxes in conditions of desert dust event and F^{0} represents the downwelling global UV fluxes for clean aerosol conditions. The

normalized aerosol radiative forcing (NARF) was calculated as well, with the aim of eliminating the solar zenith angle and surface albedo dependence. NARF is defined according to equation (3).

$$NARF = -\frac{(F - F^{\mathbf{0}})}{F^{\mathbf{0}}} \tag{3}$$

In equation 3, the parameters F and F^0 represent the same physical quantities as in equation (2).



Figure 2 - Aerosol optical thickness and Angstrom exponent as a function of time, for aerosol events in April 2011. The Angstrom exponent was calculated between 340nm and 870nm. The dashed rectangle limits the period of the event considered.

3. RESULTS

3.1 UV measured versus UV simulated

In order to investigate the attenuation of UVA and UVB flux in the days of the aerosol dust event, the measured and simulated fluxes were represented as a function of time from figure 3 to figure 6. The figures show a reduction of the measured UVA and UVB fluxes at the surface compared to the simulated ones. This reduction is proportional to AOT values (see figure 2); when the AOT is larger the reduction of UV fluxes is larger too due to the attenuation of radiation by the aerosol layer.

Figures 7 and 8 present the normalized UVA and UVB fluxes, respectively, as a function of the AOT, showing the variation of the measured UV fluxes with the AOT without the influence of the solar zenith angle (SZA). The normalized values were obtained through the division of the measured by the simulated fluxes (equation 3). The figures hereinafter respect all data, that is, the ARF as well as the AOT (UVA and UVB), are relative to the set of data of April 2011 and the set of March 2012. The normalized values of UV fluxes indicate that in presence of the desert dust, the flux that reaches the surface, F, is smaller than the flux for an atmosphere with background aerosol F^{0} , which was expected.



Figure 3 – Measured and simulated values of UVA flux for the desert dust event that occurred in April 2011.



Figure 4 – Measured and simulated values of UVA flux for the desert dust event that occurred in March 2012.



Figure 5 – Measured and simulated values of UVB flux for the desert dust event that occurred in April 2011.



Figure 6 - Measured and simulated values of UVB flux for the desert dust event that occurred in March 2012.

The ARF is presented, in figures 9 and 10, as a function of the AOT and is grouped in three data sets according to the SZA values. The ARF is negative in both cases (UVA and UVB) being more negative as the AOT increases and this relation presents dependence on the SZA. As the SZA value increases, the ARF decreases in absolute value, for a fixed AOT. This relation between UV ARF and AOT and the respective dependence on the SZA has already been analyzed in other studies Antón et al. (2011; 2012). According to the authors previously referred, for larger angles the direct beam component of the solar flux crosses a longer path through the atmosphere being more attenuated. This attenuation is mainly through scattering because for short wavelengths, as in the case of UV radiation, scattering process increases more rapidly with decreasing wavelength than absorption. Thus the diffuse component represents an important contribution to the global UV flux, which becomes dominated by this component for high SZA and the global UV flux at the surface becomes less sensitive to changes in the aerosols.



Figure 7 – Normalized UVA fluxes (F/F⁰) as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012).



Figure 8 - Normalized UVB fluxes (F/F⁰) as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012).



Figure 9 – Aerosol radiative forcing for UVA fluxes as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012). The data is grouped according to SZA values, (black squares) 30° to 40°, (blue squares) 40° to 50° and (green squares) 50° to 60°.



Figure 10 - Aerosol radiative forcing for UVB fluxes as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012). The data is grouped according to SZA values, (black squares) 30° to 40°, (blue squares) 40° to 50° and (green squares) 50° to 60°.

To eliminate the dependence of the ARF on the SZA, as previously discussed, the NARF was calculated (Equation 3) and is represented in figures 11 and 12 for UVA and UVB, respectively. The NARF quantifies the fraction of absorbed or reflected radiation by the aerosol layer – effective surface aerosol (desert dust) albedo. As the AOT increases, also the NARF increases, which means that more UV radiation is absorbed or scattered by the aerosol layer.

A method for calculating the ARF efficiency, which is referred by Antón et al. (2012) and references therein, is to obtain the slope of the linear regression between the ARF and the AOT. The ARF efficiency is simply the ARF per unit of AOT and in the present work the method was applied to NARF because in this case the SZA effect is not taken into account and thus only one regression line is presented for each case. The NARF efficiency values obtained were 0.4076 and 0.3972 for UVA and UVB, respectively.



Figure 11 – Normalized aerosol radiative forcing for UVA as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012).



Figure 12 - Normalized aerosol radiative forcing for UVA as a function of the aerosol optical thickness at 340nm, for all data (April 2011 and March 2012).

4. FINAL CONSIDERATIONS

This work allowed verifying the existing dependence between the UV radiation fluxes measured at the surface and the aerosol optical thickness, in conditions of desert dust events. Was also showed the dependence of the aerosol radiative forcing on the solar zenith angle, being more negative as the angle decreases, which is in accordance with other studies. To remove the dependence of the aerosol radiative forcing on the solar zenith angle, the normalized aerosol radiative forcing was calculated. This quantity, which represents an effective surface aerosol (desert dust) albedo as mentioned in text above, showed an increase with the increase in the aerosol optical thickness, which means that more UV radiation is attenuated by the aerosol layer. On the other hand, we applied a method to determine the normalized aerosol radiative forcing efficiency, which allowed for obtaining the values of 0.4076 and 0.3972 for UVA and UVB, respectively, for the study case.

5. ACKNOWLEDGMENT

The work is financed through FEDER (Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE) and National funding through FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia in the framework of project FCOMP-01-0124-FEDER-009303 (PTDC/CTE-ATM/102142/2008). We thank Prof^a Ana Maria Silva for her effort in establishing and maintaining AERONET Évora site. We also thank Sérgio Pereira and Samuel Bárias for installing and maintaining instrumentation used in this work.

6. REFERENCES

- Ängström, A. (1964): The Parameters of Atmospheric Turbidity. Tellus 16, No. 1
- Antón, M., M. Sorribas, Y. Bennouna, J.M. Vilaplana, V.E. Cachorro, J.Grobner, and L. Alados-Arboledas (2012): Effects of an extreme desert dust on the spectral ultraviolet irradiance at El Arenosillo (Spain), Journal of Geophysical Research, Vol.117, D03205, doi:10.1029/2011JD016645.
- Antón, M., J.E. Gil, J. Fernández-Gálvez, H. Lyamani, A. Valenzuela, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo and L. Alados_Arboledas (2011): Evaluation of the aerosol forcing efficiency in the UV erythemal range at Granada, Spain, Journal of Geophysical Research, Vol.116, D20214, doi:10.1029/2011JD016112.
- Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, and A. Smirnov (1998): AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Rem. Sens. Environ., 66, 1-16.

physik.vuwien.ac.at/uv/COST726/COST726 Dateien/Results Finalrepo rt/COST726 fnal report.pdf

- Mayer, B. and A., Kylling (2005): Technical note: The LibRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. Atmospheric Chemistry and Physics. pp. 1855-1873.
- Serrano, A., M.Antón, M.L. Cancillo and V.L. Mateos (2006): Daily and annual variations of erythemal ultraviolet radiation in Southwestern Spain, Ann. Geophys., 24, 427-441.
Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

		4	
		Λ	
	L	-	1
	L	1	L

Adame, J. A	3
-------------	---

В	
Bâ, K. M	
Bardasano, L.	
Batlles, F. J	
Bolivar, J. P	
Bosch, J. L.	

С

.283, 333, 343, 349
.309, 337, 363, 367

D

De la Morena, B. A.	315, 323
Díaz-Teijeiro, M. F.	

E

Esteban-Parra, M. J.	309, 337, 363, 367
Estellés, V.	
Esteve, A. R.	

G

Gámiz-Fortis, S. R.	
Gandía, S	
Garzón, J. A.	
Gil-Ojeda, M.	
Gonzalo, P	
Gurrea. G	

H

Heredia, J.	
Hernández-Ceballos, M. A	
Hernández-Martínez, M.	
Hidalgo-Muñoz, J. M	
Κ	

L

Liberato, M. L. R
M
Marín, M. J. 333, 349 Martínez-Lozano, J. A. 333, 349 Moreno, J. C. 283, 343 Morozova, A. L. 293
N
Nuñez, J. A
P
Pais, M. A. 293 Palomino-Lemus, R. 363, 367 Perez Muñuzuri, V. 287 Pinho, T. 359
R
Ribeiro, P
S
Salgueiro, V. 373 Sánchez, J. A. 353 Sánchez-Moral, R. 301 Santos, J. A. 359 Serrano, D. 349 Serrano, M. A. 283, 343
Τ
Taboada, J
U
Utrillas, M. P
V
Valdés, M



Chairpersons: Alvaro Peliz Emilio García Ladona Paulo Relvas

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

 10 años de registros de TSG en la Costa Cantábrica 10 years of TSG records on the Cantabrian Coast
High-frequency temperature data at the Rande strait (Ria de Vigo, RAIA project): new approaches and insights389 Belén Martín-Míguez, Mohammad Heidarzadeh, Silvia Piedracoba, RAIA group
Control y difusión automatizada de datos de registros continuos de los buques del IEO Quality control and automatic dissemination of continuous data records of the IEO operated vessels
<i>Effect of sediment properties on the scour depth around a vertical slender monopile due to irregular waves</i>
Effect of the wave irregularity on sediment entrainment above rippled beds
 Filtrado digital de las componentes estacionales y plurianuales en el nivel del mar. Aplicación a los datos de Brest (Francia), Newlyn (Gran Bretaña) y Santander, Coruña y Vigo (España) Digital filtering of seasonal and long-term sea level components. Application to sea level data in Brest (France), Newlyn (UK) and Santander, Coruña and Vigo (Spain)

10 años de registros de TSG en la Costa Cantábrica 10 years of TSG records on the Cantabrian Coast

Viloria A.⁽¹⁾, Tel E.⁽²⁾, González-Pola C.⁽³⁾, Merino A.⁽¹⁾, Reguera I.⁽³⁾, Rodriguez-Puente C.⁽¹⁾ y Lavín A.⁽¹⁾

⁽¹⁾IEO-Centro Oceanográfico de Santander, Promontorio de San Martín s/n, 39004, Santander, <u>amaia.viloria@st.ieo.es</u>,

⁽³⁾IEO-Centro Oceanográfico de Gijón, Avda. Príncipe de Asturias 70, 33212, Gijón.

SUMMARY

The Spanish Institute of Oceanography (IEO), in order to optimizate its fleet efficiency, has installed thermosalinographs (TSG) on board that continuously measure the sea subsurface salinity and temperature along the ships tracks. In November 2002, a TSG was installed on board the R/V José Rioja that operates on Cantabria and Asturias coastal waters and monthly covers the area between Santander and Cudillero. Some months the track is extended according to the ship works. Current paper shows the results of a thorough quality control that allows to produce a coastal atlas for the area. Ranges of coastal values according to the season have been determinated based on this time-series and maps of measured variables for the covered area have been drawn up.

1. INTRODUCCIÓN

La Oceanografía Física es una ciencia en constante evolución, donde la instrumentación, tipos de observaciones, metodologías de análisis y presentación de la información han mejorado significativamente en las últimas décadas. Esto lleva asociado una mejora en el conocimiento del medio marino y permite plantear nuevas teorías e hipótesis.

En los últimos años, el desarrollo de la informática y la automática así como las innovaciones constantes en el campo de los sensores, han revolucionado la forma de tomar datos y analizarlos. Desde su creación en 1999, la Comisión Conjunta para la Meteorología y la Oceanografía (JCOMM) ha impulsado distintos programas con el objetivo de mejorar la toma de datos "en continuo" del medio marino. A nivel europeo el Sistema Global de Observación del Océano (EuroGOOS) promueve la Oceanografía Operacional, así como, el desarrollo de políticas comunes para el tratamiento de los datos. La instalación de estaciones y sistemas de monitorización de Oceanografía Operacional ha supuesto un aumento en la demanda de protocolos de control de calidad de los datos en tiempo presente. A diferencia de los controles de calidad de los datos en diferido, en tiempo presente los datos deben estar disponibles rápidamente, por ello, se necesitan continuas mejoras en la automatización de procesos. Además el desarrollo de la tecnología da lugar a instrumentos con mayores frecuencias de muestreo lo que se traduce en un aumento del volumen de datos disponibles que también demanda tratamientos automáticos de los datos. EuroGOOS desde principios de este siglo ha trabajado en ello a través de varios programas. Los relacionados con los TSGs como sistema de medida son el Proyecto de Datos en Continuo Superficiales del Océano Global (GOSUD), y FerryBox. El proyecto GOSUD auspiciado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC), es una iniciativa para recopilar, procesar, almacenar y difundir los datos de TSGs instalados tanto en barcos oceanográficos, como en buques de oportunidad. Por su parte, el principal objetivo de FerryBox (2002-2005) ha sido estandarizar y promover el uso de los ferrys comerciales como plataformas para la adquisición de datos de interés científico. Así, además de aprovechar estos barcos como plataformas, se obtienen series temporales de muestreos repetidos periódicamente a lo largo de una misma ruta de navegación.

La temperatura junto con la salinidad determinan la densidad del agua del mar, es decir son las responsables de la circulación de las masas de agua a escala oceánica y local, y por tanto tienen un papel principal en la distribución del calor en los océanos y la atmósfera. Además, la salinidad está directamente relacionada con el ciclo hidrológico, así, la variación de la salinidad superficial informa de la entrada y salida de agua dulce al océano resultado de la precipitación, evaporación, deshielo y escorrentía. El estudio de la temperatura y salinidad es básico para conocer la dinámica oceánica, su variabilidad a largo plazo podría indicar evidencias de cambio climático, pero también son parámetros de gran importancia desde el punto de vista de los ecosistemas.

Es fundamental establecer controles de calidad para asegurar la validez de los datos que se pretenden difundir. En el caso de los datos registrados en continuo es importante aplicar estos controles sistemáticamente tras su adquisición puesto que nos permiten detectar y corregir desviaciones en el funcionamiento de los sensores y así obtener series temporales validadas más completas. En este trabajo presenta la serie temporal validada de los datos del TSG a bordo en el B/O José Rioja, barco del Centro Oceanográfico de Santander, desde octubre de 2002 hasta finales de 2011, como un atlas de temperatura y salinidad superficial a lo largo de las costas asturianas y cántabras. Para diseñar el control de calidad aplicado a los datos se han tomado como referencia las directrices de GOSUD y FerryBox. El atlas consta de dos tipos de mapas, unos muestran los valores de temperatura y salinidad superficial a lo largo de la ruta descrita por el barco y los otros son mapas con datos interpolados en una malla de 0.05° x 0.05°. Este atlas recoge los datos mensuales de un sistema costero sometido a una alta variabilidad diaria por estar sometido a la influencia directa de las mareas y los aportes fluviales. Se han calculado las medias mensuales de las variables como información orientativa de la variabilidad de la zona y se ha diseñado una web para hacer accesible toda esta información.

2. MATERIAL Y MÉTODOLOGÍA

El TSG del B/O José Rioja, barco vinculado al Centro Oceanográfico de Santander, se instaló en octubre de 2002 como contribución del IEO al proyecto Ferrybox y continua operativo desde entonces. Su zona de muestreo comprende las aguas costeras cantábricas, y su calendario de actividad depende de los distintos proyectos que se estén llevando a cabo, así como de los condicionantes impuestos por su mantenimiento y las condiciones meteorológicas. En este trabajo se han utilizado los datos desde la instalación del TSG hasta finales de 2011 para elaborar un atlas de temperatura y salinidad superficial a lo largo de la zona de trabajo del B/O José Rioja: las costas asturianas y cántabras.

La temperatura y salinidad superficial del mar se mide en continuo con el TSG SBE21. El TSG instalado a bordo del B/O José Rioja, tiene 2 sensores de temperatura, el primario alojado dentro de

⁽²⁾IEO-Sede Central, C/Corazón de María 8, 28002, Madrid,

la carcasa del aparato junto con el sensor de conductividad y el secundario, un SBE3, situado en la entrada de agua de mar de barco. Son necesarios 2 termistores porque la temperatura del agua cambia durante su recorrido desde la entrada hasta el TSG, de forma que la temperatura medida por el sensor primario no representa la temperatura del agua superficial del mar. Así, el sensor de temperatura externo, el situado en la entrada de la toma de agua, nos informa de la temperatura superficial del agua de mar. Mientras que el interno, alojado dentro de la carcasa, se utiliza para calcular la salinidad. La conductividad tiene una fuerte dependencia con la temperatura que hace necesario conocer la temperatura en el momento en que se mide la conductividad para poder calcular correctamente la salinidad.

El atlas abarca un periodo de aproximadamente 10 años, desde la instalación del TSG en octubre de 2002 hasta diciembre de 2011. En la Figura 1 se muestra la distribución temporal de los registros. La falta de datos en el periodo agosto-octubre de 2003 corresponde a una reparación del instrumento, y los periodos de octubre-2005 y mayo-2008 a varadas de mantenimiento del buque.

Cronograma, B/O Rioja	
2011	
2010	
2009	
2008	
2007	
2006	
2005	
2004	
2003	
2002	1 4 1 1 1 4 4 4 4 4 1
Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep	Oct Nov Dec

Figura 1. Distribución temporal de los registros del TSG para el periodo de estudio (octubre de 2002 – diciembre de 2011). Se puede observar que hay observaciones para prácticamente todos los meses. (Data timedistribution of TSG records (oct-2002 to dec2011). Almost every month is sampled as can be observed)

La máxima área cubierta por este atlas abarca la zona costera del mar Cantábrico entre Ribadeo, al oeste de Asturias, y Castro Urdiales, al este de Cantabria, sin embargo la cobertura estándar está limitada a la zona entre Cudillero y Santander. La periodicidad establecida de los muestreos es mensual para los radiales de Santander, Gijón y Cudillero, y trimestral en los muestreos de calidad de agua que se extienden hasta Ribadeo y/o Castro Urdiales.

La temperatura y salinidad superficial del agua de mar se muestrean cada 10s y se registran en tiempo presente en un ordenador a bordo. Periódicamente, generalmente a principios de mes, se graban los archivos del mes anterior para su procesado en el laboratorio. Los datos registrados en formato hexadecimal por el TSG se convierten a formato ASCII con el software proporcionado por la propia casa Seabird (SBE Data Processing, v7.18c) mediante el fichero de configuración correspondiente. El control de calidad de los datos se ha diseñado a partir de las recomendaciones de GOSUD utilizando MatLab para su aplicación.

Se han procesado un total de 1 039 archivos, que ocupan 119 Mb en ASCII, y contienen un total de $\sim 1.36 * 10^6$ registros, es decir, alrededor de 3 780h de registros de temperatura y salinidad superficial del mar.

Cálculo de promedios y elaboración de series temporales

A pesar de la naturaleza tan costera de los datos, se ha considerado interesante calcular los promedios mensuales de la temperatura y salinidad superficial para tener una idea de la variabilidad temporal y espacial. Para ello se han calculado los promedios mensuales, y su desviación estándar, para cada año considerando 3 zonas: el área total cubierta por atlas, la región del radial de Santander para representar la zona Este y la región de los radiales de Cudillero y Gijón, representando la zona Oeste.

Análisis espacial

La presentación de los resultados se realiza a través de mapas horizontales mensuales que permiten observar las variaciones espaciales de la temperatura y salinidad superficial del mar de los valores observados a lo largo de la trayectoria del barco. Se ha utilizado la proyección Mercator para construir los mapas, y los valores de las variables se muestran mediante una escala de color. Esta escala de color es fija en los mapas mensuales de salinidad superficial de mar para facilitar la comparación visual. La alta variabilidad anual de la temperatura (~14° C) no permite identificar estructuras si se mantiene una escala anual, por ello, en los mapas mensuales de temperatura superficial del mar se han definido escalas de color estacionales.

Además de estos mapas de valores observados durante la trayectoria del barco, se han elaborado mapas con valores interpolados para obtener una visión más amplia de las estructuras hidrológicas. Se ha utilizado el Análisis Objetivo como método de interpolación puesto que es el método que mejor se ha ajustado a la distribución de los datos y porque permite conocer el error asociado las estimaciones en cada punto. Además de ser uso común en oceanografía (Hiller and Kase, 1983; Bennet, 1992), también en zonas costeras (Pierini et al. 2008; Lynch and McGillicuddy, 2001), se ha utilizado para la elaboración de otros atlas (Charraudeau and Vandermeirsch, 2006; Matishov et al, 1998).

3. CONTROL DE CALIDAD

El control de calidad consiste en aplicar una serie de tests al conjunto de los datos para asignar a cada observación un código que nos informa de la validez de esa observación. Los 'flags' o marcadores del control de calidad son imprescindibles para la difusión de los datos puesto que son los que informan de su fiabilidad, facilitando así el uso de los datos por terceros. Se utiliza la misma escala que la recomendada por SeaDataNet para el procesado de datos en modo diferido (Tabla 1), puesto que es ampliamente empleada en oceanografía (UNESCO-IOC, 2010; CEC/DG XII, MAST y IOC/IODE, 1993).

Tabla 1 - Significado de los códigos de calidad estándar de SeaDataNet basados en los utilizados por IGOSS/UOT/GTSPP y Argo. (*Quality control codes for SeaDataNets*)

	J
Código	Significado
0	Dato sin control de calidad
1	Dato bueno
2	Dato probablemente bueno
3	Dato erróneo pero probablemente corregible
4	Dato erróneo
5	Dato cambiado
8	Valor interpolado
9	Dato perdido

El Control de Calidad se ha diseñado en 2 etapas. En la primera se somete a los datos a un control preliminar básico totalmente automático, a continuación se aplican otra serie de tests más específicos de la región de estudio y entre ellos, algunos requieren la inspección visual para determinar la calidad de las observaciones. Un paso previo a la aplicación de los test consiste en eliminar los primeros minutos del registro ya que corresponden con el periodo de atemperamiento de los sensores.

Control de calidad preliminar

El control preliminar se considera básico porque si alguno de los test falla indica que hay un error grave en el registro y por tanto hay que descartarlo en su totalidad. Su objetivo es eliminar errores en la fecha, en la posición y en el funcionamiento general de los sensores. En este primer paso se aplican los siguientes tests:

- <u>Test de fecha</u>: verifica que todas las observaciones llevan asociados los datos de hora y día del muestreo y que la hora de muestreo va aumentando 10s entre observaciones consecutivas. Es un control que corrige errores en el reloj del TSG. Si falla hay que eliminar todo el registro porque los datos no tienen una referencia temporal válida.
- 2. <u>Test de posición:</u> como es esencial que las medidas de temperatura y salinidad estén correctamente georreferencidas, primero comprueba que todos los datos tienen asociada una posición, eliminando los registros que carecen de ella. A continuación se realiza otro test para detectar si la posición permanece constante durante varias observaciones consecutivas, si es así se eliminan los registros porque indican un mal funcionamiento del GPS o que el barco está parado en puerto y el TSG se ha quedado encendido.
- 3. <u>Test del rango global de las variables</u>: determina que las observaciones tienen unos valores físicamente posibles para la variable medida. Se eliminan los registros que tienen valores de las variables fuera de los rangos mostrados en la Tabla 2.

 Tabla 2 – Rangos globales para las variables. (Variable global ranges)

Variable	Rango
Latitud	[-90 -90]
Longitud	[-180 180]
Temperatura	[-3 35]°C
Salinidad	[0 40]

- 4. <u>Test de Duplicados:</u> localiza registros con la misma hora y posición y elimina todos excepto el primero.
- <u>Test de valores constantes:</u> localiza registros consecutivos con idéntico valor para las observaciones de los 2 sensores de temperatura y el de conductividad y elimina todos excepto el primero.

El procedimiento de eliminación del registro cuando falla alguno de los test anteriores consiste en asignar el código de dato erróneo, 4 (ver Tabla 1) a todas las variables, porque estos controles son básicos. Conviene aclarar que a lo largo del texto cuando se habla de eliminar registros se refiere a que se inutilizan para los siguientes análisis, pero los datos no se borran.

Control de calidad secundario

En esta segunda etapa del control de calidad los 3 primeros test también son básicos, es decir que si fallan hay que eliminar toda la línea de registro ('flag' 4 para todas la variables) porque evalúan la posición de las observaciones. Sin embargo en los demás solo se asigna el código de dato malo a las variables que no superan el test porque estos últimos están dirigidos a verificar el comportamiento de los sensores.

1. <u>Test regional de la posición:</u> comprueba que la posición de las observaciones está dentro de los límites del área de trabajo del barco: entre 43° y 44° N de latitud y entre 3° y 8° W de longitud.

- <u>Test de velocidad:</u> la distancia recorrida entre 2 observaciones no puede ser mayor a la permitida por la máxima velocidad que puede alcanzar el barco. Mediante este test se eliminan los registros en los que se sobrepasa la distancia correspondiente a una velocidad de 14 kn.
- 3. <u>Test de la trayectoria:</u> mediante este test se verifica que la trayectoria del barco es posible, es decir que la posición de las observaciones está en el mar y que coincide con la ruta del barco, por tanto requiere inspección visual. Para determinar si las posiciones están sobre tierra o mar se utiliza la línea de costa de alta resolución GSHHS (Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, Wessel and Smith,1996).
- 4. <u>Test de revisión del atemperamiento:</u> consiste en una inspección visual de la evolución temporal de los datos de temperatura y salinidad para ver si es necesario eliminar más observaciones al comienzo del registro a causa del atemperamiento de los sensores.
- 5. <u>Test regional de temperatura y salinidad:</u> evalúa la validez de los valores de temperatura y salinidad para la zona, se realiza mediante inspección visual determinando los valores máximos y mínimos a partir de la posición y época de las observaciones.
- 6. <u>Test de 'spikes':</u> identifica valores de temperatura o salinidad muy distintos en comparación con el valor anterior y el posterior y los elimina porque no es posible que esa diferencia sea real. Este test se define mediante la siguiente expresión:

$$V_{i} - \frac{(V_{i+1} + V_{i-1})}{2} - \frac{|V_{i+1} - V_{i-1}|}{2}$$
(1)

donde *i* es la observación que está siendo evaluada, i+1 la siguiente y *i*-1 la anterior.

Se considera que falla si es mayor de 6° C para la temperatura, y de 0.9 psu para la salinidad.

7. <u>Test de gradiente:</u> identifica diferencias demasiado grandes entre observaciones consecutivas que no pueden explicarse por la existencia de un gradiente en la zona. Este test se define mediante la siguiente expresión:

$$\left| V_{i} - \frac{(V_{i+1} + V_{i-1})}{2} \right|$$
 (2)

donde *i* es la observación que está siendo evaluada, i+1 la siguiente y i-1 la anterior.

Se considera que falla si es mayor de 9° C para la temperatura y de 1.5 psu para la salinidad.

- 8. <u>Test de comparación con la media:</u> este test compara el valor de cada observación con el de la media de las observaciones de ± 3 intervalos de muestreo. Se considera que falla si la diferencia es mayor de 2 veces la desviación estándar del mismo periodo (± 3 intervalos de muestreo).
- <u>Test de valores aislados:</u> elimina las observaciones que han quedado aisladas después de aplicar todos los test. Se considera que un valor está aislado si las 3 observaciones anteriores y posteriores han sido eliminadas.

Realizados todos los test del control de calidad se aplica a los datos un filtro para suavizar la señal y eliminar las altas frecuencias.

Se ha utilizado el filtro de Godin (1972), que es uno de los filtros de medias móviles más sencillos y a la vez más utilizados en oceanografía física. Se aplica el filtro A3A3 para obtener los datos filtrados a 30s y se les vuelva a ejecutar el control de calidad completo para corregir posibles errores debidos al cálculo de la media móvil.

Comparación con otros datos

Los valores registrados por el TSG se han comparado con las muestras de salinidad y las estaciones de CTD disponibles. Durante la vigencia del proyecto Ferrybox periódicamente se tomaron muestras para la determinación de salinidad, mayoritariamente en las rutas de navegación, sin embargo una vez que finalizó también cesó la toma de muestras. Como resultado entre mayo de 2003 y agosto de 2005 se tomaron 588 muestras de salinidad, y el resto un total de 10 corresponden a abril y noviembre de 2011. La comparación es directa entre el resultado de las determinaciones de salinidad y el valor de salinidad registrado por el TSG en el momento de la toma de muestra.

Para la comparación con los perfiles del CTD se han utilizado los archivos disponibles de las estaciones de la sección de Santander tomando los valores de temperatura y salinidad a 1m de profundidad, ya que la toma de agua del barco está aproximadamente a esa distancia de la superficie del mar. En este caso le elección de la pareja de valores para la comparación se ha hecho a partir de la posición de las estaciones, principalmente debido a que hasta diciembre de 2006 los muestreos con el CTD y el TSG no eran simultáneos en el tiempo, las estaciones de CTD se realizaban a la ida y el TSG se encendía a la vuelta. Aunque los resultados hasta diciembre de 2006 no se utilizan para calibrar el sensor, sí permiten detectar comportamientos anómalos de los sensores.

A partir de los resultados de las comparaciones se determina si los registros se consideran válidos, si se pueden corregir tras aplicar un offset o por el contrario si hay que descartarlos; y se les asignan los correspondientes marcadores de calidad (1, 3 ó 4, respectivamente – tabla 1). El archivo resultante con la información de la fecha, latitud, longitud, temperatura, incluyendo la del sensor interno, y salinidad de todas las observaciones del TSG desde octubre de 2002 hasta diciembre de 2011 se transforma al formato MEDAR para almacenarlo en la base de datos del IEO que está estandarizada a nivel europeo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la difusión de datos oceanográficos resulta imprescindible que estos se hayan sometido a un control de calidad que asegure su validez. El control de calidad aplicado en este trabajo se ha desarrollado a partir de las recomendaciones de GOSUD puesto que uno de sus objetivos es establecer un protocolo internacional de control de calidad para los datos superficiales registrados desde barcos en movimiento. Las recomendaciones se han adaptado a las necesidades particulares del estudio, así la identificación de la plataforma no ha sido necesaria porque solamente disponemos de datos de un único barco, el B/O José Rioja, pero se ha incorporados los controles del test de duplicados, valores constantes, comparación con la media y valores aislados que no están contemplados en las recomendaciones de GOSUD.

Se ha optado por dividir el control de calidad en 2 etapas para separar las rutinas totalmente automáticas, que no precisan revisión, de las que requieren una intervención manual e inspección visual para determinar la calidad de las observaciones. En el control preliminar se revisa el comportamiento de los sensores, del GPS y del reloj desde un punto de vista general para determinar si los valores son físicamente posibles, por eso si alguno de ellos falla, invalida toda la línea de registro. El control de calidad secundario Antes de aplicar los controles de calidad se procede a eliminar los registros correspondientes al periodo de atemperamiento de los sensores, ya que la señal tarda unos minutos en estabilizarse. Se ha observado que cada uno de los sensores tiene un comportamiento diferente, por ello se ha adaptado el número de datos eliminados al tiempo de respuesta del sensor. Hay que eliminar aproximadamente el doble de datos de salinidad superficial del mar que de temperatura.

Los 2 últimos tests de control de calidad no aparecen en las recomendaciones de GOSUD, pero dada la naturaleza tan costera de la zona de estudio, se ha considerado necesario implementarlos, en particular el test de la comparación con la media. En último lugar se aplica el test de valores aislados porque, tras ejecutar todos los test, se considera de validez dudosa un valor que haya quedado aislado de otras observaciones válidas. El filtro de Godin se aplica después del control de calidad para evitar tomar como válidos datos erróneos, puesto que el filtro podría suavizar datos anómalos.

En la Figura 2 se muestra el resultado del control de calidad, como se puede observar la salinidad es la variable con mayor número de datos erróneos de todas las medidas. Aproximadamente el 20 % de los datos de salinidad no superan el control de calidad frente al 5% para la latitud, longitud y temperatura externa y 6% de la temperatura interna. Cabe resaltar que no se han detectado fallos en el reloj.



Figura 2. Número total de observaciones analizadas (negro) y número de datos erróneos para cada variable (gris). En el gráfico superior se ha representado en detalle el porcentaje de datos no válidos para cada variable. (Total amount of analysed observations-black- and erroneous data for each variable-grey. Up the percentage of erroneous data for each variable)

El relativamente elevado número de datos erróneos de salinidad refleja la sensibilidad de la célula de conductividad. De hecho, al trabajar con equipos que también tienen sensores de conductividad, como los CTDs, el fabricante aconseja evitar el muestreo en los primeros metros de la columna de agua por la posible presencia de compuestos, como hidrocarburos y aceites, que ensucian el sensor. Debido a ello, el atemperamiento de los CTDs suele realizarse a unos 3m de profundidad. En general, la acumulación de sustancias que pueden alterar el correcto funcionamiento del sensor de conductividad es mayor en las zonas costeras por la proximidad a los núcleos urbanos. De ahí, la importancia de no poner en marcha el aparato en el puerto o en el interior de bahías o ríos. La interfase agua-aire es otra zona de potencial presencia de contaminantes que pueden entrar en el circuito del TSG del Rioja, durante el cabeceo de un barco de tan poco calado (1.1m máximo) a causa del oleaje.

La sensibilidad de sensor de conductividad se manifiesta mediante la deriva de las medidas de salinidad hacia valores cada vez más bajos (Figura 3). Fenómeno que se ha observado principalmente en las navegaciones entre Santander y Gijón, y podría deberse a que durante este recorrido el barco atraviesa las plumas de ríos que contienen sustancias que interfieren en la medida del sensor. Así, en la validación de datos de salinidad de zonas tan costeras es importante tener presente que la influencia de las plumas de los ríos puede extenderse hacia mar adentro más de lo habitual debido al efecto de las mareas y/o el viento.



Figura 3. Registro de salinidad durante la navegación de Santander a Gijón que muestra la deriva hacia valores cada vez más bajos. (Salinity record from Santander to Gijon, continuous deviation to lower values can be observed)

Los resultados de la comparación de los datos del TSG con las muestras de salinidad y estaciones de CTD disponibles no muestran un patrón o tendencia que permita aplicar la misma corrección a todo el conjunto de los datos. Nuevamente, esto es debido a que la naturaleza tan costera de las medidas junto con la toma de agua tan somera del barco (entre 0.5 y 1m de la superficie) limitan el buen funcionamiento del sensor de conductividad.

Dada la variabilidad de las diferencias y la ausencia de una tendencia clara que permita establecer una línea de calibrado, hay que corregir los archivos de forma individualizada por zonas de muestreo. En un futuro, puesto que escapa al ámbito de este trabajo, se recopilarán los perfiles de los CTDs realizados en los radiales de Cudillero y Gijón para realizar las correspondientes comparaciones. De forma que las aplicaciones del presente atlas se limitan a la identificación de las principales estructuras horizontales de la zona, los frentes térmicos y las plumas fluviales, y a una descripción cualitativa de la variabilidad geográfica.

Se han elaborado series temporales de temperatura y salinidad superficial del mar, así como gráficos que muestran la variabilidad intra-anual, para las 3 zonas consideradas: la cobertura total del atlas, la región Este (representada por el radial de Santander) y la región Oeste (representada por los radiales de Gijón y Cudillero). El estudio de la variabilidad la capa superficial de los océanos es interesante puesto que refleja el resultado de la interacción con la atmósfera, ya que al estar en contacto directo intercambian agua y calor, entre otros.

Las series temporales elaboradas para las 3 zonas diferenciadas reflejan la marcada estacionalidad de la variabilidad de la temperatura asociada al ciclo anual de insolación (Figura 4). La diferencia media entre el calentamiento estival y el enfriamiento invernal del agua superficial es de alrededor de 8° C para toda la zona, ligeramente inferior, 7.5° C, para la zona W y superior, 9° C, para la E. En el caso de la salinidad no se observa el ciclo estacional, lo que señala la sensibilidad de esta capa superficial a eventos de precipitación, a la advección de plumas, etc. Parece identificarse un aumento en la salinidad durante 2011 para las 3 zonas, que podría relacionarse con la menor precipitación de ese año.

En el caso de la región E llama la atención la disminución de la salinidad en julio y agosto, se cree que podría deberse a la advección de las plumas de los ríos franceses (Somavilla, R., et al., 2012). Para las 3 zonas se observa un aumento de la salinidad en 2011 entre mayo y octubre.



Figura 4. Serie temporal de los promedios mensuales de la temperatura y salinidad superficial para toda la zona de estudio (a), para la zona Oeste que comprende los radiales de Gijón y Cudillero (b), y para la zona Este, el radial de Santander. (Monthly jeans for SST and SSS for the whole area –a-, West area (Cudillero and Gijon sections)- b-, and East area in front of Santander –c-)

Los mapas interpolados permiten obtener una visión más general de las condiciones en la región de estudio pero hay que tener en cuenta que cuanto más nos alejamos de la trayectoria seguida por el barco aumenta el error de la estimación. En la Figura 5 se ilustra como mediante el mapa interpolado de salinidad para 2005 se puede identificar el alcance de la influencia de los ríos en el mar Cantábrico, que solamente se podía intuir a través del mapa de los valores observados durante marzo del mismo año. Los mapas estacionales son los que cuentan con menor número de observaciones, por tanto presentan un área mayor sin información interpolada. En el futuro se pretende completar el área sin observaciones entre los radiales de Gijón y Santander con datos de climatologías para mejorar el resultado de la interpolación en esa zona, tanto para los mapas estacionales como para los anuales y mensuales.



Figura 5 Mapa de salinidad superficial interpolado para 2005 (SSS interpolated map for 2005)

Dado el eminente carácter visual de la información, la difusión de los resultados del presente trabajo, descritos en los apartados anteriores, así como los mapas elaborados y los promedios obtenidos se realiza a través de Internet en la siguiente dirección web: <u>http://www.ieo.es/tr/TSG-Rioja/index.html</u>. Este atlas permite la

localización de frentes de afloramiento y plumas fluviales en las costas de Asturias y Cantabria, con la importante implicación ecológica ya que pueden relacionarse con la presencia de plancton, aves e incluso peces de interés comercial. Además también permite obtener una idea general de la variabilidad temporal y espacial de la zona, puede utilizarse como marco de referencia para el diseño de otros experimentos en el mismo área y como referencia en la aplicación y desarrollo de controles de calidad para TSGs y otros instrumentos.

5. REFERENCIAS

CEC/DG XII, MAST and IOC/IODE. 1993. Manual of Quality Control Procedures for validation of Oceanographic Data. UNESCO Manual and Guides N° 26, 436 P.

Charraudeau, R., and Vandermeirsch, F. 2006. Bay of Biscay's temperature and salinity climatology. Sea Tech Week. Godin, G. 1972. The analysis of tides. University of Toronto Press, p. 65.

- Hiller, W., Kase, R. H. 1983. Objetive analysis of hydrographic data sets from mesoescale surveys. Ber. Inst. Meereskd. Univ. Kiel, 116
- Lynch, D.R., and McGillicuddy, D.J. 2001. Objective analysis for coastal regimes. Continental Shelf Research 21. 1299–1315
- Matishov, G., Zyev, A., Golubev, V., Adrov, N, Slobodin, V., Levitus, S. And Smolyar, I. 1998. Climatic Atlas of the Barents Sea 1998: Temperatura, salinity, oxygen.
 World Data Center – A Oceanography International Ocean Atlas Series, Vol. 1 NOAA Atlas NESDIS 26.
- Pierini, J. O., Sassi, M., y Perillo, G. 2008. Aplicación de un método de interpolación en regiones costeras GEOACTA 33, 81-90, ISSN 1852-7744 1
- Somavilla, R., González-Pola, C., Lavín, A., and Rodriguez, C. 2012. Temperature and salinity variability in the south-eastern corner of the Bay of Biscay (NE Atlantic), J. Mar. Syst. doi:10.1016/j.jmarsys.2012.02.010
- Mar. Syst. doi:10.1016/j.jmarsys.2012.02.010
 Wessel, P., and Smith, W. H. F. 1996. Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database. J. Geophys. Res., 101(B4), 8741-8743, doi: 10.1029/96JB00104.

High-frequency temperature data at the Rande strait (Ria de Vigo, RAIA project): new approaches and insights

Belén Martín-Míguez⁽¹⁾, Mohammad Heidarzadeh⁽²⁾, Silvia Piedracoba⁽³⁾ and RAIA group

⁽¹⁾ Centro Tecnológico del Mar, Fundación CETMAR, Eduardo Cabello s/n 36208, Vigo, Spain, bmartin@cetmar.org ⁽²⁾ Faculty of Civil and Environmental Engineering, Tarbiat Modares University, Al-e-Ahmad Highway, Pol-e-Gisha,

Tehran, P.O.Box: 14115-397, Iran, m.heidarzadeh@modares.ac.ir

⁽³⁾ Universidad de Vigo, Departamento de Física Aplicada, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo, Spain, spiedra@uvigo.es

SUMMARY

The RAIA project aims at building an oceanographic observatory for the NW coast of the Iberian Peninsula. Several oceanographic buoys providing real time high-frequency data have been deployed in the framework of this project. This improved temporal resolution allows approaching the study of data from a new perspective, investigating processes occurring at the supratidal range. Furthermore, the continuity of the time series as opposed to the sporadic sampling done so far permits gaining new insights into already well-known phenomena such as the upwelling. Here we present the preliminary analysis performed on a 3-year long seawater temperature time series measured at the Rande strait (inner part of the Ria de Vigo, Spain) with a sampling period of 10 min. After undergoing a thorough quality control process, the data were analysed using the spectral and wavelet analysis techniques. First results reflect the effect and relative importance of the different factors driving temperature variability, the most evident of them all, the seasonal variability. The footprint of upwelling-downwelling processes is particularly evident during summer periods and is comparable to the effect of the semidiurnal tide. In the supratidal range, this study reveals new features including peaks of energy at the quartidiurnal frequencies.

1. INTRODUCTION

The NW coast of the Iberian Peninsula has been profusely studied in the last decades with all kind of oceanographic variables being measured. Particularly, the Rías Baixas (Fig. 1) and the Ría de Vigo have been the subject of numerous projects where hydrographic datasets have been gathered (Gilcoto et al., 2007; Mouriño and Fraga, 1982; Mouriño et al., 1984; Nogueira et al., 1997a; b; 1998; Pérez et al., 1985; Piedracoba et al., 2005; Piedracoba et al., 2008). Many of those projects approached the study of the two-layered residual circulation and the influence of shelf winds in the Ría hydrodinamics, mostly describing processes taking place in the subtidal time-scale. There are also some longterm programmes running such as the Radiales Project (Gago et al., 2011, Valdés et al., 2002) where thermohaline conditions are regularly monitored. Despite this background, simultaneous measurements of salinity and temperature profiles with enough temporal and spatial resolution are yet required to allow a good the following understanding of estuarine dynamics stratification/destratification cycles (Simpson et al., 1990; Stacey et al., 2001).

In addition to this, in the last decades, the interest in real-time monitoring of the environmental variables has grown at coastal areas. This has implied the implementation of observation networks equipped with oceanographic sensors capable of continuously delivering data at high-frequency rates and contrasts with the intermittent nature of the observations in the past. Within this context, the RAIA project aims to build a cross-border oceanographic observatory for the NW coast of the Iberian Peninsula (SW Europe). This involves the deployment of a network of stations equipped with meteorological and oceanographic sensors (Figure 1). Measured variables include wind, air temperature and humidity as well as seawater velocity, temperature, salinity and pressure. Data are sent to the RAIA project server where the information is centralized and disseminated (www.marnaraia.org). In the case of thermohaline variables, raw 10-min data, together with daily and monthly values can be visualised and downloaded.

From the all available data, here we will report and analyze the time series of seawater temperature taken at the inner part of the Ría de Vigo, at the Rande Strait (Fig. 1). Our aim is to describe the variability of the seawater temperature and relate it to the forcings driving this variability from the seasonal to the supratidal range. This is the first time a study using the spectral and wavelet analysis





Figure 1 – Map of the region covered by the RAIA oceanographic observatory. The triangles show the location of the stations. The dashed rectangles delimit the Rias Baixas and the Ria de Vigo.

2. MATERIALS AND METHODS

As we have just mentioned, this study focuses on the time series of seawater temperature taken at the Rande Strait. The Rande Strait (1 km width, 20 m depth) is crossed by a bridge and one of its pillars is used as an observation platform with several oceanographic and meteorological sensors installed. It is an area of particular interest because it delineates the border between an ocean-dominated and a freshwater-dominated environment.

Apart from the fact that the sampling area lies within an interesting location, the decision to focus on temperature data was based on a preliminary quality control of the RAIA whole data set. The time series of seawater temperature proved particularly good, as they presented few outliers and gaps.

The methods used for the analysis of the data were: (1) quality control of the time series, (2) plotting of the final-screened time series, (3) spectral analysis, and (4) wavelet analysis. We will next describe each of these methods briefly.

The time series recorded by different ocean instruments usually contain spikes, gaps and outliers. Hence, it is a standard practice to screen the data before any further use. To screen the data here, an automated program within the MATLAB program (Mathworks, 2012) was developed to read the time series, to identify and remove the spikes and outliers as well as to fill in the gaps. The corrected time series was finally plotted and visually inspected to check that the final data were correct and get rid of spurious data that had not been identified before.

For the spectral analysis, we used the multitaper method (Percival and Walden, 1993) applying the function PMTM in MATLAB program. Spectral analysis has been broadly used to examine periodicities in geophysical time series, which can be particularly useful when forcing are stationary in time. However, this is not usually the case, and there is a strong non-stationary component underlying most of the geophysical signals. The wavelet analysis permits overcoming this limitation and has often been applied to the study of many oceanographic variables (Lee and Lwiza, 2008). In our case, the wavelet analysis will show which signals are dominating at different time scales and how their effect changes between cold and warm seasons. In this study we applied the wavelet package developed by Torrence and Compo (1998).



Figure 2 - Time series of seawater temperature data at the upper (- 4.6 m) and bottom (-17.6 m) levels of the water column measured at Rande Strait.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Figure 2 shows the evolution of the seawater temperature at 4.6 m depth (upper level, black line) and 17.6 m depth (bottom level, grey line). The time series span almost three years, from 2 November 2007 to 17 October 2010.

Seasonal variation

By focusing on one time series at a time, we can clearly observe some of the most important features in the subtidal range. The annual cycle outstands as particularly evident. This is a well-known feature, related to the annual cycle of solar radiation and typical of middle latitudes. Solar radiation values range from 2200 10kJ/(m².day) in June to 500 10kJ/(m².day) in December. Solar radiation values were taken at a nearby meteorological station over the period 2008-2012 and downloaded from the Meteogalicia (Galician Institute of Meteorology) website (www.meteogalicia.es). Due to the influence of this solar radiation cycle, monthly averaged seawater temperatures decrease 5° in the upper layer, and 3° in the bottom layer between summer and winter. Monthly values of seawater temperature and solar radiation were compared by means of the lagged correlation coefficient. Maximum values for the correlation were obtained when the seawater temperature was lagged for 1 month (upper temperature) and for 2 months (bottom temperature) with respect to the solar radiation one. This corroborates previous findings in Nogueira et al. (1997).

Upwelling-downwelling variation

In Figure 2 we can also observe shorter-period oscillations (2-3 weeks) superimposed to the previous ones, with amplitudes of 6° in summer, but much less intense in winter (around 2°). These oscillations are related to the occurrence of wind-driven upwelling and down-welling processes typical of the region. From April to October, coastal winds are typically equatorward, whereas they are poleward from November to March.

Upwelling events bring rich-nutrient waters in the Ría, which explains the high biological productivity of the area. The relationship between these upwelling events and thermohaline variables has been intensively studied in the last decades (for a review, see, for instance, Ospina-Alvarez et al., 2010 or Varela et al., 2003). Upwelling introduces colder and more saline waters in the Rías and this translates into lower values of seawater temperature.

Vertical differences

The seasonal variation and the footprint of upwelling and downwelling processes described above can be found in both the upper and bottom time series. Similarities between both time series are indeed evident, with a correlation coefficient of 0.9 and a Root Mean Square Error of 1.1° between the two time series. Nevertheless, there are also vertical differences worth highlighting.

In general, the upper temperature is higher than the bottom temperature. Mean temperature for the whole sampling period at the upper level is 14.94 °C whereas it is 14.42 °C at the bottom level. However, thermal inversion can take place during autumn-winter periods, from November-December to February-March. In this

period, temperature at the upper layers can be colder than at the bottom. This thermal inversion is related to the increase of continental runoff and rainfalls in winter. This favours the presence of a strong halocline, with fresher, less dense waters occupying shallower levels.

Spectral analysis

In order to further investigate the phenomena causing changes in the seawater temperature, we estimated the power spectral density of the temperature signal using a window length of 240 days. This window length implies that we will not be able to consider the annual cycle here. The results are presented in Figure 3.

The highest energy content is found in the subtidal range, both at the upper and the bottom layers. Several peaks can be discerned for periods in the range of 278-2778 hours (the period of 24 days is indicated as a reference in Figure 3). This suggests that the most important source of variability for seawater temperature at periods shorter than 120 d is the alternation between upwelling and downwelling processes, already evidenced in Figure 2. Álvarez-Salgado et al. (1993) estimated a periodicity of 14 ± 4 d for upwelling-downwelling processes based on a 6-month sampling programme.

The peak at diurnal frequencies is also clearly distinguishable. This peak is more remarkable at the upper layer, which suggests that changes at these frequencies are mostly related to the daily cycle of solar irradiance and not to currents. As we shall see next (Table 1), the diurnal tidal currents are not important in this location. However, the relevance of the tidal processes in the variation of seawater temperature is evidenced by the peak at 12h, whose magnitude is comparable to the ones found at subtidal frequencies for the upwelling-downwelling processes.



Figure 3 – Spectra of the time series of seawater temperature data at the upper (-4.6 m) and bottom (-17.6 m) levels at Rande station (black line). The red and blue dashed lines above and below each spectrum show the 95% confidence level for the spectral calculations.

Figure 3 also shows that there are also relevant peaks at supratidal frequencies, particularly those centered at a period of 6h. This is the most striking feature of the spectra and to our knowledge it is the first time that such a peak is acknowledged in a seawater temperature record in our region. In order to investigate the origin of these quartidiurnal peaks we analysed the time series of current speed obtained with an ADCP which was installed in the same location (the pillar of the Rande Bridge) and provided data from 1 June 2008 to 07 November 2008. For the purpose of our study, we only considered the current speed at one layer situated approximately at 4 m depth. We calculated the entrance-exit component of the current velocity on the main axis of the strait and performed the harmonic analysis of that component. The Matlab toolbox t_tide (Pawlowicz et al. 2002) was used for tidal analysis. Results are shown in Table 1 for the most important tidal components. Not surprisingly, the semidiurnal component M2 is the most important one in terms of amplitude (5 cm/s). But we can also see that the quartidiurnal shallow water components M4 and MS4 are relevant too, supporting the idea of an advective origin for the peak observed in the sea temperature record.

Table 1 – Results of the harmonic analysis of the current speed (components with greater amplitudes plus K1) Till Till

components with greater amplitudes plus iti)					
Fidal component	Period (h)	Amplitude (cm/s)			

M2	12.42	5.2 ± 0.4	
S2	12.00	1.9 ± 0.4	
M4	6.21	1.9 ± 0.2	
MS4	6.10	1.2 ± 0.2	
K1	24.39	0.2 ± 0.2	

Wavelet analysis

Figure 3 shows an average picture of the energy content but in fact it lacks in providing insights on how spectral powers vary in time. In order to study those temporal variations and to relate them better with the different processes originating changes in the seawater temperature, the wavelet transform technique was used.

The results of the wavelet analysis of the seawater temperature along the 3-year long study period are presented in Figure 4 (both upper and bottom levels). Warmer colours correspond to higher energy content. Focusing on a particular date as we go vertically through the plot, we can notice that the variability increases with the period, with maximum values appearing in the subtidal range. This happens all through the study period and coincides with the spectra shown in Figure 3. And yet the wavelet analysis also reveals certain particularities and seasonal changes in this general pattern.

First of all, we can see that spring-summer periods are more energetic than autumn-winter periods. In other words, seawater temperature changes more intensely in the period May-October, than between November-April and this occurs regardless the frequency range we are considering. It can be clearly seen, for instance, at the subtidal range for periods of around 500 h (marked by a horizontal dashed line) but it is also evident also at diurnal, semidiurnal and quartidiurnal frequencies.

There can be several reasons for this. On the one hand, the intensity of certain forcings can increase in summer. This is the case for upwelling and it is related to the wind patterns, which cause a stronger advection of water. In contrast, tidal currents are not expected to be more intense in summer. Our hypothesis is that if the tide that drives this variability does not have such a seasonal component, this means that the greater variability observed in summer and evidenced by the wavelet transform is in fact due to a sharper thermal gradient appearing between the inner part and the external part of the Ría, at both sides of the Rande Strait. In other words, the semidiurnal and quartidiurnal currents are not more intense in summer, but there are more differences between the waters that they bring in and out the Ría. This in turn can be related

to the influence of upwelling, which lifts cold waters to the coast (i.e. the external part of the Ría), whereas the inner part of the Ría – more confined and shallower- warms up more easily. Institutions such as the Spanish Institute of Oceanography (IEO) or INTECMAR operate in the region and undertake monitoring campaigns which provide data proving the existence of such a longitudinal thermal gradient (see, for instance, maps at the IEO web page http://www.vi.ieo.es/general/principal.aspx?web=condiciones_salina s.aspx, and data available at http://www.intecmar.org/ctd/). However, to our knowledge no systematic long-term study has been published as there are no continuous long time series available.

Wavelet analysis also highlights the effect of spring-neap tides in the temperature record at tidal frequencies in the shape of vertical packages along the horizontal axis. These vertical packages span approximately 15 days and are linked to the greater advection of water that occurs during spring tides, characterised by tidal ranges of 3 m (data retrieved from Puertos del Estado webpage, www.puertos.es) as opposed to neap tides (typical tidal ranges of 1 m).



Figure 4 – Wavelet analysis of the seawater temperature data at the upper (-4.6 m) and bottom (-17.6 m) levels.

4. SUMMARY AND PROSPECTS

In this contribution, we focused on the description and analysis of a 3-year-long seawater temperature record measured at the Rande strait (Ria de Vigo) in the framework of RAIA project.

The annual cycle of solar radiation appeared as the main driver of temperature variability. The footprint of upwellingdownwelling processes was also important, particularly during summer periods, whereas the effect of the semidiurnal tide brought about oscillations of up to 5 °C. The spectral analysis of the temperature data revealed for the first time a peak at the period of 6 h which is due to shallow water processes taking place in the Rande Strait. Finally, the application of wavelet analysis permitted studying the variation of the energy content along the 3year long sampling period, showing that spring-summer periods were more energetic than autumn-winter periods.

These results are a showcase of the enormous potential of the RAIA project in improving our understanding of the oceanographic conditions of the region. The higher temporal resolution of the thermohaline data provided by the RAIA network of buoys and stations can shed new light over many processes when applying techniques such as the wavelet analysis. In addition to this, the joint analysis of those thermohaline data

with other data also generated within the project (e.g. meteorological data, outputs from models) can also provide valuable information concerning the effect of the forcing. Issues such as the lag-time of response of the Rías system to wind stress or the renewal time have already been reported in previous works (Álvarez-Salgado et al., 2008; Piedracoba et al., 2005), however, the improved temporal length of the time series generated within the RAIA project will provide more reliable estimations. Going even further, the full realisation of the potential of the network will involve developing new products for sectors with specific needs such as the aquaculture, fisheries or tourism as well as addressing the EU demands expressed in the European Water Framework Directive (2000). Finally, this contribution evidences the importance of sustaining the RAIA network so that it can continue to provide useful oceanographic information.

5. REFERENCES

- Álvarez-Salgado X.A., G. Rosón, F.F. Pérez and Y. Pazos (1993): "Hydrographic variability off the Rias Baixas (NW Spain) during the upwelling season". *Journal of Geophysical Research*, 98, 14447–14455.
- Álvarez–Salgado X.A., U. Labarta, M.J. Fernández–Reiriz, F.G. Figueiras, G. Rosón, S. Piedracoba, R. Filgueira and J.M. Cabanas (2008): "Renewal time and the impact of harmful algal blooms on the extensive mussel raft culture of the Iberian coastal upwelling system (SW Europe)". *Harmful Algae*, 7, 849–855. European Water Framework Directive (2000).
- Gago J., J.M. Cabanas, G. Casas and A. Miranda (2011): "Thermohaline measurements in the continental shelf zone of the NW Iberian Peninsula, 1994– 2006". *Climate Research*, 48, 219-229.
- Gilcoto, M., P. C. Pardo, X. A. Álvarez-Salgado, and F. F. Pérez (2007), Exchange fluxes between the Ría de Vigo and the shelf: A bidirectional flow forced by remote wind, Journal of Geophysical Research, 112(C06), 21.
- Lee Y.J. and K.M.M. Lwiza (2008): "Factors driving bottom salinity variability in the Chesapeake Bay". Continental Shelf Research, 28, 1352-1362.
- Mathworks (2012). "MATLAB user guide" available at http://www.mathworks.com/. Accessed January 2012.
- Mouriño, C., and F. Fraga (1982), Hidrografía de la Ría de Vigo. 1976-1977. Influencia anormal del Río Miño, Investigación Pesquera, Barcelona, 46(3), 459-468.
- Mouriño, C., F. Fraga, and F. Fernández (1984), Hidrografía de la Ría de Vigo.1979-1980, paper presented at Actas do Primeiro Seminario de Ciencias do Mar: As rías galegas, Edicións do Castro, Vigo, 10, 11 e 12 de Marzo de 1983.
- Nogueira, E., F. F. Pérez, and A. F. Ríos (1997a), Seasonal patterns and long-term trends in an estuarine upwelling ecosystem (Ría de Vigo, NW Spain), Estuarine, Coastal and Shelf Science, 44(3), 285-300.
- Nogueira, E., F. F. Pérez, and A. F. Ríos (1997b), Modelling thermohaline properties in an estuarine upwelling ecosystem (Ría de Vigo:NW Spain) using Box-Jenking transfer function models, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 44(6), 685-702.
- Nogueira, E., F. F. Pérez, and A. F. Ríos (1998), Modelling nutrients and chlorophyll a Time Series in an estuarine upwelling ecosystem (Ría de Vigo:NW Spain) using the Box-Jenkins approach, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 46(2), 267-286.

- Ospina-Alvarez N., R. Prego, I. Alvarez, M. DeCastro, M.T. Alvarez-Ossorio, Y. Pazos, M.J. Campos, P. Bernardez, C. García-Soto, M. Gómez-Gesteira and M. Varela (2010): "Oceanographical patterns during a summer upwelling-downwelling event in the Northern Galician Rias. Comparison with the whole ria system (NW of Iberian Peninsula)" Continental Shelf Research, 30, 1362–1372 DOI: 10.1016/j.csr.2010.04.018
- Pawlowicz R., B. Beardsley and S. Lentz (2002): "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE", Computers and Geosciences, 28 (2002), 929-937.
- Percival, D.B., and Walden, A.T. (1993): "Spectral Analysis for Physical Applications: Multitaper and Conventional Univariate Techniques", Cambridge University Press, pp. 585.
- University Press, pp. 585. Pérez, F. F., A. F. Ríos, F. Fraga, and C. Mouriño (1985): Datos hidrográficos de la Ría de Vigo (1979-1984), Datos Informativos Rep. 14, 127 pp, Instituto de Investigaciones Pesqueras (C.S.I.C.), Barcelona.
- Piedracoba S., X.A. Álvarez–Salgado, G. Rosón and J.L. Herrera (2005): "Short time scale thermohaline variability and residual circulation in the central segment of the coastal upwelling system of the Ría de Vigo (NW Spain) during four contrasting periods". Journal of Geophysical Research, 110, C03018, doi: 10.1029/2004JC002556.
- Piedracoba, S., M. Nieto-Cid, C. Souto, M. Gilcoto, G. Rosón, X. A. Álvarez-Salgado, R. Varela, and F. G. Figueiras (2008): Physical-biological coupling in the coastal upwelling system of the Ría de Vigo (NW Spain). I: In situ approach, Marine Ecology Progress Series, 353(14), 27-40.
- Simpson, J. H., J. Brown, J. B. L. Matthews, and G. L. Allen (1990), Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification, Estuaries, 13(2), 125-132.
- Stacey, M. T., J. R. Burau, and S. G. Monismith (2001), Creation of residual flows in a partially stratified estuary, Journal of Geophysical Research, 106(C08), 17013-17037.
- Torrence C. and G.P. Compo (1998): "A practical guide to wavelet analysis". Bulletin of American Meteorologica Society, 79 (1), 61–78.
- Valdes L., A. Lavín, M.L. Fernandez de Puelles, M. Varela and others (2002): "Spanish ocean observation system. IEO core project: studies on time series of oceanographic data". In: Fleming NC et al. (eds) Operational oceanography: implementation at the European and regional scales. Elsevier Oceanographic Series, 66, 99–105
- Varela R.A., G. Roson, J.L. Herrera, S. Torres-Lopez and A.Fernandez-Romero (2005): "A general view of the hydrographic and dynamical patterns of the Rias Baixas adjacent sea area". Journal of Marine Systems, 54, 97–113

Control y difusión automatizada de datos de registros continuos de los buques del IEO Quality control and automatic dissemination of continuous data records of the IEO operated vessels

Elena Tel⁽¹⁾, Jose M. Cabanas⁽²⁾, Amaia Viloria⁽³⁾, Agueda Cabrero⁽²⁾, Gerardo Casas⁽²⁾, Gonzalo González-Nuevo⁽²⁾, Ángel Merino⁽³⁾, Ignacio Reguera⁽⁴⁾, Irene Chamarro⁽⁵⁾

⁽¹⁾Instituto Español de Oceanografía, Servicios Centrales, C/ Corazón de María 8, 28002, Madrid, elena.tel@md.ieo.es

⁽²⁾ Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Vigo, Subida a Radio Faro, 50-52, 36390, Vigo

⁽³⁾ Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Santander, Promontorio San Martín, s/n, 39004, Santander

⁽⁴⁾ Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Gijón, Avenida Príncipe de Asturias, 70 bis, 33212, Gijón

⁽⁵⁾ Escuela Politécnica Superior de Gandia (UPV), C/ Paraninf 1, 46730, Gandia

SUMMARY

During the last years, vessels operated by the Spanish Institute of Oceanography (IEO) are being gradually fitted out with equipments and systems for continuous data recording that allow to get the maximum advantage out of all the ships track. In particular, thermosalinometers, those register the seawater sub-superficial characteristics, and meteorological automatic stations. This information is systematically sent to the Data Center for its control, storage and dissemination. At present, the IEO is doing an important effort in the standardizing and automating routines and protocols in order to assure in near real-time the data quality and their free disposition for operational purposes. Besides, delayed-mode quality controls are realized on them before its definitive incorporation to the IEO oceanographic database which fulfils all the international standards, according to the European project SeaDataNet

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de su historia, El Instituto Español de Oceanografía (IEO) ha ido escribiendo y adaptando progresivamente el software para el análisis de datos en la medida de sus necesidades. En los últimos años la demanda de datos en tiempo-real o/y cuasi-real ha aumentado, a medida que los equipos de muestreo han ido mejorando sus capacidades y prestaciones. El Centro de Datos intenta dar respuesta a las necesidades que se plantean, no sólo a la comunidad científica, sino también otros sectores de la sociedad para los que la información marina en forma de producto elaborado es importante.

En 2006, se instaló un termosalinómetro (TSG) en el B/O Cornide de Saavedra. En 2008 se implementó un sistema informático de gestión de datos a bordo, que se completó posteriormente con una estación meteorológica automática Aandaera. Los buques B/O Jose Rioja y BO Jose María Navaz destinados a la investigación costera cuentan también con TSGs que muestrean en continuo las características del mar. La puesta en funcionamiento de los nuevos buques B/O Ramón Margalef y B/O Angeles Alvariño en 2012, supone un salto cualitativo en la cantidad y calidad de datos que se recogen en continuo y hace precisa una adaptación de la forma de gestionar los datos para poder hacerlos accesibles a un amplio número de usuarios con la mayor brevedad posible.

Recientemente, el IEO está trabajando para dar respuesta a estas necesidades, implementando progresivamente un sistema automatizado que reciba y procese los datos generados en continuo por los buques y los ponga, tras un mínimo control de calidad, accesibles a través de servicios web. Periódicamente, un control de calidad más exhaustivo permite guardarlos en formatos estandarizados para usos futuros.



Figura 1 -Sistema de recepción y gestión de los datos procedentes de los buques del IEO. (Data management system for IEO reserarch vessels)

2. EL SISTEMA AUTOMATIZADO DE GESTIÓN DE DATOS

La transmisión desde los buques se realiza diariamente por VSAT en B/O Cornide y B/O Margalef. El B/O Navaz transmite semanalmente por GPRS y el B/O Rioja mensualmente por el mismo conducto. La frecuencia de recepción y zona de muestreo de estos barcos responde a las necesidades propias de los proyectos que el IEO lleva a cabo en las Rías Bajas para el caso del B/O Navaz, y la costa cantábrica en las singladuras del B/O Rioja. Está prevista la incorporación a este sistema de los datos generados en el B/O Alvariño y B/O Navarro a lo largo del presente año.

Los controles de calidad automáticos permiten detectar y eliminar errores de reloj, así como los asociados a la posición y velocidad del buque según las recomendaciones de Maillard et al, (2001). De igual manera se trabaja en la detección automática de spikes y se definen rangos fuera de los cuales es precisa una inspección manual de los datos. Como resultado de estos controles los datos se marcan uno a uno con su correspondiente etiqueta de calidad de acuerdo con los criterios establecidos en el marco del proyecto MEDAR.

En el caso de tener frecuencias de muestreo muy altas los datos pasan por un filtro de Godin (1972). Estos datos son los que se utilizan para dibujar mapas de variables a lo largo de las trayectorias (ver Fig. 2) De manera simultánea se generan ficheros kml que pueden implementarse sobre la web utilizando el API de Google Maps/Google Earth.

TSG Cornide. 20-Jul-2012to30-Jul-2012. Temperatura Primario (°C)



Figura 2 –Ejemplo de mapa de distribución de temperatura obtenido mediante el TSG del B/O Cornide de Saavedra. (*Example of surface temperature map obtained from TSG mounted on RV Cornide de Saavedra*)

Los datos obtenidos mediante este proceso se hacen disponibles a través de la web para usos operacionales (<u>www.ieo.es/tr/tsgweb/index.html</u>). Así, los datos procedentes de TSG son accesibles durante 10 días (en función de los trabajos del buque) correspondiendo con la duración promedio de los *eddies* de mesoescala y los procedentes de las estaciones meteorológicas 4 días, asumiendo que es el tiempo promedio para el paso de frentes atmosféricos. Pasado este tiempo los datos pasan un segundo control de calidad en diferido, se formatean con acuerdo a los protocolos internacionales establecidos en SeaDataNet y se incorporan a las bases de datos permanentes del IEO.

3. VALORES DERIVADOS

La web permite el acceso directo a través de un mapa a datos de temperatura y salinidad (y fluorometría cuando la hay) de los TSG instalados a bordo de los buques del IEO. Por razones operativas, aunque los datos se recogen de forma continua, se facilitan los datos a intervalos de 3h que es una frecuencia de muestreo suficiente para usos convencionales.

De forma similar a los datos de los TSG se procede con los datos meteorológicos (<u>www.ieo.es/tr/meteo-web/meteo-web.php.html</u>). En este caso, además de facilitar los datos reales medidos in-situ, se calculan las principales variables derivadas mediante las ecuaciones pertinentes. Se obtienen así los valores de Sensación Térmica, (1), el Índice de Calor (2) y el Punto de Rocío (3).

$$WC = 13.12 + 0.6215 \cdot T - 11.37 \cdot V^{0.16} + 0.3965 \cdot T \cdot V^{0.16} \quad (1)$$

$$HI = -42.379 + 2.04901523 \cdot T + 10.14333127 \cdot H - 0.22475541 \cdot T \cdot H - 6.83783 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 - (2)$$

$$5.481717 \cdot 10^{-2} \cdot H^2 + 1.22874 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 \cdot H + 8.5282 \cdot 10^{-4} \cdot T \cdot H^2 - 1.99 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 \cdot H^2$$

$$PR = \sqrt[8]{\frac{H}{100}} \cdot \left[112 + (0.9 \cdot T)\right] + (0.1 \cdot T) - 112$$
(3)

donde T corresponde a los valores de temperatura (°C), H toma los valores de humedad relativa del aire (%) y V determina los valores de velocidad del viento medidos en km/h. (Steadman, 1979; Wanielista et al 1997). Las figuras 3 y 4 corresponden a ejemplos de series temporales de sensación térmica, punto de rocío e índice de calor, obtenidos de esta manera y disponibles a través de la web.



Figura 3 –Ejemplo de valores de sensación térmica obtenidos mediante la estación meteorológica del B/O Ramón Margalef. (Example of wind chill data obtained from weather station mounted on RV Ramón Margalef)



Figura 4 –Ejemplo de valores de punto de rocío e índice de calor obtenidos mediante la estación meteorológica del B/O Ramón Margalef. (Example of dew point and heat index data obtained from weather station mounted on RV Ramón Margalef)

4. LA DIFUSIÓN DE DATOS EN TIEMPO PRESENTE

Desde la popularización de Internet, a finales de los 90, la investigación científica se ha visto totalmente revolucionada, no sólo porque la red ha facilitado la colaboración entre investigadores, sino porque ha supuesto un cambio en la forma de acceder a datos e información. Esta situación está obligando a la comunidad científica a continuos esfuerzos a la hora de hacer accesibles los resultados de las investigaciones a públicos más amplios. Así, la sociedad actual demanda velocidad en la transmisión de las novedades científicas y una forma visualmente cercana de presentar la información que facilite su comprensión, también por parte de un público no especializado que cubre áreas tan diversas como las comunidades educativas, el sector turístico, o los gestores ambientales, por citar algunos ejemplos. Esto impone tanto al científico, como a las instituciones vinculadas a la investigación, nuevos aprendizajes respecto a como trasmitir datos y resultados de investigación. Si además se consigue interesar a investigadores de otras áreas y gestores en su trabajo, se abrirán nuevas vías de colaboración y de desarrollo, tanto de la ciencia per se, como de aplicaciones que den solución a problemas concretos. Esta línea está en total concordancia con la vigente ley de la ciencia (Ley 14/2011, BOE 01/06/2011) que pretende favorecer el desarrollo de una investigación científica de calidad donde se primen la I+D+i de forma conjunta y coordinada



Figura 5 -Página principal de acceso a los datos de los TSG instalados a bordo de los buques del IEO. (*Main web page for TSG data access from IEO research vessels*)

Aunque los comienzos del desarrollo de las páginas web fueron ligeramente diferentes, en la actualidad la tendencia más seguida es separar totalmente el contenido de la página web (hospedado en uno o varios documentos HTML) del formato, que se aloja en las llamadas hojas de estilo (CSS). Esto permite actualizar los formatos de la web sin tener que reescribir todo el código, permite estilos uniformes y más sencillos de depurar y hace que las páginas web pesen menos, facilitando su carga por parte del usuario.

Para diseñar esta página web se ha mantenido el formato ya definido y que se está implantando en distintas webs del IEO. Así se ha simplificado la tarea de diseño de la web, lo que ha permitido agilizar su desarrollo. No se ha modificado la hoja de estilo existente y se ha buscado un diseño de la web que permita cumplir con la regla de los tres clicks, que sostiene que cualquier persona que pretenda usar nuestra página debería ser capaz de acceder a la información que busca en tan sólo tres clicks desde la página de inicio (Zeldman, 2001). Esta regla ayuda a crear sitios web intuitivos y con estructuras bien jerarquizadas, aunque haya diversas opiniones sobre si ayuda o no a realizar búsquedas *on-line* exitosas.

De igual manera y aprovechando la amplia difusión de las herramientas de visualización desarrolladas por Google, se ha optado por realizar las implementaciones siguiendo su API

5. CONCLUSIONES

La comunicación es parte fundamental del comportamiento científico. Sin ella, la comprensión y el conocimiento que los investigadores adquieren podría quedar encerrada en pequeñas áreas y no encontrar nunca una forma de desarrollar nuevos productos, innovación y aplicaciones para el mundo real. La forma tradicional de diseminar los avances científicos es a través de revistas especializadas que no llegan al gran público. Sin embargo las últimas tendencias promovidas por la EU reiteran la necesidad de que los avances y el conocimiento se pongan a disposición del gran público a través de repositorios de acceso libre. Esta web es parte de los esfuerzos que el IEO esta llevando para favorecer el acceso a datos de carácter operacional.

La automatización de los procesos de control de calidad y generación de mapas permiten aprovechar los avances técnicos existentes para acortar los tiempos entre la generación de el dato y su puesta a disposición del público. Los datos así suministrados pueden utilizarse operacionalmente tanto por instituciones como por gestores ambientales, así como por un amplio público que puede comprender desde educadores hasta industrias del sector pesquero o turístico.

6. REFERENCIAS

Godin, G. (1972). "The analysis of tides". Toronto University Press, p. 65.

- Maillard C., Balopoulos, E, Fichaut M., Giorgetti A., Iona A., Latrouite A., Manca B., (2001). "Mater Data Manual Version 3 (Vol 1: Data Management Structure, Inventories, Formats and Codes, Quality Assurance)" Rap. Int. IFREMER/TMSI/IDM/SISMER
- Steadman, R.G., (1979):" The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science". J. Appl. Meteor., 18, 861-873
- Wanielista M., Kersten R., Eaglin R, (1997): "Hydrology: water quantity and quality control". John Wiley & Sons.
- Zeldman, J. (2001). "Obtén tu talento de la web: la transición del diseño gráfico al diseño web". New Readers, pp. 448. ISBN: 978-073570733

Effect of sediment properties on the scour depth around a vertical slender monopile due to irregular waves

Díez-González, J.,⁽¹⁾ Ramírez-Pérez, M.,⁽¹⁾ Schmidtke, U.⁽¹⁾, Oumeraci, H.⁽¹⁾

⁽¹⁾Coastal Research Centre (FZK), Merkurstr. 11, Hannover, 30419, Germany.

SUMMARY

In this paper the influence of non cohesive sea bed properties on wave induced scour around a vertical slender monopile is investigated. The study is based on available data sets of experimental large-scale tests carried out in the Large Wave Channel (GWK) at the Coastal Research Center (FZK) on scour around a vertical slender monopile (pile diameter D=0.56m) under irregular waves (H_s =0.9-1.2 m, T_p =7.6-8.8 s, Jonswap Spectra). The sediment grain size was varied with d_{50} =0.173mm and d_{50} =0.270mm. The measured scour depths with different initial conditions (existing scour from test before and even bottom) are presented versus the relative friction velocity (u^*/u^*_{cr}) and the relative Shields parameter (θ/θ_{cr}). As a result, the maximum scour depth and the scour development in time is obtained for the two different sediment grain sizes.

1. INTRODUCTION

The present study is concentrated on wave-induced scour development around a slender monopile, which means that the pile diameter D is small as compared to the incident wave length L (D/L<0.05). The flow separation at the slender pile leads to the formation of vortices.

If a slender pile structure is placed in the marine environment, it changes the flow pattern in its immediate neighbourhood, resulting in one or more of the following phenomena (Sumer and Fredsøe, 2001):

- Contraction of flow.

- Formation of a horseshoe vortex in front of the structure.
- Formation of lee-wake vortices behind the structure.
- Generation of turbulence.
- Pressure differentials in the soil that may produce liquefaction.

Scour around a pile occurs due to the fact that the sediment transport rate close to the structure becomes much larger than the rate in the far field.



Figure 1.1 - Scour processes around a slender pile under waves. K. Bollinger, 2010.

Although piles are quite common in marine environments (pile supported offshore/coastal structures, such as offshore platforms, jetties, offshore wind mills), scour around piles in this environment has not been studied as extensively as in the case of bridge piers, apparently due to the more complex flow and scour processes under waves and combined waves and currents. The importance of this subject is obvious, thus scour development and its dimensions have been a focus of coastal research over the last two decades.

Scour around a slender monopile in regular waves was investigated by Sumer et al. (1992), where the Keulegan-Carpenter number KC:

$$KC = \frac{vT}{D} \tag{1}$$

where v is the maximum value of the undisturbed oscillatory flow velocity, T is the wave period and D is the pile diameter, has been recognized as the major parameter to account for the scour processes around vertical monopiles exposed to waves.

Sumer and Fredsøe (2001) developed an empirical formula to predict the maximum scour depth (S) with the use of the before mentioned KC number. The formula was validated by small-scale test results carried out in 1992 (Sumer et al., 1992) for regular waves and in 2001 (Sumer and Fredsøe, 2001) for irregular waves.

$$\frac{S}{D} = 1.3[1 - \exp(-0.03(KC - 6))]$$
(2)

The limitation of eq. (2) is that it is based on small-scale model tests (scale effects not considered) and it does not include any parameters describing the properties of the sediment.

However, a significant influence of the sediment properties is supposed. Furthermore, the finding of an influence on the scour development could be very important for the further research into numerical models dealing with this topic.

To study also the influence of the sediment characteristics on the development of the scour hole, the variation of a non-dimensional parameter combining flow and sediment characteristics - the relative friction velocity u^*/u^*_{cr} is analyzed. In the following the used formulae to calculate this parameter are mentioned.

The first component of the relative friction velocity – the effective friction velocity u^* is defined by

U

$$* = \left(\frac{\tau_0}{\rho_w}\right)^{1/2} \tag{3}$$

where τ_0 is the bed shear stress, defined in (3), and ρ_w is the density of the water (Soulsby, 1997).

A measure of the threshold of motion can be given in terms of the critical bed shear stress τ_{cr} . This approach was developed by Shields (1936). The Shields diagram remains the most widely used criterion for incipient motion of sediment. This threshold of motion is given in terms of the ratio of the force exerted by the shear stress acting to move a grain on the bed, to the submerged weight of the grain counteracting this. The critical Shields parameter is defined as:

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho_w)d_{50}} \tag{4}$$

Where τ_{cr} is the critical bed shear stress, ρ_s is the density of the sediment and d_{50} is the grain diameter. The second component of the relative friction velocity, the critical friction velocity u^*_{cr} , appearing at the threshold of motion of the sediment grains at the sea bed, is an important parameter of most computation models describing the sediment response to currents and waves. For very low flow velocities over the sand bed the sand remains immobile. If the flow velocity is slowly increased, a threshold velocity is reached at which a few grains begin to move. This is called the incipient motion.

$$u_{cr}^* = \left(\frac{\tau_{cr}}{\rho_w}\right)^{1/2} \tag{5}$$

The main goal of the study is to analyze the variation of the scour depth with the grain size of the sea bed material (sand). For this purpose, two sediment grain sizes d_{50} =0.173mm and d_{50} =0.270mm were used in the large-scale tests. Thus, the relative friction velocity u^*/u^*_{cr} is presented versus the final relative scour depth S/D of each test and the relative scour depths S_{tt}/D measured continuously during the tests. With the results of that analysis the behavior of the maximum scour depth and the scour depth development in time can be characterized in terms of the sediment grain size.

2. EXPERIMENTAL SET-UP AND TEST CONDITIONS

For the study, the data collected in two physical large-scale test series carried out in 2007 and 2009 in the Large-Wave-Channel (GWK) of the Coastal Research Centre (a joint research institution of both universities Hannover and Braunschweig) have been used. These physical experiments were supported by the European Community's Sixth Framework Programme within the Integrated Infrastructure Initiative HYDRALAB III, (JRA CoMIBBS).

In the Large Wave Flume (GWK) were carried out two series of large-scale experiments on scour around a vertical slender monopile in 2007 and 2009. The flume has a width of 5 m, a height of 7 m, and an operational length of 307 m. During the both tests series a sand bed of roughly 1 m thickness was installed. The monopile with diameter D = 0.56m was built in at a distance of 111 m from the wave paddle and the water depth above fixed flume bottom was h=4.20 m (h~3.20 m above sand bed). The test set-up of the first test series is presented in Figure 2.1.



Figure 2.1 - Large Wave Channel with installed monopile and sand bed.

The two available data sets from 2007 and 2009 differ in varied grain diameters of the sea bed material ($d_{50} = 0.27 \text{ mm}$ (2007) and $d_{50} = 0.173 \text{ mm}$ (2009) respectively). For the analysis, continuous measurements of orbital flow velocity at different locations (electromagnetic *NSW* sensors), water surface elevation (wave gauges) and scour depth (video recording) are available.



Figure 2.2 - Testing procedure for the test series 2007 and 2009 (Si: spectrum S1 to S4).

In Table 2.1, the measured hydrodynamic characteristics of each wave spectra and their resulting friction velocities and their critical values are presented.

 Table 2.1 - Wave spectra and parameter variations. Water depth for both series: 3.2m

2007 : d_{50} = 0.270 mm; u^*_{cr} =0.01 m/s; Θ_{cr} =0.058							
2009 : d_{50} = 0.173 mm; $u*_{cr}$ =0.009 m/s; Θ_{cr} =0.08							
Si	H _s [m]	T _p [s]	u _{rms} [m/s]	u* [m/s]	u*/u* _{cr}	θ	θ/θ _{cr}
S1	0.95	7.2	0.65	0.096	9.62	4.9	85
	1.08	8.1	0.67	0.092	10.24	8.2	103
S2	1.02	8.4	0.70	0.102	10.2	5.5	96
	1.09	9.8	0.72	0.097	10.65	9.8	123
S 3	1.21	8.8	0.74	0.108	10.8	6.2	107
	1.24	10.1	0.76	0.103	11.46	10.9	137
S4	1.36	9.3	0.81	0.113	11.3	6.9	120
	1.40	10.7	0.83	0.105	11.56	11.2	139

The scour depth was continuously recorded by a video camera through a window located in one side of the monopile (see Figure 2.3a). The sand level at the bottom of the actual scour was monitored through the observation window. The digital images taken by the camera in time steps of some minutes during the tests were transferred online by a telemetric system to a computer. Figure 2.3 shows the vertical lift system with the fixed camera before installing the pile (b) and the installed pile with the observation window at the height of the sand bed (c).



Figure 2.3 - (a) Sand bottom of the scour around the pile; (b) Digital camera and vertical lift system in the pile; (c) Installed Monopile with the observation window.

6. RESULTS OF DATA ANALYSIS

3.1 Final scour depth against relative friction velocity

The energy of each spectrum has to be the same for both test series, so the friction velocity has to be also the same (eq(3)). On the other hand, the critical value of the friction velocity depends directly on the properties of the sediment (eq(5)). Thus, this value causes the difference in the factor u^*/u^*_{cr} for the same spectrum 2007 and 2009 (same energy). In Figure 3.1, a clear influence of the sediment size on the final scour depth is observed by the difference of the critical friction velocity of *Si* of 2007 and 2009. The influence of the flow is observed by the growing effective friction velocity from S1 to S4 for 2007 and 2009.



Figure 3.1 - Effect of sediment gradation on final scour depth for both test series 2007 and 2009. The critical values for the friction velocity are $u^*_{cr}(d_{50}=0.173 \text{ mm})=0.009$ and $u^*_{cr}(d_{50}=0.270 \text{ mm})=0.01$.

In Figure 3.2 the same scour depth measurements like in the previous figure are presented against the relative Shields parameter θ/θ_{cr} . In this parameter the same direct relation to the sediment grain size can be found in the critical Shields parameter θ_{cr} . As shown in Figure 3.2, an increase of the final scour depth is observed for increased incident wave energy. The influence of the sediment gradation may be identified by the differences of the relative final scour depths S_f/D measured for the two mean grain diameters d_{50} and the same wave energy Si. For the same spectra Si, the final scour hole is deeper for the sediment with the smaller grain size.



Figure 3.2 - Variation of scour depth with θ/θ_{cr} . Critical values for the Shields parameter: $\theta_{cr}(d_{50}=0.173 \text{ mm})=0.08$ and $\theta_{cr}(d_{50}=0.270 \text{ mm})=0.058$.

As shown in Sumer and Fredsøe (2002), the smaller the grain size, the larger the depth of the scour hole. The sediment diameter of the first test series was d_{50} =0.27mm, bigger than for the second series with d_{50} =0.173mm. In Fig.3.1 it is seen that the larger final scour depths of 2009 agree well with observed scour depths of Baker (experimental data (1986) are presented in a graph of Sumer and Fredsøe, 2002, p. 179). From Fig.3.1, a clear influence of the sediment grain size can be identified by the difference in the relative friction velocity in between one spectrum. However, there are not enough data points with different sediment gradations to determine a clear correlation.

In order to prove that in the formulae given by Sumer et al. (1992) should be added a factor which include properties of the sea bed material, the variation of the relative scour depth S/D versus the corresponding Keulegan Carpenter number KC is shown in Fig.3.3. The different maximum scour depth for the same hydrodynamic parameters but varied grain size can be observed. The equation (2), graphically represented in Fig.3.3, doesn't have any factor where the sediment characteristics are represented.



Figure 3.3. Variation of the relative scour depth with the KC number. Experimental data with the two different grain sizes and the theoretical value predicted by Sumer et al. (1992) are presented.

3.2 Scour evolution with time

In Fig.3.4, the scour depth evolution in time of both test series is shown. The deepening and backfilling of the scour hole with the increased or decreased wave energy can be determined. For both test series, the four generated spectra were tested in a successive row to simulate a typical storm surge in the North Sea (see Sec.2 Fig.2.3). The scour was left from the before tested spectrum and was not refilled before testing the next spectrum.

The test series 2009 is characterized by an increasing scour depth after a certain time. This seems to take place also in the 2007 test series, but after a much longer time period. Comparing the scour depth evolution for S2d a nearly similar behaviour can be observed. It is supposed that in 2009 the equilibrium scour was not reached. For spectra with lower energy (S1, S2), the required time to reach the equilibrium depth is larger than for more energetic spectra. Additionally, the backfilling of the scour hole with decreased wave energy takes a much longer time than the scour development. An assumption of these facts is that for some cases the equilibrium was possibly not reached at the end of the test. This may be also observed in Fig.3.4 for spectrum S1. It is important to notice that the equilibrium is not static but dynamic, probably due to the irregularity of the waves over the entire wave train.



Figure 3.4: Evolution of the scour depth along the whole test series 2007 (Sequence: $S1 \rightarrow S2 \rightarrow S3 \rightarrow S4 \rightarrow S3 \rightarrow S2$) and 2009 (Sequence: $S2 \rightarrow S4 \rightarrow S3 \rightarrow S2 \rightarrow S1$).

As can be observed, the sediment has a large influence on the scour development in time, and also the equilibrium stage depends on the grain size. Also, the time duration of each test in 2009 was barely the half for the 2007 tests (S4 and S3). Large differences can be observed between the two series: the morphological way to reach the supposed equilibrium for the same spectrum and the differences in the scour depth. For S4 in 2009, there is an increasing of the hole at the beginning of the test and then the trend stabilizes. For the same spectrum in 2007, a refilling at the beginning is observed and then the scour processes prevails again. The time to reach a stabilizing trend is longer for the larger grain size (2007). For S3, the behavior is comparable, but the time to reach the equilibrium is less for the smaller grain size (2009).

For scour depths developed in the sand bed with the larger grain size, a longer time period of propagating waves was needed to reach a supposed equilibrium. But more important is the fact that, whatever for increased or decreased wave energy, a backfilling of the scour hole was observed, which after a while is followed by a deepening of the scour hole. However, for the smaller grain size the scour depth increases for increased wave energy until a supposed equilibrium is reached and decreases for decreased wave energy, like expected.

For the explanation of this phenomenon it is important to analyze the sediment transport regime in the far field of the structure. Figure 3.5 presents the different transport regimes for the both test series. During the whole test series 2007 with the larger grain size a rippled bed was present, whereas for the second test series a flat bed was observed. For the rippled bed the ripple migration is effective. Furthermore, compared to the flat bed regime, a much larger amount of sediment is transported in the water column (suspended load). In the first picture an elevation of the sand bed is observable in front of the pile. The bed profile during these tests was recorded only before and after the tests.



Figure 3.5: (a) Rippled sand bed after a test with decreased wave energy Spectrum 2 (28.12.2007) of the first test series (large grain size); (b) Flat sand bed after a test with decreased wave energy Spectrum 1 (23.12.2009) of the second test series (small grain size).

This elevation in front of the pile seems to produce a sediment entry into the scour hole because of the vortex at the lee-side of this large ripple in front of the pile. After a while the ripple and the existing scour is flattened or the ripple is migrated to the scour hole. At this stage the scour processes with its horseshoe vortex dominate the ripple migration and a large amount of sediment is going into suspension under the crest of the wave and is transported offshore under the through of the wave. This offshore transported sediment could be accumulated again in front of the pile and building up a new and for higher wave energy steeper ripple before reaching the supposed equilibrium scour depth.

4. CONCLUDING REMARKS

In Sumer et al. (1992a) is given an empirical expression that predicts the equilibrium scour depth depending only on KC number (eq 2, section 1.1, flow conditions and pile diameter), which doesn't contain any sediment parameter. The results have confirmed that the sediment parameters need to be considered in the development of the scour formulae. However, the large-scale experiments carried out in the Large Wave Flume in Hannover have not the wide range to draw exact relations on the dependence on the sediment properties. Thus, further experiments on this objective should be aspired to wider the range regarding the grain size and the wave energy.

The measurements of scour depth from the video camera have some kind of randomness, due to the place where was installed (at one lateral side of the pile) and due to fact that that was not very precise. It would be necessary to compare this measurements with the ones obtained from other devices, like the Multibeam Echosounder.

There are no experimental data available, which are in the scale of the tests carried out in the GWK to compare and check the results. Thus, it would be necessary to carry out large scale experiments with further sediment grain diameters and a wider range of flow conditions and to compare the results with the ones presented here.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The physical experiments described in this report were supported by the European Community's Sixth Framework Programme within the Integrated Infrastructure Initiative HYDRALAB III, (JRA CoMIBBS).

6. REFERENCES

Bollinger, K., 2010. Effect of wave induced pore-pressure on scour development around a slender pile. Diploma Thesis. Technische Universität Bruanschweig.

Carreiras, J., P. Larroundé, F. Seabra-Santos, M. Mory. 2000. Wave scour around piles. Proceeding of the International Conference on Coastal Engineering (ICCE), Sydney, pp 1860-1871.

Dean, R. G., 1970. Relative validities of water wave theories. Proc. ASCE, 96 (WW1): 105-119.

Jensen, B.L., Sumer, B.M. and J. Fredsoe, J. 1988. Turbulent oscillatory boundary layers at high Reynolds numbers. J Fluid Mech. (1989), vol 206, pp. 265-297.

Prepernau, U., Grüne, J., Schmidt-Koppenhagen, R., Wang, Z. and Oumeraci, H. (2008) Large-scale model tests on scour around slender monopile under live-bed conditions, Proc. of the Second International Conference on the Application of Physical Modelling to Port and Coastal Protection (CoastLab08), Bari, Italy. IAHR, pp 215–224.

Prepernau, U., Grüne, J., Sparboom, U., Schmidt-Koppenhagen, R., Wang, Z. and Oumeraci, H. (2008) Large-scale model study on scour around slender monopiles induced by irregular waves. Proceedings of 31st Int. Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany. World Scientific, pp 2707 – 2716.

Rudolph, D., K.J. Bos. 2006. Scour around a monopile under combined wave-current conditions and low KC numbers. Proceedings of the International Conference on Scour and Erosion (ICSE), Amsterdam.

Sana, A., Tanaka, H. 2007. Full range equation for wave boundary layer thickness. Coastal Engineering 54 (2007) 639-642.

Schmidtke U. (2010). State of the Art Report- A Literature Review on Scour Development around a vertical slender Monopile in the marine Environment, first draft.

Shields, A. (1936). Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenz Forschung auf die Geschiebebewegung. Mitt. der Preussische Versuchanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, Germany, No. 26.

Soulsby, R. L. 1997. Dynamics of marine sands, Thomas Telford, London.

Sumer, B.M., J. Fredsøe, 2001. Scour around pile in combined waves and current. Journal of Hydraulic Engineering, 127, 5, pp 403-411.

Sumer, B.M., J. Fredsøe, 2002. The mechanics of scour in marine environment. Advanced Series on Ocean Engineering-Volume 17. World Scientific.

Sumer, B.M., R.J.S. Whitehouse, A. Torum. 2001. Scour around coastal structures: a summary of recent research. Journal of Coastal Engineering, 44, pp 153-190.

Sumer, B.M., J. Fredsøe, N. Christiansen. 1992. Scour around vertical pile in waves. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 118, 1, pp 15-31.

Effect of the wave irregularity on sediment entrainment above rippled beds

M. Ramírez-Pérez⁽¹⁾, J. Díez-González⁽¹⁾, A. Ahmari⁽¹⁾, H. Oumeraci⁽²⁾

⁽¹⁾Forschungszentrum Küste (FZK), Merkurstraße 11, 30419 Hannover (Germany), <u>ramirezperez.marta@gmail.com</u> ⁽²⁾TU Braunschweig, Beethovenstraße 51a, 38106 Braunschweig (Germany), <u>h.oumeraci@tu-braunschweig.de</u>

SUMMARY

Experiments were carried out in the Large Wave Channel (GWK) of the Coastal Research Center (FZK) to investigate the sediment entrainment processes and vertical distribution of the suspended sediment concentration (SSC) under irregular non- breaking waves above a rippled bed. Using acoustic techniques, visualizations of the intra-wave sediment entrainment have been generated. The observations provide a detailed description of sediment entrainment, which is interpreted here in relation to the process of vortex formation and shedding. This process was observed to dominate wave half cycles when 1.2 $\leq d_0/\lambda \leq 5.2$ (where d_0 is the orbital diameter and λ the characteristic ripple wavelength). Furthermore, there are significant intra wave variations in the SSC with the peaks in the concentration occurring at the moment of flow reversal. Finally, the contribution of the relative wave height to the local sand suspending has been analyzed. Thus, four different wave groups have been defined according to both wave height and SSC- profile shape.

Fo

1. INTRODUCTION

The need to predict beach erosion and sedimentation of harbors and navigation channels calls for an understanding of the mechanisms by which sand is transported in the coastal environment [*Nielsen*, 1984]. In the near shore zone, the suspended load transport represents the major mechanism of the total transport but unfortunately, the current knowledge of this process is only poor.

For this reason, this work tries to improve the understanding of the suspended sand mechanisms under irregular waves by means of a comprehensive investigation of the sediment entrainment processes and vertical distribution of the suspended concentration under nonbreaking irregular waves above a rippled bed.

For this purpose, different laboratory test have been analyzed. For every test conditions, four experiments were performed in order to obtain an averaged of them, which can remove the randomness as far as possible. A dataset of free surface elevation, orbital velocity and suspended concentration was collected. However, there weren't available bed form measurements (ripple height and ripple wavelength) due to the lack of suitable devices, such as the acoustic ripple profiler.

2. BACKGROUND

2.1. Wave-induced suspended sediment concentration

It is evident from previous studies that the magnitude of suspended sediment concentrations depends directly upon the form of the surface gravity waves and thus the character of the near-bed velocity field [*Osborne et al.*, 1992]. Hence, sediment concentrations near the bed respond in a rather complex way to changes both in the instantaneous velocity (e.g. *Huntley and Hanes*, 1987; *Doering and Bowen*, 1989; *Greenwood et al.*, 1990) and the form of the bottom boundary (e.g. *lnman and Bowen*, 1963; *Sleath*, 1982; *Nielsen et al.*, 1979, 1982). Peaks in sediment concentration appear to be associated with individual wave cycles and wave groups [*Doering and Bowen*, 1989; *Greenwood et al.*, 1990, 1991a,b; *Osborne et al.*, 1990].

Gruene [2007] and *Ahmari et al.* [2008] studied the temporal fluctuations of the suspended load under different wave characteristics and suggested an important contribution of the relative wave height to the sediment entrainment. In this way, *Ahmari et al.* [2008] proposed six different types of vertical profiles of suspended sand concentration produced by specifics waves groups, which were defined according to the wave height.

2.2. Prediction of Vortex Shedding

In oscillatory flow above steep, two-dimensional ripples, the vortex formation and shedding dominates the sediment entrainment mechanisms. A great number of laboratory work carried out under regular and symmetrical wave flows showed that the vortex shedding process occurs twice every wave cycle: during the onshore and offshore phases of the wave cycle, at the moment of flow reversal [*Bijker et al.*, 1976; *Nielsen*, 1992]. However, this process has been hardly studied under field conditions (or under irregular flows) due to random fluctuations in the velocity amplitudes (and consequently, in the orbital excursion diameters) as well as in the oscillation periods. For this reason, a better understanding of the process of vortex formation and shedding under irregular waves is needed [*Murray et al.*, 2011].

Vortex shedding occurs only when the ripples are sufficiently steep for the boundary layer to separate on the lee of the ripple crests [*Sleath*, 1984]. Hence, the steepness of the ripple (η / λ) is one criterion to determine the vortex shedding and it is widely assumed that it starts when $\eta / \lambda \ge 0.1$ [*Davies and Thorne*, 2005].

The observations of *Nichols and Foster* [2007] confirmed the dependence of the vortex shedding on the flow velocity (related to the orbital excursion). For this reason, *Malarkey and Davies* [2002] proposed another criterion to determine the flow separation caused by vortex shedding, using the parameter d_0/λ (where d_0 is the orbital diameter and λ the characteristic ripple wavelength). These authors found that when d_0/λ is between 1 and 4, vortex shedding is expected to dominate. *Murray et al.* [2011] proposed as a lower threshold d_0/λ =1.2, above which flow separation occur.

Both orbital diameter and ripple wavelength have different time scale. The first one changes from wave-to-wave whereas the second one does not respond to instantaneous changes in the hydrodynamic conditions. Thus, and due to the wave irregularity and the weekly asymmetry, the orbital diameter is calculated by integrating the x-component of the velocity time series between successive zero-crossings, and the onshore and offshore values, d_{on} and d_{off} respectively, are distinguished from one another.

$$d_{on} = \int_{a}^{b} u(t) dt \text{ and } d_{off} = \int_{b}^{c} u(t) dt$$
(1)

where d_{on} and d_{off} is the orbital diameter corresponding to the onshore and offshore wave half cycle, respectively; u(t) is the time series of along-wave propagation velocity component, a is a zero upcrossing, b is the successive zero down-crossing and c the next zero up-crossing.

r each wave cycle, the orbital diameter is defined as
$$d_0 = \frac{don + doff}{2}$$
(2)

Regarding the ripple wavelength, there are different prediction formulae to determine this parameter, which are proposed by *Nielsen* [1981], *Wiberg and Harris* [1994], *Mogridge et al.* [1994] and *Soulsby and Whitehouse* [2005]. These empirical formulae relate ripple dimensions to the flow and sediment parameters. Hence, the spatially and temporally averaged ripple wavelength and height are obtained. Despite the poor agreement between predicted and field measurements of ripple geometry [*Li et al.*, 1996; *Doucette*, 2002b *Murray et al.*, 2011] and owing to the lack of real measured data in this study, the ripple wavelength has been determined using two of these empirical formulae: those proposed by *Nielsen* [1981] and by *Wiberg and Harris* [1994].

3. EXPERIMENTAL SET-UP

The large scale experiments carried out in the Large Wave Channel (GWK) of the Coastal Research Center (FZK) in Hannover (Germany) aim at the measurement of the sediment entrainment and the vertical distribution of the suspended sediment concentration in time and space beneath different wave spectra (Figure 1).

The flume has an effective length of 300 m, a width of 5 m and a depth of 7 m. The concrete bottom of GWK- flume was covered with a sand layer of 0.82 m thick representing the sea bed made of well-sorted sand with $d_{50} = 0.242$ mm. The height of the water level above the sandy bottom was 3.2 m at the measurement station, which are located 111.45 m from the wave paddle.

For more detail, see Ahmari et al. [2008] and Ahmari and Oumeraci [2011].

The test were performed under weakly asymmetric irregular waves conforming to Jonswap- spectra [*Carter*, 1982] (H_s =0.8 to 1.2 m, γ =3.3, T_p = 5s). Each test was performed four times and the duration of each one was 33 minutes. Information of the free surface elevation, horizontal and vertical components of flow velocity and the temporal vertical profile of suspended sediment concentrations (measured with an Acoustic Backscatter Sensor (ABS)) were provided in each test.

The two components of wave velocities $(v_x \text{ and } v_y)$ were measured at levels of 0.2 and 0.45 m above the sea bottom with an Electro Magnetic Current Meter (ECMs). The free surface elevation (η) was measured simultaneously by a wave gauge located on the longitudinal axis of the wave flume.



Figure 1. Sensors used during the experiments in the Large Wave Channel (GWK) of Hannover.

4. METHODOLOGY

Based on the wave induced orbital velocities, free water surface elevation and the Suspended Sediment Concentration (SSC), the time windows corresponding to different wave groups were selected to study the SSC features. Within these time windows, four wave groups were defined according to the wave heights and to the SSC profile shape, in order to make the study more systematically. Figure 2 shows an example of a time window of both wave-induced orbital velocity and the corresponding SSC events. The definition of the different wave groups (Fig. 3) is based on the analysis of these episodes.



Figure 2.Time window corresponding to the test with Hs=1m. A SSC event and the waves responsible of the sediment entrainment are shown.

A comparison between intra wave suspended concentration produced beneath similar wave groups (e.g. number of waves and wave height) was carried out in order to study the features of the wave height effects on the sediment entrainment. Furthermore, the ensemble averaged concentration has been obtained for each wave group. Thus, fluctuations in the SSC within a wave cycle above a rippled bed have been analyzed.

Finally, in order to define quantitatively the hydrodynamic and the morphodynamic conditions necessaries to produce suspended sediment entrainment processes under non-breaking waves above rippled beds, non-dimensional parameters were analyzed. The d_0/λ parameter (i.e., the relation between the orbital diameter and the characteristic ripple wavelength) was selected because it is considered to be related to the vortex shedding. Thus, it is the most representative parameter of the SSC mechanisms due to the fact that it involves both hydrodynamic and morphodynamic factors, such as the sediment characteristics. Because of the differences in time scale between flow and bed changes (the orbital diameter has an instantaneous temporal scale (it varies from wave-to-wave) whereas the ripples wavelength is the result of a great number of waves (longer temporal scale)), the ripple wavelength was determined for the full spectrum and the orbital diameter was calculated for every half wave cycle (d_{on} and d_{off}). The first one was estimated using the formulations proposed by Nielsen [1981] and Wiberg and Harris [1994].

5. RESULTS AND DISCUSSION

5.1. SSC Profile Types

The present study provided a verification of the SSC-profile types suggested by *Ahmari et al.* [2008]. These SSC profile types have been described from a qualitative point of view, by averaging the sediment concentration data obtained in the four tests performed with the same spectral characteristics.

In order to define the different wave groups, three distinct wave categories in terms of wave heights have been identified:

-Small waves: $0.5 \text{ m} < H \le 0.8 \text{ m}$ or $0.155 < \text{H/h} \le 0.25$

-Medium waves: 0.8 m < H < 1.3 m or 0.25 < H/h < 0.4

-Large waves: $H \ge 1.3$ m or $H/h \ge 0.4$

where H is the wave height and h the water depth.

Four different SSC profiles have been recognized, which correspond to the next wave groups:



Figure 3. Wave groups identified in this study according to the SSC profile types produced by them. Hs, Hm and HI refer to the wave height of small, medium and large waves, respectively.

Regarding the SSC profile shape (Fig. 4), it is noticed that the types 1, 2 and 3 have an exponential shape. In these cases, there is a higher sediment concentration close to the sea bed which decreases upwards exponentially. It is also observed that the reference concentration (C_0 , the sediment concentration just above the sea bed) and the mixing length scale (the z-level reached by the suspended sediments) change according to the hydrodynamic characteristics (wave height). For these three SSC vertical distribution types, the most important sediment motions occur within the range of 0-30 cm above the sea bed. Above this level, the distribution is almost constant and the concentration is negligible. The vertical distribution for the type 4 has a different behavior.



Figure 4. SSC profile types obtained under wave crests (Test conditions: H_s =0.8-1.2m, T_p =5s, γ =3.3).

5.2. Time dependent bed-averaged concentration, c(0,t)

In this section, different SSC events produced by wave groups with similar characteristics (the same number of waves and similar wave heights) were compared in order to determine the importance of the relative wave height in the suspended sediment concentration.

The figures 5 and 6 show representatives SSC events of every wave group defined before. Each group consists of 5 waves. On the left-hand side of these figures, the suspended sediment concentration from 0 to 40 cm above the sea bed in dimensionless time t/Tm domain is showed (where t is time (s) and T_m the medium period of the wave group), whereas on the right-hand side, the orbital velocity (u) and free surface elevation (η) for the same time window are provided. The parameters H_m/h and H_{max}/h correspond to the relative medium wave height and the relative maximum wave height of the group, respectively.

In general, it can be noticed that with increasing the medium wave height of the group, a more significant sediment concentration is ejected into the water column and it reaches higher levels regarding to the sea bed. For this reason, the medium wave height of the group is considered the most suitable parameter to determine the magnitude of the SSC event, rather than other parameters such as the maximum wave height.

Under a small wave group $(0.5 \text{ m} < H_m \le 0.8 \text{ m})$, the suspended sediment is located within the range from 0 to 30 cm above the sea bed. In all the studied cases, the concentration value at 20 cm from the bottom is smaller than 1.5 g/l (Fig. 5-top). A stronger sediment entrainment close to the bed and significant up to 30-40 cm above it, can be observed for the second type of wave groups $(0.8 < H_{max} < 1.3)$ (Fig. 5-bottom). When the wave group displays wave heights above 1.3 m (Fig. 6-top), there are not significant differences in the level reached by the suspended sediment. However, as expected, the sediment concentration close to the sea bed is higher. Finally, the Figure 6-bottom show two examples of the SSC event produced after the passage of large waves followed by waves smaller than 0.5 m. These waves are too small to produce the sand mobilization on the sea bed. However, due to their orbital motion and the turbulence, they are able to maintenance the particles in suspension.



Figure 5. Comparison of SSC events produced by "Type 1" and "Type



2" wave groups.

Figure 6. Comparison of SSC events produced by "Type 3" and "Type 4" wave groups.

5.3. Phase Ensemble Averaging the SSC

In order to observe consistent features in the intra wave SSC field, phase ensemble averaging over the wave cycles of the same group was carried out (figure 6). The resolution of the phase domain was 24° (15 SSC profiles per wave cycle).

In all these cases, there is a clear intra wave structure present with peaks in the sediment concentration occurring around flow reversal (90° and 270°). Furthermore, a significant difference in terms of SSC magnitude between the diverse wave groups can be noticed. At the moment of maximum velocity, the sediment concentration values one centimeter above the sea bed are 1.67, 2.65, 5.51 and 4.45 kg/m³ for the wave group type 1, 2, 3 and 4, respectively. Near the instance of flow reversal (270°) these concentrations are significantly higher (2.35, 2.87, 5.65 and 4.27 kg m⁻³ for the respective groups).



Figure 7. Intra wave variation with height above the bed, *z*, phase locked to the wave induced orbital velocities and ensemble phase averaged SSC over the different wave groups.

These peaks in the sediment concentration at the moment of flow reversal can be more clearly observed analyzing the reference concentration (the sediment concentration just above the sea bed). For the types 2 and 3, there are two distinguished peaks at 90° and 270° , corresponding to the vortex shedding (Fig. 8).



Figure 8. Ensemble phase averaged reference concentration (C_0) over the four wave groups.

5.4. Investigating the Vortex Shedding Regime

As mentioned before, this study considers that the SSC events are related to the vortex formation and shedding. These phenomena have been analyzed for every wave group by means of the non-dimensional parameter d_0/λ . The lower threshold above which vortex shedding dominates has been determined in order to verify the value proposed by *Murray et al.* [2011], $d_0/\lambda \ge 1.2$.

It is assumed that the ripple wavelength does not change throughout the experiment (~33 min). Thus, it was computed for the three different Jonswap spectra (table 1) using both formulations, *Nielsen* [1981] and *Wiberg* [1994]. Due to the lack of real measured data of ripple dimensions, the Nielsen formulation has been chosen in this study (to determine the ripple wavelength) because it has the most restrictive value.

The table 1 shows the results of the temporally averaged experimental parameters for the Jonswap spectra with H_s = 0.8, 1.0

and 1.2 m. In these case the orbital diameter (d_0) was determined by the linear theory $(d_0 = 2A)$ only to notice the differences between the parameter d_0/λ obtained by both formulations.

Table 1. Temporally averaged experimental parameters for the three different Jonswap spectra. The ripple length (λ) was determined using two different approximations: *Nielsen* [1981] and *Wiberg* [1994].

Hs (m)	L (m)	d ₀ (m)	λ (m) (Nielsen)	λ (m) (Wiberg)	d ₀ /λ (Nielsen)	d ₀ /λ (Wiberg)
0,8	25,59	0,70	0,31	0,24	2,23	2,88
1	25,74	0,89	0,3	0,20	2,97	4,36
1,2	25,679	1,03	0,26	0,17	3,96	6,18

The figure 9-left shows the distribution of the orbital diameter (d_0) to the ripple wavelength (λ) ratios for the wave groups 1, 2 and 3. The fourth wave group has not been taken into account in this analysis due to the presence of very small waves (H<0.5 m), which are not able to produce the sediment mobilization (Fig. 6-bottom). The ripple wavelength was obtained by the Nielsen formulation (Table 1) and the orbital diameter (d_0) is the mean value of the onshore and offshore orbital diameters (Eq. 2).

The parameter d_0/λ is equal or higher than 1.2 for all the studied waves, which corresponds with a relative wave height smaller than 0.2 (H < 0.5 m in the studied cases). For this reason, this value is defined as the lower limit of the vortex formation and shedding (also discussed by *Murray et al.* [2011]). Below this value, SSC events are not observed because the orbital diameter is too small to produce the sand mobilization.

Due to the fact that the parameter d_0/λ is smaller than 5.2 in the most cases, this value has been proposed as higher limit of vortex formation. So, above this threshold a sheet flow regimen is expected. It has been obtained for relative wave heights higher than 0.57 ($H \ge 1.85$ m).

The figure 9-right represents the correlation between the parameter d_0/λ and the relative wave height (*H*/*h*) taking also into account the fourth wave group (with wave heights smaller than 0.5m).



Figure 9. Distribution of the parameter at d_0/λ for the wave groups 1, 2 and 3. The lower threshold to define the vortex shedding is located at $d_0/\lambda=1.2$ (black line) and the higher threshold at $d_0/\lambda\approx5.2$ (dashed line). On the right, the correlation between the parameter d_0/λ and the relative wave height for the four wave groups is shown.

In order to verify the proposed threshold, the phase ensemble averaged concentration for wave groups with $d_0/\lambda < 1.2$ and $d_0/\lambda > 5.2$ were performed (Fig. 10). In the first case $(d_0/\lambda < 1.2)$, any intra wave structure is observed and the concentration remains constant throughout a wave cycle (Fig. 10-left). This result agrees with the aforementioned. In the second case $(d_0/\lambda > 5.2)$, a flat regime should be expected. Nevertheless, the two peaks in the sediment concentration are still found, although they have been moved toward the ends (0° and 360°, where the orbital velocity is highest). This behavior can be explained because bed forms not respond to instantaneous changes in the hydrodynamic conditions. Thus, a time interval with specific energetic conditions should be necessary for the rippled bed to become a plane bed. For this reason, this study

proposes $d_0 / \lambda \approx 5.2$ as the higher threshold for vortex formation and shedding, but it should be checked.



Figure 10. Ensemble phase averaged concentration for two wave groups with $d_0/\lambda < 1.2$ (left) and $d_0/\lambda > 5.2$ (right).

5. CONCLUSION

The results presented here were achieved by making acoustic measurements, on an intra wave time scale, of the sediment suspensions under JONSWAP irregular waves over a rippled bed, under different significant wave heights. An important difference in the magnitude of the SSC has been found depending on the form of the surface gravity waves. Thus, four different wave groups have been defined according to both wave height and SSC profile shape. The present work was based on this wave group classification to study the sediment entrainment processes and vertical distribution of the SSC. The medium wave height of the group was considered the most suitable parameter representative of the whole wave group, because increasing it, the magnitude of the sand suspended concentration is significantly higher. The sediment entrainment processes above a rippled bed are expected when the nondimensional parameter d_0/λ is equal or higher than 1.2 (also discussed by Murray et al. [2011]) and smaller than 5.2. This occurs under relative wave heights higher than 0.2 and smaller than 0.57.

Moreover, the sediment concentration behavior above a rippled bed has shown that the variation in the sediment entrainment is significantly wave phase dependent. Hence, peaks in the sediment concentration occur around flow reversal (90° and 270°). This statement agrees with the results obtained by different authors under regular flows experiments.

6. REFERENCES

Ahmari, A.; Oumeraci, H. (2011): "Measurement and analysisi of near bed sediment transport processes by waves in rippled bed regime". ASCE, Proc. Conf. Coastal Sediments, Miami (USA).

Ahmari, A. et al. (2008): "Large- scale laboratory measurements of suspended sand concentration induced by non- breaking waves with acoustic backscatter technique".

Proc. on the 2nd Int. conference on the Application of Physical Modelling to Port and Coastal protection.

Bijker, E. W. E. van Hijum and Vellinga, P. (1976): "Sand transport by waves". Paper presented at 15th international Conference on Coastal Engineering, Honolulu, Hawaii. Davies, A. G. and Thorne, P.D. (2005): "Modeling and measurement of sediment by

waves in the vortex ripple regime". J. Geophys. Res., 110, C05017. Davies, A. G. and Villaret, A.C. (2002): "Prediction of sand transport rates by waves and currents in the coastal zone". Cont. Shelf Res., 22, 2725-2737.

Doering, J.C. and Bowen, A.J. (1989): "Wave-induced flow and nearshore suspended sediment". Proc. 21st Coastal Eng. Conf. (Malaga, Spain). Am. Soc. Civ. Eng., New York, 1452-1463.

Greenwood, B. and Osborne, P.D. (1990a): "Vertical and structure in cross-shore flows: an example of undertow and setup on a barred beach". *Coastal Eng.*, 14, 543-580. Goda, Y. (1985): "Random seas and design of maritime structures". *University of Tokyo* Press, Tokyo, Japan, 323 pp.

Greenwood, B. et al. (1991a): "Nearshore sediment flux and bottom boundary dynamics". Canadian Coastal Sediment Transport Programme (C-Coast). Proc. 22nd Coastal Eng. Conf. (Delft, The Netherlands). Am. Soc. Civ. Eng., New York, 2227-2240. Greenwood, B. et al. (1991b): "Measurements of suspended sediment transport in

Prototype shorefaces". Canadian Coastal Sediment Transport Programme. Proc. Coastal Sediments '91. (Seattle, Wash.). Am. Soc. Cir. Eng., New York, 284-289. Grüne, J. et al. (2007): "Large-scale laboratory modelling of suspended sand

concentration fluctuations under irregular waves". Proc. of the Coastal Sediments'07, ASCE. Hasselmann, K. et al. (1973): "Measurements of wind-wave growth and swell decay

during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)". Ergnzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe, A(8) (Nr. 12), p.95. Huntley, D.A. and Hanes, D.M., (1987): "Direct measurement of suspended sediment

transport". Coastal Sediments '87. (New Orleans). Am. Soc. Civ. Eng., New York, 723-737.

Inman, D.L. and Bowen, A.J., (1963): "Flume experiments on sand transport by waves and currents". Proc. 8th Coastal Eng. Conf. Am. Soc. Civ. Eng., New York, 137-150.

Malarkey, J. and Davies, A.G. (2004): "An eddy viscosity formulation for oscillatory flow over vortex ripples". *Appl. Ocean Res.*, 24, 127-145.

Mogridge, G. R. et al. (1994): "Geometry prediction for wave-generated bed forms". Coastal Eng., 22, 255-286.

Murray, O'Hara. et al. (2011): "Intrawave observations of sediment entrainment processes above sand ripples under irregular waves". J. Geophys. Res., 116, C01001. Nelson, T. et al. (2004): "Spatial and temporal variability of wave ripple wavelengths in

the inner shelf". EOS Trans AGU, vol 85 iss. 47, Fall Meeting Suppl. Nichols, C.S. and Foster, D.L. (2007): "Full-scale observations of wave-induced vortex

generation over a rippled bed". J. Geophys. Res., 112, C10015. Nielsen, P. et al. (1979): "Onshore-offshore sediment movement on a beach". Proc. 16th

Coastal Eng. Conf. (Hamburg). Am. Soc. Civ. Eng., New York, 1475-1492. Nielsen, P. et al. (1982): "Suspended sediment under waves". Coastal Studies Unit,

Dept. of Geography, Univ. Sydney, Australia, Tech. Rep. 82/6, 157 pp. Nielsen, P. (1984): "Field measurements of time-averaged suspended sediment

concentrations under waves". Coastal Engineering, 8. 51-72.

Nielsen, P. (1992): "Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport", World

Sci., Sydney, Aust. Osborne, P.D. (1990): "Suspended sediment transport on barred and non-barred beaches". Ph.D. Thesis, Univ. Toronto, 196 pp. (Unpubl.).

Filtrado digital de las componentes estacionales y plurianuales en el nivel del mar. Aplicación a los datos de Brest (Francia), Newlyn (Gran Bretaña) y Santander, Coruña y Vigo (España)

Digital filtering of seasonal and long-term sea level components. Application to sea level data in Brest (France), Newlyn (UK) and Santander, Coruña and Vigo (Spain)

M. González, A. Fontán y G. Esnaola

AZTI-Tecnalia. Muelle de Herrera, s/n. Zona Portuaria, 20110, Pasaia, Gipuzkoa, mgonzalez@pas.azti.es

SUMMARY

The sea level, apart from metric and decametric astronomical tidal components, contains seasonal (6 months and 1-year) and long-term oscillations (2.6-year, nodal, etc.) with centimetric and milimetric amplitudes. These play an important role in the secular changes in sea level. In the present study, digital filters (with cutoff periods of 4 months and 1, 2 and 5 years) have been designed for hourly sea level data at the Bay of Biscay. These filters permit to suppress the astronomical tidal constituents together with semiannual and annual fluctuations. In addition, they eliminate the effect of high frequencies prior to the determination of multiannual sea level oscillations. In the present study, the sea level data in Brest (1846-2011), Newlyn (1915-2011), Santander (1943-2004), Coruña (1943-2011) and Vigo (1943-2010) have been low-pass filtered. The highest contribution to the sea level corresponds to the annual component (from 42 to 55 mm), which is followed by the semiannual component (from 16 to 22 mm). With regard to the pluriannual components, the 2.6-year component amplitude is between 4 mm and 18 mm. However, the nodal component, obtained after applying filters with different cutoff periods, differs substantially from one station to another: below 10 mm in Brest and Coruña, 15 mm in Newlyn, 26 mm in Vigo and 34 mm in Santander. There is an abrupt change in Brest and Newlyn around 1910 and 1950, respectively. The series in Santander shows an increase between 1965 and 1970; this is not consistent with the results obtained for the rest of the series. Finally, the series of Newlyn, Brest, Coruña and Vigo show an abrupt increase between 1980 and 1985.

1. INTRODUCCIÓN

Las oscilaciones de la superficie del mar son la causa de que no exista un "nivel medio del mar instantáneo" (Lie, 1978). En el nivel del mar se encuentran señales con período entre varias horas y algunos días, la señal estacional y componentes plurianuales como la nodal de 18,61 años de período (Pugh, 1987; Woodworth, 2012). Para retirar parte de la variabilidad, y obtener una estima del nivel medio instantáneo, se emplean diversas técnicas de análisis (Pugh, 1987).

En este trabajo se presenta un filtrado del nivel del mar mediante medias móviles ponderadas. Este método permite retirar totalmente determinadas componentes, por ejemplo las principales de la marea astronómica, y, una parte importante de aquellas con período inferior a un período de corte prestablecido.

A la estima del nivel medio del mar instantáneo, obtenido de las series filtradas de niveles en el golfo de Vizcaya (Figura 1) se les ha aplicado la técnica KZA, Zurbenko, et al. (1996), para el análisis de tendencias y detección de cambios bruscos.



Figura 1 – Zona de estudio (Study area).

2. DATOS

Los datos utilizados son horarios. Los de Newlyn (1915-2011), Brest (1846-2011) y Coruña (1943-2011) han sido obtenidos a través del Centro de control del nivel del mar de la Universidad de Hawaii y los de Santander (1943-2004) y Vigo (1943-2010) de la red de mareógrafos del IEO. El porcentaje anual de huecos se muestra en la Figura 2.



Figura 2 – Porcentaje anual de huecos en los datos de nivel del mar (*Annual percentage of gaps in sea level data*).

3. MÉTODOS

El nivel instantáneo del mar, z(t), se puede representar como:

$$z(t) = z_0(t) + \sum_{j=1}^{N} A^j \sin(\omega_j t - \phi_j)$$
 (1)

donde ω_j es la frecuencia *j-ésima*. A_j y ϕ_j son las constantes armónicas y $z_0(t)$ es la estima del nivel medio instantáneo del mar.

Disponiendo de una serie de datos equiespaciados (Δt) de la variable z(t) para obtener una estima de $z_o(t)$ en la que no estén presentes señales de período inferior a un cierto umbral puede utilizarse una media móvil ponderada centrada:

$$\widetilde{z}_o(t) = \Psi[z(t)] = w^o z(t) + \sum_{k=1}^n w^k \left[z(t+k\Delta t) + z(t-k\Delta t) \right]$$
(2)

Según Thompson (1983), los pesos $(w^0, w^1, ..., w^n)$ pueden calcularse como:

$$\begin{bmatrix} A \cdot D \end{bmatrix} \cdot \vec{u} = \vec{s}$$

$$\vec{w} = D \cdot \vec{s} + \begin{bmatrix} D \cdot A^T (A \cdot D \cdot A^T)^{-1} \end{bmatrix} \cdot \vec{u}$$
(3)

Siendo:

$$D_{(n+1,n+1)} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \frac{1}{2} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \frac{1}{2} \end{bmatrix}$$
$$A_{(nf,n+1)} = \begin{bmatrix} 1 & 2 & \dots & \dots & 2 \\ 1 & 2\cos(\omega_1) & 2\cos(2\omega_1) & \dots & 2\cos(n\omega_1) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 2\cos(\omega_{nf}) & 2\cos(2\omega_{nf}) & \dots & 2\cos(n\omega_{nf}) \end{bmatrix}$$

 ω_i j=1,...,n_f son las frecuencias que el filtro elimina exactamente.

$$s_{0} = \frac{1}{\pi} \int_{0}^{\pi} L(\omega) d\omega; \qquad s_{k=1,\dots,n} = \frac{2}{\pi} \int_{0}^{\pi} L(\omega) \cos(\omega k) d\omega$$
$$L(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega < \Omega_{1} \\ \frac{1}{2} [1 + \cos\left(\frac{\pi(\omega - \Omega_{1})}{\Omega_{2} - \Omega_{2}}\right), & \Omega_{1} < \omega < \Omega_{2} \\ 0, & \Omega_{2} < \omega \end{cases}$$

 Ω_1 y Ω_2 son dos contantes.

Con $\Delta t=1$ h, n=120, ω_j las frecuencias de las componentes mareales M2, S2, N2, O1, K1, Q1, P1 y la de la inercia local (16,7°h⁻¹), $\Omega_1=8,7°\cdot h^{-1}$ y $\Omega_2=12,9°\cdot h^{-1}$ se obtienen los pesos del filtro denominado "120i913"/Thompson, 1983).

El filtro KZA (Kolmogorov-Zurbenko Adaptive), Zurbenko et al. (1996) ha sido aplicado sobre las series tratadas con la técnica expuesta anteriormente, para analizar las tendencias a largo plazo. El filtro KZA tiene las ventajas de las aproximaciones no paramétricas, ya que no presupone un modelo de variación en las series (Yang y Zurbenko, 2010a) y distingue cambios abruptos en los valores medios frente a cambios progresivos (Yang y Zurbenko, 2010b).

El KZA es un cálculo iterativo de medias móviles con ventana variable, que retira, aproximadamente, la variabilidad de período inferior a $m\Delta t$ (k)^{1/2} (m es el tamaño máximo de la ventana y k el número de iteraciones). En todos los casos se ha efectuado el filtrado mediante el KZA con ($m\Delta t$) = 73.000 h (8,33 años) y k = 5, para filtrar la variabilidad de período inferior a la onda nodal.

El análisis espectral se ha realizado con el método de computación rápida del periodograma de Lomb (Press et al., 1992).

Las amplitudes y fases de las ondas de largo período se han estimado mediante el método Singular Value Decomposition (SVD) (Press et al., 1986).

4. **RESULTADOS**

Se han calculado los pesos de los diferentes filtros para retirar las ondas de marea M2, S2, N2, O1, K1, Q1 y P1 y, aproximadamente, la variabilidad de período inferior a 4 meses, 1 año, 2 y 5 años. En la Tabla 1 se encuentran los parámetros usados y en la Figura 3, los pesos y la función energía transmitida (\mathbb{R}^2) de cada filtro.

Tabla 1 – Parámetros para el cálculo de los pesos de los filtros (Thompson, 1983) (List of parameters to calculate filter weights (Thompson, 1983)).

Filtro	n	$\Omega_1({}^{o}\cdot h^{-1})$	$\Omega_2(^{\circ}\cdot h^{-1})$
4 meses	12184	0,08284	0,1242797
1 año	18655	0,02220	0,0458600
2 años	48080	0,01475	0,0272900
5 años	65798	0,02670	0,0113210

En la Figura 4 se ha representado el resultado del filtro de 4 meses (línea gris) aplicado a las series de Newlyn, Brest, Santander, Coruña y Vigo y la variación a escala nodal obtenida con el KZA (línea negra). La amplitud de la estima del nivel medio del mar $z_o(t)$ en las cinco series es bastante similar, entre 622 mm en Brest y 489

mm en Newlyn. En todas ellas, a escala nodal, se detecta un incremento del nivel medio con saltos bruscos de 50 a 80 mm.



Figura 3 – Pesos de los filtros de 4 meses, 1 año, 2 años y 5 años (columna izquierda) y energía transmitida por cada filtro (columna derecha) (Weights for 4-month, 1, 2 and 5-year filters (left panel) and their response functions (right panel)).



Figura 4 – Resultado del filtro de 4 meses sobre los datos de nivel del mar (línea gris) y KZA (m=73.000 y 5 it.) sobre las series filtradas (línea negra) (Application of 4-month filter to sea level data (grey line) and of KZA (m=73,000 and 5 it.) to filtered series (black line)).

En la Figura 5 se muestra el espectro del resultado del filtro de 4 meses. Se detectan los picos de energía de las componentes, Sa (anual) y Ssa (semianual), la marea polar (Pugh, 1987) y la QBO (quasi-biennial oscillation; Baldwin et al., 2001).



Figura 5 – Espectro de energía de los datos filtrados (4 meses) (Spectra of 4-month filtered data).

En la Figura 6 está la contribución de la Sa (amplitud de 55 mm en Newlyn, 49 mm en Brest, 48 mm en Santander y Vigo y 42 mm en Coruña) y Ssa (amplitud de 16 mm en Newlyn, 19 mm en Brest, 22 mm en Santander y 21 mm en Coruña y Vigo) al nivel medio.



Figura 6 – Contribución de las ondas estacionales Sa y Ssa a la variabilidad anual del nivel medio del mar (Contribution of the seasonal components Sa and Ssa to annual variability of mean sea level).

Para obtener una estima del nivel medio del mar sin señal estacional se ha empleado el filtro de 1 año (Figura 7). La amplitud de $z_o(t)$ es, aproximadamente, 200 mm inferior a la obtenida con el filtro de 4 meses. Mediante el KZA en todas las series se detecta un incremento del nivel medio con saltos bruscos de 50 a 70 mm.



Figura 7 – Resultado del filtro de 1 año sobre los datos de nivel del mar (línea gris) y KZA (m=73.000 y 5 it.) sobre las series filtradas (línea negra) (Application of 1-year filter to sea level data (grey line) and of KZA (m=73,000 and 5 it.) to filtered series (black line)).

En la Figura 8 se ha representado la contribución de la marea polar al nivel medio del mar. En Newlyn la amplitud es de 3 mm, 1 mm en Brest y de 5 a 7 mm en la costa española. Salvo en Vigo, la fase promedio estimada es muy parecida.



Figura 8 – Variación del nivel medio asociado a la marea polar. (Mean sea level variability associated with pole tide.)

En la Figura 9 pueden verse los resultados del filtro de 2 años, la variación del nivel medio se reduce entre 70 y 100 mm respecto a lo obtenido por el filtro de 1 año. El KZA aplicado a los datos filtrados de Newlyn y Brest da resultados similares, de principios del siglo XX hasta 1950 se produjo un ligero aumento del nivel medio, en la serie de Newlyn se detecta un salto del nivel de 50 a 60 mm, coincidente con el hueco en los datos de Brest; entre 1950 y 1985 los niveles se mantienen uniformes. Por último, en Brest y Newlyn, el KZA detecta otro incremento brusco de nivel entorno a 1985 de 50 a 60 mm de amplitud, manteniéndose constante hasta la actualidad. El KZA sobre las series españolas distingue dos saltos de 60-70 mm, el primero producido entre 1965 y 1970 en Santander y Vigo; mientras que el de los 80, se observa en Coruña y Vigo pero, no en Santander.



Figura 9 – Resultado del filtro de 2 años sobre los datos de nivel del mar (línea gris) y KZA (m=73.000 y 5 it.) sobre las series filtradas (línea negra) (Application of 2-year filter to sea level data (grey line) and of KZA (m=73,000 and 5 it.) to filtered series (black line)).

Sobre los datos filtrados con período de corte 2 años se ha aplicado el SVD para estimar la componente QBO. La amplitud de la QBO en Brest es de 4 mm, 11 mm en Newlyn, 14 mm en Santander y Vigo y 18 mm en Coruña (Figura 10).



Figura 10 – Variación del nivel medio asociado a la QBO (Mean sea level variability associated with QBO).

En la Figura 11 se han representado los resultados del filtro de 5 años. La amplitud de las oscilaciones que se obtienen son ligeramente menores a las obtenidas con el de 2 años, entre 35 y 15 mm, salvo en el caso de Vigo en el cual la variabilidad del nivel estimada es 10 mm superior respecto al filtro de 2 años. El comportamiento de los resultados del KZA con el filtro de 5 años es casi idéntico al obtenido en el caso del filtro de 2 años.

La contribución de la componente nodal se ha representado en la Figura 12. En Newlyn la amplitud nodal es de 15 mm, 5 mm en Brest, 34 mm en Santander, 7 mm en Coruña y 26 mm en Vigo.

5. DISCUSIÓN

Las amplitudes en Newlyn de la Sa y Ssa de 55 mm y 19 mm, respectivamente, son ligeramente superiores a las referidas por Pugh (1987) de 45 mm para la Sa y 16 mm para la Ssa en del período 1970-1980. Más recientemente, para la Sa en Newlyn entre 1915 y 2005, Araújo y Pugh (2008), obtuvieron un valor de 64 mm.

En el caso de las componentes estacionales en Vigo y Coruña, los resultados obtenidos son prácticamente idénticos a los de Tel y García (2001). Sin embargo, para Santander, Tel y García (2001) evalúan la amplitud de la Sa en 30 mm, frente a los 48 mm de este trabajo, valor éste último más próximo al resultado de González et al. (2011) que estimaron una amplitud de la Sa de 46 mm.

La amplitud de la marea polar obtenida, 3 mm en Newlyn, 1 mm en Brest y entre 5 y 7 mm en las series de la costa española, son ligeramente inferiores a los esperados en latitudes 45° N/S, entre 10 y 20 mm según Woodworth (2012).

La contribución de la QBO es de 4 mm en Brest, 11 mm en Newlyn, 14 mm en Santander y Vigo y 18 mm en Coruña. En Santander y St. Jean de Luz (SE del golfo de Vizcaya), González et al. (2011), evaluaron su amplitud entre 18 y 21 mm.

La amplitud de la componente nodal obtenida en Vigo, Newlyn Santander se encuentra dentro del rango de 15 a 35 mm (Cherniawsky et al., 2010). En Newlyn Araújo y Pugh (2008) estimaron la amplitud nodal en 33 mm, mientras que en este trabajo se ha obtenido un valor de 15 mm, más cercano al de Houston y Dean (2011).

La técnica KZA a escala nodal muestra un aumento del nivel del mar sobre todo con la presencia de saltos bruscos. En el período más reciente, cabe señalar el salto de 50 a 70 mm detectado entre 1980-1990 en Newlyn, Brest, Coruña y Vigo, que coincide con el detectado en la serie diaria de nivel del mar de St. Jean de Luz, González et al. (2011), en el caso de Santander el comportamiento es diferente observándose un incremento del nivel medio entre 70 y 80 mm próximo a 1970. En Newlyn, el KZA detecta un incremento de 50 mm en el nivel medio entorno a 1950, que, desafortunadamente, coincide con el hueco más importante en la serie de Brest.







Figura 12 - Variación del nivel medio asociado a la componente nodal (Mean sea level variability associated with nodal tide).

6. CONCLUSIONES

Se han diseñado una serie de filtros que permiten retirar las principales componentes de la marea astronómica en el golfo de Vizcaya de forma exacta, así como una gran parte de la variabilidad de período inferior a 4 meses, 1 año, 2 años y 5 años, permitiendo realizar las estimas de amplitudes y fases de las componentes estacionales y plurianuales sobre series temporales libres de una parte importante del ruido de corto período.

Sobre los datos filtrados de Newlyn, Brest, Santander, Coruña y Vigo se han estimado las amplitudes y fases de las componentes estacionales (anual y semianual) y plurianuales (marea polar, QBO y nodal) presentes en la señal de nivel medio del mar.

Para la componente semianual se han obtenido valores de la amplitud entre 22 mm en Santander y 16 mm en Newlyn. La amplitud de la componente anual calculada sobre las series filtradas varía en la zona de estudio entre 55 mm en Newlyn y 42 mm en Coruña. La amplitud de la marea polar calculada es de 1 mm en Brest, 3 mm en Newlyn y de 5 a 7 mm en la costa española. En Brest la QBO tiene una amplitud de 4 mm, 11 mm en Newlyn, 14 mm en Vigo y Santander y 18 en Coruña. Para la componente nodal la amplitud obtenida en Santander fue de 34 mm, 26 mm en Vigo, 15 mm en Newlyn, y 7 y 5 mm en Coruña y Brest, respectivamente.

En todos los casos los resultados del KZA muestran un incremento del nivel medio de las series: en Newlyn (1915-2011) entre 150 y 100 mm, en Brest (1846-2011) de 180 mm, en Santander (1943-2004) y Coruña (1094-2011) de 70 mm y en Vigo (1943-2010) de 120 a 130 mm.

La mayor parte del incremento del nivel, según los resultados del KZA, se habría producido mediante cambios bruscos de 50 a 70 mm amplitud. El primer salto parece haberse producido entorno a 1910 (Brest), en Newlyn se ha detectado otro incremento entorno a 1950, en la serie de Santander se detecta otro salto entre 1965-1970 y entre 1980 y 1985 parece haberse producido saltos de nivel medio en las series de Newlyn, Brest, Coruña y Vigo.

7. REFERENCIAS

Araújo I.B. y D.T. Pugh (2008): "Sea Levels at Newlyn 1915-2005: Analysis of Trends for Future Flooding Risks". *Journal of Coastal Research*, 24, 203-212.

- Baldwin, M.P., L,J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A Jones, J.S. Kinnersley, C Marquardt, K. Sato y M. Takahashi (2001): "The quasi-biennial oscillation". Reviews of Geophysics, 39, 170-229.
- Houston, J.R. y R.G. Dean (2011): "Accounting for the Nodal Tide to Improve Estimates of Sea Level Acceleration". Journal of Coastal Research, 27, 801-807.
- Cherniawsky, J.Y., M.G. Foreman, S.K. Kang, R. Scharroo y A.J. Eert (2010): "18.6year lunar nodal tides from altimeter data". Continental Shelf Research, 30, 575-587.
- González, M., A. Fontán, G. Esnaola y M. Collins (2011): "Abrupt changes, multidecadal variabilitiv and long-term trends in sea surface temperature and sea level datasets within te southeastern Bay od Biscay". Journal of Marine Systems, in press
- Lie H-J. (1978). "A review of some filters for the calculation of daily mean sea level". Journal of the Oceanological Society of Korea, 30 (2), 1-4.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teulosky y W.T. Vettelrling (1986): "Numerical
- Recipes". Cambridge University Press, 702 pp.
 Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky y W.T. Vetterling (1992): "Numerical Recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing". Cambridge University Press, 936 pp.
- Pugh, D.T. (1987): "Tides, surges and mean sea-level". Chichester, UK, John Wiley & Sons Ltd, 472 pp.
- Tel, E. y M.J. Garcia (2001): "Mean sea level changes along the northern iberian peninsular coast". Final Woorkshop of COST Action 40. Hidrographic Ins. Of the Republic of Croatia.
- Thompson, R.O.R.Y. (1983): "Low-pass filters to suppress inertial and tidal frequencies". Journal of Physical Oceanography, 13, 1077-1083.
- Woodworth, P.L. (2012): "A Note on the Nodal Tide in Sea Level Records". Journal of Coastal Research, 28, 316-323.
- Yang, W. y I. Zurbenko (2010a): Nonstationarity. Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational Statistics, 2, 107-115.
- Yang, W. y I. Zurbenko (2010b): Kolmogorov-Zurbenko filters. Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational Statistics, 2, 340-351.
- Zurbenko, I.G., P.S. Porter, S.T. Rao, S.T., Ku, J.Y., Gui, R. and Eskridge, R.E. (1996): "Detecting discontinuities in time series of upper air data: development and demonstration of an adaptive filter technique". Journal of Climate, 9, 3548-3560.

AGRADECIMIENTOS 8.

Los autores desean agradecen a la Dirección de Atención de (Estaciones Emergencias del Gobierno Vasco Océano-Meteorológicas) y a la Dirección de Ciencia y Tecnología del Gobierno Vasco (Saiotek DECLIM) la financiación de este trabajo.

Esta es la contribución número 613 de AZTI-Tecnalia (Unidad de Investigación Marina).
Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A
Ahmari, A
С
Cabanas, J. M
Ch
Chamarro, I
D
Díez-González, J
Ε
Esnaola, G409
F
Fontán, A
G
González, M
Н
Heidarzadeh, M

L
Lavín, A
M
Martín-Míguez, B
0
Oumeraci, H
Р
Piedracoba, S
R
Ramírez-Pérez, M
S
Schmidtke, U
Τ
Tel, E
V
Viloria, A



Chairpersons: Jose Manuel Marques Juan Angel Mintegui Aguirre Marisol Manzano Arellano

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Regional hydrological signs for climate change (Basque Country)	421
Ane Zabaleta, Tomás Morales, Maite Meaurio, Carlos Gorria, Iñaki Antigüedad	
Evolución temporal de las características físico-químicas e isotópicas en el agua subterránea de los acuíferos o Loma de Úbeda (sur de España)	le la
Temporal evolution of physico-chemical and isotopic characteristic in groundwater of the Loma de Úbeda aq (South of Spain)	uifers 427
González-Ramón, A., Heredia, J., Rodríguez-Arévalo, J., Manzano, M., Ortega, L., Muñoz de la Varga, Moreno, J. A., Díaz Teijeiro, M. F.	, D. ,
Deuterium excess in the Canary islands rainfall and groundwater E. Custodio, G. Naranjo	435
Presencia y mecanismos de transporte de NO_3^- y SO_4^{-2-} de origen agrícola en aguas superficiales y subterránea área La Rocina-Mimbrales-La Vera, Doñana (SO de España) Presence and transport mechanisms of agricultural NO_3^- and SO_4^{-2-} in ground and surface water of La Rocina	s del
Horacio Higueras, Marisol Manzano, Emilio Custodio, Albert Soler, Roger Puig, Ramón Aravena	439
Análisis Regional de las Precipitaciones Diarias Extremas en Gipuzkoa Regional Frequency Analysis of Extreme Daily Rainfall in Gipuzkoa J. Erro, J. J. López	447
Contraste numérico de las aportaciones preliminares del 222Rn al modelo conceptual de funcionamiento del S Acuífero Profundo de Úbeda, SAPU (Jaén, España) Numeric check of the preliminary inputs of 222Rn of the conceptual model of the Deep Aquifer System of Ube (Jaén, Spain)	Sistema da
(Jaen, Spain) Heredia, J., Manzano, M., Ortega, L., González-Ramón, A., Rodríguez Arévalo, J., Muñoz de la Varga,	433 D
Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca o Segura)	del
Hydrogeology, hydrochemistry and isotope characterization of the Alcadozo Groundwater Body (Segura Base Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L.	in).463
Propuesta metodológica para estudiar la influencia de los sismos en los acuíferos mediante monitorización de parámetros físico-químicos en puntos termales y manantiales. Aplicación a la Región de Murcia (España) <i>Methodological proposal for studying the influence of earthquakes in the aquifers through monitoring of physicochemical parameters in thermal and spring waters. Application to Region of Murcia (Spain)</i>	471
Simulación estocástica de la lluvia en Gipuzkoa. Stochastic simulation of rainfall in Gipuzkoa. J.P. Rebolé, J. J. López, A. García	479
Análisis del intercambio río-acuífero bajo condiciones de cambio climático en una cuenca Mediterránea media modelo numérico de flujo (Riera de Arbúcies, Cuencas Internas de Cataluña) Stream-aquifer numerical modeling in a Mediterranean basin under climate change (Arbúcies Creek, Catalar Basins)	ante un <i>1 Inner</i> 485
J. 19185-1 18, D. FUIL, O. ASTUI, A. MICHUU, A. NUULIQUEZ FIUFIL, A. FUICII, MI. DUY, A. FEFEZ-PARICIO, D. DI	u51

Tolerancia del almajo a la inundación en la marisma del Parque Nacional de Doñana Tolerance of Arthrogenerum magnestachum in the wetland of Doñana National Bark
J. I. Garcia Viñas, J. C. Robredo Sánchez, A. Gastón González, P. Huelin Rueda, C. de Gonzalo Aranoa, J. A. Mintegui Aguirre
Simulación numérica del flujo subterráneo en una explotación minera a cielo abierto sobre una formación carbonatada utilizando MODFLOW y FEFLOW.
Groundwater numerical simulation in an open pit mine in a limestone formation using MODFLOW and FEFLOW.
Lorena Álvarez Álvarez, Ramón Díaz Noriega, José Paulino Fernández Álvarez
Aplicación de la medición in situ de 222Rn para identificar y cuantificar descargas de agua subterránea en el Río Mundo (Albacete, España)
Use of in situ 222Rn measurement to identify and quantify groundwater discharge into the Mundo River (Albacete, Spain)
Ortega, L., Hornero, J., Manzano, M.
Información preliminar del 222Rn como trazador de la red de flujo de los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén, España)
Preliminary assessment of 222Rn to trace groundwater flow pattern in the Loma de Úbeda aquifers (Jaén, Spain) 505
Ortega, L., Manzano, M., Heredia, J., Rodríguez-Arévalo, J., González-Ramón, A., Muñoz de la Varga, D.
Modelización de la respuesta hidro-sedimentaria de la cuenca de Aixola (Gipuzkoa) en distintos escenarios climáticos.
Assessing changes on sediment yield under climate scenarios using SWAT (Aixola headwater catchment, Gipuzkoa) 513
Maite Meaurio, Ane Zabaleta, Estilita Ruiz, Iñaki Antigüedad
Variaciones morfológicas durante el periodo 1981-2010 en el cono de sedimentación del arroyo del Partido, tributario a la marisma del Parque Nacional de Doñana
Morphologic variations during the 1981-2010 period in the alluvial fan of the Partido stream, tributary of the marshes of the Doñana National Park
P. Huelin Rueda, J.C. Robredo Sánchez, J.Á. Mintegui Aguirre, C. de Gonzalo Aranoa, J. I. García Viñas
Estudio comparativo de los simuladores de flujo subterráneo Visual MODFLOW y FEFLOW 6.0
Ramón Díaz Noriega, José Paulino Fernández Álvarez, Lorena Álvarez Álvarez
Estimación de la recarga en el Baix Ebre, (Cataluña, España) mediante el método de balance de la deposición total de cloruro atmosférico.
<i>Estimation of aquifer recharge in the Baix Ebre (Catalonia, Spain) by means of atmospheric bulk chloride deposition balance</i>
S. Espinosa, E. Custodio, F.J. Alcalá, L.J. Lambán
Identificación de los humedales relacionados con las aguas subterráneas en las cuencas intercomunitarias en España <i>Identifying the groundwater related wetlands in the inter-Community river basins in Spain</i> 541

A. de la Hera-Portillo, J.M. Murillo-Díaz

Francisco I. Alcalá. Emilio Custodio	.,
Assessing aguifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain 5	49
territorio continental español	
Evaluación de la recarga a los acuíferos mediante balance de masa de cloruro atmosférico y su incertidumbre en el	ι

Consideraciones hidroquímicas sobre la dependencia agua superficial - subterránea en la cuenca del río Andarax (Almería, SE de España)

F. Sánchez-Martos, J. Gisbert-Gallego, L. Molina-Sánchez.

Humedales artificiales dependientes del agua subterránea. El caso de La Balsa del Sapo (Campo Dalías, Almería, SE España)

Groundwater-dependent artificial wetlands: the case of the Balsa del Sapo (Campo de Dalías, Almería, SE Spain)

Aplicación de un modelo hidrológico distribuido al análisis de avenidas en la cuenca del río Nerv Application of a distributed hydrological model to the analysis of flood discharges for the Nervio	vión. País Vasco on River, Basque
Country	
H. Llanos, K. M. Bâ, A. Castiella	
Aproximación a un Hidrograma Unitario Geomorfológico de Depósitos Sintético. An Approach to a Synthetic Reservoir Geomorphological Unit Hydrograph U. Agirre, J. J. López, F. Gimena, M. Goñi	
Calibración del modelo hidrológico R ³ GeM mediante el diagrama combinatorio Calibration of R ³ GeM hydrological model by combinatorial diagram	

M. Goñi, F. Gimena, J. J. López

Regional hydrological signs for climate change (Basque Country)

Ane Zabaleta^(*), Tomás Morales, Maite Meaurio, Carlos Gorria e Iñaki Antigüedad

Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad de País Vasco – Euskal Herriko Unibertsitatea, Sarriena s/n, 48940, Leioa, Bizkaia, *ane.zabaleta@ehu.es

SUMMARY

Annual and seasonal trends of daily discharge series were analyzed to get a better comprehension of spatial and temporal evolution of the regional hydrological response in the last decades in up to 42 Cantabrian and Mediterranean catchments of the Basque Country. Mean and high discharge values but especially low discharge values were analyzed using series of different length (34, 20 and 12 years long). Referring to the duration of the low flow period, regionally heterogeneous trends observed in the last 34 and 20 years, has turned in the last 20 years into a significant and homogeneous increasing trend, due to the enlargement of this period during autumn and winter. This trend comes along with increase of severity in the same period. During the high flow period a marked temporal evolution is also observed, being for the shortest period (1995 – 2007) for which the regional response of the catchments has been more homogeneous, with a clear increase of the high flow period from autumn-winter towards winter-spring. Considering the observations made in the extreme domains of the hydrological response can be concluded that response of the catchments go towards a regional homogeneity in the Basque Country, which can reflect the prevalence of the regional climate over local conditions, with a longer time for extreme discharges to remain into the annual hydrograph.

1. INTRODUCTION

Changes in discharge (average and extreme) expected for the near future depend, particularly, on trends observed in discharge during the last decades. The evolution of those changes in a larger period (towards the mid or the end of the century) can follow a different trend if the lag between changes in climate and changes in hydrology is considered. Moreover, if the possible change in the linearity of the hydrologic response is taken into account. However, considering the time horizon established for the now ongoing Programmes of Measures included on the River Basin Management Plans (2027, EU Water Framework Directive (WFD)) near future is more important. As Birsan et al (2005) stated in their paper about trends observed in discharge in Swiss rivers the debate on climate variability and climate change relies heavily on the detection of trends, or lack thereof, in instrumental records of hydroclimatic variables such as air temperature, precipitation and streamflow. The study of those changes has been the primary focus of the climate research community.

In this sense, Villarini et al (2011) in a recent study in Central Europe assert that the use of historical observations is an important tool for obtaining a clearer understanding of what the future will hold. It is about looking back to understand the future, at least the nearest one.

Referring to the implication of the climate change in the WFD Wilby et al (2006) think there is a further need to improve our generic understanding of the natural range of variability and process response in monitored water bodies, and the extent to which this range is climate sensitive. Analogues of past variability (seasonal an inter-anual) are not always indicative of future changes but are useful in identifying climate related risks of failing to meet specific objectives. As they have seen, climate signals may be detected in ecosystem response but the underlying mechanisms may be less obvious. Lack of integrated process understanding may thus lead to ineffective and/or costly Programme of Measures. From an environmental point of view and considering the need of achieving the objectives established by the WFD, knowledge on the temporal evolution in the lower part of the hydrograh is essential for the projection of impacts on freshwater ecosystems. However, as Fiala et al., (2010) express, the hydrological drought has been a rather ignored phenomenon.

As discharge integrate, in the catchment scale, the influence of changes on climatic parameters (precipitation, temperature) their analysis should allow establishing the best indicators to detect climate change signals on discharge, being this a key point to be able to talk about impacts that can be expected in the nearest time horizons. As a spatially integrated variable streamflow is more appealing for detecting regional trends than point measurements of precipitation which is highly variable in space and time (Birsan et al., 2005). This climate change signals detected in historical streamflow records can be then compared to published hydrological projections as Wilson et al (2010) do in a recent study about trend in Northern Europe.

Less attention is given to extremes, especially droughts. Amongst the reason are that extremes are especially prone to manmade environmental changes and also more vulnerable to measurement errors. Detected trends are therefore more difficult to relate to changes in climate (2010). Not only variability of the hydrologic response but also its amplitude (extremes: low and high flows) has to be considered with its own uncertainties. Some studies show that differences in simulated extreme discharge are usually higher than those related to average discharge. As Todd et al. (2011) state results highlight limitations in the common use of mean river discharge as a measure of the response of hydrological systems to climate change and freshwater availability. The catchment-scale studies show that reporting hydrological change in terms of mean river discharge, as is commonplace, can mask considerably greater changes in intra-annual (seasonal) low and high flows which are of fundamental importance to water management and our understanding of freshwater availability.

In this context, the aim of the present study is to fill the gap of knowledge existing in the Basque Country about the hydrological signs, particularly in extremes, for climate change in a regional scale. This is done by examining the trends in high but, especially, in low flows in an annual and seasonal basis from 42 gauging stations of the Basque Country and data series that go from 12 to more than 34 years. Firstly, the studied data are presented, then the parameters analyzed and the methodology followed for trend detection are explained, after results of annual and seasonal trends are shown and discussed and finally conclusions of the study in a regional context are drawn.

2. DATA AND METHODS

Mann-Kendall trend test (Mann, 1945; Kendall, 1975) has been applied to analyze trends on daily discharge data series in the Basque Country. The statistical significance of the of observed trends was examined in an annual and seasonal basis for different average, high and low flow parameters and results were interpreted as likelihood that is used to express the assessed probability of occurrence following the criteria established by the IPCC (2005).

One of the challenges when trying to detect the effects of climate change in water resources is the suitability of observations in the spatial location as well as in the length and quality of the data series. In this sense, in the Basque Country the gauging station with longer quality data started to operate in the mid 80's (see Table 1). Because of this reason less than 25 year of discharge data are available for analyses.

Table 1 – Code, name ((A) means atlantic watershed and (M) Mediterranean), monitoring institution and x and y coordenates of the gauging stations included in this study and first year of the data series of each station. Note that GFA means, Gipuzkoako Foru Aldundia; BFA, Bizkaiko Foru Aldundia; CHC, Confederación Hidrográfica del Cantábrico; CHE, Confederación Hidrográfica del Ebro; GN, Gobierno de Navarra; and CAB, Consorcio de Aguas de Bilbao.

Code	Station	Control	X	Y	Data
C2Z1	Agauntza (A)	GFA	567111	4763165	1987
A2Z1	Aixola (A)	GFA	540642	4778125	1986
C5Z1	Alegia (A)	GFA	573047	4772479	1994
A3Z1	Altzola (A)	GFA	548980	4787513	1995
C3Z1	Amundarain (A)	GFA	569269	4764882	1985
B1T1	Barrendiola (A)	GFA	552943	4761455	1989
C7Z1	Berastegi (A)	GFA	577553	4777108	1990
D2W1	Ereñozu (A)	GFA	586314	4788243	1992
C8Z1	Leitzaran (A)	GFA	580084	4784631	1995
A1Z2	Oñati (A)	GFA	545877	4767884	1989
A1Z1	San Prudentzio (A)	GFA	545076	4770205	1995
C7S1	Urbeltz (A)a	GFA	580900	4776535	1985
A1Z3	Urkulu (A)	GFA	543083	4762461	1987
C5X1	Zazpiturri (A)	GFA	574639	4766121	1988
NB05	Abusu (A)	BFA	507125	4788280	1992
LE11	Arbina (A)	BFA	540829	4798152	1987
LE01	Aulesti (A)	BFA	535910	4794275	1987
KD01	Balmaseda (A)	BFA	480305	4780500	1995
NB12	Gaiartu (A)	BFA	511940	4771995	1987
NB02	Gardea (A)	BFA	501699	4774940	1995
AR01	Iruzubieta (A)	BFA	538590	4789520	1987
KR01	Karrantza (A)	BFA	468980	4788860	1987
NB11	Orozko (A)	BFA	507019	4775002	1992
NB01	Saratxo (A)	BFA	499825	4764620	1989
IB32	Urkizu (A)	BFA	518620	4781370	1995
NB04	Zaratamo (A)	BFA	509960	4785255	1987
1103	Alzola (A)	CHC	548747	4786679	1970
1080	Andoain (A)	CHC	579197	4786842	1970
1109	Echave (A)	CHC	562308	4790996	1971
1105	Ereñozu (A)	CHC	586067	4788626	1970
1107	Oyarzun (A)	CHC	591271	4794762	1970
9074	Artze (M)	CHE	508565	4725201	1959
9075	Berantevilla (M)	CHE	506604	4725577	1950
9188	Bergenda (M)	CHE	496368	4736158	1980
9221	Larrinoa (M)	CHE	521977	4757535	1978
9006	Marañon (M)	CHE	545858	4719917	1948
9465	Miranda (M)	CHE	506002	4726492	1990
AN313	Acín (M)	GN	564751	4723797	1986
AN314	Murieta (M)	GN	571594	4723185	1986
H152	Audikana (M)	Iberdrola	542140	4748300	1973
H153	Otxandio (M)	Iberdrola	527925	4765525	1983
UNDC	Undurraga Cabecera (A)	CAB	521423	4770110	1970

Not all the gauging stations in the study area were included in this investigation; some were rejected because data series were too short, others because a high number of data were missing. Stations with data series shorter than 12 years were not considered. Taking into account that data series have been analyzed until hydrological year 2006-2007, only gauging stations with reliable data series starting in or before 1995-1996 were included in the study. Data from a total of 42 gauging stations have been analyzed. 33 of them are located in the Cantabrian catchment (oceanic climate) and the other 9 in the Mediterranean catchment of the Basque Country. So different climatic regions of the country are considered.

The number of years that contain the series of discharge of each of the gauging stations is different. A trend analysis considering the full-length series could lead to misunderstanding when comparing results, as trends depend to a large extent on the number of years in the series. That is why common time periods for all stations have been set: a 12 year long period (from 1995-1996 to 2006-2007), with data from 42 gauging stations, a 20 year long period (from 1987-

1988 to 2006-2007) that includes data from 18 gauging stations, and a 34 year long period (from 1973-1974 to 2006-2007) with data from only 6 gauging stations.

Trends of the high and the low part of the hydrograph have been spatially and temporally analyzed in the basis of the 0.1 and 0.2 percentiles for low flows and the 0.9 and 0.8 percentiles for high flows. To percentiles in each part of the hydrograph have been considered to guarantee a right interpretation of results as most extreme percentiles can sometimes be conditioned by being less reliable. In this study next parameters have been calculated:

• Qav: average annual and seasonal discharge calculated in a daily basis.

For low flows:

• Q20 (0.2 percentile): average daily discharge that is exceeded the 80% of the days of the considered time series)

• Q10 (0.1 percentile): average daily discharge that is exceeded the 90% of the days of the considered time series)

Q20 and Q10 values are unique for each of the time periods considered (12, 20, 34 years)

• Duration: time period (days) with a discharge value lower than Q20 and Q10. Annual and seasonal duration have been considered.

• Severity: discharge deficit (volume) below Q20 and Q10 in the time period. Annual severity has been considered.

• Moment: it is referred to the Julian day of the year for the minimum discharge calculated from a seven day moving average series.

For high flows:

• Q80 (0.8 percentile): average daily discharge that is exceeded the 20% of the days of the considered time series)

• Q90 (0.9 percentile): average daily discharge that is exceeded the 10% of the days of the considered time series)

Q80 and Q90 values are unique for each of the time periods considered (12, 20, 34 years)

• Duration: time period (days) with a discharge value lower than Q80 and Q90. Annual and seasonal duration have been considered.

All the parameters have been calculated in a daily basis.

The Mann-Kendall trend test (Mann, 1945; Kendall, 1975) was applied to all data series obtained in the previous step: annual and seasonal average discharge, Q10, Q20, Q80, Q90, high and low flow duration and annual severity and moment. Additionally, significance level for each trend test was obtained. The Mann-Kendall test is a non-parametric test for identifying trends in time series data. The test compares the relative magnitudes of sample data rather than the data values themselves. The data values are evaluated as an ordered time series. Each data value is compared to all subsequent data values. The initial value of the Mann-Kendall statistic, S, is assumed to be 0 (e.g., no trend). If a data value from a later time period is higher than a data value from an earlier time period, S is incremented by 1. On the other hand, if the data value from a later time period is lower than a data value sampled earlier. S is decremented by 1. The net result of all such increments and decrements yields the final value of S. The test statistic, Kendall's S, (Kendall, 1962) is calculated as:

$$S = \sum_{k=1}^{N-1} \sum_{j=k+1}^{N} sign(x_j - x_k) \quad \text{where} \quad sign(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & x_j > x_k, \\ 0 & x_j = x_k, \\ -1 & x_j < x_k. \end{cases}$$

where x is data for the time j and k (in this case, average discharge or a certain percentile). For n larger than 10, the test statistic can be normalized as:

$$Z = (S - 1) / \sigma_S$$
 when S>0
 $Z = (S + 1) / \sigma_S$ when S<0, or
 $Z = 0$ when S=0

Significance levels for each trend test were also obtained.

Once trend (if positive and negative) and significance analyses were performed criteria suggested by the IPCC in 2005 (Guidance Notes for Lead Authors of the IPCC Fourth Assessment Report on Addressing Uncertainties) was followed in order to consider the probability of occurrence or likelihood of each certain trend. In this document (http://www.ipcc.ch/pdf/supporting-material/uncertaintyguidance-note.pdf) likelihood refers to a probabilistic assessment of some well defined outcome having occurred or occurring in the future. In the document different categories are described:

Table 2 – Likelihood scale (Source: IPCC, 2005)

Terminology	Likelihood of occurrence
Virtually certain	>99% probability of occurrence
Extremely likely	>95% probability of occurrence
Very likely	> 90% probability of occurrence
Likely	> 66% probability of occurrence
About as likely as not	33 to 66% probability of occurrence
Unlikely	< 33% probability of occurrence
Very unlikely	< 10% probability of occurrence
Exceptionally unlikely	< 1% probability of occurrence

In this paper, probabilities less than 33% were considered all as unlikely.

Data have been graphically represented taking into account the sing obtained in the Mann-Kendall trend test (meaning if the observed trend is positive or negative) and the significance of the trend (related to the probability of occurrence of that trend); adding the sign of the trend to estimated significance a number that informs about both results is obtained. This is the number represented in the graphics in the nest steps.

The figures 1 and 3 are the result of several previous steps carried aout as follows: first of all annual and seasonal values of significance and sign for the duration of low (Q20) and high (Q80) flows, for each of the time periods considered (12, 20 and 34 years, were represented, in order to highlight the seasons that have a higher influence in annual trends. Next, an imaginary envelope containing most of the points in each graph was drawn to better visualize the regional behaviour. And finally, envelopes obtained for each of the time periods were drawn together in the same graph with the aim of having a better view of the changes in the temporal trends. This last complex type of graph is observed in figs. 1 and 3.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The objective of the paper is to generalize results obtained in the trend tests. With that aim, individual data that differ from results obtained in most of the nearest stations were not considered and the analysis of results was regionalized trying to answer to the question: what is happening with discharge is the catchments of the Basque Country?

Table 3 – Annual and seasonal trends on average discharge in different time periods

uniter ente en	ne perious			
	1973-2007	1987-2007	1995-2007	
Annual	decreasing	no trend	no trend	r
Autumn	decreasing	no trend	no trend	riai
Winter	decreasing	increasing	increasing	tab
Spring	decreasing	decreasing	increasing	Can
Summer	no trend	no trend	decreasing	U
Annual Autumn Winter	decreasing no trend no trend	increasing increasing increasing	increasing no trend increasing	diterranean
Spring	decreasing	decreasing	increasing	Mee
Summer	decreasing	no trend	no trend	~

In table 3 trends in the average annual and seasonal discharge in the Basque Country have been summarized. When the name of the trend is bold it means that this is decreasing or increasing statistically significant (likely, very likely, extremely likely or virtually certain) and it can be observed in most of the stations analyzed; and italics when there is no trend (about as likely as not or unlikely) in most of the stations. In plain text trends that being majority are not generalized were written.

A general decreasing trend in data series of 34 years (from 1973-1974) was observed in annual average discharge. However, in data series from the last 20 years the observed trend is increasing in the Mediterranean basin, very evident in the last 12 years, but no trend is observed in the Cantabrian basin.

If seasonal average discharge is considered, in winter and spring a clear decreasing trend is observed in both basins in the longest data series (34 years). However this trend is clearly increasing, especially in winter, in the shortest data series (12 years) from both catchments. During spring there is a clear decreasing trend until 1995 that after is increasing even if not widespread.

No significant trend was observed in autumn in any of the considered time periods. Something similar occurs in summer, even if during the shortest period (1995-2007) a decreasing trend was detected in the Cantabrian basin.

On the other hand, in the Mediterranean basin, average discharge especially during spring, but also during summer, decreases in the longest time periods (34 years), with a clear inflexion towards increasing discharge during spring and towards no changes during summer in the last 12 years. Autumn is a season with no clear evolution of the trend and in winter a significant increasing trend is observed in average discharge from 1987 onwards even if the trend for longer periods was decreasing.

If both basins are compared, and considering the longest discharge series (34 years), differences are especially observed in autumn and summer, while trends are similar for spring and winter. For the shorter time period (12 years) a spatial homogenization of observed trends can be noticed with an outstanding difference in summer.

Regarding low flows, in figure 1 annual and seasonal trends of the duration of low flows (considering, Q20) for the three different time periods have been represented. A clear heterogeneity is observed in the results of the trends of the duration of the low flow period from 1973 (dashed line), with half of the catchments showing a very clear increasing trend for the low flow period (with no spatial justification), one in the opposite sense and the last two ones with no significant trend. In catchments with a clear annual trend, whatever the sense of it, the same trend is observed in all the seasons, especially in autumn and summer; in winter is not significant in any of the cases.

Something very similar occurs for the 20 years time period (dot line, fig. 1), with almost half of the data series showing an increase in the duration of the low flow period and almost another half showing the opposite trend, in this case, as in the one before, there is not spatial justification for that distribution. The fact that no logical spatial distribution is found in the trends observed, indicate that those trends are not the direct consequence of climate change but that the particular conditions of each catchment are predominant, being those natural or anthropogenic.

Also in the 12 year time period Q20 and Q10 show a very similar behavior, but in this case, with a higher number of catchments analyzed, there is clear regional and significant evidence that low flow period is increasing, especially significant during summer and autumn, less significant in spring and no significant in winter.

Comparing the shortest time period with longer ones (figure 1), in the first one (plain line, 12 years) an evident homogenization is observed with most of the catchments showing an increasing trend in the low flow period duration. It can be deduced that for this time period there is a clear influence of climate (with no remarkable spatial differences) more than a dependence on the particular conditions of each catchment. It could be considered as a regional hydrologic sign of climate change during low flows. It should be highlighted the regional homogenization in the increasing trend on the duration of the annual low flow period, conditioned by the significant increasing trends during autumn and summer.



Figure 1 - Evolution of annual and seasonal trends found for the duration of the period below Q20 from the 1973-2007 period to the 1995-2007 period. The circles are the imaginary envelopes of the data (significance (p) and sign (+ or -)) obtained for all the catchments in each time period.



Figure 2 - Annual trends (significance (p) and sign (+ or -)) found for severity for the 1973-2007, 1987-2007 and 1995-2007 time periods.

In addition to the duration of low flows, it is also important to examine which is the volumetric deficit of each, because the same duration can be related to a quite different severity regarding to the magnitude of low flows. Severity has only been considered in annual terms. Figure 2 shows the results obtained for the significance (probability of ocurrence) of those trends and the sign of the trend.

In the longest time series (34 years), the half of the catchments show a significant increasing trend of severity, one catchment shows a significant decreasing trend and the others show no trend (fig. 2). In the series with 20 years of data, 7 of them show a decreasing trend on severity, 4 an increasing trend and the remaining 9 show no trend.

However, in the shortest time period (12 years, 42 catchments) almost the half of the catchments show a significant increasing trend of severity, 4 show a decreasing trend and the remaining ones show a no significant (unlikely or about as likely as not) positive trend.

From a regional point of view, it seems that there is an evolution towards the increase of severity that comes along with the increase of the duration of the low flow period (Figures 1 and 2). The fact that some of the catchments show a different trend does not have a spatial logic, so local conditions should be analyzed in those cases. In any case, the general trend towards an increase of the severity can be considered as a hydrologic sign of climate change in the Basque Country.

The moment of the year when the minimum discharge occurs has aldo been analysed (not shown). For the longest time period (34 years) in half of the catchments a significant negative trend can be observed for the moment of the minimum discharge; a trend for the minimum discharge to happen earlier. None of the catchments shows a trend to delay this moment. For the 20 year long period, most of the catchments show a trend for minimum discharge to happen earlier, but these trends are unlikely or about as likely as not to happen. In the last period (12 years) a clear regional heterogeneity is observed, with 7 catchments showing a significant increasing trend, so that moving ahead the moment of the minimum discharge, another 7 showing the opposite trend and the remaining ones showing no significant trend. This heterogeneity does not have a spatial justification.

As a consequence, this parameter, can not be considered as a sign for climate regional influence. This can be comprehensive if the punctual nature of the minimum discharge is taken into account, as it can be strongly influenced by local conditions that are different for each catchment and each time period.

Regarding to the high flow period (figure 3), a clear

homogeneity is observed in the trends found for the duration of Q80 and Q90 for the 34 year period, as all the catchments show a significant decreasing trend of the annual duration of the high flow period. This annual trend is also observed in spring and winter, being more irregular during summer and autumn. So, contrary to what was observed for low flows, for high flows the spatial homogeneity is remarkable showing predominance of climatic factors over local conditions (dashed line, figure 3).

1995-2007 — 1987-2007 … 1973-2007 - - - - -



Figure 3 - Evolution of annual and seasonal trends found for the duration of the period above Q80 from the 1973-2007 period to the 1995-2007 period. The circles are the imaginary envelopes of the data (significance (p) and sign (+ or -)) obtained for all the catchments in each time period.

In the 20 years time period (1987-2007) most of the considered catchments show a significant increasing trend of the annual duration of the high flow period (dot line, figure 3). This increasing trend is closely related to the significant increasing trend of the duration of high flows during winter and autumn; even if during spring the trend is negative and during summer no significant trend is observed. The regional homogenization observed can be a consequence of the influence of the regional climatic factors in high flows. Compared with the longer time period, differences are evident, with a change in the annual trend in the duration of the high flows, as decreasing trend in the 34 year period turned into increasing trend in the 20 year time period conditioned by the increase of the duration of high flows during winter and autumn.

Following the trends observed in the 20 year time period, in the shorter one (12 year) almost all of the catchments show an increasing trend in the duration of the high flow period, being this trend statistically significant in most of the cases (plain line, figure 3). This annual trend can be justified by the increasing trends observed during winter and spring. Compared with the previous time period the most remarkable change was observed in spring, with a regional very significant increasing trend for the duration of the high flow period. This change comes at the same time that the decrease of significance of the trends observed during autumn. An amplification of the duration of the high flow period exists from autumn-winter towards winter-spring.

4. CONCLUSION

In relation with the annual duration of the low flow period (number of days below Q10, Q20), regional heterogeneity observed in the last 34 and 20 years, with increasing and decreasing trends that did not have spatial justification, has turned in the last years (12 years time period) into a significant and homogeneous increasing

trend, due to the enlargement of the period during autumn and winter. This trend comes along with increase of severity in the same period and both trends can be considered as hydrologic regional signs of climate impacts. However, it is not clear if the moment of the minimum discharge has arrived earlier than expected or been delayed in the last 34, 20 or 12 years.

During the high flow period (number of days above Q90, Q80) a marked temporal evolution is also observed, being for the period between 1995 and 2007 for the one that the regional response of the catchments has been more homogeneous, for all the seasons, with a clear increase of the high flow period from autumn-winter towards winter-spring, being really evident the increase during spring and the decrease during autumn. These regional observations have to be taken into account as hydrological signs for the climate change.

Considering the observations made in the extreme domains of the hydrological response can be concluded that response of the catchments go towards a regional homogeneity in the Basque Country, which can reflect the prevalence of the regional climate (maybe also becoming more homogeneous) over local conditions, with an increasing trend of the low flow periods in summer and autumn and of the high flow period in winter and spring. This involves a longer time for extreme discharges to remain into the annual hydrograph, which can be understood as a reinforcement of the amplitude of the hydrograph (discharge variability) at the same time that the extreme discharge periods are seasonally moving ahead. This movement of periods is much more evident for high flows moving ahead towards spring.

Average discharge show for the 12 year long period trends that come along quite well with those observed for high flows; significantly increasing in spring and especially in winter. Taking into account the observations made, it can be stated that average discharge is conditioned in these catchment by high flows (more than by low flows) which duration tends to increase just in spring and particularly in winter as it happens with average discharge.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank the Basque Government (Group IT516-10 and K-Egokitzen project ETORTEK IE10-277), the University of the Basque Country and all the institutions that provided the discharge data used in this paper.

REFERENCES

Birsan, M.V., P. Molnar, P. Burlando and M. Pfaundler (2005): "Streamflow trends in Switzerland". *Journal of Hydrology*, **314**, 312-329.

Fiala, T., T. Ouarda and J. Hladný (2010): "Evolution of low flows in the Czech Republic". Journal of Hydrology, 393, 206-218.

IPCC (2005): "Guidance Notes for Lead Authors of the IPCC Fourth Assessment Report on Addressing Uncertainties" http://www.ipcc.ch/pdf/supportingmaterial/uncertainty-guidance-note.pdf Kendall, M.G. (1975): "Rank correlation methods, 4th ed." Charles Griffin, London.

- Mann, H.B. (1945): "Nonparametric tests against trend". *Econometrica*, **13**, 245–259. Todd, M.C., R.G. Taylor, T.J. Osborn, D.G. Kingston, N.W. Arnell and S.N. Gosling
- (2011): "Uncertainty in climate change impacts on basin-scale freshwater resources – preface to the special issue: the Quest-GSI methodology and synthesis of results". *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 1035-1046.
- Villarini, G., J.A. Smith, F. Serinaldi and A. Ntelekos (2011): "Analyses of seasonal and annual maximum daily discharge records for central Europe". *Journal of Hydrology*, **399**, 299-312.
- Wilby, R.L., H.G. Orr, M. Hedger, D. Forrow and M. Blackmore (2006): "Risk posed by climate change to the delivery of Water Framework Directive objectives in the UK". *Environment International*, **32**, 1043-1055.
- Wilson, D., H. Hisdal and D. Lawrence (2010): "Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections". *Journal* of Hydrology, **394**, 334-346.

Evolución temporal de las características físico-químicas e isotópicas en el agua subterránea de los acuíferos de la Loma de Úbeda (sur de España)

Temporal evolution of physico-chemical and isotopic characteristic in groundwater of the Loma de Úbeda aquifers (South of Spain)

González-Ramón, A.⁽¹⁾, Heredia, J.⁽²⁾, Rodríguez-Arévalo, J.⁽³⁾, Manzano, M.⁽⁴⁾, Ortega, L.⁽⁴⁾, Muñoz de la Varga, D.⁽³⁾, Moreno, J. A.⁽⁵⁾ y Díaz Teijeiro, M. F.⁽³⁾

⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España. Urb. Alcázar del Genil, 4. Edf. Zulema bajo, 18006, Granada, <u>antonio.gonzalez@igme.es</u> ⁽²⁾Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, <u>i.heredia@igme.es</u>

⁽³⁾Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Paseo Bajo Virgen del Puerto 3, 28005 Madrid. javier.rodriguez@cedex.es; david.munoz@cedex.es

⁽⁴⁾Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203 Cartagena. <u>lucia.ortega@upct.es</u>; <u>m.manzano@upct.es</u>

⁽⁵⁾Gestión del Ocio S. Coop. And. Avda. de París 2 local 2ª. Albolote. Granada. <u>geo@gestiondelocio.com</u>

SUMMARY

In the Loma de Úbeda there are three aquifers of Triassic, Jurassic and Miocene ages, separated by aquitards, and heavily exploited for irrigation of olive trees. Understanding their relationship is complex because of several causes: there is water exchange due to the presence of fractures of long slip; the Triassic and Jurassic aquifers are confined to a great extent, and most of the available boreholes mix water from the different aquifer layers. Furthermore, in the Northern half of the area the Jurassic and Triassic aquifers are crossed by some 40 km of the Guadalimar River course, with the presence of influent and effluent areas. Under the MICIN REDESAC project, certain wells and springs have been selected in order to measure the activity of ²²²Rn. The selection was made by combining the spatial location with the chemical and isotopic characteristics previously studied. In this work we present the results of a previous study of the physico-chemical and isotopic monthly changes during two years in 11 boreholes, a water gallery, and the Guadalimar River. The sampling period included the end of a series of dry years followed by one wet year, which makes it possible to study two extreme natural situations. Another circumstance investigated that affects the chemical characteristics and isotopic content is the pumping rates; withdrawals use to begin in April and end in October, and do not exist the rest of the year, although with variations depending on the year's climatic conditions. Chemical tracers associated with the water of each aquifer are observed: the Triassic is characterized by waters with high SO_4^{2-} and low Cl⁻ contents; the Jurassic is characterized by lower contents of SO_4^{2-} in water table area; in the Miocene the most significant markers are the high Cl content and the Cl/Br ratio values approaching that of sea water. The Guadalimar River waters have a variable chemistry depending mostly on the existence of upstream dam discharges and on the year's climatic conditions and the changes in ^{18}O and ^{2}H contents are good tracers of these variations.

1. INTRODUCCIÓN

Los aspectos físico-químicos e isotópicos de las aguas relacionadas con los acuíferos de la Loma de Úbeda han sido tratados en numerosos trabajos previos (Araguás, 2004; Núñez et al., 2005^a, 2005b, 2006, 2007 y 2008; González-Ramón et al., 2007, under review; Rodríguez et al., 2007). Todos ellos tienen un enfoque espacial, con el objetivo de estudiar la distribución de las facies químicas del agua subterránea y de su contenido isotópico. Sin embargo, hasta ahora no se habían realizado trabajos para caracterizar la evolución del agua subterránea desde el punto de vista temporal que permitan identificar procesos de recarga o variaciones influenciadas por las extracciones anuales.

El trabajo se ha abordado con el objetivo de identificar marcadores hidroquímicos e isotópicos que caractericen las aguas circulantes por cada uno de los acuíferos existentes, para comprender mejor los procesos de mezclas de aguas y estudiar la forma en que se produce la recarga. Se presenta un estudio comparativo de los puntos muestreados junto al río Guadalimar (Peñuela y Robledos) y el propio río, y de los puntos que afectan al acuífero jurásico profundo en su zona central (Cabeza Alba, Venta Chulapas e Higueruela).

En definitiva, se pretende mejorar el conocimiento del modelo de funcionamiento hidrogeológico y contribuir a la interpretación de la información generada en el marco del proyecto MICIN REDESAC.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS Y GEOGRÁFICOS

La zona investigada cubre un área de $1100 \text{ km}^2 \text{ y}$ se sitúa al NE de la provincia de Jaén, en el S de España (Figura 1). Los sedimentos que constituyen los materiales acuíferos y sus límites conforman una serie mesozoica y cenozoica que recubre el borde suroriental de la Meseta Ibérica.

Se inician en el Triásico y tienen carácter continental detrítico, excepto en su tramo superior. El tramo detrítico está constituido por paquetes de areniscas intercaladas entre lutitas, sobre el que se sitúa un tramo superior lutítico-evaporítico con presencia de yeso. El espesor medio es de unos 300 m.

La secuencia jurásica consiste en un paquete de carbonatos, de unos 100 m de espesor, recubiertos hacia el S por una potente serie margosa del Mioceno Superior, con paquetes detríticos a techo y a muro (areniscas a techo, y arenas y conglomerados en la base que desaparecen lateralmente). El espesor de los materiales miocenos suele variar entre 200 m y 500 m.

Los sedimentos mesozoicos aparecen en posición subhorizontal, ligeramente plegados y afectados por fracturas de dirección principal NE-SO, con saltos que pueden superar los 100 m y que configuran un relieve afectado por fosas y umbrales aplanado por procesos erosivos. Constituyen una altiplanicie basculada hacia el S, marcada por los materiales competentes que conforman las areniscas triásicas y los carbonatos jurásicos. En su mitad meridional la secuencia mesozoica está recubierta por margas y areniscas terciarias. En estos últimos materiales, más modernos, la erosión diferencial ha labrado una superficie con una morfología alomada, con las cotas más elevadas en torno a 800 m, donde se ubican los principales núcleos de población.

Los carbonatos jurásicos están atravesados de E a O por el río Guadalimar. El tramo de río que atraviesa la zona de estudio está regulado por el embalse del Guadalmena, que se ubica unos 20 km aguas arriba de la zona estudiada. Este embalse regula el río del mismo nombre, tributario del Guadalimar por su margen derecha; el nacimiento del Guadalimar se localiza en los relieves mesozoicos de las sierras de Cazorla y Segura. En el límite NO de la zona de estudio el Guadalimar está regulado por el embalse de Giribaile, ubicado justo al final de los carbonatos jurásicos.

3. METODOLOGÍA

Entre finales de 2008 y mediados de 2010 se llevó a cabo un muestreo sistemático, con una periodicidad mensual, en 11 sondeos profundos, en una galería de agua excavada en areniscas miocenas y en el río Guadalimar. El muestreo se realizó al final de una serie de años secos, seguidos de un año muy húmedo, lo que ha permitido comparar variaciones ocurridas en condiciones hidrológicas extremas.

El número de muestras obtenidas fue de 238. Todas fueron recogidas tras un periodo de bombeo mínimo de 15 minutos y máximo superior a 6 días, con 30 minutos como periodo más común. La recogida se realizó siempre a pocos metros del pozo de bombeo, para evitar cambios en los parámetros físico-químicos. Los análisis químicos han sido realizados en el laboratorio del IGME en Madrid. Los parámetros analizados han sido Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃⁻²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺, PO₄³⁻, F⁻, Br⁻, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, Sr²⁺, Mn²⁺, Fe total y SiO₂. Los valores de temperatura (T^a), pH, conductividad eléctrica (CE) y alcalinidad se midieron en campo y en laboratorio. En el campo la alcalinidad se midio por volumetría con HCl como valorante y naranja de metilo como indicador. En laboratorio, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, PO₄³⁻, F⁻, Br⁻ se midieron por cromatrografía iónica; Na⁺ y K⁺ por espectrometría de emisión atómica; Sr²⁺, Mn²⁺ y Fe total por espectrometría de absorción atómica y Ca²⁺ y Mg²⁺ por volumetría.

Los análisis isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Aplicaciones Isotópicas del CEDEX. Los resultados se expresan como desviación isotópica de la muestra en tanto por mil con respecto al patrón VSMOW-SLAP (Vienna-Standard Mean Ocean Water-Standard Light Antarctic Precipitation). La incertidumbre para estos análisis es de $\pm 0,2 \%$ para δ^{18} O y de $\pm 1,5 \%$ para δ^{2} H.



Figura 1- Contexto geológico y geográfico y situación de los puntos muestreados. (Geological and geographical context and situation of the sampled points.)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 se muestra un diagrama de Piper en el que se han diferenciado los puntos muestreados con distintos símbolos; la situación de los mismos se puede ver en la Figura 1. El diagrama muestra una tendencia en los cationes hacia una sustitución del Mg^{2+} y Ca^{2+} por el Na^+ , y en los aniones dos conjuntos de facies: en uno las aguas varían entre bicarbonatadas y sulfatadas cálcicas-magnésicas y en el otro entre bicarbonatadas cálcicas-magnésicas y

cloruradas sódicas. Estos rangos de variación se interpretan como el resultado de mezclas entre aguas características de los carbonatos jurásicos y aguas características del Triásico, por un lado, y del Mioceno, por otro.



Figura 2- Diagrama de Piper de las muestras estudiadas. (Piper diagram of the samples studied).

Se ha usado el valor de la relación Cl/Br para intentar averiguar algo más acerca del origen de la salinidad del agua (Davis et al., 1998; Custodio y Herrera, 2000). En la Figura 3 se observa que en las muestras dibujadas el valor de la relación Cl/Br se mantiene en unos márgenes de variación estrechos entorno al valor marino, sobre todo para las aguas más salinas (con Cl >100 mg/L). Esto sugiere que el aporte principal de Cl⁻ y de Br⁻ a las aguas del Jurásico confiando serían las margas miocenas que recubren el acuífero jurásico, lo que significa que ambos iones pueden utilizarse para caracterizar la influencia del Mioceno en el acuífero confinado. El gráfico muestra los puntos de aguas más relacionadas con el acuífero triásico con los valores más bajos (sondeo Peñuela) lo que debe estar relacionado con el origen continental de las areniscas triásicas.

Los valores de δ^{18} O y δ^{2} H se han usado para estudiar el origen de la recarga al conjunto de las aguas estudiadas. Los valores más ligeros de δ^{18} O y δ^{2} H corresponden al agua del río Guadalimar (Figura 4) y se ajustan bien a la Línea Meteórica Media Mundial (LMMM). No obstante, hay bastantes muestras del río que están evaporadas en distinto grado, las cuales deben corresponder a aguas evaporadas en el embalse del Guadalmena (los muestreos debieron coincidir con desembalses puntuales) en el embalse de Guadalmena (ver también Figura 5).

En el sondeo Robledos, ubicado en la margen derecha del río, es donde se observa una mayor uniformidad en los valores y un mejor ajuste a la LMMM. Esto sugiere que ese sondeo recibe agua de procedencia poco o nada variable en el tiempo. En el resto de puntos los valores isotópicos muestran características de aguas evaporadas (Clark and Fritz, 1997). Además, en general se observa bastante dispersión de valores, lo que indica que la procedencia del agua en ellos es variable. El sondeo Peñuela, el más cercano al río en su margen izquierda, es el que muestra la mayor variación en el tiempo, y aunque en menor media, también se observa una variación importante en los sondeos Cabeza Alba y Venta Chulapas.

Curiosamente el sondeo Higueruela, el más profundo y alejado del río y ubicado en el jurásico confinado, presenta valores parecidos a los del sondeo Robledos, aunque con aguas más pesadas que aquél. Dado que este sondeo tiene aguas cloruradas sódicas (ver Figura 2) y valores de la relación Cl/Br cercanas a las del agua de mar, es posible que el enriquecimiento isotópico de esas aguas se deba en parte a la mezcla con agua de origen marino de las margas, que además podría estar evaporada en origen.

A continuación se describe con detalle la evolución temporal de la composición química e isotópica de las aguas subterráneas y superficiales por zonas, proponiendo hipótesis para posibles causas.



Figura 3 - Relación entre los contenidos de Cl y los valores de la relación Cl/Br (calculada con concentraciones en mg/L). (Plot of Cl contents (mg/L) vs. the Cl/Br ratio (calculated with mg/L)).

Evolución temporal de la composición química e isotópica de las aguas del entorno del río Guadalimar

Los sondeos Peñuela y Robledos se ubican en el entorno de un pronunciado meandro que describe el río Guadalimar, que ha podido constatarse que es un tramo perdedor, donde el río alimenta al acuífero jurásico (González-Ramón et al., 2008). El sondeo Robledos tiene 230 m de profundidad, con un espesor de carbonatos jurásicos de unos 80-100 sobre materiales triásicos. No se conoce la posición del nivel piezométrico en este sondeo, sin embargo, se sabe que el espesor saturado en el acuífero jurásico es del orden de 30 m, pues se mide en un piezómetro cercano.

El sondeo Peñuela tiene 220 m de profundidad y una columna litológica similar al otro. Tampoco aquí se conoce la posición del nivel piezométrico, pero en un sondeo situado muy cerca, que sólo corta el acuífero jurásico, el espesor saturado es generalmente del orden de 10 m.

Según se observa en la Figura 2, el agua extraída en ambos sondeos corresponde a una mezcla de aportes de los acuíferos jurásico y triásico en porcentajes variables.

El acuífero triásico se encuentra, en esta zona, confinado y separado del acuífero jurásico por el tramo lutítico-evaporítico. Es de esperar, por tanto, que sus aguas presenten un mayor contenido en $SO_4^{2^2}$ y Ca^{2^4} que las relacionadas en el acuífero jurásico. Se conocen varios sondeos que penetran profundamente en el acuífero triásico y en los que el nivel piezométrico se sitúa claramente por debajo del muro del acuífero jurásico. Además, un ensayo de bombeo realizado en el sondeo Peñuela por el primer autor (datos no presentados aquí) no produjo afección en un sondeo situado a escasos metros y que solo corta al acuífero jurásico. Con esta información es de esperar que el agua en el acuífero triásico presente una temperatura más elevada que en el acuífero jurásico, al circular a mayor profundidad.



Figura 4 – Arriba: Relación entre los valores de δ^{18} O y δ^2 H y la línea meteórica media mundial (LMMM). Abajo: detalle de la zona enmarcada en el gráfico superior. (Up: Plot of δ^{18} O y δ^2 H in relation to the global mean meteoric water line. Down: Detail of the framed area in the upper plot.)

En la Figura 5 se muestra la variación temporal de los valores de diversos parámetros comparada con los volúmenes de agua desembalsada en el E. de Guadalmena, con las aportaciones al E. de Giribaile y con las precipitaciones diarias registradas en la estación agroclimática de la Junta de Andalucía (EAJA) ubicada en Sabiote.

El sondeo Peñuela presenta variaciones de T^a del agua de 8°C, entre 21,2 °C (marzo de 2010) y 29,2 °C (abril de 2009). Los valores más elevados aparecen en dos picos relacionados con los periodos de mayor bombeo del año 2008-09, que fue muy seco, y se correlacionan también con picos en los valores del SO_4^{2-} y Ca^{2+} . El Cl⁻, en cambio, en ese periodo tiene una evolución inversa con la T^a (Figura 5). El valor del SO_4^{2-} es muy variable, razón por la cual se ha representado en escala logarítmica. El segundo tramo del registro, correspondiente al año húmedo de 2010, muestra una situación muy diferente, con los valores de T^a más bajos de la serie al final de las abundantes lluvias del invierno y la primavera. En este periodo se registran también picos en los valores de SO_4^{2-} y Ca^{2+} pero, en este caso, también aparecen en el valor del Cl⁻.

Los picos de T^a, SO_4^{2-} y Ca^{2+} del año 2008-09 en el sondeo Peñuela pueden interpretarse por una mayor influencia del agua circulante por el acuífero triásico durante los periodos de bombeo. En cambio, durante el invierno y la primavera de 2010 el acuífero jurásico recibe una importante alimentación que ocasiona también picos en los valores de $SO_4^{2^-}$ y Ca^{2^+} , pero el valor de la T^a indica que las aguas tienen una mayor influencia del acuífero jurásico, por lo que hay que concluir que el $SO_4^{2^-}$ puede, ocasionalmente, tener también otra procedencia. El pico en el contenido en Cl⁻ da pistas sobre el origen, ya que el aporte de Cl⁻ está relacionado con la contribución de agua del Mioceno, como ya se ha indicado. El $SO_4^{2^-}$ puede también estar presente en los sedimentos miocenos.

Como se ha dicho antes, el sondeo Peñuela se encuentra en la margen izquierda del Guadalimar, donde los carbonatos jurásicos afloran en una estrecha banda junto al río, el cual tiene una extensa cuenca vertiente excavada en margas y calcarenitas miocenas. El pico del Cl⁻ podría deberse a la infiltración rápida de aguas que previamente han estado en contacto con sedimentos miocenos, posiblemente por escorrentía superficial o sub-superficial y posterior infiltración en los carbonatos jurásicos. Los sedimentos miocenos aportarían Cl⁻ y SO_4^{2-} . De hecho, en el contacto entre las margas y los afloramientos jurásicos se observan numerosos pequeños manantiales, y por los cauces de los arroyos afluentes al Guadalimar suele circular un pequeño caudal de aguas que presentan elevados contenidos en Cl⁻ y en SO_4^{2-} . Esto sugiere que la escorrentía sobre las margas puede ser una fuente de Cl⁻ y de SO₄² para el acuífero jurásico, pero tampoco se puede descartar que el sulfato proceda de la escorrentía de la lluvia caída sobre los campos de cultivo, que están sobre el Mioceno.

El contenido de Cl⁻ en el sondeo Peñuela está correlacionado con los valores de δ^{18} O (R² = 0,76), de tal forma que las aguas más pesadas y con mayor indicio de evaporación son las que presentan mayor contenido en Cl⁻. En cambio, en el sondeo Robledos, con bajos valores de Cl⁻, hay ausencia de correlación entre el Cl⁻ y el δ^{18} O.

En el sondeo Robledos las variaciones de los parámetros son menores que en el sondeo Peñuela, lo que sugiere que en él las proporciones de mezcla de aguas procedentes de los acuíferos jurásico y triásico son más estables. Esto puede deberse a que haya un aporte más uniforme desde el acuífero jurásico, pues el espesor saturado es mayor y presenta menos variaciones. En el piezómetro cercano al sondeo Robledos la variación del nivel piezométrico en el periodo estudiado fue del orden de 6 m frente a una variación de unos 10 m en el piezómetro cercano al sondeo Peñuela. En este último la variación es del 50% del espesor saturado, mientras que en el Robledo es del 20%.

En el río Guadalimar los valores de los parámetros se correlacionan bien con los del sondeo Robledos para el periodo comprendido entre junio y diciembre de 2009, y también con los del sondeo Peñuela entre septiembre y diciembre de 2009. Esto sugiere que hay relación entre las aguas de los sondeos y la del río Guadalimar, la cual se hace más evidente en los estiajes, cuando se producen los bombeos, y se manifiesta con mayor nitidez en la margen derecha del meandro del río Guadalimar.

El valor del δ^{18} O es similar en los tres puntos durante el estiaje, pero con picos en el sondeo Peñuela que se correlacionan con el Cl⁻. En los periodos de mayores precipitaciones el Río Guadalimar muestra importantes variaciones. Durante las lluvias del invierno de 2009-10 se observa un fuerte descenso en los valores provocado, posiblemente, por aportes de agua procedentes de las sierras de Cazorla y Segura, donde se localizan las cotas más elevadas de la cuenca vertiente. En cambio, en la lluvias del invierno-primavera de 2010 se registra un enriquecimiento isotópico que se relaciona con desembalses, en el E. de Guadalmena, de aguas evaporadas, o bien de aportes procedentes del sector de la cuenca vertiente con menor cota.

En conclusión, los sondeos Robledo y Peñuela reciben agua de los acuíferos jurásico y triásico y también del río Guadalimar en proporciones variables que dependen de la situación climática y de los periodos de bombeo.



Figura 5 - Evolución temporal de algunos parámetros físicoquímicos e isotópicos en el entorno del río Guadalimar. Pluviometría diaria en la EAJA de Sabiote, aportación diaria al E. de Giribaile y volumen diario desembalsado en el E. de Guadalmena. (Temporary evolution of some physical-chemical and isotopic parameter in the Guadalimar neigbourhood. Rainfall in the EAJA of Sabiote, daily contribution of Giribaile Reservoir and daily release of Guadalmena Reservoir.)

Evolución temporal de la composición química e isotópica de las aguas en el sector central de la zona confinada

El sondeo Cabeza Alba tiene una profundidad de 220 m y corta carbonatos jurásicos en su base. El sondeo Venta Chulapas tiene 465 m de profundidad, con el techo del acuífero jurásico a 395 m. En el sondeo Higueruela el techo del Jurásico está a 490 m bajo las margas miocenas. La profundidad a la que se corta el acuífero jurásico tiene su reflejo en la T^a del agua (Figura 6): en Venta Chulapas es unos 5 °C mayor que en Cabeza Alba y en Higueruela unos 4 °C mayor que en Venta Chulapas, con un gradiente geotérmico que puede considerarse normal. El rango de variación de la T^a es de unos 2 °C en los tres sondeos, con los valores más elevados durante el estiaje, en los periodos de mayor bombeo.

El valor del δ^{18} O presenta fuertes variaciones entre -5,1 ‰ y -6,29 ‰ en los sondeos Cabeza Alba y Venta Chulapas; en cambio en el sondeo Higueruela es más uniforme, menor al final de la primavera, al comienzo de las campañas de bombeos, y, en general, parecido al registrado en el sondeo Robledos (figuras 4, 5 y 6). Las variaciones en Venta Chulapas y Cabeza Alba parecen mostrar la mayor o menor influencia de dos tipos de aguas diferentes, una similar a la captada por el sondeo Higueruela, la más ligera, y otra más pesada que es dominante en Venta Chulapas a partir de junio de 2009.

Ya se ha indicado que el Cl⁻ es aportado por aguas que han circulado por sedimentos miocenos. Se han medido valores en algunos pozos de 4400 mg/L y más de 15000 μ S/cm de CE (González-Ramón et al., under review) en muestreos realizados con un tomamuestras a más de 500 m de profundidad. En el río Guadalimar y en el sondeo Robledos el contenido en Cl⁻ es, por lo general, menor de 30 mg/L, y en el sondeo Peñuela varía normalmente entre 14 y 55 mg/L (ver Figura 5). El Cl⁻ es, por tanto, un buen indicador que puede ser utilizado para identificar mezclas en el acuífero jurásico con mayor o menor proporción de aguas procedentes de los sedimentos margosos miocenos.

El mayor contenido en Cl⁻ se observa en el sondeo Higueruela, el que corta mayor espesor de sedimentos miocenos. En Higueruela y Venta Chulapas los mínimos aparecen en los periodos de mayor extracción, en los estiajes; en Cabeza Alba los valores son más estables, si bien, no se dispone de datos hasta julio de 2009.

El valor del SO₄²⁻ en el sondeo Higueruela presenta una evolución opuesta al Cl⁻, con los máximos en el estiaje. El SO₄²⁻ es abundante en las aguas que han circulado por el acuífero triásico, aunque también existe en los sedimentos miocenos, como se deduce de la evolución de los valores en el sondeo Peñuela. En la zona donde el acuífero jurásico está confinado se reduce a H₂S por la existencia de condiciones anóxicas y presencia de materia orgánica (Núñez et al., 2007). Los valores son, por esta razón, menores en el Higueruela que en los otros sondeos, sin embargo, se incrementan en los periodos de bombeo intenso durante los estiajes, en consonancia con el descensos en el Cl⁻, y se ajustan a los valores que muestra el agua en el sondeo Venta Chulapas, que son más regulares. Esto sugiere que en los periodos de mayor bombeo la mezcla con aguas procedentes del acuitardo mioceno en el sondeo Higueruela es menor. El agua extraída del acuífero jurásico confinado tiene un quimismo más uniforme en estos periodos, al menos en la zona de influencia de los tres sondeos estudiados.

Los valores hidroquímicos e isotópicos del agua que circula por el acuífero jurásico confinado pueden asimilarse a mezclas de aguas del acuífero jurásico y triásico, con influencia, sobre todo en los periodos de menor bombeo, del agua contenida en los sedimentos margosos miocenos de elevada salinidad. La transferencia del agua entre ambos acuíferos puede ocurrir gracias a la existencia de fallas de saltos superiores a 100 m que ponen ambos acuíferos en contacto y afectan tanto a la zona libre del acuífero jurásico como a la confinada (González-Ramón et al., under review).

5. CONCLUSIONES

Los datos procedentes de los sondeos que explotan los acuíferos de la Loma de Úbeda muestran una variedad de facies químicas en el



Figura 6 - Evolución temporal de algunos parámetros físicoquímicos e isotópicos en el sector central de la zona confinada. *(Temporary evolution in some of physical-chemical and isotopic parameter in the central confined area.)*

agua subterránea que evidencian mezclas entre los acuíferos jurásico, triásico y mioceno con apreciables diferencias en cada sector del sistema. El estudio de las mezclas se complica por la existencia de fenómenos modificadores tales como la reducción del $SO_4^{2^2}$ y NO_3^- (que no se ha descrito aquí, pero ocurre en la zona confinada) y el intercambio iónico del Ca^{2^+} y Mg^{2^+} por Na⁺, así como por la influencia del río Guadalimar.

La relación Cl/Br evoluciona desde la zona libre a la confinada del acuífero jurásico en torno a la línea de agua de mar, lo que sugiere que ambos iones son aportados por sedimentos depositados en un medio marino, y puede servir para diferenciar aportes procedentes del acuífero triásico, en el que los niveles permeables de areniscas tienen procedencia continental, de los de las margas y areniscas miocenas, de procedencia marina.

Los contenidos isotópicos del río tienen una gran variabilidad que es función de la mayor o menor influencia de aguas procedentes de las sierras de Cazorla y Segura, y de desembalses de agua en el E. de Guadalmena. En el sondeo Robledos, ubicado en la margen derecha del río, el agua subterránea muestra valores con poca variabilidad estacional agrupados en torno a la LMMM. En el sondeo Peñuela, ubicado en la margen izquierda pero cerca del Robledos, las aguas definen una línea de evaporación que podría relacionarse con la mezcla de aguas del acuífero triásico con aguas infiltradas desde el río y con aguas procedentes de escorrentía superficial o subsuperficial en los sedimentos miocenos en momentos de elevadas precipitaciones.

El contenido en SO₄²⁻ y la T^a del agua pueden ser utilizados para caracterizar la influencia de acuífero triásico en las aguas extraídas en los sondeos cercanos al río Guadalimar. El Cl $\,y$ el $\delta^{18}O$ parecen caracterizar las aguas infiltradas en el acuífero jurásico procedentes de escorrentía superficial o sub-superficial que han lavado sedimentos miocenos. En general, los valores medidos en los sondeos cercanos al río están correlacionados con los obtenidos en las aguas circulantes por el río en los estiajes y periodos de bombeos intensos. Esto puede explicarse bien por llamadas producidas por los bombeos de agua del río hacia el acuífero, bien por que en estiaje el agua circulante por el río procede mayoritariamente de descargas del acuífero triásico. Esto último es lo que sugiere la simulación de flujo recientemente realizada (IGME, 2012) cuyo ajuste implica una descarga elevada de agua procedente del acuífero triásico aguas arriba de la entrada del río en los afloramientos de los carbonatos jurásicos. A favor de la primera hipótesis está el hecho de la existencia de desembalses en el E. de Guadalmena durante el estiaje.

En el sector central, donde el acuífero jurásico se encuentra confinado a gran profundidad, el valor de la relación Cl/Br y del contenido de Cl⁻ permite estudiar la influencia de las aguas de las margas miocenas, que es más apreciable en los periodos en los que no se riega. La aportación volumétrica al agua circulante por el acuífero mioceno debe ser muy baja, pero, debido a su elevado contenido en sales, puede ser la causa del incremento de salinidad que se produce en la zona confinada en el sentido de flujo del agua subterránea.

El valor del contenido en $SO_4^{2^-}$ sugiere que el agua circulante por el acuífero jurásico corresponde a una mezcla de aguas infiltradas en este acuífero y en el acuífero triásico, con una tendencia en la zona confinada hacia un descenso en los valores por reducción (ver Ortega et al., 2012). La mezcla de aguas entre los acuíferos jurásico y triásico puede ser facilitada por la existencia de fallas normales de gran salto, que ponen en contacto ambos acuíferos (ver Heredia et al., 2012 y González Ramón et al., under review).

6 AGRADECIMIENTOS

La obtención de los datos que han servido para la realización de este artículo se enmarcó en un proyecto relacionado con el "Acuerdo de Encomienda de Gestión entre la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y el IGME para el desarrollo y ejecución de diversos proyectos en materia de aguas subterráneas, acuíferos, redes de observación hidrogeológica y explotación de masas de agua". La interpretación de estos datos se incluye en los trabajos relacionados con el proyecto financiado por el Gobierno Español (Ministerio de Ciencia e Investigación, proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3, REDESAC).

7 REFERENCIAS

- Araguás-Araguás, L., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., Pérez-Zabaleta, E., Plata-Bedmar, A. and Núñez, I. (2004): "Geochemical and isotopic evolution of groundwater along major flow paths in the confined jurassic aquifer of Úbeda, southern Spain". International Workshop on the Application of Isotope Techniques in Hydrological and Environmental Studies. UNESCO. París, France.
- Clark, I. and Fritz, P. (1997): "Environmental Isotopes in Hydrogeology". CRC Press LLC. 328 pp.
- Custodio, E. y Herrera, C. (2000): Utilización de la relación Cl/Br como trazador en hidrología subterránea. Boletín Geológico y Minero. Vol. 11-4, 49-68.
- Davis, S.N., Whittermore, D.O. and Fabryka-Martin, J. (1998): "Uses of Chloride/Bromide Ratios in Studies of Potable Water". Ground Water, 36 (2), 338-350.
- González-Ramón, A., Gollonet, J., Peinado, R., Moreno, J.A., Núñez, I., Heredia, J. y Rubio-Campos, J.C. (2008): "Relación hidrogeológica entre el acuífero jurásico de la Loma de Úbeda y el río Guadalimar". En: López-Geta, J.A.; Rubio, J.C. y Martín-Machuca, M (Eds.). VII Simposio del Agua en Andalucía. T-1, 251-262. IGME. Baeza (Jaén).
- González-Ramón, A., Gollonet, J., Rubio-Campos, J.C. y Núñez, I. (2007): "Los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén)". González-Ramón, A., Rubio-Campos, J.C. y López-Geta, J.A. (Eds.). IGME-AUAS. Madrid. 56 pp.
- González-Ramón, A., Rodríguez-Arévalo, J., Martos-Rosillo, S. and Gollonet, J. (under review): "Hydrogeologycal research on intensively exploited deep aquifers in Loma de Úbeda area (Southern of Spain)". *Hydrogeology Journal.*

- Heredia, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; González-Ramón, A.; Rodríguez-Arévalo, J.; De la Varga, D. (2012): "Contraste numérico de las aportaciones preliminares del ²²²Rn al modelo conceptual de funcionamiento del Sistema Acuífero Profundo de Úbeda, SAPU (Jaén, España). 7º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián, España. En este volumen.
- IGME (2012): "Realización de investigaciónes complementarias en la Loma de Úbeda. Pautas para la sostenibilidad del acuífero". Tomo 2 Memoria. Acuerdo de Encomienda de Gesión IGME-CHG. Inédito.
- Núñez, I., Araguás-Araguás, L., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., Pérez-Zabaleta, E., Gollonet, J. (2005a): "Evolución hidrogeoquímica en el acuífero carbonatado Jurásico de la Loma de Úbeda, Jaén". En: López-Geta J.A.; Rubio J.C. y Martín Machuca M. (Eds). VI Simposio del Agua en Andalucía. T-1, 519-531. IGME. Sevilla
- Núñez, I., Araguás-Araguás, L., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., Pérez-Zabaleta, E. y Gollonet, J. (2005b): "Evolución isotópica en el acuífero carbonatado Jurásico de la Loma de Úbeda, Jaén". En: López-Geta J.A.; Rubio J.C. y Martín Machuca M. (Eds). VI Simposio del Agua en Andalucía. T-1, 533-542. IGME. Sevilla.
- Núñez, I., Araguás-Araguás, L., Moreno, L., Rubio-Campos, J.C., González-Ramón, A., Pérez Zabaleta, E. y Gollonet, J. (2006). "Evolución hidrogeoquímica del acuífero carbonatado profundo de la Loma de Úbeda (Jaén)". *Boletín Geológico y Minero*, 613-616.

- Núñez-Monasterio, I., Araguás-Araguás, L., González-Ramón, A., Pérez-Zabaleta, E. and Díaz Teijeiro, M.F. (2007): "Hydrochemical and isotopic evolution in a deep carbonate aquifer in northern Andalusia, Spain", Advances in Isotopic Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management. IAEA. Viena.
- Núñez-Monasterio, I.,González-Ramón, A., Araguás-Araguás, L., de la Losa-Román, A., Pérez-Zabaleta, E., Díaz-Teijeiro, M.F. y Heredia-Díaz, J. (2008). "Resultados de los estudios hidroquñímicos del acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda". En: López-Geta, J.A., Rubio-Campos, J.C. y Martín-Machuca, M. (Eds.). VII Simposio del Agua en Andalucía. T-1, 263,270. IGME. Baeza (Jaén).
- Ortega, L.; Manzano, M.; Heredia, J.; Rodríguez-Arévalo, J.; González-Ramón, A. y Muñoz, D.. (2012): "Información preliminar del ²²²Rn como trazador de la red de flujo del sistema acuífero de la Loma de Úbeda (Jaén, España)". 7º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián, España. En este volumen.
- Rodríguez, J.; Pérez, E.; Díaz, M.F. y Heredia, J. (2007): "A contribution to the characterization of a deeply confined carbonate aquifer in Úbeda (southern Spain) from a reinterpretation of existing geological and geophysical data and new data on environmental isotopes". XXXV IAH Congress-Groundwater and Ecosystems. International Association of Hydrogeologists. (Lisboa, Portugal, 17-21 septiembre, 2007). Publicado en CD-ROM ISBN 978-989-95297-3-1.

Deuterium excess in the Canary islands rainfall and groundwater

E. Custodio⁽¹⁾ y G. Naranjo⁽²⁾

⁽¹⁾ Department of Geo–Engineering and FCIHS. Technical University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain. <u>emilio.custodio@upc.edu</u> ⁽²⁾Dpto. de Física. Univ. Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria, Spain. <u>gemanar@hotmail.com</u>

SUMMARY

The Canary Islands are a volcanic archipelago in the eastern mid–Atlantic Ocean, in front of the Saharan coast of Africa, along 400 km in the E–W direction. They are in a low rainfall area, with average values in the range of <100 to 150 mm/a. The relatively cold, deep ocean water wells up around, which moderates temperatures. The area is under the influence of the wet north–easterly trade winds at mid altitude. When this trade winds are intersected by the high elevations of the central and western islands, average rainfall increases conspicuously, up to 800–1100 mm/a in the north and north– eastern sides, while the southern and south–western areas of the islands keep dry and only receive sparse intense rainfalls from the south and west, especially in winter. All this affects the isotopic composition of rainwater, which is originated dominantly in the ocean under a relatively dry environment. This is reflected as an increase of rain water deuterium excess, defined as $d = \delta^2 H - 8 \, \delta^{18} O \, \% \, VSMOW$. Small rains may evaporate during the fall before isotopic equilibrium with atmospheric humidity is attained, thus decreasing the d value. Several groundwater studies since the 1970s and some rainfall sampling are a source of information that has been used here to draw comparative results. For non–evaporated water d can be as high as 20 ‰, often between 14 and 18 ‰. This is clearly reflected in groundwater isotopic composition, which is a weighted average of seasonal variations. However, the sparse vegetation cover in the driest areas favours evaporation fractionation, resulting in a d decrease that helps to better characterize the recharge process.

1. INTRODUCTION

The Canary Islands are a Spanish volcanic archipelago consisting in seven major islands. They are in the eastern Atlantic Ocean, between 27° 37' and 29° 25' North, and 13° 20' and 18° 10' West, from East to West along 400 km, facing the Sahara's coast, in Africa. See Figure 1. The main geographical characteristics are shown in Table 1.

The Canaries are in the arid Saharan belt. In spite of their geographic situation, the temperature is moderate since the sea is relatively cold due to be an upwelling area and receive the influence of the mild and humid north–easterly, mid–altitude trade winds. When they intersect the islands they ascend, producing an important rain increase in the north–easterly areas of the high islands, while the coastal and southern areas remain dry but suitable for irrigated, out–of–season agricultural production. Only LZ and FV remain arid due to their relative smaller altitude. Occasional westerly winds may produce short, intense storms, mostly in southern areas.



Figure 1 - Situation of the Canary Islands.

Table 1 - 1	Basic data on the Can	ary Islands.							
	Island	Lanzarote	Fuerteventura	Gran Canaria	Tenerife	La	La	El	Total /
						Gomera	Palma	Hierro	Average
	Surface area, km ²	850	1650	1570	2050	370	770	270	7470
	Max. elevation, m	670	807	1954	3718	1484	2426	1501	
Average	e precipitation, P, mm/	year							
	maximum	250	200	950	1000	900	1400	700	
	average	156	111	300	425	368	740	373	323
	minimum	90	60	100	200	100	300	200	
	Average recharge,	4	9	57	185	191	188	101	105
	R, mm/year								

In general terms and from the hydrogeological point of view, each island consists on a low permeability core, covered and surrounded by younger, more permeable volcanic materials and derived sediments (Custodio, 2007; Custodio and Cabrera, 2008). Rainfall recharge produce high elevation water bodies, some of them perched, but mostly corresponding to insular flow systems in bulk low permeability formations.

Part of groundwater recharge is produced in vegetated areas with full canopy cover, so transpiration dominates. But large areas in the coastal, southern and southwestern areas of the islands and the highlands –and the full LZ and FV– have a patchy vegetation cover that leave a large fraction of the area uncovered and even barren, so soil water direct evaporation is important.

2. GENERAL WATER ISOTOPE CONDITIONS

The isotopic composition of rainfall and groundwater is well known, as explained in many books and reports (Gat and Gonfiantini, 1981; Custodio and Llamas, 1976; Clark and Fritz, 1997; Mazor, 2004; Yoshida, 2001) and they will not be discussed here. Rainfall is dominantly a processes under water–vapour isotopic equilibrium in the atmosphere, at ambient temperature. Evaporation is affected by non–equilibrium kinetic processes, mostly diffusion through boundary layers above and below the evaporating water surface, or in the transport of vapour and water in the soil unsaturated zone. The result depends on temperature, atmospheric humidity and the isotopic difference between evaporating water and that in the atmosphere. The relationship between $\delta^2 H$ and $\delta^{18}O$ (here given in % relative to the V–SMOW standard) for natural water, and especially for rainfall, follows the linear equation $\delta^2 H = a \ \delta^{18}O + b$. Worldwide, the mean precipitation line corresponds to a = 8 and b = +10%. Most local, non–evaporated rainfalls adapt to a = 8 but $b \ge 10\%$. To study environmental conditions the excess deuterium is defined as $d = \delta^2 H - 8 \ \delta^{18}O$ (%). For average world precipitation is d = +10%.

When atmospheric water corresponds to evaporation from a large water body under highly turbulent conditions, boundary layers are thin, and $d \rightarrow 0\%$. This only happens occasionally in turbulent fast evaporation followed by heavy local rainstorms in tropical areas.

Under common situations of low atmospheric humidity, typical of arid and semi-arid areas, d > 10% for non-evaporated rainfall. This is well known in the Mediterranean Sea where d increases from 14‰ to 22‰ for locally originated rainfall, from West to East. Also $d \ge 10\%$ in continental atmospheric humidity downwind from the coast, when continental contribution to atmospheric humidity becomes significant.

In dry atmospheric environments, precipitation generated at cloud level evaporates during the fall, up to equilibrium with atmospheric humidity. The cummulative effect is often small for intense rainfalls, but affects small rainfall events, which follow an evaporation line of a<8, so d decreases.

Transpiration by plants is a non-fractionating process, so aquifer recharge in well-vegetated areas shows the same d value as the weighted averaged precipitation. However, when soil evaporation is significant, isotopic fractionation effects appear and rainfall follows a water line with a<8, and d decreases. Something similar happens in snow-covered areas due to sublimation fractionation, and also afterwards from soil water evaporation when snow melts out and the wet soil is exposed.

In recent volcanic areas, the outgassing of deep formations contributes CO_2 , which moves through the aquifers and finally is discharged into the atmosphere. In this process, for high and continuous CO_2 flow, slow renovating groundwater is isotopically affected by oxygen isotopes exchange. The results depend on geogenic CO_2 isotopic composition and temperature, among others factors. A common result is that d tend to increase.

3. RAINFALL AND RECHARGE IN THE CANARIES

There is water isotopic data from rainfall and groundwater from five of the seven islands, from different studies in different times. There is no permanent rainfall sampling network except for Santa Cruz de Tenerife (International Atomic Energy Agency, IAEA, GNIS/ISOHIS network), at sea level. A recent network in northern Gran Canaria depends on non-permanent university research projects.

Results are summarized in Table 2. What follows are general comments and background circumstances.

3.1. FUERTEVENTURA ISLAND

This is an arid environment in a poorly vegetated landscape and areas of barren volcanic lava flows filling some valley bottoms. In the central area of the Betancuria Massif, the highest area, Herrera (2001) carried out rainfall (P) sampling at different sites and altitudes, and of small springs and some of the wells and boreholes. Rainfall isotopic composition is quite variable: for P > 5 mm in a day, the possible evaporation effect is always clear, but it is possible after the low d value (down to 0‰) of some samples, although this may be also due to rainfall collection problems: for P < 5 mm in a day some samples are normal but others follow a line of slope ~5, due to evaporation during the fall.

Groundwater from small springs, mostly more or less permanent, perched seeps, is isotopically close to deep-well samples from the upper volcanic formation and in the heavier range of shallow wells in or near valley bottoms, and with quite a lower d value. This points to some evaporation in the soil and a greater integration of recharge along the slopes (Custodio, 2010). Shallow wells may have a greater contribution from lighter, more intense rain events that produce some runoff that infiltrate downstream, or is easily converted into recharge in the recent volcanic "badlands", where some evaporation in the upper layer is possible.

Groundwater from deep wells attaining the oldest volcanics and the intrusive formations, which is more saline than in shallowers wells (Herrera, 2001; Herrera and Custodio, 2002, 2003), shows the same range of δ^2 H; d values are the range 14‰ to 0‰ in one area (Tuineje) and 3‰ to 0‰ in another one (Tesejarague). This is explained as the result of mixing current recharge with old water affected by relict marine water, probably subjected to palaeo– geothermal effects. These samples are not taken into account here.

3.2. GRAN CANARIA ISLAND

A North–South sampling transect was operated in 1987–1988 (Gasparini, 1989), from coast to coast, including the highlands (1950 m). Results are complemented by a few results of 1974 from the SPA–15 Project (1975), as reported by Gonfiantini et al. (1976). Rainfall events <15 mm show evaporation effects. Light rainfall of about -8% δ^{18} O, lighter than locally originated rainfall (δ^{18} O > -5%) is assumed to be rainwater from large events.

Currently, the hydrogeology team of the University of Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC, pers. com.), inside some ongoing research projects, is carrying out monthly sampling of rainfall in a network in the northeastern area since 2009. There is a wide dispersion of values, although only those with $\delta^{18}O > -1\%$ show evaporation effects. One sample is isotopically very light (-7% $\delta^{18}O$), with d = 20‰.

In what refers to groundwater, early data come from the SPA–15 (1975) study, as reported by Gonfiantini et al. (1976). Gasparini (1989) sampled rainfall and groundwater from deep wells and some small springs and seeps perched in the arid Amurga phonolite massif in the SE, with precipitation varying from 100 mm/year at the coast to 250 mm/year in the top, at about 550 m. Results show evaporation during the recharge process due to the scarce vegetation cover (Gasparini, 1989; Gasparini et al., 1990; Custodio, 1993; Custodio–Ayala, 1999; Custodio-Ayala and Custodio, 2001), and are not considered here. Addional, unpublished data from 1989–1990 come from a research project (CoCo Canarias) that sampled a series of wells in the island. Results agree with what have been said above.

Data form the coastal eastern area of Telde (Cabrera, 1995) cannot be used here since most samples show effects of return irrigation flows and/or some salinization by seawater intrusion.

The Geological Institute of Spain and the CEDEX carried out groundwater sampling in the northern part of Gran Canaria (Benavides, 2009; IGME, 2009), mostly springs and wells at high altitude (800 to 1500 m). Part of the heavier samples ($\delta^{18}O > -3,2\%$) correspond mostly to large–diameter wells and show evaporation effects, so they have been discarded. An anomaly of d = 24‰ may be the effect of isotopic exchange with flow–through geogenic CO₂, but this needs further studies.

Results from La Aldea aquifer system, western Gran Canaria (Muñoz, 2005; Cruz, 2008) cannot be used since they reflect mostly recycled water from excess irrigation water.

3.3. TENERIFE ISLAND

In the IAEA, GNIP/ISOHIS database include a rainfall sampling station in Santa Cruz de Tenerife, at sea level, measured by the CEDEX. Results are highly variable and heterogeneous, further to evaporation effects for some of the rains. Results have to be taken with caution, but there are rains in the range d = 13 to 18%.

Data on groundwater from Tenerife island come from the SPA– 15 (1975) study (Gonfiantini et al., 1976), a few ones, from a thesis (Hoppe, 1987; Custodio et al., 1987), and sampling carried out inside the unpublished a joint UPC–USGS project in the 1980's, already mentioned in Gran Canaria. There is not a clear evaporation trend with increasing δ^{18} O values.

		Rainfall	sampling	Groundwate	er sampling		
Island	Site	d ‰	δ ¹⁸ O range ‰	d ‰	δ ¹⁸ O range ‰	Period of data	References
Fuerteventura	Betancuria massif P > 5 P < 5	12 (10 to 20) 10 to 15	-4.8 to -2.2 -2.9 to +0.2	5-15	-5.2 to -2.1	1988-1989	Herrera, 2001
Gran Canaria	Island N–Stransect P>15 P<15 polarorigin	20 (15 to 22) 15 (10 to 20) 0 to 12 10	-6.0 to -0.2 -8.4 to -1.7 -3.0 to -1.0 -8			1975 1986–1987	Gonfiantini et al. 1976 Gasparini, 1989
	North, 800–1500 m alt. North–East	15 (6 to 28)	-6.0 to 0	14 (12 to 16) 13 to 18	-5.0 to -3.8 -5.7 to -2.5	2008 2009–2011	Benavides, 2009 ; IGME, 2009 ULPGC (per. com.)
Tenerife	Island Santa Cruz de Tenerife	8 (0 to 18)	+2.0 to 4.0	17 (10 to 20)	-5.8 to -2.3	1975; 1985–1986	Gonfiantini et al., 1973 ; Hoppe, 1987; Custodio et al., 1987 IAEA, GNIP/ISOHIS database, acc. 2011
La Gomera	Las Cañadas–Island center Island, general high areas	15.5 (13 to 22)	-8.7 to -4.0	15.5 (13 to 22) 11 to 14 11 to 13	-8.8 to -6.0 -4.7 to -3.6 -4.7 to -4.1	2008–2004 1990	Marrero, 2010 Custodio & Manzano, 1990
La Palma	E–W transect Caldera Taburiente, high alt. Iow alt	15 to 20	-5 to -1.5	14 to 16	-6.5 to -4.5	1994 1994	König, 1997 König, 1997
	Island, high alt. mid alt.			15 to 20 10 to 15	-6.0 to -4.7 -4.7 to -3.2	1991	Veeger, 1991
	Island			16 (10 to 25)	-6.8 to -4.5	1993	ITGE, 1993

Table 2 - Deuterium excess in non-evaporated precipitation in the Canaries, d in ‰. P= daily precipitation, in mm.

A recent, detailed study of the central areas of Tenerife, in Las Cañadas del Teide (Marrero, 2010) includes rainfall sampling at different altitudes, and groundwater, mostly from water galleries. They show no trend of d when δ^{18} O increases.

3.4. LA GOMERA ISLAND

Two surveys for water isotopes were carried (Custodio and Manzano, 1990), with emphasis in permanent small springs. Since sampling was difficult in some cases, some results have to be discarded due to evaporation effects, or doubts on the sample representativity, and also some suspected possible analytical errors.

3.5. LA PALMA ISLAND

König (1997) established in 1994 a rainfall sampling line across the island, between 500 m and 1600 m altitude (maximum island altitude of 2400 m), and sampled water galleries and surface runoff (mostly groundwater outflows) in the Caldera de Taburiente and the wells in its lower part (Barranco de las Angustias), in the western area of the northern half of the island. There is no evaporation trend for rainwater as the altitude decreases. The heavier values for the low altitude wells can be interpreted as the combined effect of low altitude recharge, some irrigation return flows and salinization, in a complex aquifer with deep saline water.

In 1989, Veeger (1991) carried out groundwater sampling of wells, galleries and springs all over the island, but mostly in the northern half. Two samples with high d at δ^{18} O around 4‰ to 5‰ were interpreted as the result of a shift to higher values due to deep CO₂ effect in recently active volcanic areas, but this is unclear.

A survey carried out for the ITGE (1993) is less specific but also shows no evaporation trend. Most data range -6.8% to -4.5% in δ^{18} O, and one goes up to -3.5%.

4. DISCUSSION

The available information is scarce and patchy, so sound summary results cannot be confidently derived, as well as seasonal variations cannot be established according with the origin of atmospheric humidity. But some general trends can be obtained, as shown in Table 3.

No all data have the same reliability. They come from different laboratories, which may present some differences among them. Also water collection and sample conservation did not follow a well defined protocol. Thus, small, non geographically–based differences can be expected, and also the weight of low and high altitude sampling places is different from island to island.

Average, non-evaporated rainfall has an excess deuterium (d) of about 16 to 17‰, with maximum values up to 22‰. Minimum values cannot be surely established due to possible evaporation effects, but seems to be 13 to 15‰. There is no clear trend from W to E, except for minimum values, which decrease in this direction. This may be to evaporation during the fall of small rainfall events in a progressively drier environment.

For groundwater, d is given as a central value and a deviation. The central value is about 16‰, slightly less than that of average rainfall. There is no attempt to get weighed averaged values due to the scarce data. In the wet areas, recharge is mostly produced in winter–spring. In the arid areas occasional frontal storms may be significant for recharge. The effect of soil evaporation is small, in spite of the poorly vegetated highlands, with short duration snow cover in LP, TF and less often in GC. The d decrease in the SE areas of Gran Canaria and in FV is the effect of scarce vegetation cover.

In the dry areas, evaporation clearly affects recharge water and d decreases clearly, down to 0% and even to negative values. Then, d values for groundwater lower than 10% in non–saline groundwater indicates with confidence soil water evaporation, or are a consequence of the inflow of irrigation return flows when this is possible. There is a correlation between d and Cl⁻ content, that is not shown here.

5. CONCLUSIONS

In the Canaries, even if placed in the Atlantic Ocean, nonevaporated precipitation shows a deuterium excess higher than the world average value of 10%. It is about 16%, between 13% and 22%. This is reflected in the values for non-evaporated groundwater of $16\pm 4\%$. Evaporation fractionation is produced in low intensity, short-duration precipitation, and in groundwater recharge in the poorly vegetated dry areas; the effect increases from West to East, as the African Continent is approached.

Table 3 – General results based on Table 2, from West to East, of excess deuterium (d) in ‰, in non-evaporated water

Island	La Palma	La Gomera	Tenerife	Gran Canaria	Fuerteventura
Precipitation	17 (15 to 20)		16 (13 to 22)	17 (10 to 22)	15 (10 to 20)
Groundwater	16±2	13±2	16±4	16±4	10±5

6. ACKNOWLEDGEMENTS

The different authors mentioned when data is commented, have made available not only their published data, mainly their doctoral theses, but also their personal experience. Some still unpublished data has been made available by the Hydrogeology Team of the University of Las Palmas de Gran Canaria, with special thanks to Dr. Maria del Carmen Cabrera and Tatiana Cruz, and postgraduate students Pilar Hernández and Annetty Benavides. Also part of the information comes from unpublished data of a joint Spain–USA Committee for Science and Technology in the 1980s (CoCo Canarias), led by Dr. S.N. Davis and the author. Also the local Water

Authorities (Consejos Insulares) are acknowledged for their help in the surveys.

7. REFERENCES

- Benavides, A. (2009): "Estudio hidrogeológico del acuífero de cumbre (zona norte) de la isla de Gran Canaria" [Hydrogeological study of the summit aquifer (northen area) of Gran Canaria Island]. Curso Internacional de Hidrogeología Subterránea. FCIHS-UPC, Barcelona, (Internal),
- Cabrera, M.C. (1995): "Caracterización y funcionamiento hidrogeológico del acuífero costero del Telde (Gran Canaria)" [Hydrogeological characterization and functioning of the Telde coastal aquifer (Gran Canaria)]. Doctoral thesis. Universidad de Salamanca: 1-363 + Annexes
- Clark, I. and P. Fritz (1997): "Environmental isotopes in hydrogeology". CRC Press: 1-328.
- Cruz, T. (2008): "Contribución de la modelación numérica e hidroquímica al conocimiento del acuífero de La Aldea (Gran Canaria)" [Numerical and hydrogeochemical modelling as a contribution to the knowledge of the La Aldea aquifer (Gran Canaria)]. Doctoral thesis. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. http://acceda.ulpgc.es/handle/10553/2221.
- Custodio, E. (1993): "Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island". Study and Modelling of Salt Water Intrusion, CIMNE-UPC, Barcelona: 81-98.
- Custodio, E. (2007): "Groundwater in volcanic hard rocks". In J. Krásny and J.M. Sharp Jr., Groundwater in Fractured Rocks. Intern. Assoc. Hydrogeologists, Selected Papers 9. Taylor & Francis, London: 95-108.
- Custodio, E. (2010): "Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance". Contributions to Science, 6, 1, 81–97. Custodio, E. and M.R. Llamas (1976): "Hidrología subterránea" [Groundwater
- hydrology]. 2 Vols.: 1-2350. Ediciones Omega. Barcelona. Section 12.
- Custodio, E., J. Hoppe, A. Hoyos-Limón, J. Jiménez, A. Plata, and P. Udluft (1987): "Aportaciones al conocimiento geohidrológico de Tenerife utilizando isótopos ambientales" [Contributions to the geohydrological understanding of Tenerife using environmental isotopes]. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Madrid. XII, 263 - 280
- Custodio, E. and M. Manzano (1992): "Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la isla de la Gomera" [Preliminary hydrogeochemical and environmental isotope study of the La Gomera island]. *Hidrogeología y Recursos* Hidráulicos, XVI, 61–76.
- Custodio, E. and M.C. Cabrera (2008): "Síntesis de la hidrogeología de las Islas Canarias" [Synthesis of the Canary Islands hydrogeology]. Geo-Temas 10: Hidrogeología: 785-788 (CD).
- Custodio-Ayala, J. (1999): "Estudio de las aguas subterráneas del Macizo de Amurga y Barranco de Fataga (sur de Gran Canaria)" [Groundwater study of the Amurga Massif and the Fataga Creek (southern Gran Canaria)]. Engineering thesis, ETS. Enginvers de Camins, Canals i Ports, Technical University of Catalonia, Barcelona; 1 - 107
- Custodio-Ayala, J. and E. Custodio (2001): "Hidrogeoquímica isotópica del macizo fonolítico de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria)" [Isotopic hydrogeology of the Amurga phonolitic massif (southeastern Gran Canaria island)]. In: A. Medina and J. Carrera, (eds.). Las Caras del Agua Subterránea. Instituto Geológico y Minero de España, Temas Aguas Subterráneas. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. n. 1/2001. I. 461-468.
- Gasparini, A. (1989): "Hydrochimie et géochemie isotopique de circulations souterraines en milieu volcanique sus climat semi-aride (Grande Canarie, Iles Canaries)" [Hydrochemical and geochemical study of groundwater flow in a volcanic medium in semi-arid climate (Gran Canaria, Canary Islands)]. Doctoral Thesis, Univ. Paris XI, 1-261.
- Gasparini, A., E. Custodio, J.Ch. Fontes, J. Jiménez, and J.A. Núñez (1990): "Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquiferes en terrain volcanique

sous climat semi-aride (Amurga, Gran Canaria, Iles Canaries)" [Geochemical and isotopical case study of groundwater flow in a volcanic terrain under semi-arid climate (Amurga, Gran Canaria, Canary Islands)]. Journal of Hydrology, 114, 61-91

- Gat, J. and R. Gonfiantini (1981): "Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle". International Atomic Energy Agency, Vienna. Technical Reports Series n. 210, 339 pp.
- Gonfiantini, R., G. Gallo, B.R. Payne and C.B. Taylor (1976): "Environmental isotopes and hydrochemistry in groundwater of Gran Canaria". Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. IAEA. Vienna: 159-170.
- Herrera, Ch. (2001): "Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias" [Hydrogeochemical characterization of the Betancuria Massif, Fuerteventura]. Doctoral Thesis. Universitat Politècnica de Catalunya: 1-223. https://sarasate.upc.es/upc/ut3cicle/tesis.nsf
- Herrera, Ch. and E. Custodio (2002): "Old marine water in Fuerteventura island deep formations". Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting. Delft University of Technolgy, Fac. Civil Eng. and Geosciences: 481-488.
- Herrera, Ch. and E. Custodio (2003): "Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, España" [Hypothesis on the origin of groundwater salinity in Fuerteventura island, Canarian Archipelago, Spain]. Bol. Geol. Minero. 114, 4, 433-452.
- Hoppe, J. (1987): "Zur Hydrogeologie der Insel Teneriffa unter besonderer Berücksichtigung der Isotopenhydrogeologie" [The hydrogeology of Tenerife Island with special consideration of isotope hydrology]. Journal Dept. Hydrogeology and Environment, University of Würzburg, 9, 1-115. http://www.hydrogeologie-wuerzburg.de/abstract/hu9_abst_e.htm#ed9p1
- IGME (2009): "Estudio hidrogeológico de la zona norte de Gran Canaria". IGME-CEDEX. Las Palmas de Gran Canaria (internal, under revision).
- ITGE (1993): "Estudio isotópico de las aguas subterráneas en la Isla de La Palma" [Isotopic study of La Palma Island groundwater]. Geomecánica y Aguas, for the Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid: 1-73 + 3 Annexes. (public. internal report).
- König, B. (1997): "Erfassung und Bilanzierung von Stuff-Flussen mit grundwasser der vulkanische Oceaninsel La Palma (Kanarische Inseln)" [Determinig groundwater solute flux and balances in the La Palma volcanic island (Canary Islands)]. Thesis. Christian-Albrechts-Universität (Kiel, Germany). Berichte-Reports, Geol-Paläont. Inst. Univ. Kiel, n. 84, 1-201 + annexes.
- Marrero, R. (2010). Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias [Hydrogeochemical model of the Las Cañadas del Teide aquifer, Tenerife, Canary Islands]. Doctoral Thesis. Technical University of Catalonia: 1 - 499annexes. http://www.tesisenxarxa.net/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0131111-100001//TRMD2de3.pdf
- Mazor, E. (2004): "Chemical and isotopic groundwater hydrology". M. Dekker Inc.: 1-449.
- Muñoz, J. (2005): "Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria)" [Hydrogeological functioning of the La Aldea aquifer (Gran Canaria)]. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. http://acceda.ulpgc.es/handle/10553/1841
- SPA-15 (1975): "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)" [Scientific study of water resources in the Canary Islands]. Ministerio de Obras Públicas-Dirección General de Obras Hidráulicas and UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid. 3 vols.+ maps.
- Veeger, A.I. (1991): "Geochemical methods for evaluating the origin and evolution of ground water in volcanic rocks". Ph. D. Thesis. University of Arizona: 1-235 + annexes.
- Yoshida, N. (ed.) (2001): "Hydrogen and oxygen isotopes in hydrology". UNESCO-IHP. Paris. Hydrospheric Atmospheric Research Center. Univ. of Nagoya: 1-291.

Presencia y mecanismos de transporte de NO₃⁻ y SO₄²⁻ de origen agrícola en aguas superficiales y subterráneas del área La Rocina-Mimbrales-La Vera, Doñana (SO de España)

Presence and transport mechanisms of agricultural NO_3^- and SO_4^{2-} in ground and surface water of La Rocina-Mimbrales-La Vera area in Doñana (SW Spain)

Horacio Higueras⁽¹⁾, Marisol Manzano⁽¹⁾, Emilio Custodio⁽²⁾, Albert Soler⁽³⁾, Roger Puig⁽³⁾, Ramón Aravena⁽⁴⁾ ⁽¹⁾Dept. de Ingenieria Minera, Geologica y Cartografica, Universidad Politécnica de Cartagena, Cartagena, Spain, hhigueras@upct.es; marisol.manzano@upct.es

⁽²⁾Dept. d'Enginyeria del Terreny, Cartogrâfica i Geofísica/FCIHS, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain, emilio.custodio@upc.edu

⁽³⁾Grup de Mineralogia Aplicada i Medi Ambient, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain, albertsolergil@ub.edu; rpuig@ub.edu

⁽⁴⁾Dept. of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, Canada, roaraven@uwaterloo.ca

SUMMARY

In the Doñana aquifer system (SW Spain) there are different types of wetlands, some of them of international relevance. Many fresh water lagoons and small water courses are situated in the Doñana Eolian Mantle (DEM), which occupies the western sector of the water table area of the aquifer. They are strongly dependent of groundwater and they behave either as groundwater discharge or as groundwater flow through wetlands. Since the middle 1970's intense agricultural activities are carried out in parts of the DEM holding lagoons and water courses. The impact of groundwater abstraction on aquifer discharge quantity to the wetlands is well known, but this was not the case with the impact of agricultural activity on water quality. In order to assess this impact, sampling for chemical and isotopic analysis ($\delta^{15}N$, $\delta^{18}O_{NO3}$, $\delta^{34}S$ and $\delta^{18}O_{S04}$) of surface water, groundwater, natural and agricultural soil, and animal manure have been carried out in the whole DEM, with emphasis in the Mimbrales-La Vera area, to the NE of DEM. NO_3^- and SO_4 contents larger than expected from known natural sources have been found in surface water and groundwater samples, and in many cases $\delta^{15}N$ and $\delta^{34}S$ values point to a clear contribution of agrochemicals. In the La Rocina- Mimbrales area, the generalised pollution found in both surface water and groundwater seem to be due to surface and subsurface runoff of excess irrigation water, as deduced from the piezometric study. In the Mimbrales-La Vera area, within the Doñana National Park, three different surface and groundwater pollution mechanisms seem to operate: transport of agricultural pollutants by groundwater flow since the area under the cultivation fields; infiltration of excess irrigation water through the beds of an existing water evacuation network which goes through the area carrying water from the cultivation fields to the marshes, and nitrate release from the sediments around La Vera streams, which have been transported by surface runoff since the cultivation fields. Two main conclusions can be highlighted: 1) the impact of agriculture on ground and surface water quality seems clear; 2) the agricultural pollutants would reach the water through different mechanisms in different zones. The last information has a paramount relevance for water and land management in the area.

1. INTRODUCCIÓN

En el Manto Eólico Litoral de Doñana (MELD) hay cientos de humedales, principalmente lagunas y pequeños arroyos dependientes del agua subterránea, muchos de los cuales fluyen hacia la marisma bien directamente, a lo largo de la franja de contacto del MELD con la marisma, denominada La Vera, o bien a través del arroyo más grande la zona, La Rocina. El agua dulce que estos humedales aportan a la marisma cercana, junto con la frondosa vegetación que genera a lo largo de La Vera, hacen que el sector noreste del MELD sea una zona de extraordinario valor ecológico en el contexto del Parque Nacional de Doñana.

La zona está sometida al impacto de la actividad agrícola que se realiza de forma intensiva en una parte de la misma desde mediados de la década de 1970 hasta la actualidad. Los cultivos, principalmente fresas y cítricos, se riegan con agua subterránea local que se extrae de los niveles más permeables de este sector de acuífero, alrededor de los 40-50 m de profundidad. Actualmente se conoce razonablemente bien el impacto sobre la cantidad (niveles) de estos casi 40 años de explotación intensiva y concentrada espacialmente en zonas del MELD cercanas a los humedales (Trick y Custodio, 2004; Lozano, 2004; Juárez et al., 2012). Respecto a la calidad, varios estudios han caracterizado la composición química del agua subterránea a escala global del MELD y del conjunto del sistema acuífero (Iglesias, 1999; Lozano, 2004; Manzano et al., 2005), y algunos más recientes han mostrado evidencias de afecciones a la calidad por parte de la actividad agrícola (Manzano et al., 2007a, Manzano et al, 2007b, Manzano et al., 2007c, Olías et al., 2008; Manzano et al., 2009, Manzano et al., 2011; Higueras et al., 2011).

El presente trabajo se centra en el estudio de la contaminación agrícola de las aguas superficiales (arroyos y algunas lagunas) y subterráneas de la mayor parte del MELD, con una intensificación en el sector Los Mimbrales-La Vera, al noreste del MELD.

2. LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el MELD, una formación de unos 400 km² de superficie que forma parte del sistema acuífero de Doñana, en el SO de España. El MELD es la parte superior de una formación plio-cuaternaria mayoritariamente arenosa cuyo espesor oscila entre unos pocos metros tierra adentro y alrededor de 80 m en la costa. El MELD está formado por arenas eólicas; bajo éstas hay arenas aluviales y litorales de granulometría fina a gruesa con algunas capas de arcillas intercaladas, y en la base de la formación hay un nivel poco potente (< 5 m en general) de gravas arenosas. El conjunto se dispone sobre sedimentos limoso-arcillosos de ambiente transicional bajo los cuales hay un potente espesor de margas miocenas. Los sedimentos del MELD tienen una permeabilidad media y se recargan por la infiltración de la lluvia. El nivel freático es muy somero y tiene su máxima cota en el entorno de El Abalario, lo que hace que la superficie freática tenga forma de domo (Figura 1).

En la zona de Los Mimbrales-La Vera, al noreste del MELD, los campos de cultivo de fresas y cítricos lindan con el límite del Parque

Nacional de Doñana (PND) (Figura 2). La mayor parte de los excedentes de riego son dirigidos hacia dos drenes agrícolas principales que los introducen en el PND y los conducen hacia la marisma a través de los cauces de tres arroyos, Soto Chico, Soto Grande y Caño Mimbrales (Figura 1b). El agua llega a ellos tras pasar por dos balsas de distribución (Figura 2) que fueron construidas en 1999 como parte de una de las actividades del proyecto de restauración hídrica Doñana 2005, la denominada Actuación nº 1. La finalidad de esta actuación fue retener sedimento y aumentar el flujo hídrico en estos arroyos, que en condiciones naturales, hace unas décadas, eran hipogénicos permanentes, pero cuyo hidroperiodo se ha modificado por el abatimiento de los niveles freáticos producido por dos actuaciones humanas: la plantación de eucaliptos en la década de 1950 y la explotación continuada del acuífero para riego desde 1975.

Esta red de drenaje introduce la mayor parte de los contaminantes agrícolas en la marisma por vía superficial, aunque esta situación ya existía antes de la construcción de las balsas de distribución de agua a los arroyos, pues muchos de los campos de cultivo se instalaron en las cuencas de los arroyos Soto Grande, Soto Chico y de otros cursos menores que desembocan en La Rocina, haciendo que esos arroyos se convirtieran en vías de transporte no solo de excedentes de riego, sino de grandes cantidades de arena. De hecho, una de las consecuencias de la puesta en cultivo de la zona fue el aumento del caudal sólido de los arroyos y la formación de notables abanicos aluviales en la desembocadura de los mismos en la marisma (Borja y Gómez-Ponce, 2002). El arrastre de sólidos con ocasión de lluvias importantes fue activo al menos hasta la construcción de las balsas de la Actuación nº 1. Buena parte de las arenas procedían de terrenos preparados para cultivar, por lo que es muy probable que estos sedimentos hayan transportado también sustrato agrícola a La Vera.



Figura 1 – Situación y piezometría del área de estudio, el Manto Eólico Litoral de Doñana. Ventana: área de estudio de detalle, zona Mimbrales-La Vera. (Situation and piezometry of the study area, the Doñana Eolian Mantle. Window: detailed study area Mimbrales-La Vera).

Adicionalmente, debido a que actualmente largos tramos de los cauces de los arroyos mencionados están desconectados del nivel freático (Juárez et al., 2012), con excepción de las zonas más cercas a la marisma, los cauces son vías de recarga preferente del agua de excedentes de riego que transportan.

Por otro lado, una parte de los excedentes de riego que se generan en la zona agrícola es captada por los cauces de varios arroyos hipogénicos que discurren hacia la parte media y baja de la cuenca del arroyo de La Rocina (Figura 1), y otra parte de los excedentes se infiltra y llega a la zona saturada bajo los propios campos de cultivo, desde donde pueden ser transportados a varias zonas por líneas de flujo de distinta profundidad siguiendo la red de flujo tridimensional, cuyas características se conocen razonablemente, como se ha dicho antes.

Por tanto, existen varios posibles mecanismos de dispersión de los contaminantes agrícolas, los cuales se han intentado comprobar en este estudio.

3. METODOLOGÍA

Para estudiar el impacto de la agricultura sobre la calidad del agua superficial y subterránea y los posibles mecanismos de transporte de contaminantes, entre los años 2001 y 2009 se han realizado muestreos y análisis químicos e isotópicos de agua de lluvia, agua superficial y agua subterránea tomada a distintas profundidades, así como análisis químicos e isotópicos de suelo agrícola, suelo natural y estiércol animal como fuentes potenciales de nitrato adicionales a los fertilizantes.

A continuación se detallan los trabajos realizados, los cuales se llevaron a cabo en varias campañas de muestreo realizadas entre 2001 y 2009:

- Caracterización química (pH, conductividad eléctrica, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, NH₄⁺ y PO₄³⁻) del aporte atmosférico total (deposición húmeda y seca) de solutos al agua superficial y subterránea: para ello se instalaron dos estaciones de muestreo de agua de lluvia, una en el Palacio de Doñana, donde se obtuvieron 8 muestras integradas mensuales de lluvia entre noviembre de 2007 y octubre de 2008, y otra cerca del Centro de Visitantes de La Rocina, donde se obtuvieron 13 muestras integradas mensuales entre noviembre de 2007 y abril de 2010. Se acepta que los muesteradores integraron la deposición seca producida entre lluvias.
- Muestreo de aguas superficiales y subterráneas: dos campañas de muestreo para análisis hidroquímico (mismos componentes que en el agua de lluvia) e isotópico (δ²H, δ²H, δ³⁴S, δ¹⁸O_{SO4}) en julio de 2001 y julio de 2002; 12 campañas para muestreo hidroquímico entre 2005 y 2009 y tres campañas para muestreo hidroquímico e isotópico (δ¹⁸O_{H20}, δ²H, δ¹⁵N, δ¹⁸O_{N03}, δ³⁴S, δ¹⁸O_{SO4} y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) en marzo y julio de 2007 y en abril de 2009.

La mayor parte del periodo de estudio ha sido seco desde el punto de vista climatológico, por lo que se han podido tomar pocas muestras de agua superficial en arroyos y drenes agrícolas. Para el muestreo de agua subterránea se usaron varios tipos de puntos: manantiales (MX en Figura 2); pozos de brocal de menos de 10 m de profundidad (BX en Figura 2); sondeos de distinta profundidad entre 5 y 100 m pertenecientes y con un solo filtro corto en la base, de la red de observación de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (SX en Figura 2) y sondeos freáticos (entre 2 y 4 m de profundidad) construidos manualmente para este estudio en la zona Mimbrales-La Vera (identificados sólo con números en Figura 2). Estos últimos sondeos se perforaron formando transectos (4 sondeos por transecto) perpendiculares a los cauces de los arroyos Mimbrales, Soto Chico y Soto Grande, con el fin de estudiar la relación aguas superficiales-aguas subterráneas.

• Caracterización geoquímica e isotópica (δ^{15} N, $\delta^{18}O_{NO3}$) de muestras de suelo: se analizaron 2 muestras de suelo agrícola, 6 de suelo natural y 2 de estiércol.

En este trabajo sólo se utilizan los datos de Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃ y de $\delta^{15}N, \,\delta^{18}O_{NO3}, \,\delta^{34}S$ y $\delta^{18}O_{SO4}$. Los análisis químicos de aguas se realizaron en el laboratorio Centro de Análisis de Aguas (Murcia), España). Los análisis de $\delta^{15}N$ y $\delta^{18}O_{NO3}$ de las muestras de 2007 se realizaron en el laboratorio de Bioquímica Microbiana Marina de la Institución Oceanográfica Woods Hole (WHOI) en Massachussets (Estados Unidos de Norteamérica); las muestras de agua de 2009 se analizaron en la Universidad de Waterloo (Canadá) y la muestras de suelo de 2009 se analizaron en la Universidad Autónoma de Madrid. Todos los análisis de $\delta^{34}S$ y $\delta^{18}O_{SO4}$ se realizaron en la Universidad de Barcelona.

En el texto que sigue los valores de $\delta^{18}O_{NO3}$ y $\delta^{18}O_{SO4}$ están referidos al estándar V-SMOW; los valores de $\delta^{34}S$ están referidos al estándar V-CDT y los de $\delta^{15}N$ están referidos al estándar Aire.



Figura 2 – Ubicación de los puntos de agua de lluvia, agua superficial y subterránea muestreados. (Location of the rainwater, surface water and groundwater sampled points).

Para discriminar el origen agrícola del SO₄²⁻ y el NO₃⁻ presentes en las aguas respecto a los procedentes de otras fuentes, se ha establecido, a priori, cuáles son estas y cuáles son sus marcas isotópicas. Con respecto al sulfato, en la zona de estudio no hay fuentes litológicas ni urbanas de sulfato, pero sí atmosféricas y agrícolas. Los valores isotópicos característicos de estas fuentes son: 1) Deposición atmosférica. Debido a los pequeños contenidos de sulfato en la lluvia no se pudo hacer determinaciones isotópicas. No obstante, el rango de valores más probable de δ^{34} S y $\delta^{18}O_{SO4}$ en el aporte atmosférico de la zona se ha deducido de los valores medidos en aguas poco profundas y tomadas en zonas sin influencia agrícola a priori. El rango de valores de δ^{34} S en el aporte atmosférico está aproximadamente entre +7 y +21 ‰. Los valores de δ^{18} O de estas aguas varían entre +3 y +9 %. Se acepta que el aporte atmosférico integra la posible contaminación industrial (Huelva) y el aerosol marino.

2) **Fertilizantes**. Se han tomado como referencia los valores δ^{34} S y $\delta^{18}O_{SO4}$ de los fertilizantes más usados en España según Vitòria et al. (2004). Los valores típicos son: δ^{34} S = -1,8 a +11,7 ‰; δ^{18} O = +7,7 a +16,5 ‰.

Respecto a las fuentes potenciales de nitrato sólo se descartan las aguas residuales urbanas. Las fuentes hipotéticas en la zona y sus valores isotópicos típicos son:

1) **Deposición atmosférica**. Tampoco se ha podido hacer determinaciones isotópicas de la lluvia, la cual se acepta que integra la posible contaminación industrial y del tráfico local. No se han podido establecer valores típicos.

2) Nitrificación del N el suelo. Los rangos de variación de los valores de δ^{15} N y de $\delta^{18}O_{NO3}$ se han tomado de la literatura (Kendall et al., 2007). También se han analizado cinco muestras de suelo de la zona tomadas, en teoría, fuera del área de influencia agrícola (Figura 2). Hay una gran dispersión de valores ($\delta^{15}N_{NO3}$ entre +2,1 y +11,9 ‰), los cuales son más pesados que los caracterizados por otros autores como Heaton (1986), Kendall y McDonnell (1998) o Clark y Fritz (1997). Adicionalmente, varios de los sondeos muestreados están en zonas cuyas únicas fuentes posibles de nitrógeno son el aporte atmosférico y el N del suelo (L2, L4, C8, S38, S43, S45, S48 y S49 en Figura 2), aunque en algunos lugares la marca isotópica de esas fuentes puede estar modificada por reacciones.

3) El NO_3 procedente del abundante estiércol de la fauna silvestre del Parque Nacional de Doñana (La Vera es una zona muy concurrida desde hace posiblemente miles de años). Se han tomado como referencia los rangos de valores recopiladas por Kendall et al. (2007). Además se han analizado dos muestras de heces de ciervo y de vaca tomadas en el borde de la marisma.

4) **Fertilizantes**. Se ha tomado como referencia el rango de valores caracterizado por Vitòria et al. (2004) para los fertilizantes más usados en España. Además se han analizado varias muestras de agua que tiene NO_3^- de fertilizantes: una muestra de agua subterránea tomada en un sondeo corto ubicado dentro de un campo de cultivo al N de El Rocío (C12s en Figura 2) y dos muestras de agua de excedentes de riego tomadas en un dren (DS) y en un pequeño arroyo cuyo cauce captura excedentes de riego (AC) (Figura 2).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para estudiar la posible presencia de sulfato agrícola en las aguas superficiales y subterráneas analizadas se ha empezado comparando los contenidos de Cl⁻ y SO_4^{2-} en las muestras de agua con los contenidos de esos componentes en la deposición atmosférica de las dos estaciones de control, La Rocina y Palacio de Doñana (Figura 3a). De esta figura se puede deducir la siguiente información:

- El aporte atmosférico de sales de origen marino es mayor en la estación del Palacio de Doñana que en la de la Rocina, lo cual es coherente con la mayor cercanía al mar de la primera. Puesto que la relación iónica entre el SO₄²⁻ y el Cl⁻ típica del agua de mar se mantiene en el aerosol marino, la línea discontinua representa la relación entre las concentraciones de SO₄²⁻ y de Cl⁻ que deberían tener las aguas superficiales y subterráneas de la zona si ambos componentes procedieran únicamente de un aporte atmosférico con proporción variable de aerosol marino.
- Buena parte de las aguas del MELD presentan concentraciones de SO₄²⁻ (y Cl⁻) coherentes con un origen único o mayoritario en la deposición atmosférica con proporción variable de aerosol marino.
- Las muestras ubicadas claramente por encima de la línea discontinua tienen más $SO_4^{2^2}$ del esperable si todo procediera del aerosolo marino a través de la deposición atmosférica. Esto significa que algunas aguas superficiales y subterráneas someras y profundas tienen alguna fuente de sulfato adicional a la atmosférica. En la mayoría de los casos esas posibles fuentes se pueden deducir fácilmente conociendo la ubicación espacial de los puntos de muestreo y su ubicación respeto a la red hídrica.

En el caso de las muestras DS y AC la fuente principal del $SO_4^{2^-}$ deben ser los agroquímicos. Esta también debe ser la fuente en la muestra C12s, tomada en un sondeo corto instalado en un campo de cultivo fuera del área Mimbrales-La Vera, al N de El Rocío.

Pero algunas muestras con contribución de sulfato adicional al aerosol marino proceden de zonas sin influencia agrícola. Un ejemplo lo consituyen las dos muestras S49, tomadas de un mismo sondeo y distinta fecha. El sondeo está junto a una de las lagunas peridunares, una zona donde no hay escorrentía superficial ni flujo subterráneo procedentes de la zona agrícola (Figura 2). En este caso la hipótesis más plausible para explicar los notables contenidos de SO_4^{2-} es que en los sedimentos del fondo de la laguna están ocurriendo procesos hidrogeoquímicos cuyo resultado es una acumulación del azufre de aporte atmosférico. Hace algunas décadas esta laguna tenía agua todo o casi todo el año procedente del nivel freático, que era muy somero. La laguna se comportaba como un humedal de flujo a través, de modo que había una buena renovación de la sales en la cubeta. En la actualidad la laguna está desconectada del flujo activo de agua subterránea debido al descenso regional del nivel freático y solo tiene agua de aporte atmosférico en años húmedos. No hay renovación de sales en la cubeta, y la acumulación creciente de azufre (y de sulfato) se puede explicar por la ocurrencia reiterada de dos conjuntos procesos vinculados a los ciclos de secado y humectación de los sedimentos del vaso lagunar: i) reducción de sulfato, precipipitación de sulfuros, re-oxidación y disolución y/o ii) sobresaturación en sales de yeso, precipitación y disolución.

Las muestras situadas claramente por debajo de la línea discontinua de la Figura 3a tienen menos SO₄²⁻ del esperable por al aporte atmosférico de aerosol marino, lo que sugiere que han podido experimentar procesos que eliminan sulfato del agua. Es el caso de las muestras subterráneas someras de la laguna de Sta. Olalla, la laguna peridunar más grande (OL1, OL15, OL12), y

también en aguas del sondeo freático C18, muy cerca del cauce del arroyo de La Rocina. La hipótesis más plausible par explicar este déficit de sulfato es la reducción.

• En muchas otras muestras la interpretación de la composición química no es clara y es necesario apoyarse en la utilización de isótopos del sulfato.



Figura 3 – (a) Concentraciones de SO_4^{2-} vs. concentraciones de CI (meq/L) en las muestras de agua superficial, subterránea y de lluvia. (b) Distribución de la concentración de SO_4^{2-} con la profundidad. (c) Distribución del valor de la $\delta^{34}S$ con la profundidad. ((a) SO_4^{2-} vs. Cl (meq/L) in surface water, groundwater and rainwater samples. (b) Distribution of SO_4^{2-} content with depth. (c)Distribution of $\delta^{34}S$ values with depth).

En la Figura 3b se puede ver la distribución del contenido de SO_4^{2-} con la profundidad y en la Figura 3c la distribución del valor de la $\delta^{34}S$ con la profundidad. Las líneas rojas de la Figura 3b respresentan el contenido de sulfato esperable en el agua subterránea si todo él procediese del aerosol marino a través del aporte atmosférico, y durante la recarga el SO_4^{2-} se concentrara por evapotranspiración 3,5 veces. Este valor se ha tomado como referencia útil para la discusión que sigue por ser el más común de entre los factores de evapoconcetración calculado para unas 70 muestras tomadas en la parte superior del nivel freático de otros tantos sondeos (trabajos en marcha de tesis doctoral del primer autor). En la Figura 3c se ha indicado el rango de valores de $\delta^{34}S$ característicos de los fertilizantes de uso más común en España según Vitòria et al. (2004). La observación conjunta de ambas figuras aporta la siguiente información:

- Los contenidos de $SO_4^{2^2}$ de las aguas superficiales y muchas aguas subterráneas hasta aproximadamente 25-30 m de profundidad muestran un rango de variación de tres órdenes de magnitud, mientras que por debajo de los 30 m la variabilidad se reduce mucho. Esto sugiere que las fuentes y procesos son más variados en los primeros 30 m de acuífero.
- En esos primeros 30 m varias muestras tienen más SO₄²⁻ del esperado para el aporte atmosférico concentrado 3,5 veces por evapotranspiración. Algunas de ellas están situadas sobre la línea

discontinua en la Figura 3a, pero otras no, y en la Figura 3c algunas de esas muestras caen en la zona de valores de δ^{34} S típicos de fertilizantes pero otras son más pesadas. Los contenidos de SO₄²⁻ mayores a la deposición atmosférica considerada se pueden explicar por el hecho de que el factor de evapoconcentración es enrealidad muy variable y mayor de 3,5 en muchas zonas, singularmente en el entorno de las lagunas peridunares.

- También en los primeros 30 m de acuífero varias muestras tienen menos SO_4^{2-} del esperado para el aporte atmosférico concentrado 3,5 veces por evapotranspiración. En la Figura 3a todas ellas están situadas bajo la línea discontinua, y en la Figura 3c algunas tienen valores coherentes con los típicos de fertilizantes pero otras son más pesadas, con valores entre +12 y +17 ‰, coherentes con enriquecimiento isotópico por reducción. Otras tienen valores de δ^{34} S coherentes con un aporte atmosférico de sales de origen marino. Una (C18) es más pesada que el agua de mar, pero se trata de un pozo somero en el cauce de inundación de La Rocina en el cual a lo largo del año ocurren procesos de evaporación, reducción y oxidación.
- Por debajo de los 25-30 m el rango de variación del contenido en SO₄²⁻ se reduce mucho, y la mayor parte de las aguas tienen contenidos compatibles con el aporte atmosférico concentrado durante la recarga, aunque algunas parecen haber perdido algo de sulfato por reducción. La Figura 3c) confirma que la mayoría de las muestras por debajo de los 30 m parecen tener un δ³⁴S de sales de origen marino.
- Las tres muestras ubicadas entre los 80 y los 100 m de profundidad que en la Figura 3c parecen tener $SO_4^{2^-}$ de fertilizantes, proceden de sondeos porfundos ubicados en zonas de pequeño gradiente hidráulico y escasa renovación natural. Dos de esos sondeos (C10p y C14p) tienen dos muesteros en dos fechas distintas y los valores de δ^{34} S son muy distintos para ambos sondeos en las dos fechas, lo cual sugiere que la eficencia de la renovación previa al muestreo no fue igual en ambas campañas. Esta hipótesis se ve apoyada por los siguientes hechos: para perforar estos sondeos se usó un gran volumen de agua de un poco agrícola poco profundo, y parte del agua de perforación permaneció en el terreno del entorno de los sondeos durante varios años debido a la ausencia de condiciones para la renovación nataural. Por ello, la toma de muestras representativas requería un tiempo considerable de purgado previo, cosa que no siempre se realizó con igual eficiencia.

En resumen, la Figura 3 sugiere que la influencia del SO_4^{2-} agrícola solo es relevante en los primeros 25-30 m de acuífero.

Para dar apoyo a la indentificación de aguas contaminadas por sulfato agrícola y a la existencia de procesos de reducción se han comparado los valores de δ^{34} S y $\delta^{18}O_{SO4}$. De la Figura 4 se deduce la siguiente información:

- Un grupo de muestras tiene valores coherentes con el rango de valores de los fertilizantes de uso más común según Vitòria et al. (2004). Varias de ellas están en el entorno de los campos de cultivo (C10s, C10p, AC, DS), pero otras otras son aguas de la zona freática del sector Mimbrales-La Vera, y proceden de sondeos freáticos perforados junto a los arroyos que se usan para llevar los excedentes de riego hacia la marisma (muestras de la envolvente (2) en Figura 4). El estudio piezométrico (no mostrado aquí) indica que la cota del nivel freático es más baja que la del fondo de los cauces, por lo que se cree que el sulfato (y el nitrato) de origen agrícola se incorpora al agua subterránea somera mediante la infiltración de agua excedente de riego a través del lecho de los arroyos.
- Las muestras que parecen no tener influencia agrícola sugieren que el rango de valores de δ^{34} S en el aporte atmosférico está aproximadamente entre +7 y +21 ‰, lo cual se interpreta que corresponde a la distinta proporción de aerosol marino en el agua de recarga. Los valores de δ^{18} O de estas aguas varían mucho, entre +3 y +27 ‰. Las aguas con valores inferiores a aproximadamente +9 ‰ (valor del agua de mar y del aerosol marino) se acepta que son aguas no modificadas por reducción, mientras que las aguas más pesadas de +9 ‰ se acepta que están enriquecidas por

reducción. Las cuatro muestras más pesadas, con valores de δ^{18} O entre +17 y +27,5 ‰ (zona (1) en Figura 4) están en zonas donde hay mucha materia orgánica en el terreno y, además, hay agua subterránea salina evaporada, por lo que esos valores pesados se asocian a la oxidación de sulfuros por parte de un agua enriquecida en ¹⁸O.

La existencia de fenómenos de reducción queda apoyada por la ubicación de muchas muestras sobre líneas de pendiente típica de reducción (Mituzani et al., 1969). Este proceso parece afectar a aguas con SO₄²⁻ de cualquier origen, y su ocurrencia se observa prácticamente por todo el MELD, aunque de forma más intensa en el entorno de algunas lagunas peridunares (muestras S49, OL-SE, OL12, OL15, IG), cerca del cauce de La Rocina (muestra C18) y a



lo largo del contacto MELD-marisma (sin identificar en la figura).

Figura $4 - \delta^{34}S_{SO4}$ vs. $\delta^{18}O_{SO4}$ en aguas superficiales y subterráneas del MELD. El significado de las marcas (19 y (2) se explica en el texto. ($\delta^{34}S_{SO4}$ vs. $\delta^{18}O_{SO4}$ in surface water and groundwater of the DEM. The meaning of numbers (1) and (2) is explained in the text).

Como en el caso del sulfato, para estudiar la presencia de nitrato agrícola en las aguas superficiales y subterráneas se han comparado los contenidos de Cl^- y NO_3^- en las muestras analizadas con los contenidos de esos componentes en la deposición atmosférica medida en las dos estaciones de control (Figura 4a). De la figura se puede deducir la siguiente información:

- La lluvia del Palacio de Doñana no tiene nitrato (NO₃⁻ ≤ al límite de detección en las 8 muestras recolectadas), ni tampoco lo tienen 11 de las 13 muestras mensuales de lluvia de La Rocina. Pero dos muestras de octubre y noviembre de 2008 en La Rocina tienen 19,5 y 17,7 mg/L de NO₃⁻, valores asociados a contaminación. Ésta puede haber sido resultado de causas espúreas, pero también podría ser resultado de contaminación atmosférica durante las tareas de fertilización de otoño previas a la siembra de las fresas (la estación estaba muy cerca de los campos de cultivo). Dado que esta segunda hipótesis no se puede descartar, el valor medio de la Figura 5^a, que se debe entender como una referencia representativa de la realidad aunque no única, está sesgado por esos dos valores.
- En la Figura 5a se ve que, independientemente del valor del aporte atmosférico de NO₃, una buena parte de las muestras de agua superficial y subterránea tienen nitrato de fuentes adicionales a la atmosférica. Como en el caso del SO₄²⁻, para algunas muestras tales como AC y DS, cuya procedencia agrícola se conoce, la fuente de nitrato es clara, pero para otras no y en esas los isótopos pueden ayudar a identificar dicho origen.

• En la Figura 5b se ve que la presencia de NO₃⁻ de origen distinto al

atmosférico parece restringida a las aguas superficiales y a las



Figura 5 – (a) Concentraciones de NO₃[•] y de Cl (meq/L) de muestras de agua de lluvia, agua superficial y agua subterránea del MELD. (b) Distribución de NO₃[•] con la profundidad. (c) Distribución del valor de la δ^{15} N con la profundidad. ((a) NO₃[•] vs. Cl (meq/L) in rainwater, surface water and groundwater in the Doñana Eolian Mantle. (b) Distribution of NO₃[•] contents with depth. (c) Distribution of δ^{15} N values with depth).

- En la Figura 5c se observa que hay varias muestras con valores de δ^{15} N coherentes con un origen de fertilizantes orgánicos, entre ellas las dos muestras de excedentes de riego DS y AC, aguas de varios pozos de brocal (BB, BA), un mannatial (MS), varios sondeos cercanos al cauce de La Rocina (S11, T1, T3, T4, 04) y agua de varios sondeos freáticos de la zona Mimbrales-La Vera (40, 22 y los otros no identificados). Esto se podría explicar por el uso dominante de este tipo de fertilizante para el tratamiento de las fresas. Esta hipótesis se apoya en un dato conocido: el campo donde están los sondeos 04, T1, T3 y T4 se trató con estiércol de gallina entre los años 1995 y 2000, justo antes de que se abandonara el cultivo en el mismo. Sin embargo, también podría ser un resultado aparente derivado del enriquecimiento isotópico por reducción de un NO₃ procedente de fertilizantes sintéticos.
- Otro grupo de muestras tiene valores de δ^{15} N coherentes con fertilizantes sintéticos. Las muestras S10 y S17 están cerca de La Vera y proceden de sondeos de unos 10 m de profundidad. La muestra C12s procede de un sondeo freático situado en medio de un campo de arándanos al norte de El Rocío; su valor debe corresponder al tipo de fertilizantes que se usa con dicho cultivo. Las muestras L2 y S49 proceden de sondeos cortos perforados junto a lagunas en zonas muy alejadas entre sí y fuera de la influencia agrícola (ver Figura 2), por lo que su nitrato debe

proceder del aporte atmosférico y del suelo, y su ubicación en esta figura es una coincidencia, como se ve más adelante.

Como en el caso del sulfato, para dar apoyo a la indentificación de aguas contaminadas por nitrato agrícola y a la existencia de procesos de reducción se han comparado los valores de δ^{15} N y $\delta^{18}O_{NO3}$ en aquellas muestras de agua de las cuales se dispone de valores confiables de ambos isótopos (Figura 6). La mayoría de las muestras corresponden a sondeos freáticos del sector Mimbrales-La Vera y solo unas pocas están en el resto del MELD. También se han dibujado los valores de las muestras de suelo y estiércol de fauna local analizados. De la figura se puede deducir la siguiente información:

- Las cinco muestras de suelo natural local analizadas tienen un rango de valores muy amplio. Algunos valores podrían estar contamiandas por nitrógeno de fertilizantes y otros otras por estiércol de fauna, muy abundante en el sector Mimbrales-La Vera.
- Las dos muestras de suelo agrícola (de un campo de fresas y otro de naranjas) muestran valores distintos que deben corresponder a los fertilizantes usados con cada tipo de cultivo.
- Las dos muestras de estiércol de fauna local también muestran valores diferentes entre sí pero en ambos casos son más ligeras que los valores reportados por la literatura (Kendall et al., 2007).
- Las aguas subterráneas L2 y S49, ambas tomadas en lugares ajenos a la influencia agrícola, se consideran representativas de un nitrato de procedencia mixta atmosférica y del suelo.
- La muestra C12s, procedente de un pozo somero en un campo de arándanos, sugiere que los fertilizantes usados localmente son de tipo amoniacal.
- Las muestras DS y AC parecen tener nitrato de fertilizantes sintéticos enriquecido isotópicamente por reducción, más que procedente de fertilizantes orgánicos. A pesar de la ocurrencia de reducción, los contenidos de NO₃⁻ son altos por ser aguas muy concentradas (posiblemente evapoconcentradas).
- Las aguas de los sondeos S11, S17, T4 y del manantial MS parecen tener nitrato procedente del fertilizantes amoniacales concentradas por reducción en distinto grado.
- En las aguas de la zona freática del sector Mimbrales-La Vera (< 5 m de profundidad) parece haber dos grupos: uno cuyos valores de δ^{15} N nitrato son coherentes con los del N del suelo (muestras 33, 54, 55 y 58) y otro cuyos valores son coherentes con los de fertilizantes amoniacales enriquecidos en distinta proporción por reducción (resto de muestras). Como se ha comentado al hablar del sulfato, estas muestras proceden de sondeos freáticos perforados junto a los cauces que conducen los excedentes de riego a la marisma, los cuales solo son ganadores cerca de su desembocadura.
- En la Figura 6c se observa que el grueso de las muestras define una línea de mezcla entre los valores típicos del nitrato de aporte atmosférico y del suelo y los valores típicos de fertilizantes. A esa línea general de mezcla de fuentes se superponen líneas de evolución típica de procesos de reducción aunque ésta es parcial, y solo unas pocas muestras muestran valores propios de reducción notable (S11, 22, 56, 32).
- En el sector Mimbrales-La Vera, que se ha estudiado de forma intensiva por su relevancia ecológica, muchas de las aguas subterráneas someras tienen nitrato agrícola al menos hasta la profundidad de los sondeos muestreados (S17p, con 22 mg/L de SO₄²⁻ a 11 m; S17s, con 15,5 mg/L de NO₃⁻ a 9,6 m), pero las aguas de la parte superior del nivel freático tienen los mayores contenidos de nitrato, entre 20 y 75 mg/L, y entre éstas los contenidos mayores están, curiosamente, en La Vera, en el entorno de las desembocaduras de los arroyos Mimbrales, Soto Chico y Soto Grande (muestras 33, 35, 36, 60). Justo en esas zonas los cauces de los arroyos son ganadores de agua subterránea, por lo que el mecanismo de incorporación de nitrato agrícola a las aguas subterráneas someras podría ser la lixiviación de los sedimentos arrastrados hasta aquí por los arroyos antes de la construcción de los drenes y las dos balsas de la Actuación nº 1 del proyecto

Doñana 2005. De hecho, durante las décadas de 1980 y 1990 dichos sedimentos incluían suelo agrícola.

Buena parte de estas aguas muestran enriquecimientos isotópicos del 15 N y el 18 O_{NO3} típicos de procesos de reducción (el N se enriquece 2,1 veces y el O una vez, según Böttcher et al., 1990 y Aravena y Robertson, 1998). A pesar de la reducción los contenidos de NO₃ siguen siendo muy elevados, singularmente en las aguas someras del entorno de los arroyos Mimbrales, Soto Chico y Soto Grande.



Figura 6 - Composición isotópica de las principales fuentes de NO_3 y de muestras de agua superficial y subterránea tomadas en el entorno de los arroyos Soto Chico y el Soto Grande. (Isotopic composition of the main NO_3 sources and of surface water and groundwater samples from the surroundings of Soto Chico and Soto Grande streams).

5. CONCLUSIONES

Los isótopos del sulfato y el nitrato disueltos en el agua superficial y subterránea han permitido identificar la presencia y extensión del sulfato y nitrato de origen agrícola en aguas superficiales y subterráneas de distintas zonas del MELD, así como la ocurrencia de procesos de reducción.

El nitrato y el sulfato de orígen agrícola están presentes claramente en los primeros 30 m de acuífero, pero solo en ciertas zonas ubicadas aguas abajo del área agrícola en el sentido del flujo superficial y subterráneo (entorno cercano de La Rocina, Mimbrales y La Vera). Fuera de esas zonas el sulfato de esos primeros 30 m es de origen atmosférico y tiene la marca isotópica del aerosol marino, mientras que el nitrato tiene una procedencia mixta en la deposición atmosférica y en el nitrógeno del suelo. No se puede descartar que, de forma eventual, la deposición atmosférica aporte nitrato procedente de fertilizantes amoniacales, como sugiere la existencia de algunas lluvias contaminadas por nitrato tomadas cerca de La Rocina

Por debajo de los 30 m de profundidad el sulfato tiene la marca isotópica del aerosol marino, incorporado a través de la deposición atmosférica principalmente, aunque en algunos sondeos cercanos a la marisma no se puede descartar que esa influencia proceda de la presencia de aguas marinas congénitas en los sedimentos. La existencia de procesos de sulfatorreducción es clara. Estos afectan a aguas con SO_4^{2-} de cualquier origen, y su ocurrencia se observa prácticamente por todo el MELD, aunque de forma más intensa en el entorno de las lagunas peridunares, el entorno cercano al arroyo de La Rocina, en el área de Mimbrales-La Vera y a lo largo del contacto MELD-marisma. También es clara la existencia de procesos de desnitrificación con una distribución espacial ubícua.

Respecto a los mecanismos de contaminación de las aguas, en el entorno de La Rocina las aguas superficiales reciben excedentes de riego a través de los cauces de los arroyos cuyas cabeceras están en los campos de cultivo, y las aguas subterráneas hasta al menos los 12 m de profundidad tienen la impronta agrícola procedente de la infiltración de excedentes de riego en los campos de cultivo cercanos, lo que sugiere que a esa profundidad hay líneas de flujo contamindas procedentes de los campos de cultivo.

En el sector Mimbrales-La Vera el estudio del nitrato sugiere que hay tres mecanismos de contaminación: 1) transporte por líneas de flujo (de agua subterránea) procedentes de los campos de cultivo (explicaría la contaminación de los sondeos de 10 m de profundidad); 2) lixiviación de los sedimentos acumulados junto a las desembocaduras de los arroyos en las últimas décadas, procedentes en buena parte de los campos de cultivo; 3) infiltración de excedentes de riego por los cauces de los arroyos yr las balsas de distribución.

6. AGRADECIMIENTOS

Los datos proceden de distintos proyectos desarrollados en Doñana por los autores, y han sido financiados por el Ministerio de Medio Ambiente de España a través del proyecto Doñana 2005 y por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología a través de los proyectos REN2001-1293-C02-02/HID (MADRE II) y CICYT2009-2910-CO3 (REDESAC). Además, el primer autor contó con una beca predoctoral de la Universidad Politécnica de Cartagena y con una ayuda de apoyo a la investigación en campo de la Estación Biológica de Doñana (Consejo Superior de Investigaciones Científicas). Asimismo, el estudio ha sido apoyado por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) dentro del CRP Project *"Isotopic Techniques for Assessment of Hydrological Processes in Wetlands"* (2007-2011).

Los trabajos de campo se pudieron realizar gracias a la colaboración y apoyo sustancial del Instituto Geológico y Minero de España en Sevilla, el Parque Nacional de Doñana y la Estación Biológica de Doñana.

7. REFERENCIAS

Aravena,, R. y Robertson, W.D. (1999): "Use of multiple isotopoe tracers to evaluate denitrification in ground water: study of nitrate from a large-flux septic system plume. *Ground Water*, 36, 6, 975-982.

Borja, F. y Gómez-Ponce, C. (2002): "Cambios recientes de usos del suelo y respuestas morfohidrográficas en las cuencas menores y marismas del sector NW del Parque Nacional de Doñana". En: Aportaciones de la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio (A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado, eds.), SEG-IGME, Serie Geología nº 1, 31-36. Madrid

Böttcher, J., O. Strebel, S. Voerkelius and H.L. Schmidt. (1990): "Using isotope fractionation of nitrate-nitrogen and nitrateoxygen for evaluation of microbial denitrification", *Journal of Hydrology*, **114**, 413-424.

Clark I., Fritz P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers I.S.B.N: 1-56670-249-6.

Heaton, T. (1986): "Isotopic studies of nitrogen pollution in the hydrosphere and atmosphere: a review", *Chemical Geology*, **59**, 87-102.

Higueras, H., Manzano, M., Soler, A., Custodio, E. (2008). Sources and evolution of sulphate in groundwater of the western sector of the Doñana Aquifer, SW Spain. 6^a Asamblea Luso-Hispana de Geodesia y Geofísica. Tomar, Portugal, febrero de 2008. CD. Higueras, H., Manzano, M., Custodio, E., Juárez, I., Puig, R., Aravena, R. (2011). Isotopic assessment of the impact of agriculture on the hydrology of the aquifer and wetlands at the Doñana Ramsar site, SW Spain. *European Geoscience Union, General Assembly, Viena, abril de 2011. Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-6789.

Iglesias, M. (1999): "Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana, Huelva", *Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona,* 254 pp.

Juárez, I.; Custodio, E.; Manzano, M; Higueras, H. (2012): "Relación aguas superficiales- aguas subterráneas y recarga del acuífero de Los Sotos, Doñana, España"., Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. SIAGA 2012, Cádiz, octubre de 2012, pp: 1479-1489.

Kendall, C., E.M. Elliot, and S.D.Wankel (2007): "Tracing anthropogenic inputs of nitrogen to ecosystems", *Chapter 12. In: R.H. Michener and K. Lajtha (eds.), 2nd edition. Blackwell Publishing*, 375-449.

Kendall, C., McDonnell, J. (1998). Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), Elsevier.

Lozano E. (2004): "Las aguas subterráneas en los Cotos de Doñana y su influencia en las lagunas. Tesis doctoral Universidad Politécnica de Cataluña". *Dpto de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica*. Mizutani, Y. and T. Rafter (1969): "Oxygen isotopic composition of

Mizutani, Y. and T. Rafter (1969): "Oxygen isotopic composition of sulfates, Part 4: Bacterial fractionation of oxygen isotopes in the reduction of sulfate and in the oxidation of sulphur", *New Zealand Journal of Science*, **12**, 60-68.

Otero, N., C. Torrentó, A. Soler, A. Menció, and J. Mas-Plà (2009): "Monitoring groundwater nitrate attenuation in a regional system coupling hydrogeology with multi-isotopic methods: The case of Plana de Vic (Osona, Spain)". *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **133**, 103-113.

Manzano, M., Custodio, E., Colomines, M. (2005). El fondo hidroquímico natural del acuífero de Doñana. *Trabajos del V Congreso Ibérico de Geoquímica*. DVD; Biblioteca Electrónica de la Excma. Diputación Provincial de Soria, nº 6. Diputación Provincial de Soria, nº 6.

Manzano, M., Custodio, E., Iglesias, M., Lozano, E. (2007^a). Groundwater baseline composition and geochemical controls in the Doñana aquifer system (SW Spain). En: *The Natural Baseline Quality of Groundwater*. W. M. Edmunds and P. Shand (eds.). Blackwell: 101-138.

Manzano, M., Custodio, E., Higueras, H. (2007b). Groundwater and its functioning at the Doñana RAMSAR site wetlands (SW Spain): role of environmental isotopes to define the flow system. *International Symposium in Advances in Isotope Hydrology and its Role in Sustainable Water Resources Management.* IAEA, Viena, april 2007. STI/PUB/1310, 1: 149-160.

Manzano, M., Custodio, E., Lozano, E., Higueras, H. (2007c). Relationships between wetlands and the Doñana coastal aquifer (SW Spain). XXXV Int. Ass. Hydrogeologists Congress: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, septiembre de 2007. CD: *Groundwater and Ecosystems*. Lisboa 2007. (L. Ribeiro, A. Chambel & M.T. Condesso de Melo Eds).

Manzano, M., Custodio, E., Higueras, H., Puig, R., Soler A. (2009). Influencia de la gestión del acuífero sobre los humedales del Manto Eólico de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, 120 (3): 377-392.

Manzano, M., Higueras, H., Custodio, E., Juárez, I., Aravena, R., Soler, A., Puig, R. (2011). Isotopic assessment of groundwater-wetlands dynamics, pollution sources and natural attenuation processes in a sector of the Doñana Ramsar site, SW Spain. *International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly. Melbourne*, 28 junio- 7 julio 2011.

Olías, M., González, F., Cerón, J.C., Bolívar, J., González-Labajo, J., García-López, S. (2008). Water qualitiy and distribution of trace elements in the Doñana aquifer (SW Spain). *Environmental Geology*, 55: 1555-1568.

Trick, T., Custodio, E. (2004). Hydrodynamic characteristics of the western Doñana Region (area of El Abalario), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12: 321-335.

UPC (1999). Regional groundwater flow model in the Almonte-Marismas aquifer. Groundwater Hydrology Group of the Technical University of Catalonia and Geological Institute of Spain, Madrid. 114 pp. + anejos.

Vitòria, L, Otero, N., Soler, A., Canals, A. (2004). Fertilizer characterization: Isotopic data (N, S, O, C and Sr). *Environmental Science & Technology*, 38: 3254-3262.

Análisis Regional de las Precipitaciones Diarias Extremas en Gipuzkoa Regional Frequency Analysis of Extreme Daily Rainfall in Gipuzkoa

J. Erro⁽¹⁾ y J. J. López⁽¹⁾

⁽¹⁾Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía, 31006-Pamplona. <u>juan.erro@unavarra.es</u>; jjlr@unavarra.es

SUMMARY

The main objective of a frequency analysis is the estimation of extreme events (maximum rainfall, floods...) corresponding to different return periods by using probability distribution functions. Traditionally, most of the analytical procedures have been based on the local use of a single data set. However, this local use of data in the estimation of quantiles is not always rigorously justified, mainly due to the shortness of the series and the uncertainty related to the quality of the samples, which generally show a large variability of sample bias. This problem can be solved by "compensating the scarcity of data in time with its abundance in the space", since there are many situations in which observations are available at different stations in close proximity. The regional frequency analysis is based on this idea; it takes into account the weaknesses of the local analysis methods, increasing the length of available records by transferring information between the different stations of a particular region.

Extreme rainfall and streamflow events have been an important cause of recent flooding in Gipuzkoa, and any change in the magnitude of such events may have severe impacts upon urban structures such as dams, urban drainage systems and flood defences, and cause failures to occur. In order to characterize the frequency of extreme rainfall in Gipuzkoa, a regional frequency analysis was developed, using the well known L-moments approach together with the index-flood procedure, and following the four steps that characterize it: initial screening of the data, identification of homogeneous regions, choice of the appropriate frequency distribution and estimation of quantiles for different return periods.

1. INTRODUCCIÓN

La determinación de la ley de frecuencia de precipitaciones y caudales máximos resulta imprescindible para el diseño de diferentes infraestructuras como presas y puentes, así como para el análisis de las zonas inundables. El presente estudio tiene como objetivo la regionalización y caracterización de los valores extremos de precipitación de Gipuzkoa.

El objetivo fundamental del análisis de frecuencias es la estimación de los sucesos extremos (caudales de avenida, precipitaciones máximas, etc.) correspondientes a diferentes períodos de retorno mediante el uso de funciones de distribución de probabilidad. Cabe reseñar que esta estimación de la frecuencia con que los eventos extremos acontecen es compleja, dado que son por definición excepcionales y los registros de las series de observaciones son a menudo demasiado cortos para poder extrapolar con criterio.

Tradicionalmente, las estimaciones se han llevado a cabo mediante análisis de frecuencia local, estudiando por separado cada una de las series de observaciones registradas en las diferentes estaciones pluviométricas. Sin embargo, la escasa longitud de los registros y la posible presencia de valores atípicos hacen que esta forma de proceder carezca, a menudo, de rigor. De acuerdo con Hosking y Wallis (1997), este problema puede resolverse "*paliando la carencia de datos en el tiempo con su abundancia en el espacio*", pues son muchas las situaciones en las que se dispone de observaciones en diferentes estaciones cercanas entre sí. En esta idea se cimienta el análisis regional de frecuencias; constituye una alternativa útil y toma en consideración las deficiencias de los métodos de análisis local, aumentando la longitud de los registros disponibles mediante la transferencia de información entre las diferentes estaciones que componen una supuesta región.

El análisis regional de frecuencias emplea el método del índice de avenida conjuntamente con el uso de los momentos lineales (*L*momentos). Se trata de una metodología robusta aun en presencia de valores anómalos (*outliers*) y su buen uso puede conducir a estimaciones suficientemente precisas en diversos problemas reales. Si bien su empleo a escala internacional viene siendo habitual, con estudios en Australia (Pearson *et al.*, 1991), Estados Unidos (Vogel *et al.*, 1993), Nueva Zelanda (Madsen *et al.*, 1997), Italia (Norbiato *et al.*, 2007) y China (Yang *et al.*, 2010), entre otros, en España apenas se ha utilizado. Las investigaciones del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX para caracterizar los caudales de avenida de los ríos peninsulares (Jiménez y Mediero, 2009), o los trabajos de Álvarez *et al.* (1999) para las precipitaciones de Galicia, constituyen algunos de los ejemplos.

1.1. El método del índice de avenida

El término "índice de avenida", aplicado por vez primera en el estudio de las avenidas por Dalrymple (1960) y de ahí su nombre, se ha utilizado desde entonces en el análisis de frecuencia de otras variables diferentes a la original, entre ellas las precipitaciones máximas (p.e. Sáenz de Ormijana *et al.*, 1991; Guttman, 1993; Ferrer y Ardiles, 1994). El principio subyacente del método es que la distribución de los eventos máximos en una *región homogénea* es la misma excepto por un factor de escala (el índice de avenida) que particulariza las características de dichos eventos en cada estación. Conocidos los cuantiles a escala regional y los valores medios locales, se pueden extrapolar extremos locales con cierta fiabilidad.

Supónganse disponibles los datos de una región con N estaciones, cada estación i con un tamaño muestral n_i . Los datos observados en cada estación i son Q_{ij} , donde j = 1,..., i. El principio en el que se basa el método establece que la función cuantil de la distribución de frecuencia de la estación i (la función inversa de dicha distribución, $Q_i(F)$ 0 < F < 1) se define como:

$$Q_i(F) = \mu_i q(F), \quad i = 1, ..., N.$$
 (1)

donde μ_i es el índice de avenida, que toma el valor de la media de la distribución de frecuencia en la estación *i* considerada, y cuyo estimador es la media de las observaciones en dicha estación; y q(F) es la curva regional de frecuencia, una función cuantil adimensional común a todas las estaciones de la región, calculada a partir de todas las observaciones adimensionalizadas.

Conviene señalar que el método del índice de avenida parte de aceptar una serie de supuestos:

- i. Las observaciones de una estación están idénticamente distribuidas.
- ii. Las observaciones en una estación son independientes.
- iii. Observaciones en diferentes estaciones son independientes.
- iv. Las distribuciones de frecuencia en distintos sitios de una misma región son idénticas excepto por un factor de escala.

v. La curva regional de frecuencia tiene una expresión analítica conocida.

Si bien estas cinco suposiciones nunca se cumplen estrictamente, el método resulta apropiado siempre y cuando constituya un modelo robusto que aproxime a ellas.

1.2. Introducción a los L-momentos

Los momentos lineales surgen de combinaciones lineales de los *momentos ponderados probabilísticamente* (Greenwood *et al.*, 1979), y constituyen un sistema alternativo al método de los momentos tradicionales para describir las funciones de distribución. Los momentos ponderados probabilísticamente de la variable aleatoria X con una función de distribución F(X), quedan definidos por la expresión:

$$M_{p,k,s} = E\left(X^{p}\left\{F(X)\right\}^{k}\left\{1 - F(X)\right\}^{s}\right)$$
(2)

donde E indica el valor de la Esperanza, siendo p, k y s números reales.

Son particularmente útiles los casos en que p = 1 con k = 0, y p = 1 con s = 0, denotados como $\alpha_r = M_{1,0,r}$ y $\beta_r = M_{1,r,0}$, respectivamente, siendo r = 0, 1, 2, ...

En términos de estos momentos de probabilidad ponderada, los cuatro primeros momentos lineales λ_i quedan definidos por las siguientes expresiones:

$$\lambda_1 = \alpha_0 = \beta_0, \tag{3}$$

$$\lambda_2 = \alpha_0 - 2\alpha_1 = 2\beta_1 - \beta_0, \qquad (4)$$

$$\lambda_3 = \alpha_0 - 6\alpha_1 + 6\alpha_2 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0, \tag{5}$$

$$\lambda_4 = \alpha_0 - 12\alpha_1 + 30\alpha_2 - 20\alpha_3 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0.$$
(6)

El momento lineal de primer orden λ_1 es el parámetro de localización o media de la distribución; el de segundo orden λ_2 mide la escala de la distribución, indicando el grado de dispersión de los datos; el momento de tercer orden λ_3 hace referencia a su asimetría; y el de cuarto orden λ_4 indica la kurtosis de la distribución.

No obstante, para poder comparar diferentes estaciones resulta imprescindible definir los momentos lineales de forma adimensional. Por ello, se calculan los ratios o cocientes de momentos lineales, dividiendo aquellos de mayor orden por la medida de escala λ_2 (Hosking y Wallis, 1997):

$$\tau_r = \lambda_r / \lambda_2, \qquad r = 3, 4, \dots$$

dando así una idea de la forma de la distribución con independencia de su escala de medida. Adquieren particular importancia los *L*-coeficientes de variación, asimetría y kurtosis:

$$L - CV = \tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \tag{8}$$

$$L-asimetría = \tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2}$$
(9)

$$L - kurtosis = \tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \tag{10}$$

Se puede afirmar que, conceptualmente, los *L*-momentos son semejantes a los momentos tradicionales. Sin embargo, Hosking y Wallis (1997) constatan que son varias las ventajas de los primeros desde el punto de vista teórico: capacidad para caracterizar un mayor número de funciones de distribución, mayor robustez en presencia de valores anómalos y menor sensibilidad a la asimetría, entre otras.

A nivel práctico, los *L*-momentos con los que se tiende a trabajar son la media λ_1 , la escala λ_2 , el *L*-CV τ , el *L*-asimetría τ_3 , y el *L*kurtosis τ_4 , expresados respectivamente como l_1 , l_2 , t, t_3 y t_4 cuando hacen referencia a los valores muestrales de las observaciones.

2. LAS SERIES DE OBSERVACIONES

Las observaciones empleadas en el análisis corresponden a los valores de precipitación diaria registrados en 72 estaciones meteorológicas manuales de la provincia de Gipuzkoa y su periferia (se indica entre paréntesis el intervalo de años registrados en cada una de ellas):

```
• Cuenca de Bidasoa:
```

- 1012 Endara/San Antón (1987-2010),
 1013 Irún/Fitosanitaria (1940-1964),
 1013I Fuenterrabía/Zubieta (1961-2000),
 1014 Hondarribia/Aeropuerto (1961-2010).
- Cuenca de Artibai:
- 1053 Echevarría (1962-1996).
 - Cuenca de Deba: 1044A - Escoriaza/Tesa (1956-2000), 1044D - Aramayona Echagüen (1961-2010), 1044U - Mondragón/Olandixo (1961-2010), 1045 - Mondragón (1955-1989), 1046 - Arantzazu/Santuario (1949-2000), 1047B - Oñate/Convento Santa Ana (1961-2000), 1048 - Urkulu/Embalse (1961-2010), 1049 - Bergara/Albitxu (1961-2005), 10490 - Elgueta/Aixola (1961-2010), 1049U - Ermua (1961-2005), 1050 - Eibar/Banco de Pruebas (1946-2000), 1050L - Elgoibar/Santa Clara (1961-2005), MEND - Mendaro (1990-2011), LAST - Lastur (1986-2011).

- 1025E Mutiloa (1961-2000), 1025N - Arriaran/Presa (1961-2010), 1026 - Beasáin (1946-1986), 1026A - Ordizia/Central Aguas (1961-2005), 1026B - Lareo (1961-2010), 10260 - Legorreta/Iberduero (1961-2000), 1027 - Sub. De Alto (1962-1979), 1029E - Betelu (1977-2005). 1031 - Elduayen (1944-2010), 1032 - Villabona/Granja Fraisoro (1926-2000), 1032A - Villabona/Vivero (1945-2000), 10330 - Andoain/Central de Leizarán (1961-2000), 1033U - Urnieta/Vivero (1961-2005), 1034 - Andoáin (1946-1969), 1035 - Lasarte/Michelin (1946-2010), 1035U - Aya/Laurgain (1961-2004), 1036 - Zarauz (1983-2000), IBIU - Ibiur/Baliarrain (1990-2011), LARE - Lareo/Embalse (1990-2011), LAUR - Laurgain/Aia (1991-2011), ZALD - Zaldibia (1990-2011). Cuenca de Urola: 10360 - Legazpia/Barrendiola (1961-2010), 1037 - Legazpia (1946-2010), 1037E - Zumárraga/Geriátrico (1961-2000) 1037O - Azcoitia (1961-2001),
 - 1037Q Azcoitia/Carmelitas (1961-2000),
 - 1038 Beizama/Presa Ibaieder (1961-2003),
 - 1041 Zumaya/Carmelitas (1961-2005),
 - BARR Barrendiola (1990-2011),
- ERDO Erdoizta (1991-2011). Cuenca de Urumea:
- Cuenca de Orumea.
 1020 Goizueta (1951-2005),
 - 1020 Golzaeta (1931-2003), 1021 - Articutza (1946-2010),
1021B - Artikutza/Portería AEMET (1974-1997),
1021E - Rentería/Presa Añarbe (1961-2010),
1021O - Hernani/Central de Santiago (1961-2000),
1022A - Hernani/Zicuñaga (1946-2000),
1023 - Astigarraga (1964-1984),
1024 - San Sebastián/Ategorrieta (1960-2005),
1024B - San Sebastián/Faro Igueldo (1961-2000),
1024E - San Sebastian/Faro Igueldo (1961-2000),
1024E - San Sebastian/Igueldo (1939-2010),
D1Z1 - Añarbe/Embalse (1957-2011).
Estaciones de contorno:
1033E - Areso (1989-2008),
1032V - Leitza (1987-2008),
1029C - Azpirotz (1989-2008),
1010U - Bera (1985-2005),

1010U - Bera (1985-2005), 1011I - Lesaka (1984-2007), 9268 - Otzaurte (1943-1977), 9074C - Arriola (1965-2008), 9074R - Ozaeta (1973-1995).

En la *Figura 1* se representan en puntos dichas estaciones y su distribución a lo largo del territorio.



Figura 1 – Estaciones manuales de precipitación empleadas. (*Manual rainfall stations used.*)

La justificación de la elección de estas 72 estaciones radica tanto en la delimitación de la región de estudio como en los mismos fundamentos del análisis regional de frecuencias. Por un lado, es evidente que para caracterizar las precipitaciones máximas de Gipuzkoa resulta imprescindible abarcar la totalidad de la superficie de la provincia y su periferia. No obstante, conviene señalar que, para la realización del estudio con un mayor rigor estadístico, se prescinde de otras estaciones disponibles en las que la duración del registro es inferior a 20 años, por considerarse demasiado cortas y no representativas en el tiempo.

3. FUNDAMENTOS DEL ANÁLISIS REGIONAL

El análisis regional de frecuencias consta de cuatro etapas: filtrado primario de las series de observaciones, identificación de regiones homogéneas, elección de la distribución de frecuencia adecuada para cada región y estimación de los cuantiles asociados a los diferentes periodos de retorno de interés.

• *Filtrado primario de las observaciones*. Las series registradas en cada estación han de constituir una muestra homogénea y representativa de la variable de estudio. Para el caso concreto de las precipitaciones, dos tipos de errores son habituales: por un lado, posibles fallos en el grabado o la transcripción de los datos, que conducen a valores incorrectos; por otro, posibles cambios en las circunstancias bajo las cuales la variable fue medida, como puede ser el reemplazo de los aparatos de medición o su traslado de un lugar a otro. En caso de existir, ambos errores conducen a una distribución de frecuencias no constante en el tiempo. De ahí que neutralizarlos se convierta en labor imprescindible.

Si bien una revisión individualizada de las series o la simple comparación entre valores de estaciones cercanas permiten realizar un primer filtrado, en el contexto del análisis regional de frecuencias, Hosking y Wallis (1997) establecen que los cambios de tendencia, valores anómalos, valores incorrectos y demás errores de una muestra quedan reflejados en sus *L*-momentos. Definen entonces, para cada estación *i*, la medida de la discordancia D_i , un estadístico que compara sus *L*-momentos con los del resto de estaciones y con los valores medios del grupo:

$$D_{i} = \frac{1}{3} N(u_{i} - \overline{u})^{T} A^{-1}(u_{i} - \overline{u})$$
(11)

donde N es el número de estaciones consideradas, u_i es un vector que contiene los valores de L-CV, L-asimetría y L-kurtosis de la estación i, \bar{u} es la media del grupo, A la matriz de suma de cuadrados y productos cruzados de los L-momentos y T indica trasposición.

Valores elevados de discordancia son característicos de estaciones que se apartan del comportamiento general del grupo, estableciéndose umbrales de D_i en función del número de estaciones consideradas. El valor crítico para D_i en regiones con 15 o más estaciones es 3; aquéllas que superen este umbral deben ser sometidas a un minucioso análisis de calidad en busca de las posibles causas que las diferencien del resto.

• Identificación de regiones homogéneas. El objetivo que se plantea es formar grupos de estaciones que satisfagan aproximadamente la condición de homogeneidad, esto es, que compartan la misma distribución de frecuencias excepto por un factor de escala. De normal, los datos disponibles a la hora de regionalizar se reducen a las observaciones registradas en las estaciones y a una serie de descriptores que tienen en cuenta sus características físicas (localización geográfica, altitud...). Es importante esta distinción entre observaciones y descriptores, pues Hosking y Wallis (1997) proponen basar la definición de las diferentes regiones en los descriptores físicos, reservando las observaciones para probar la homogeneidad de la regionalización propuesta.

La identificación de regiones se realiza por medio de análisis cluster, lo cual implica asociar un vector de características físicas a cada una de las estaciones, que son divididas y agrupadas atendiendo precisamente a la similitud entre vectores. Es aconsejable normalizar cada variable física con el objetivo de conseguir el mismo escenario de dispersión en todas ellas. Además, dado que cabe esperar que ciertas variables condicionen más que otras la función de distribución, se recomienda ponderar y otorgar diferentes pesos a cada una de ellas.

Establecidas las diferentes regiones mediante análisis cluster, la medida de heterogeneidad H, calculada a partir de las series de observaciones, permite comparar la variabilidad de los L-momentos muestrales de las estaciones que conforman cada supuesta región homogénea con la que cabría esperar en caso de que lo fuera:

$$H = \frac{(V - \mu_V)}{\sigma_V} \tag{12}$$

donde V es la desviación típica de los L-CV de las estaciones que forman una región, y μ_V y σ_V son, respectivamente, la media y la desviación típica de los valores de V procedentes de 500 simulaciones de dicha región suponiendo una distribución de 4 parámetros Kappa (Hosking y Wallis, 1997).

La región se considera "aceptablemente homogénea" si H < 1, "posiblemente heterogénea" si $1 \le H < 2$, y "definitivamente heterogénea" si $H \ge 2$.

• Elección de la distribución de frecuencia. Consiste en seleccionar la distribución de frecuencia más apropiada para cada región, mediante pruebas de bondad de ajuste a las diversas funciones posibles. Hosking y Wallis (1997) recomiendan evaluar las distribuciones Logística Generalizada (Generalized Logistic, GLO), General de Valores Extremos (Generalized Extreme Value, GEV), General de Pareto (Generalized Pareto, GPA), LogNormal de

tres parámetros (*LogNormal 3*, LN3) y Pearson tipo III (*Pearson type III*, PE3), por ser de 3 parámetros e incluir entre sus casos particulares las distribuciones más empleadas en el estudio de variables ambientales.

La medida de bondad de ajuste de cada distribución candidata, Z^{DIST} , se calcula por medio de la expresión:

$$Z^{DIST} = (\tau_4^{DIST} - t_4^R + B_4) / \sigma_4 \tag{13}$$

donde τ_4^{DIST} es el valor de *L*-kurtosis de la distribución ajustada a los valores regionales de orden inferior, t_4^R es el valor medio regional de *L*-kurtosis, y B_4 y σ_4 son, respectivamente, el sesgo y la desviación típica de los valores de t_4^R procedentes de 500 simulaciones de la región suponiendo nuevamente una distribución de 4 parámetros Kappa (Hosking y Wallis, 1997).

El ajuste se considera adecuado si $|Z^{DIST}| \le 1.64$.

• *Estimación de los cuantiles de frecuencia*. Supone el empleo del algoritmo regional de los *L*-momentos para estimar los parámetros regionales de la distribución de frecuencia elegida, y la aplicación del método del índice de avenida para particularizarla en cada estación de la región.

Se comienza por calcular la curva regional de frecuencia (q(F))en la ecuación 1), igualando los valores medios regionales de *L*momentos de las observaciones, l_1^R , t^R , t_3^R , t_4^R ,..., a los de la distribución, λ_1 , τ , τ_3 , τ_4 ,...

Suponiendo el índice de avenida de cada estación (μ_i en la ecuación 1) como la media de sus observaciones, se particularizan los valores regionales en cada una de ellas mediante la expresión de la ecuación 1:

$$Q_i(F) = \mu_i q(F)$$

de forma que el cuantil de probabilidad de no excedencia F de la estación i, $Q_i(F)$, es igual al producto del mismo cuantil definido adimensionalmente para toda la región, q(F), por el índice de avenida de dicha estación, μ_{i} . Para cada estimación, además, se evalúan los límites de error al 90% con ayuda de 1000 nuevas simulaciones de la región, que en este caso se generan suponiendo la distribución elegida (Hosking y Wallis, 1997).

4. RESULTADOS

La metodología del análisis regional descrita se implementó y codificó mediante lenguaje de programación R (*R Development Core Team*, 2010).

• *Filtrado primario de las observaciones*. Antes de comenzar con el análisis propiamente dicho, se procedió al ordenamiento y limpieza de las observaciones de precipitación. Se comprobó cómo en algunas estaciones, sobretodo en las de mayor registro, faltaban datos en días sueltos, en meses enteros o incluso en años completos. La presencia de valores erróneos, aunque con menos frecuencia, también estuvo presente. Todo ello fue depurado. Se suprimieron los años en los que se consideró relevante la ausencia de ciertos registros diarios, fuera porque estos no se encontraban disponibles para buena parte del año, por su carencia precisamente durante la estación lluviosa o por comparación de los días sin registro de cada estación con los valores de las estaciones colindantes. Para ello se fijó el criterio de suprimir todos aquellos años que carecieran de, al menos, un mes de registros diarios.

Con las observaciones así depuradas, se construyen las series de precipitación diaria máxima anual y se caracteriza cada una de ellas mediante sus *L*-momentos principales: l_1 (media), t (*L*-CV), t_3 (*L*-asimetría) y t_4 (*L*-kurtosis).

Las medidas de discordancia D_i de cada estación, calculadas según la ecuación 11, muestran cómo 1037O-Azcoitia y 1011I-Lesaka, con valores respectivos de 3.37 y 6.70, son las únicas que superan el umbral crítico de 3 establecido para un grupo de quince o más estaciones. Su revisión individualizada no refleja ningún tipo de incoherencia o error en su serie de observaciones. No se encuentran evidencias de posibles anomalías. No obstante, parece claro que es desaconsejable emplear la estación 1011I-Lesaka en el análisis. Tanto su ubicación geográfica en la vertiente navarra como su elevadísimo valor de discordancia evidencian que su comportamiento (caracterizado en sus *L*-momentos) es muy diferente al del resto de estaciones. Considerarla en el estudio condicionaría enormemente los resultados del ajuste regional por tratarse de una estación que se aleja demasiado del grupo. Respecto a la estación 1037O-Azcoitia, también es recomendable su descarte. Por mucho que su valor de discordancia no se aleje del umbral crítico 3, el simple hecho de superarlo en un conjunto tan numeroso de estaciones es motivo suficiente para catalogarla como discordante. Su ausencia queda, además, bien cubierta por otras estaciones cercanas. Se prescinde por tanto de ambas.

• Identificación de regiones homogéneas. El cálculo de la medida de heterogeneidad H (ecuación 12) de las 70 estaciones definitivamente consideradas arroja un valor de 1.47. Pese a quedar comprendido entre los límites 1 y 2 que llevan a catalogar la región de Gipuzkoa como "posiblemente heterogénea", un valor inferior al umbral 2 resulta más que aceptable a la hora de llevar a cabo un análisis de tipo regional.

En cualquier caso, se procede a averiguar si Gipuzkoa puede ser dividida en subregiones que mejoren las condiciones de homogeneidad. Se lleva a cabo un análisis cluster de las estaciones, definiéndose mediante cinco variables físicas que se consideran relacionadas con la precipitación diaria máxima anual: latitud, longitud, altitud, precipitación media anual y precipitación acumulada máxima anual.

Cada una de estas variables se normaliza dividiéndola por su desviación típica. El optar por esta forma de normalización se explica por el hecho de que, generalmente, los algoritmos de grupo basan el agrupamiento en las distancias euclídeas entre puntos, siendo precisamente este cálculo el implicado en la desviación típica. Con ella, además, se consigue un mismo escenario de dispersión para todas las variables que después pueden ser ponderadas. De ahí que normalizar dividiendo por el máximo de la variable – con el objetivo de obtener valores comprendidos entre 0 y 1 – o por su intervalo no resulte recomendable para el estudio, pudiendo incluso inducir a una descompensación en el peso de las dispersiones.

Por otro lado, siguiendo las recomendaciones de Hosking y Wallis (1997), se pondera cada variable en función de su peso considerado en el agrupamiento. Dado que se trata de una decisión en cierto modo subjetiva, se plantean diferentes posibilidades de ponderación a fin de regionalizar Gipuzkoa con un mayor rigor:

- i. Alternativa 1: mismo peso para las cinco variables.
- ii. Alternativa 2: peso de 1 para las variables altitud y precipitación acumulada máxima anual; peso de 0.8 para la variable precipitación media anual; y peso de 0.5 para las variables latitud y longitud.
- iii. Alternativa 3: combinación de los resultados de las alternativas 1 y 2.
- iv. Alternativa 4: peso de 1 para las variables altitud, precipitación media anual y precipitación acumulada máxima anual; y peso de 0.5 para las variables latitud y longitud.

En todas las alternativas el algoritmo empleado para el análisis cluster es el método Ward (Hosking y Wallis, 1997), procedimiento jerárquico aglomerativo que agrupa las estaciones de manera que la varianza intragrupal de la estructura formada sea mínima. De forma más detallada: la pérdida de información que se produce al integrar las distintas estaciones en grupos puede medirse a través de la suma total de los cuadrados de las desviaciones entre cada estación y la media del grupo en el que se integra. En cada paso del análisis, por tanto, el algoritmo considera la posibilidad de la unión de cada par de grupos y opta por la fusión de aquellos que menos incrementen la suma de los cuadrados de las desviaciones al unirse, dando como resultado agrupaciones que tienden a ser equilibradas en tamaño.

De las cuatro alternativas planteadas, la alternativa 2 proporciona los mejores resultados. La ejecución del análisis cluster con esa ponderación resulta en dos zonas claramente diferenciadas a nivel geográfico: una región A compuesta por 9 estaciones de la zona Este, y una región B que agrupa las 61 estaciones restantes (*Figura* 2). Su comprobación mediante el cálculo de la medida de heterogeneidad H (*Tabla 1*) resulta en unos valores de H = 1.04 y H = 1.24 respectivamente, muy próximos al límite 1 que permite calificar una región como "aceptablemente homogénea".

Tabla 1 – Resultado del análisis cluster y medida de la heterogeneidad H. (Result of cluster analysis and heterogeneity measure H.)

Grupo	Tamaño	Heterogeneidad H
А	9 estaciones	1.04
В	61 estaciones	1.24



Figura 2 – Representación gráfica del resultado del análisis cluster. (*Graphical representation of the result of cluster analysis.*)

El resultado de esta regionalización parece esperable. En la región A ha quedado agrupado un número reducido de estaciones que en su mayoría pertenecen a la zona de Oiartzun y parte de la cuenca de Urumea, donde la pluviometría siempre ha sido mayor y donde históricamente se han registrado los valores de precipitación extrema y acumulada más elevados de Gipuzkoa.

Sin embargo, conviene no perder de vista un aspecto relevante: 9 estaciones en la región A frente a 61 estaciones en la región B suponen una diferencia considerable en los datos disponibles para los respectivos ajustes regionales. Parece que la región A puede presentar un problema de escasez de datos frente a la región B que es necesario analizar.

Sin entrar en una estimación en profundidad sino a fin de obtener una aproximación que permita determinar si las 9 estaciones son suficientes, se valora para cada región el ajuste (ecuación 13) de las cinco distribuciones de 3 parámetros recomendadas por Hosking y Wallis (1997): GLO, GEV, GPA, LN3 y PE3.

Tabla 2 – Valores del estadístico Z en cada región para las diferentes distribuciones. (*Z statistic values for each region for the different distributions.*)

Región	Z^{GLO}	Z ^{GEV}	Z^{GPA}	Z^{LN3}	Z^{PE3}
А	1.44	-0.34	-4.46	-0.74	-1.58
В	0.35	-2.57	-9.88	-3.93	-6.40

La *Tabla 2* recoge las medidas de bondad de ajuste *Z* de cada región. Atendiendo al criterio $|Z| \le 1.64$, se observa cómo la distribución General de Valores Extremos proporciona el mejor ajuste para la región A, mientras que únicamente la distribución Logística Generalizada consigue un ajuste apropiado en la región B.

La estimación de las respectivas curvas regionales de frecuencia (esto es, las curvas de cuantiles adimensionales de precipitación que caracterizan cada región) y su representación gráfica conjunta permiten realizar una valoración definitiva.



Figura 3 – Representación gráfica de las curvas regionales de frecuencia de las regiones A y B. (Graphical representation of regional growth curves of regions A and B.)

Obsérvese cómo la *Figura 3* pone en evidencia que las 9 estaciones de la región A no son suficientes para conseguir un ajuste coherente. Pese a que la precipitación es mayor en dicha región, sus cuantiles proporcionados por la curva regional de frecuencias resultan bastante inferiores a los de la región B de 61 estaciones, sobretodo a medida que los periodos de retorno se hacen más extremos. Existe pues un problema de escasez de estaciones en la región A en comparación con la B.

Así pues, pese a que la regionalización de la precipitación de Gipuzkoa resultante del análisis cluster es adecuada y viene confirmada por las medidas de heterogeneidad H, no parece adecuado optar por el ajuste de las dos regiones A y B. Estimar una distribución de frecuencias a partir de 9 estaciones (región A) frente a hacerlo con 61 estaciones (región B) implica aceptar una diferencia excesiva en la información disponible para cada ajuste, de modo que éste no resulta estadísticamente riguroso.

Por tanto, con las series de observaciones disponibles, tratar toda Gipuzkoa en conjunto se presenta como la opción más indicada. Si bien, tal y como se ha calculado, su medida de heterogeneidad se sitúa en H = 1.47, el valor es holgadamente inferior al límite 2, lo cual es más que aceptable a la hora de llevar a cabo un análisis de tipo regional.

• Elección de la distribución de frecuencia. Se evalúa para toda Gipuzkoa el ajuste de las cinco distribuciones de frecuencia recomendadas por Hosking y Wallis (1997): GLO, GEV, GPA, LN3 y PE3. La *Tabla 3* recoge los valores de la medida de bondad de ajuste Z^{DIST} expresada en la ecuación 13:

Tabla 3 – Valores del estadístico Z en Gipuzkoa para las diferentes distribuciones. (*Z statistic values for Gipuzkoa for the different distributions.*)

Región	Z^{GLO}	Z^{GEV}	Z^{GPA}	Z^{LN3}	Z^{PE3}
Gipuzkoa	0.71	-2.51	-10.47	-3.88	-6.40

Atendiendo al criterio $|Z| \le 1.64$ se comprueba cómo únicamente la distribución Logística Generalizada proporciona un ajuste aceptable, resultando la más adecuada para caracterizar las precipitaciones diarias extremas de Gipuzkoa. • Estimación de los cuantiles de frecuencia. La distribución Logística Generalizada (GLO) posee 3 parámetros: ζ (localización), α (escala), k (forma).

Su función de distribución se expresa como:

$$F(x) = \frac{1}{(1+e^{-y})}$$

siendo $y = \begin{cases} -k^{-1} \log\{1-k(x-\xi)/\alpha\}, & k \neq 0\\ (x-\xi)/\alpha, & k = 0 \end{cases}$

Los parámetros ξ , α y k se estiman igualando los valores medios regionales de *L*-momentos de las observaciones adimensionalizadas a los de la distribución. Queda determinada así la curva regional de frecuencia p(F) característica de Gipuzkoa; dicha curva recoge los valores de los cuantiles de precipitación diaria asociados a una probabilidad de no excedencia F (o periodo de retorno T, según la relación F = 1 - 1/T), definidos de forma adimensional para poder ser particularizados en cada estación. La *Tabla 4* y la *Figura 4* muestran el resultado de la estimación para la región, indicándose los cuantiles asociados a los periodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500 y 1000 años, y sus límites de error al 90%, obtenidos por simulación tipo Monte Carlo.

Tabla 4 – Estimaciones regionales de Gipuzkoa. (Regional estimates of Gipuzkoa.)

T (años)	p(T)	Límite 0.05	Límite 0.95
2	0.93	0.91	0.95
5	1.19	1.14	1.23
10	1.38	1.30	1.47
20	1.60	1.47	1.75
50	1.94	1.74	2.18
100	2.24	1.99	2.58
200	2.60	2.28	3.06
500	3.17	2.74	3.85
1000	3.70	3.17	4.58



Figura 4 – Representación gráfica de las estimaciones regionales de Gipuzkoa. (Graphical representation of regional estimates of Gipuzkoa.)

El método del índice de avenida, expresado en la ecuación 1, permite particularizar estos cuantiles adimensionales que caracterizan la región de Gipuzkoa en cada una de sus estaciones, multiplicándolos por el índice de avenida μ_i de cada una de ellas. A modo de ejemplo, la *Tabla 5* y la *Figura 5* reflejan los resultados de la particularización en San Sebastián (estación 1024), presentando Tabla 5 - Cuantiles de precipitación diaria de 1024-San

Seb	Sebastián. (Daily rainfall quantiles of 1024-San Sebastián.)								
	T (años)	<i>P</i> (T) (mm)	Límite 0.05	Límite 0.95					
-	2	72.00	65.24	78.11					
	5	91.74	82.65	100.49					
	10	106.74	95.20	118.40					
	20	123.42	109.65	139.48					
	50	149.39	130.01	174.83					
	100	172.89	148.98	205.51					
	200	200.51	170.62	244.35					
	500	244.76	207.27	304.76					
_	1000	285.31	237.57	361.17					



Figura 5 – Representación gráfica de los cuantiles de precipitación diaria de 1024-San Sebastián. (Graphical representation of daily rainfall quantiles of 1024-San Sebastián.)

5. CONCLUSIONES

El análisis regional de frecuencias de las precipitaciones diarias extremas de Gipuzkoa, con el empleo del método del índice de avenida basado en los *L*-momentos, permite extraer las siguientes conclusiones:

- La regionalización de la precipitación de Gipuzkoa evidencia la existencia de una región al Este (zona de Oiartzun y parte de la cuenca de Urumea) de comportamiento homogéneo y diferente al resto del territorio. En ella acontecen los episodios de precipitación - tanto extrema como acumulada - más elevados.
- Los registros de las 72 estaciones de precipitación analizadas y la distribución de éstas a lo largo del territorio reflejan que es conveniente considerar toda Gipuzkoa como una región homogénea en la caracterización de sus precipitaciones diarias extremas.
- La distribución de 3 parámetros Logística Generalizada (GLO) es la única que proporciona un ajuste adecuado para la región de Gipuzkoa. La caracterización de dicha región permite particularizar la estimación en cada estación puntual.

6. REFERENCIAS

- Álvarez, M., Puertas, J., Soto, B., Díaz-Fierros, F. (1999): "Análisis regional de las precipitaciones máximas en Galicia mediante el método del índice de avenida". *Ingeniería del Agua* 6 (4), 283-290.
- Dalrymple, T. (1960): "Flood frequency analysis". *Water Supply Paper* 1543-A, USGS, Reston, VA, USA.

- Ferrer, J., Ardiles, L., (1994): "Análisis estadístico de las series anuales de máximas lluvias diarias en España". Ingeniería Civil 95, 87-100.
- Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C., Wallis, J.R. (1979): "Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form". *Water Resources Research* 15 (5), 1049–1054.
- Guttman, N.B. (1993): "The use of L-moments in the determination of regional precipitation climates". *Journal of Climate* 6, 2309-2325.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R. (1997): "Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-moments". *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.
- Jiménez, A., Mediero, L. (2009): "Caracterización del comportamiento estadístico de los caudales máximos anuales y estacionales de los ríos de la España peninsular. Análisis y propuesta de procedimientos para su determinación". Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Jornadas sobre Ingeniería del Agua.
- Madsen, H., Pearson, C.P., Rosbjerg, D. (1997): "Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events 2. Regional modeling". *Water Resources Research* 33 (4), 759-769.

- Norbiato, D., Borga, M., Sangati, M., Zanon, F. (2007): "Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood". *Journal of Hydrology* 345, 149–166.
- Pearson, C.P., McKerchar, A.I., Woods, R.A. (1991): "Regional flood frequency análisis of western Australian data using L-moments". *International Hydrology and Water Resources Symposium*, Perth, Australia, 631-632.
- R Development Core Team (2010). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL: http://www.R-project.org.
- Sáenz de Ormijana, F., Hidalgo, F.J., Santa Pérez, A. (1991): "Estimación de las precipitaciones máximas mediante el método regional del índice de avenida". *Revista de Obras Públicas*, Feb., 9-22.
- Vogel, R.M., Thomas, W.O., McMahon, T.A. (1993): "Flood-flow frequency model selection in southwestern United States". *Journal of Water Resources Planning and Management* 119 (3), 353-366.
- Yang, T., Shao, Q., Hao, Z., Chen, X., Zhang, Z., Xu, Ch., Sun, L. (2010): "Regional frequency analysis and spatio-temporal pattern characterization of rainfall extremes in the Pearl River Basin, China". *Journal of Hydrology* 380, 386–405.

Contraste numérico de las aportaciones preliminares del 222Rn al modelo conceptual de funcionamiento del Sistema Acuífero Profundo de Úbeda, SAPU (Jaén, España) Numeric check of the preliminary inputs of 222Rn of the conceptual model of the Deep Aquifer System of Ubeda (Jaén, Spain)

Heredia, J.⁽¹⁾, Manzano, M.⁽²⁾, Ortega, L.⁽²⁾, González-Ramón, A.⁽³⁾, Rodríguez-Arévalo, J.⁽⁴⁾, Muñoz de la Varga, D.⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. <u>j.heredia@igme.es</u>

⁽²⁾ Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203 Cartagena. <u>m.manzano@upct.es; lucia.ortega@upct.es</u>

⁽³⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Urb. Alcázar del Genil 4, 18006 Granada. antonio.gonzalez@igme.es

⁽⁴⁾ Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Paseo. Bajo Virgen del Puerto 3, 28005 Madrid. javier.rodriguez@cedex.es; david.munoz@cedex.es

SUMMARY

The Ubeda Deep Aquifer System (UDAS), Southern Spain, presents a great complexity: it is a multilayer structure (Buntsandstein sandstones, Keuper marls and Jurassic dolomitic limestone), has an intense exploitation, is a mixed aquifer type (unconfined/confined), and is affected by tectonic structures (fractures, faults, folds and scams) which compartmentalise and connect the different layers. This complexity and the fact that 40% of the system is located between 400 m and 800 m depth make it difficult to study. At the beginning of its intense exploitation, earlier in this century, its study began using various techniques (geophysics, hydrochemistry, isotopes, hydrodynamics, numerical modelling). The conceptual model has evolved considerably since then. Initially the UDAS was considered as made up only by Jurassic carbonates and a two-dimensional flow model consistent with this conceptualisation was developed. The resulting model reproduced the flow pattern indicated by hydrochemical (Cl) and radioisotopes $({}^{14}C)$ studies, which suggested a converging movement in the confined area from east and west towards the centre. Subsequently, a three-dimensional flow model has been developed that considers the most relevant lithological and tectonic features. The existence of connections between different lithologies and the active role played by tectonics are supported by recent data from a new tracer, the activity of radon gas (^{222}Rn). As part of the MICIN-REDESAC project, the ^{222}Rn activity in groundwater of UDAS was determined in order to identify the lithologies through which groundwater flows and to contribute to the knowledge of the flow net. A field survey conducted in September 2011 gives a hydrogeochemical interpretation consistent with the flow pattern indicated by previous hydrochemical and isotopic studies. Moreover, as a new aspect, the activity of ²²²Rn identified the passage of groundwater through Miocene and Triassic sediments for samples measured in wells drilled in the Jurassic carbonates. The flow pattern resulting from the model confirms the passage through the Triassic formations of the waters in which the activity of ²²²Rn has intermediate values, in relative terms.

1. INTRODUCCIÓN

La producción olivarera en la comarca de Úbeda (Jaén, España) destaca en el ámbito mundial. En las últimas décadas, el olivar bajo regadío sufrió un fuerte incremento en producción y superficie cultivada. Inicialmente, sólo se explotaba para riego el sector libre de las calizas jurásicas de la Loma de Úbeda, pero la rentabilidad alcanzada llevó a explotar el sector confinado profundo de los carbonatos (Angoloti et al., 2008) y, finalmente, las areniscas triásicas infrayacentes. El impacto de los grandes bombeos se acrecentó por la falta de ordenación. El Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en convenio con la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), ha realizado estudios para definir una gestión hídrica sostenible del sistema acuífero. En este marco, y con el objetivo de utilizar la modelación numérica como herramienta de gestión, inicialmente el IGME desarrolló un modelo bidimensional (Heredia et al., 2008) y, luego un modelo tridimensional (Heredia et al., 2011). El primer modelo contribuyó a establecer las concesiones otorgadas a los regantes por la CHG y el segundo a la actualización de las mismas.

Los modelos numéricos integran explícita e implícitamente la información de un sistema, lo que permite contrastar la coherencia de los datos obtenidos con distintas técnicas o las interpretaciones que de ellos resulten. No obstante, estos contrastes deben interpretarse asumiendo las incertidumbres y limitaciones debidas a la adecuación tanto de la representación numérica al modelo conceptual en que se basa, como de la conceptualización respecto al sistema que idealiza (Poeter & Anderson, 2005; Voss, 2011 a,b). En Úbeda, los modelos desarrollados, si bien tuvieron como objetivo el apoyo a la gestión, también han contribuido a la investigación para el conocimiento del medio. En este aspecto, el modelo bidimensional

permitió contrastar la coherencia entre la información hidrodinámica, hidroquímica (Cl[°]) e isotópica (14 C) y reprodujo el patrón de flujo que esa información sugería (Rodríguez et al., 2007).

Entre los trabajos en marcha en el marco del proyecto MICIN REDESAC, en septiembre de 2011 se realizó una campaña en el Sistema Acuífero Profundo de Úbeda (SAPU) donde se midió la actividad del ²²²Rn en 14 puntos, previamente muestreados. Su objetivo fue identificar las litologías de paso del flujo subterráneo, contribuyendo con ello a caracterizar el patrón de flujo del SAPU y a conocer en los pozos bajo explotación la procedencia de sus aguas que serían mezcla de las circulantes en las distintas formaciones. La interpretación hidroquímica resultante fue coherente con el patrón de flujo indicado por estudios hidroquímicos e isotópicos previos, mientras que la actividad medida del ²²²Rn no se ajustó enteramente a dicha interpretación. En esta comunicación se presenta el contraste entre los resultados de la campaña y los del modelo tridimensional del SAPU: su patrón de flujo y los balances hídricos en los sondeos que indicaron el grado de mezcla aguas de de las distintas litologías.

2. MARCO HIDROGEOLÓGICO. MODELO CONCEPTUAL

El sistema acuífero profundo de la Loma de Úbeda lo conforman niveles triásicos del Buntsandstein y Keuper y, a techo de ellos, carbonatos jurásicos, siendo sus extensiones y potencias: 1275 km² y 160 m; 990 km² y 80 m y 880 km² y 96 m, respectivamente. El sistema acuífero aflora en su tercio norte, donde funciona como acuífero libre y, en algunos sectores, presenta espesores saturados de poca entidad; a techo del sistema quedan restos discontinuos de materiales margo-arenosos miocenos. Al sur, el SAPU está confinado por las margas del Mioceno, sobre las que se sitúa, en el suroeste, el acuífero detrítico de Úbeda, constituido por calcarenitas del Mioceno superior (Figura 1). Los límites del sector libre lo definen los afloramientos de materiales triásicos y jurásicos. En el sector confinado, hacia el oeste los carbonatos desaparecen progresivamente por acuñamiento; al este lo limitan los cabalgamientos prebéticos que conforman el acuífero de la Subunidad de Beas de Segura (U. de Cazorla) y en el sur el límite lo marcan la Unidad Olistostrómica de la Depresión del Guadalquivir.

Los carbonatos jurásicos y las formaciones triásicas buzan suavemente, 5° a 15°, hacia el sur-sureste. Al sur del río Guadalimar la profundidad a la que se sitúa el techo del jurásico aumenta desde unos 100 m, a 1-2 km de su afloramiento, hasta superar los 700-800 metros en el límite sur del SAPU. El 40 % del sistema se haya entre 400 m y 800 m de profundidad. El sistema está tectonizado (fracturas, fallas, pliegues y escamas), lo que compartimenta e interconecta los distintos niveles, resultando un patrón de flujo de gran complejidad.

El río Guadalimar cruza de NE a SO al sistema, a lo largo de 56,25 km (Figura 1). En su tramo superior, de 17,5 km, atraviesa los depósitos triásicos del Buntsandstein, recibiendo descarga de éstos.

En los siguientes 26,25 km el río discurre sobre el afloramiento de los carbonatos jurásicos de NE a SO, siendo efluente a lo largo de casi todo este tramo, con la excepción del meandro próximo a los sondeos Robledo y La Peñuela (16 y 10, respectivamente, en la Figura 8) y probablemente también sea influente en algún meandro próximo a su salida de las calizas. En su tramo final aguas abajo, de 12,5 km, el río atraviesa nuevamente los depósitos del Buntsandstein, siendo efluente todo a lo largo del mismo.

En el año 2005 se estimó la extracción total en 35 hm³/año en unos 233 sondeos de bombeo (González-Ramón et al., 2007). Sin embargo, la incertidumbre de esta evaluación podría ser algo mayor al 30 % (IGME, 2006). Las areniscas del Buntsandstein son captadas por numerosos sondeos de explotación en el tercio norte del sistema, y en el sector donde los carbonatos jurásicos están confinados algunos sondeos de explotación cortan también el Buntsandstein. Debido a la complejidad tectónica del sistema y al potente factor movilizador que resultan ser los bombeos, la explotación de alguna de las formaciones termina impactando en las otras.



Figura 1 - Esquema geológico general del Sistema Acuífero Profundo de la Loma de Úbeda. (Shematic geology of the Úbeda Deep Aquifer System).

Inicialmente los carbonatos se consideraban aislados y sin continuidad entre ambas márgenes del Guadalimar. En IGME (2004) se identificó la continuidad entre las márgenes del río y en IGME (2008) el modelo conceptual incorpora la compartimentación resultante de la tectónica e identifica que a techo los carbonatos no están aislados y reciben una recarga desde el acuífero detrítico de Úbeda (Tortoniense). Actualmente se considera que las estructuras tectónicas no sólo compartimentan los carbonatos, sino que también los conectan al Buntsandstein, explotando muchos pozos ambos acuíferos.

El nuevo modelo conceptual considera un sistema hidrogeológico multicapa, constituido por carbonatos jurásicos y niveles triásicos (Keuper y Buntsandstein) vinculados por caminos preferentes de flujo definidos por accidentes tectónicos (Heredia, 2012) (Figura 2).



Figura 2 - Modelo conceptual hidrogeológico actual en un corte N-S. (*Current hydrogeological conceptual model in a N-S section.*)

3. MODELO NUMÉRICO

El límite norte del dominio del modelo para el Buntsandstein (capas 3 y 4) lo define la divisoria de aguas subterráneas de esta formación. Los carbonatos jurásicos y el Keuper se representan *"in extenso"*. Los límites sur y este son comunes para todas las capas y los establecen la presencia de las Unidades Olistostrómicas de la Depresión del Guadalquivir y la desaparición progresiva de los carbonatos jurásicos por acuñamiento, respectivamente. El límite oriental se fijó a partir de donde se estimó que desaparecía la estructura tabular de los carbonatos jurásicos dando paso a una estructura en escamas. Se adopta este límite del modelo también para las formaciones triásicas. En todos estos límites del dominio se impone una condición de contorno de borde impermeable.

La discretización espacial se define en planta por una malla de 240 columnas y 160 filas de celdas de 250 m x 250 m y en vertical por 4 capas, donde la superior representa los carbonatos jurásicos, la subyacente al Keuper y las dos inferiores al Buntsandstein (Figura 3). Las celdas suprayacentes a los afloramientos de las formaciones triásicas se definen inactivas



a. Capa 1: Carbonatos jurásicos



b. Capa 2: Keuper

c. Capas 3 y 4: Buntsandstein



d. Corte : Columnas, N-S



e..Corte : Filas, O-E

Figura 3 - Discretización espacial del modelo (celdas inactivas en verde). (*Model discretization (inactive cells in green).*)

El dominio temporal del modelo en régimen transitorio representa el período entre los años hidrológicos 2000/01 y 2005/06, en el que la explotación del acuífero fue importante y se evidenció un notorio descenso de niveles. La partición temporal se realiza en intervalos mensuales, durante los cuales las perturbaciones que sufre el acuífero -recargas y extracciones- y demás condiciones de contorno se definen constantes. Sin embargo, los intervalos de cálculo, esto es el intervalo de tiempo para el que se resuelve la ecuación de flujo, se definieron como la décima parte de los intervalos mensuales.

El vínculo entre el río Guadalimar y el SAPU se representa con la condición de contorno de Cauchy, en la forma de Condición de Contorno de río implementada en MODFLOW. Así, se define a lo largo de 3 tramos que corresponden a su cruce por las formaciones, de aguas arriba a abajo: Buntsandstein, carbonatos jurásicos y Buntsandstein (Figura 4.a y .c). En todo el cauce se supuso una carga hidráulica de 0,5 m y una conductividad hidráulica del lecho de 1000 $m^2/día$.

En las zonificaciones de permeabilidades y almacenamiento se definieron 8 zonas (Tabla 1, Figura 4), discriminándose: 2 zonas en el sector libre de los carbonatos, una corresponde a un meandro donde el acuífero ofrece un ambiente singular efecto del condicionamiento tectónico; 2 zonas en los carbonatos confinados, según que la profundidad fuera mayor o menor a 500 m, aproximadamente; 1 zona en el Keuper; 1 zona en el Buntsandstein; 1 zona en los depósitos aluviales donde el río atraviesa a esta última formación y 1 zona para las fracturas representadas, dada por la particularidad de sus propiedades hidrogeológicas.



a. Capa 1: Carbonatos jurásicos

Figura 4 – Condición de contorno del río Guadalimar y zonificaciones de conductividad hidráulica y de almacenamiento. (Boundary condition of the Guadalimar river and hydraulic conductivities and storage zones.)



c. Capas 3 y 4: Buntsandstein

Tabla	1	- 2	Zonificaci	ones	de co	onductiv	idad hi	dráulica	a y
almace	enan	nien	to (resulta	ados c	calibrac	ción del r	égimen t	ransito	rio).
(Hydra	ulic	con	nductivity	and	storag	e zones	obtained	t from	the
calibra	tion	of th	he transier	ıt flow	v model).			

FORMACIÓN	Potencia (m)	K (m/d)	T (m²/d)	S _S (1/m)	S _Y (1/m)
Carbonatos Jurásicos Libres	85	0,25	21,25	1 x 10 ⁻³	0,05
Carb. Jur. Confi. (prof. < 500 m)	96	3,0	288	5 x 10 ⁻⁵	0,01
Trías: Keuper	80	0,001	0,08	5 x 10 ⁻⁵	0,001
Aluvial Guadalimar	5	10,0	50	5 x 10 ⁻³	0,05
Trías Buntsandstein	160	0,5	80	1 x 10 ⁻⁴	0,02
Carb. Jur. Confi. (prof. > 500 m)	96	3,0	288	5 x 10 ⁻⁵	0,01
Fracturas	100	0,5	50	1 x 10 ⁻⁴	0,01
Meandro Guadalimar (Carb. Libr.)	85	5,0	42,5	1 x 10 ⁻³	0,1

La recarga del modelo se origina por la infiltración de la precipitación en los afloramiento de las formaciones representadas y allí donde los carbonatos jurásicos se encuentran cubiertos por brechas y conglomerados calizos miocenos. Se consideró que no se produce recarga en el sector libre de los carbonatos, donde se hayan

cubiertos por margas y margo-calizas del Mioceno Superior. Además, existe una recarga resultante de la percolación desde las areniscas tortonienses (Acuífero Detrítico de Úbeda) a través del paquete de margas miocenas. En la Figura 5 se expone la zonificación de la recarga, indicándose los valores medios anuales en régimen transitorio (2000/01 a 2005/06) y su relación porcentual respecto a la precipitación media anual para dicho período.



Figura 5 - Zonas de recarga en régimen transitorio (2000/01 a 2005/06). (*Recharge zones in the transient flow model (2000/01 to 2005/06)*).

En el año 2005 se inventariaron 233 sondeos, con una extracción media anual de 35,574 hm³. En el modelo se representaron 208 pozos de bombeo. Siguiendo las series anuales inventariadas se extendieron para todo el período 2000/01-2005/06, acrecentando las extracciones para tornarlas más realistas, y modulándolas acorde a la evolución hidroclimática del período. En la Figura 6 se presentan la situación de los sondeos y las medias anuales de las extracciones.



Figura 6 - Pozos en explotación del modelo en régimen transitorio (2000/01 a 2005/06). (*Pumping wells used in the transient flow model* (2000/01 to 2005/06)).

La calibración del modelo en régimen transitorio se basó en 200 registros piezométricos que correspondían a 22 sondeos. La bondad del ajuste alcanzado (Figura 7) permitió que el modelo fuera utilizado como herramienta de apoyo a la gestión del SAPU.

4. ESTUDIOS ISOTÓPICOS E HIDROQUÍMICOS

En la campaña de septiembre de 2011 se midió la actividad de ²²²Rn en las aguas de 14 puntos del SAPU (12 sondeos, 1 manantial, 1 en el río Guadalimar), todos ellos estaban comprendidos dentro del muestreo hidroquímico de 32 puntos (20 sondeos, 8 manantiales, 4 de aguas superficiales; Figura 8). En esta sección se presenta un

extracto de las conclusiones de Ortega et al. (2012) en lo concerniente a la actividad del ²²²Rn y la hidroquímica de los 14 puntos referidos. No obstante, se debe observar que los comentarios sobre las características hidroquímicas de estos 14 puntos se basan en la interpretación del quimismo de 32 muestras.

La mayoría de las aguas del sistema acuífero de Úbeda son mezcla, en distinta proporción según la zona y situación estacional, de agua que ha circulado por los carbonatos jurásicos, las areniscas y arcillas triásicas y las margas marinas del Mioceno. Esta conclusión coincide con estudios que reinterpretan la información hidroquímica



precedente (González-Ramón et al., 2012).

Figura 7 - Pozos de observación y ajuste de niveles obtenido en régimen transitorio. (Observation wells and levels adjustment in the transient flow model).

El quimismo de las aguas de los sondeos 10 y 16, situados junto al río Guadalimar, los manantiales ubicados al N del río (1 a 6 y 8) y el río Guadalimar en dos puntos (30 y 31) separados 7 km, indican que todas ellas han circulado por los materiales del Jurásico y el Triásico. Sin embargo, la actividad de ²²²Rn sugiere que el sondeo 16, recibe agua del río Guadalimar, sin actividad de radón aunque químicamente es similar a las otras. Se observa que la actividad de las aguas del sondeo 10 y el manantial 5 son mayores de lo esperado según el origen hidrogeoquímico, pero no se proponen posibles causas.

El perfil hidroquímico de las aguas de los sondeos ubicados hacia el oeste y centro del SAPU (17, 18, 19, 11) proceden principalmente del Jurásico y en segundo lugar del Triásico. Sin embargo, estos sondeos muestran una evolución creciente de suroeste a noreste (17-18-19-11) al aumentar la salinidad, el contenido de Cl, SO₄ y Na y la actividad del ²²²Rn. El estudio de esta evolución permite proponer la hipótesis de que los sondeos también reciben agua del Mioceno, siendo la circulación de E a O coherente con el patrón de flujo definido en los estudios hidroquímico e isotópico previos y reproducido por los modelos numéricos bi- y tridimensionales (Heredia et al., 2008; Heredia, 2012).

Las aguas de los sondeos más profundos muestreados (12, 13, 14, 15 y 21), ubicados al SE del sistema acuífero y en una zona donde el modelo conceptual de flujo indica que confluyen líneas de flujo de largo recorrido procedentes del noreste y del oeste (Heredia et al., 2008; Rodríguez-Arévalo et al., 2007), son de tipo cloruradosódico. Esto indica que reciben agua principalmente del Jurásico y del Mioceno, si bien los valores de la relación SO_4/Cl en los sondeos 13 y 14 indican que también hay aporte del Triásico. En los sondeos 21 y 12 la evolución creciente del contenido de Cl y Na y de la alta actividad de ²²²Rn es coherente con la hipótesis de la contribución de agua del Mioceno. En contraste, los sondeos 13, 14, 15, que tienen salinidades comparables a las de los sondeos 21 y 12, tienen actividade de ²²²Rn mucho menores que la de esos sondeos, casi comparables a las medidas en las aguas superficiales.



La divergencia entre la interpretación del hidrogeoquímica y la 15, 16 y el manantial 5, sugiere que la actividad de este isótopo no la

controla exclusivamente la hidrogeoquímica, sino que incide algún otro tipo de factor.

Figura 8 - Pozos muestreados en la campaña de 09/2011. (Sampled wells in the field survey of 09/2011)

5. SIMULACIONES NUMÉRICAS: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Debido a la bondad de su calibración, el modelo tridimensional del SAPU se utilizó como herramienta de apoyo a la gestión hídrica (Heredia, 2012). En base a este antecedente se realizaron simulaciones correspondientes a septiembre de 2011, analizándose el patrón de flujo y los balances hídricos en los sondeos muestreados. Se tuvo como objetivo que los resultados del análisis del flujo contribuyeran a comprender los resultados químicos e isotópicos de la campaña de septiembre de 2011 y, eventualmente, ofrecieran alguna luz sobre la divergencia observada en algunos puntos entre la interpretación hidrogeoquímica y la actividad del ²²²Rn.

Un aspecto relevante a considerar es que el modelo no representa las formaciones miocenas explícitamente, esto es mediante un conjunto de celdas activas a las que se les asignan los parámetros hidrogeológicos pertinentes. Sin embargo, sí representa a algunas de estas formaciones de forma implícita aunque parcial, mediante la recarga resultante de la percolación desde las areniscas tortonienses (Acuífero Detrítico de Úbeda, ADU) a través del paquete de margas miocenas. Este hecho tiene repercusiones en el análisis propuesto:

- En el balance hídrico de los sondeos muestreados: sólo los situados estrictamente bajo la zona de recarga antes referida acusarán una aportación procedente el mioceno
- En el patrón de flujo: al estudiar la circulación sí se puede inferir una eventual contribución procedente de las margas a sondeos concretos, aún más allá de la referida zona de recarga.

Patrón de flujo

El análisis del patrón de flujo resultante del modelo brinda una valoración general y de carácter cualitativo sobre los estudios hidroquímicos e isotópicos (Ortega et al., 2012, González-Ramón et al., 2012). En la Figura 9 se presenta la dirección de flujo y el sentido ascendente o descendente de su componente vertical en los carbonatos jurásicos y en el Buntsandstein. Se observa lo siguiente:

- En los carbonatos (Figura 9.a) el patrón de flujo en planta se corresponde con el que sugieren los resultados hidroquímicos e isotópicos (Figura 8), que a su vez coincide con el indicado en estudios precedentes y reproduce el modelo bidimensional.
- También en los carbonatos se aprecia que la componente vertical del flujo circulante tiene sentido descendente en los tercios oeste y este de su sector libre, es decir recarga a las formaciones triásicas subyacentes. En la zona central del sector libre y todo el sector confinado de los carbonatos la componente vertical del flujo es ascendente, lo que indica que reciben aportes desde el Triásico.
- El Buntsandstein (Figura 9.b) se recarga allí donde aflora, y también del agua que percola desde los carbonatos en los tercios oeste y este de su sector libre y a través de éstos donde se encuentran secos. El Triásico descarga hacia los carbonatos en todo su sector confinado y en la zona central de su sector libre. En este ámbito se sitúan todos los sondeos analizados en los estudios hidroquímico e isotópico de 2011 (Figura 8).

Así, en principio todos los sondeos muestreados en 2011 recibirían, en mayor o menor medida, algún aporte de agua que ha circulado parcial o totalmente por el Triásico. Esta apreciación conceptual resultante de la simulación numérica no concuerda enteramente con lo que indican las mediciones de ²²²Rn en los sondeos, aunque se ajusta aproximadamente a la reinterpretación de la información hidroquímica previa.

Balance hídrico en los sondeos muestreados

Si bien el modelo proporciona resultados cuantitativos del balance hídrico en los sondeos analizados, éste no es el recurso numérico más adecuado para contrastar los resultados del estudio hidroquímico. La herramienta numérica pertinente para abordar esta tarea es un modelo de transporte. No obstante, los balances hídricos permiten evaluar en cada sondeo la mayor o menor presencia de agua procedente del Triásico y, con ello, de las marcas hidroquímica e isotópica características de esta formación. Metodológicamente se procedió de la siguiente manera:





Figura 9 - Patrón de flujo en la simulación para septiembre de 2011. Arriba: Capa 1, carbonatos jurásicos. Abajo: Capa 4, areniscas triásicas. (Simulated flow pattern for September 201. Up: Layer 1, Jurassic carbonates. Down: Layer 4, Triassic sandstones).

- Se realizó el balance hídrico en cada celda atravesada total o parcialmente por cada sondeo, identificándose la formación de procedencia de las entradas. Así, para cada celda (formación) se evaluó el porcentaje de aguas según su origen que definen la mezcla presente en la misma.
- 2. Se realizó la hipótesis de que, en el entorno de cada pozo, las formaciones explotadas presentan el mismo grado de mezcla que en la celda donde el sondeo las atraviesa. Esta hipótesis obliga a redefinir el porcentaje de mezcla calculado en el paso 1, considerando -y afectando- que lo que entra desde cada formación es ya una mezcla de aguas con su correspondiente relación porcentual evaluada en el paso 1. Estrictamente, la hipótesis obligaría a realizar un proceso iterativo de rápida convergencia, pero sólo se realizó una iteración del proceso por considerarse irrelevante una precisión mayor.
- Finalmente, se evaluó la mezcla de aguas muestreada en cada sondeo, considerándola proporcionalmente a lo extraído en cada celda (formación).

Los balances hídricos resultantes de la simulación del flujo en septiembre de 2011 permiten plantear el agrupamiento de sondeos siguiente:

1. Los sondeos 10 y 16 se encontrarían secos en los carbonatos por efecto de los bombeos, por lo que las aguas que extraen procederían mayoritariamente del Triásico. Probablemente

esto no es enteramente correcto, pues esos sondeos reciben algún aporte agua desde los carbonatos jurásicos. Además, se sabe que el sondeo 16 puede recibir agua del río Guadalimar a través de los carbonatos. El secado indebido de sus celdas ha sido efecto indeseado de la limitación de su representación mediante diferencias finitas.

- 2. Las aguas del manantial 5 serían una mezcla de aguas procedentes de los carbonatos Jurásicos y del Triásico.
- El modelo indica que hay un grupo de sondeos en los que una porción pequeña de sus aguas procedería del Triásico: 13, 15, 12 y 18, este último además recibiría aporte del Mioceno
- 4. Los balances indican que en los sondeos 14 y 19 la casi totalidad de sus aguas procede de los carbonatos. Sin embargo, si bien en términos de balance hídrico el aporte del Triásico pueda ser marginal, ello no es óbice para que el agua de estos sondeos ostente, aunque muy mitigada, la marca hidroquímica del paso por esta formación. En particular, en el sondeo 19 la complejidad de la tectónica ha dificultado la restitución de la geometría de los carbonatos, por lo que probablemente el modelo minusvalore la penetración de este sondeo en el Triásico y con ello las aportaciones que recibe de éste.
- 5. Los sondeos 11 y 21 se encontrarían en una situación intermedia entre los grupos 2 y 3.
- El sondeo 17 queda fuera del modelo.

El agrupamiento de sondeos acorde a la mezcla de aguas de distinto origen litológico que sugieren los balances hídricos de la simulación debe relativizarse dado que:

- El modelo no representa explícitamente las formaciones miocenas con las consiguientes limitaciones en el análisis realizado, tal como se expuso en el inicio de esta sección.
- En el sector sur y sureste del SAPU, más allá de las grandes fracturas, se desconoce en rigor el alcance del Triásico y, lógicamente, el grado de vinculación con los carbonatos jurásicos. El modelo conceptual representado numéricamente optó por darle continuidad hasta el límite sur del Jurásico.

6. CONCLUSIONES

El modelo de flujo del Sistema Acuífero Profundo de la Loma de Úbeda integra explícita e implícitamente información geológica, geofísica, hidrogeológica, hidrodinámica, hidroquímica e isotópica mediante la estructuración numérica de la conceptualización que resulta de la interpretación de este conocimiento. En ello radica su fortaleza pero también su limitación, pues el avance en el conocimiento del medio obliga a reformular la idealización del sistema, imponiendo muchas veces fuertes correcciones a la misma. Este ha sido el caso del modelo conceptual del SAPU. Desde esta perspectiva metodológica, que asume la incertidumbre inherente al modelo, se ha abordado el contraste entre los resultados de la simulación y los que ofrecen los nuevos datos hidroquímicos e isotópicos.

El patrón de flujo resultante del modelo indica que en el sector confinado de los carbonatos jurásicos y en parte del sector libre (sector sur, entorno del río Guadalimar) las aguas circulantes incorporan en diferente grado aguas procedentes de:

- En el marco general, las formaciones triásicas subyacentes
- En el sector SO, la recarga (por percolación) desde las calcarenitas miocenas (Acuífero Detrítico de Úbeda)

La limitación del modelo de no representar explícitamente las formaciones miocenas no permite contrastar con rigor una relevante conclusión de Ortega et al. (2012), quienes señalan que el aumento de la actividad de radón en los carbonatos jurásicos parece vinculado al incremento de la contribución de agua del Mioceno.

El patrón de flujo del modelo ofrece cierta coherencia con la interpretación hidrogeoquímica y, hasta cierto punto, es coherente con la actividad medida del ²²²Rn. Sin embargo, esta es una conclusión que se considera abierta, dado lo novedoso del uso del ²²²Rn en el estudio del SAPU y lo relativamente limitado de su marco de aplicación espacio-temporal.

7. AGRADECIMIENTOS

El modelo explotado ha sido desarrollado en proyecto específico financiado por la Confederación Hidrográficas del Guadalquivir y el Instituto Geológico y Minero de España. La campaña de campo y los estudios resultantes de la misma han sido financiados por el Gobierno Español a través del Ministerio de Ciencia e Investigación, proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3, REDESAC. Los trabajos de campo se pudieron realizar gracias a la colaboración mutua y apoyo sustancial de los siguientes organismos: Universidad Politécnica de Cartagena, Instituto Geológico y Minero de España y Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Los autores agradecen a los dos revisores anónimos sus contribuciones a la mejora de este documento.

8. REFERENCIAS

- Angoloti, A.; Gómez, L.; Bellver, A.; Gollonet, J. (2008): "Balance tras quince años de explotación del acuífero jurásico profundo de la Loma de Úbeda y perspectiva de futuro para su uso sostenible". VII SIAGA: Agua y Cultura. López-Geta, Rubio, Martín-Machuca (Eds). Baeza, España. T. II, 795-808.
- González-Ramón, A.; Gollonet, J.; Rubio, J.C.; Nuñez, I. (2007) "Los acuíferos de la Loma de Úbeda". In: González-Ramón, A.; Rubio, J.C.; López-Geta; J.A. (Eds.) IGME, Madrid, 56 pp.
- González-Ramón, A., Heredia, J., Rodríguez-Arévalo, J., Manzano, M., Ortega, L. y Muñoz de la Varga, D. (2012): "Evolución temporal de las características físicoquímicas e isotópicas en el agua subterránea de los acuíferos de la Loma de Úbeda (sur de España)". 7º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián, España. En este volumen.
- González-Ramón, A., Heredia, J., Rodríguez-Arévalo, J., Manzano, M., Ortega, L. y Muñoz de la Varga, D. (2012): "Evolución temporal de las características físicoquímicas e isotópicas en el agua subterránea de los acuíferos de la Loma de Úbeda (sur de España)". 7º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián, España
- Heredia, J.; González, A.; Rodríguez-Arévalo, J.; Gollonet, J.; Roldán, F.; Rubio, J.C. (2008): "Acuífero carbonatado de Úbeda: Propuesta para una explotación

sostenible". VII SIAGA: Agua y Cultura. López-Geta, Rubio, Martín-Machuca (Eds.). Baeza, España. T. II, 779-794.

- Heredia, J.; González-Ramón, A.; Gollonet, J.; Moreno, A. y López-Geta, J.A. (2011): "Un modelo tridimiensional de flujo como herramienta para la planificación de la explotación sostenible de un sistema acuífero profundo: la Loma de Úbeda (Jaén, España)". Congreso Ibérico sobre "Las aguas subterráneas: desafíos de la gestión para el siglo XXI".Zaragoza, España.
- Heredia, J. (2012): "Modelo numérico tridimensional de flujo del sistema hidrogeológico de la Loma de Úbeda (Unidad 05.23)". Proyecto: Realización de estudios complementarios en la Loma de Úbeda. Pautas para la sostenibilidad del acuífero. Tomo 2 cap 9. Memoria. IGME-CHG.
- IGME (2004): Obtención de información para la mejora del conocimiento sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda. IGME, 43 pp y Anexos.
- IGME (2006): Trabajos de premodelación sobre el acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda. IGME, Informe Interno.
- IGME (2008): Investigación de la respuesta de acuíferos profundos a la explotación intensiva: Caso del acuífero carbonatado de La Loma de Úbeda (Unidad 05.23). Modelo numérico de flujo del acuífero carbonatado de La Loma de Úbeda (Unidad 05.23). IGME, 79 pp. y Anexos. Ortega, L.; Manzano, M.; Heredia, J.; Rodríguez-Arévalo, J.; González-Ramón, A. y
- Ortega, L.; Manzano, M.; Heredia, J.; Rodríguez-Arévalo, J.; González-Ramón, A. y Muñoz, D. (2012): "Información preliminar del ²²²Rn como trazador de la red de flujo del sistema acuífero de la Loma de Úbeda (Jaén, España)". 7º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. San Sebastián, España. En este volumen.
- Poeter, E., Anderson, D. (2005): Multimodel ranking and inference in ground water modeling. Ground Water, 43 (4): 597-605.
- Rodríguez-Arévalo, J.; Pérez, E.; Díaz, M.F.; Heredia J. (2007): "A contribution to the characterization of a deeply confined carbonate aquifer in Úbeda (southern Spain) from a reinterpretation of existing geological and geophysical data and new data on environmental isotopes". XXXV IAH Congress–groundwater and ecosystems. Lisboa, Portugal.
- Voss, C. (2011a): Editor's message:Groundwater modeling fantasies-part 1, adrift in the details. Hydrogeology Journal 19 (7), 1281-1284.
- Voss, C. (2011b): Editor's message:Groundwater modeling fantasies-part 2, down to earth. Hydrogeology Journal 19 (8), 1455-1458.

Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura)

Hydrogeology, hydrochemistry and isotope characterization of the Alcadozo Groundwater Body (Segura Basin)

Hornero, J. ⁽¹⁾, Manzano, M. ⁽²⁾ y Ortega, L. ⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Avda. Miguel de Cervantes 45-5°A, 30009, Murcia, j.hornero@igme.es

⁽²⁾ Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203, Cartagena, m.manzano@upct.es, lucia.ortega@upct.es

SUMMARY

The Alcadozo Groundwater Body (AGB, Segura River basin, SE Spain) is formed mostly by Jurassic carbonated rocks (limestones and dolostones), and secondly by Triassic evaporite rocks (gypsum and halite). The aquifer system is intensely folded and faulted, and has a complex geological structure. The aquifer is almost unexploited and the piezometry corresponds to a systems under natural flow conditions. Thus the groundwater flow pattern is assumed to be controlled mainly by the geological structure and by the existence of the Mundo River, a large drain which constitutes the legal southern limit of the AGB. The area is mountainous and has a rough topography with a difference in height of 1000 m. Groundwater flows mostly from NW to SE, and addresses to the large discharge areas (springs) located by the Mundo River in Ayna and Liétor, and also probably to the Boquerón Groundwater Body, which locates to the E of AGB. Groundwater recharge rate has been estimated to be around 7-10 % of precipitation. The temporal evolution of springs discharge indicates a large storage capacity for the AGB. The hydrochemical study shows that at the regional scale most of the groundwater owns its composition to the dissolution of limestones and dolostones. However, at local scale a few samples show the chemical signature of the Triassic materials. The isotopic study of well, spring and a few rain samples suggest that most of the recharge occurs between 1150 and 1450 masl. The comparison of δ^{80} values with C^{Γ} contents shows that many samples have saline and isotopic enrichment due to mixing of carbonated groundwaters with saline waters from the Triassic formations. All the measured well samples and most of the spring samples fit the Mean Meteoric Water Line. However, a few spring samples as well as rain samples from November 2008 have deuterium excesses around +13 ‰ SMOW. This suggests that most of the aquifer recharge is produced from Atlantic origin rainfall, but some Mediterranean origin rainfall can also generate recharge. Some aspects which needs more study are groundwater recharge origin and quantification, the possible existence of lateral groundwater transfer to AGB from other, nearby groundwater bodies, and the role on groundwater flow pattern of the Talave tunnel, a major artificial drain drilled between 1969 and 1978 in the NE part of the system.

1. INTRODUCCIÓN

La masa de agua subterránea Alcadozo (MASub 070.003) se encuentra enclavada en el sector septentrional de la cuenca del río Segura, ocupa una amplia región de 500 km² y está situada sobre la margen izquierda del río Mundo, en la provincia de Albacete, España (CHS-MMA, 2007) (Figura 1). Su compleja estructura tectónica condiciona su funcionamiento y existen ciertas singularidades en su interior que producen una importante incertidumbre en cuanto al esquema general de flujo. La presencia del río Mundo y de su afluente principal el arroyo de Bogarra, así como la construcción en la década de 1980 del túnel de Talave para el paso de la conducción del trasvase Tajo-Segura (NE de la MAS), son elementos que intervienen actualmente, de forma natural y artificial, en su funcionamiento.

Entre 2008 y 2009 se realizó la primera caracterización hidrogeoquímica e isotópica de dicha MAS en el marco de un proyecto del Instituto Geológico y Minero de España, y entre 2011 y 2013 se están realizando trabajos de caracterización y cuantificación complementarios en el marco del proyecto MICIN- REDESAC. En este trabajo se presentan los resultados conjuntos de los trabajos realizados dentro de ambos proyectos.

2. GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

El área de estudio está situada en el dominio Prebético Externo de la Cordilleras Béticas. La serie estratigráfica corresponde, de base a techo, a materiales evaporíticos del Triásico (facies Keuper), dolomías cristalinas del Lías Inferior-Medio, arcillas y margas del Lías Medio-Superior y dolomías y calizas del Dogger, tramos correspondientes al Jurásico. En menor proporción se encuentran niveles detríticos y carbonatados del Cretácico, arcillas, margas, areniscas y conglomerados del Mioceno y, por último, depósitos detríticos del Cuaternario asociados a las terrazas fluviales del río Mundo, depósitos de ladera como coluviones y aluviones y costras carbonatadas de tipo caliche (Figura 1).

Las formaciones permeables principales son las dolomías con niveles de calizas del Dogger, con potencias cercanas a los 300 m, y las dolomías y calizas del Lías Inferior, con potencias entre 100 m y 150 m. En ambos casos su elevada permeabilidad está originada por una profunda dolomitización y una porosidad secundaria motivada por la intensa fracturación que presentan. Otras formaciones permeables de menor interés hidrogeológico son los conglomerados, arenas y calizas del Cretácico junto con las areniscas y conglomerados del Mioceno; ambos pueden originar pequeños acuíferos colgados de interés local. Todos estos materiales se encuentran sobre las arcillas y yesos del Triásico que constituye la base impermeable regional (IGME-CHS, 2009).

La MAS Alcadozo limita por el norte con la divisoria hidrográfica de la cuenca del Júcar, que parece asociada a un frente de cabalgamiento con base en una alineación continua de afloramientos de Lías Medio-Superior que independiza el tramo permeable del Dogger y, posiblemente, aunque con dudas, el tramo permeable del Lías Inferior (Figura 1). Al este el límite consiste en un conjunto de fracturas y fallas inversas que afectan a los afloramientos del Jurásico, ya que supone el levantamiento de la base impermeable. El extremo sureste del límite meridional está marcado por el afloramiento de la base impermeable que aflora extensamente en la margen izquierda de la rambla del Talave. En este límite se está estudiando una posible modificación en el funcionamiento hidrogeológico natural de las zonas adyacentes motivada por la construcción del túnel de Talave, lo que modificó de forma aún no conocida la hidrodinámica del acuífero.



Figura 1 - Ubicación y geología simplificada de la MAS Alcadozo. (Situation and simplified geology of the Alcadozo Groundwater Body.)

Al sur el límite está definido por la falla del río Mundo, que produce un levantamiento de la base impermeable regional la cual aflora extensamente al oeste de la población de Ayna, y también del Lías Medio-Inferior y del tramo permeable del Dogger. Al oeste, la intensa tectónica ha ocasionado que un conjunto de fracturas pongan en contacto lateral formaciones permeables con facies margoarcillosas del Jurásico, aunque la coincidencia con el límite hidrográfico (cuenca del Guadalquivir) motiva, al igual que en el límite norte, que sea necesario profundizar en el conocimiento hidrogeológico de la zona, dada la convencionalidad de usar límites hidrográficos sin diferenciarlos de los límites hidrogeológicos.

El acuífero funciona en régimen natural. La explotación de agua subterránea es poco significativa (unos 0,15 hm³/año; IGME-CHS, 2009). Las principales descargas naturales se producen de forma concentrada a través de manantiales localizados a diferente cota, destacando por su régimen y caudal los que descargan en las inmediaciones del río Mundo (manantiales de Ayna, Liétor, Alcadima y Los Cárcavos; Figura 2).

Además, es posible que el acuífero drene de forma difusa hacia el mismo río (IGME-CHS, 2009), aunque los trabajos realizados en el marco del proyecto REDESAC sugieren que esa descarga no es significativa (Ortega et al., 2012). La hipótesis de flujo regional indica una dirección preferente que va desde el NO hacia el E y SE, donde están los sectores de descarga más importantes, como son el borde sur del acuífero, el río Mundo y posiblemente el túnel de Talave (Figura 2). Respecto a este último elemento, hasta la fecha no hay ninguna evaluación de su influencia sobre el fujo regional y en estos momentos se están empezando los primeros estudios.

La caracterización hidrodinámica de las fuentes de Ayna y Liétor muestra que la infiltración y el agotamiento se produce con cierta lentitud, ya que $\alpha = 3,4.10^{-3}$ días⁻¹ en el sector de Liétor y $\alpha =$ 2,91.10⁻³ días⁻¹en el sector de Ayna, y que los manantiales presentan un elevado poder regulador y una buena modulación entre las entradas y las salidas. Del análisis de la curva de recesión se deduce que durante un ciclo anual sin aportaciones pluviométricas el vaciado sería sostenido, y los manantiales de Liétor y Ayna drenarían aproximadamente el 70 % y 80 % de su volumen disponible por encima del umbral de agotamiento (Hornero, 2010).

3. RECARGA Y BALANCE HÍDRICO

En una primera aproximación, la recarga por infiltración de agua de lluvia ha sido estimada mediante modelación numérica de balance de agua en el suelo, la zona no saturada y el acuífero, aplicando el código Visual Balan (Samper et al., 1999). Para ello se ha usado información termopluviométrica procedente de la estación 7092 CHS-Liétor (código de la AEMET), datos de aforo obtenidos del control hidrométrico (manantiales de Liétor y Ayna) entre diciembre de 2008 y octubre de 2009 y valores para los parámetros de suelo, zona no saturada y acuífero procedentes de información propia, existentes de otros estudios o consultados de bibliográfica específica. En algún caso, estos valores han sido ajustados en el proceso de calibración.

Así mismo, para contrastar estos valores se ha efectuado el cálculo de la recarga media multianual aplicando un método químico ambiental basado en el balance de la deposición atmosférica de cloruro (Allison et al., 1985). Si la magnitud de la escorrentía superficial es despreciable frente a las magnitudes de la precipitación y de la recarga, se puede aceptar la siguiente simplificación:

$R \cong P \cdot Clp/Clr$

donde R es la recarga (mm/año), P es la precipitación (mm/año), Clp es la concentración de cloruro en el agua de lluvia (mg/L) y Clr es la concentración de cloruro en el agua de recarga (mg/L), siendo todos ellos valores medios interanuales.

El valor de Clp se ha estimado preliminarmente muestreando y analizando la lluvia mensual entre noviembre de 2008 y abril de 2009 en cuatro estaciones ubicadas en lugares y cotas distintas entre 641 y 1133 m snm (Figura 2). Los datos disponibles indican que la deposición atmosférica de Cl presenta un gradiente positivo de NO a SE, y oscila entre 0,16 y 0,27 g·m⁻²·año⁻¹, valores ligeramente inferiores a los aportados por Alcalá y Custodio (2008) y Custodio (2009) para el centro peninsular. El valor de Clr se ha obtenido de manantiales y sondeos situados a cotas elevadas y con concentraciones bajas de cloruro, asimilables a aguas freáticas o flujos superficiales no modificados por procesos de lixiviación (Cl \leq 10 mg/L) y con cotas de salida o captación entre 1020 y 1440 m snm.

Los cálculos realizados con Visual Balan indican que la recarga supone entre el 6,7 % y el 10,3 % de la precipitación. El balance de cloruro proporciona valores entre el 6 % y el 7,5 %. A falta de calcular la incertidumbre asociada a cada estimación, se considera que las cifras obtenidas con ambos métodos son razonablemente comparables.

El balance hídrico medio tentativo para el periodo 1989-2009 en la MAS Alcadozo está equilibrado, siendo Entradas \approx Salidas = 5,43 hm³/año (Hornero, 2010). Con el objetivo de disminuir la incertidumbre de algunos de sus términos, actualmente se están cuantificando con mayor precisión los volúmenes de agua subterránea que drenan hacia el túnel de Talave y hacia el río Mundo.



Figura 2 – Localización de los principales sondeos y manantiales y esquema ilustrativo del flujo regional en el acuífero. (Location of the main springs and wells and scheme of the regional flow pattern.)

4. HIDROQUÍMICA E ISOTOPÍA

El estudio hidroquímico e isotópico se ha basado en 81 análisis químicos de muestras de agua tomadas en dos períodos: diciembre de 2008 a enero de 2009 (campaña a) y octubre de 2011 a mayo de 2012 (campaña b). De esas 81 muestras, 76 son de agua subterránea y proceden de 22 sondeos y 22 manantiales (algunos sondeos y manantiales se muestrearon en las dos campañas; otros solo en una), y 5 muestras son de agua superficial (río Mundo y Arroyo de Bogarra; todas tomadas en la campaña b). Los análisis químicos se realizaron en el laboratorio del IGME y en ellos se midió pH, conductividad eléctrica (CE), temperatura, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺.

Además se cuenta con 67 análisis de δ^{18} O y δ^{2} H, de los cuales 62 son de agua subterránea (sondeos y manantiales muestreados en las campañas **a** y **b**) y 5 son de agua superficial. Los análisis fueron realizados en el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX, Madrid). Los errores analíticos son $1\sigma = 0,1 \%$ SMOW para el δ^{18} O y $1\sigma = 1 \%$ SMOW para el δ^{2} H. También se cuenta con 10 pares de valores isotópicos de muestras de lluvia. De ellas, 4 muestras son de la lluvia de noviembre de 2008 tomada en las estaciones de Paterna, Bogarra, Fontanar de las Viñas y Liétor (Figura 2). Las 6 restantes corresponden a la lluvia del año 2011 integrada en dos muestras semestrales para cada una de las estaciones siguientes: Bogarra, Fontanar de las Viñas y Liétor.

Facies químicas y origen de las mismas

En los sondeos y manantiales muestreados en las campañas **a** y **b** no se han observado cambios significativos de composición de un año a otro (Figura 3), y las pequeñas diferencias observadas se pueden atribuir a la incertidumbre analítica y, quizás, a diferencias en la renovación del agua de los sondeos, ya que la mayoría de ellos abastecen a pequeñas poblaciones y funcionan de forma discontinua, y unos pocos (límite este de la MAS) solo bombean en la época de riego. Por esta razón, para construir la Figura 4 y para interpretar el origen de la composición química de las aguas y de las variaciones espaciales se han usado análisis de ambas campañas.

Unas pocas muestras presentan facies de tipo HCO₃-SO₄-Ca-Mg (puntos 51, 60, 61, 68 y 70). El manantial 51 y el sondeo 61 se encuentran en una zona donde hay abundantes escamas de Triásico, por lo que la abundancia de sulfato se atribuye principalmente al contacto de las aguas con yesos del Triásico. Los sondeos 68 y 70 están en el límite este de la MAS, en una zona donde hay bastante actividad agrícola y donde no hay Triásico, por lo que en estos la fuente de sulfato se atribuye a los agroquímicos. En el caso del sondeo 60, tal como se muestra más adelante la fuente principal de sulfato parece ser la contaminación con aguas residuales urbanas.



Figura 3 - Diagrama de Schöeller-Berkaloff de las aguas de los sondeos en las campañas a y b. (Schöeller-Berkaloff diagrams of borehole's samples from surveys a and b.)

En general las aguas subterráneas de aproximadamente la mitad occidental de la MAS presentan mayores contenidos de sulfato que de cloruro (figuras 3 y 4), lo cual se relaciona con la mayor presencia de materiales triásicos con yesos en esa zona. También las aguas de los sondeos 68 y 70, situados al este de la MAS tienen más sulfato que cloruro, pero como se ha introducido más arriba, en este caso el sulfato se atribuye a infiltración de excedentes de riego. Esta hipótesis se ve apoyada por la Figura 5, donde se ve que la mayoría de las aguas de sondeos y manantiales tienen contenidos de nitrato entre 5 y 80 mg/L. En esa figura también se ve que el agua del arroyo de Bogarra (muestra 104) y del sondeo Los Vizcaínos, ubicado junto al mismo arroyo (muestras 60a –campaña 2008-09- y 60b –campaña 2011-12-) tienen mucho sulfato pero no nitrato, lo cual se atribuye a la contaminación por aguas residuales domésticas ya que la EDAR de Bogarra vierte sus efluentes a dicho arroyo.

También de modo general, en las aguas subterráneas de aproximadamente la mitad oriental de la MAS el cloruro es más abundante que el sulfato. Las causas pueden ser varias: i) la menor abundancia de materiales del Triásico entre los carbonatos del Jurásico (ver Figura 1); ii) para algunos puntos concretos, tales como los manantiales 11, 15 y 14, la posible presencia local de halita (se encuentra encajada en las arcillas y yesos triásicos, según IGME, 1978) o bien el aporte de cloruro y sodio desde las margas del Mioceno aflorantes en esa zona; iii) por último, dado que las concentraciones de Cl son moderadas, la mayor abundancia de Cl hacia el este y sureste podría deberse a heterogeneidad espacial en el aporte de Cl con el agua de recarga. A favor de esta última hipótesis está que el conjunto de las aguas subterráneas muestra cierto gradiente de salinidad que se debe principalmente al Cl y al Na (Figura 3) y cuya distribución crece de oeste a este.

La interpretación de los datos químicos debe aún ser completada teniendo en cuenta que buena parte de los puntos de observación proveen agua de distintas líneas de flujo y tiempos de tránsito. No obstante, la ausencia de variaciones temporales significativas de composición en manantiales y sondeos proporciona robustez a las hipótesis sobre el origen de la composición química del agua en los distintos puntos estudiados.

Origen de la recarga y de la salinidad según los isótopos

El estudio isotópico ha permitido identificar que las aguas subterráneas tienen un rango de valores significativo, entre -6,60 y -8,47 ‰ V-SMOW para la δ^{18} O y entre -45,8 y -56,14 ‰ V-SMOW para la δ^{2} H (Figura 6). Este amplio rango sugiere que la recarga se produce a distintas altitudes sin que domine una zona claramente.

Aún no hay muchos datos de lluvia, pero parece que la recta meteórica local es coherente con la línea meteórica media mundial (δ^2 H= $8\delta^{18}$ O+10; Craig, 1961), a la vista de la coherencia con los datos de las lluvias de estaciones más o menos cercanas tomadas de IAEA (2006) (Figura 6).



Figura 4 - Mapa de diagramas de Stiff modificados de los sondeos, manantiales y ríos muestreados en las campañas de 2008-09 y 2011-12. Sólo se muestra un análisis por punto ya que no se han observado cambios temporales. (Modified Stiff diagrams of borehole, spring and river samples from the 2008-09 and the 2011-12 surveys.)



Figura 5 - Relación entre NO₃ y SO₄ en aguas subterráneas y superficies. $(NO_3 vs. SO_4 in groundwater and surface water).$

Además, los valores del exceso de deuterio más frecuentes, en el entorno de +10 % V-SMOW, indicarían que la recarga procede principalmente de precipitaciones de origen atlántico (Plata, 1994), aunque no se puede descartar cierta influencia mediterránea ya que algunas aguas tienen un exceso de deuterio entre +13 y +15 % V-SMOW.

El gradiente isotópico altitudinal se ha calculado con muestras de manantiales efímeros y de pozos someros (los datos de las muestras de lluvia se han descartado por parecer sesgadas). El valor del gradiente para el δ^{18} O es ~ 0,45 ‰/100 m (Figura 7). La mayor parte de la recarga se produce entre las cotas 1050 a 1450 m snm. (δ^{18} O = -7 a - 8,5 ‰ SMOW) es decir, en las cumbres del sector central y NO del sistema acuífero, lo que indica que predominan los flujos regionales frente a los locales.

En la Figura 6 se observa también que para un grupo de aguas (principalmente de sondeos, pero también alguna muestra de manantial) hay cierto enriquecimiento isotópico con pendientes características de evaporación, antes o, más probablemente, durante la recarga.



Figura 6 - Relación entre ¹⁸O y ²H en las aguas subterráneas y el agua de lluvia en el área de estudio. ($\delta^{8}O$ vs. $\delta^{4}H$ diagram for groundwater and rain water in the study area.)

En la Figura 8 se ve que hay dos fuentes principales de salinidad: una debida a evaporación durante la recarga (posiblemente vinculada a heterogeneidad espacial en la recarga y en su composición isotópica y química, como se ha sugerido al escribir la hidroquímica) y otra que aporta Cl sin enriquecer isotópicamente, lo cual apunta al aporte litológico de Cl (tanto las evaporitas triásicas como las margas miocenas son fuentes potenciales). Ambos procesos deben ser confirmados con otras evidencias.

El contenido de tritio de las aguas de 5 manantiales localizados a diferentes cotas se encuentra entre 3,39 UT \pm 0,37 UT y 3,96 UT \pm 0,39 UT, valores claramente distintos de cero. Estas cifras son coherentes con los contenidos de tritio en la lluvia de la década anterior en las estaciones que se mencionan en la Figura 6, pero no se puede descartar que las aguas sean mezcla de líneas de flujo de

distinto tiempo de permanencia con una mayor contribución de aguas recientes. Una evidencia de esto es que el valor más bajo, de 1,14 UT $\pm 0,31$ UT, corresponde al manantial de Liétor, el cual está bien regulado por una cuenca aportante de grandes dimensiones (Hornero, 2010).

5. CONCLUSIONES

El trabajo realizado ha permitido mejorar el conocimiento sobre la disposición en la estructura de los materiales permeables de edad





Figura 7- Gradiente isotópico altitudinal calculado a partir de la relación entre δ^{18} O y altitud en aguas de lluvia y de manantiales efímeros. (Isotopic altitudinal gradient calculated from the relationship between δ^{8} O and elevation in rain water and small spring samples).



Figura 8 - Relación entre δ^{18} O y el contenido de Cl en las aguas superficiales y subterráneas estudiadas. (*Relationship between* δ^{18} O and Cl content in the studied surface water and groundwater samples.)

El funcionamiento hidrodinámico indica que existe un flujo regional preferente de dirección NO-SE que se dirige hacia los principales puntos de descarga natural, los manantiales de Ayna y Liétor y otros menores junto al río Mundo. Una zona de descarga artificial es el túnel del Talave, situado al este de la MAS y cuyo papel en la red de flujo regional se está empezando a estudiar en estos momentos.

La caracterización hidrodinámica de los manantiales de Ayna y Liétor muestra un acuífero con un elevado poder regulador y una buena modulación entre la recarga y su descarga. El balance hídrico medio está equilibrado y el acuífero se encuentra en régimen natural. La tasa de recarga es moderada, con un porcentaje sobre la precipitación comprendido entre un 6,7 % y un 10,3 %.

El estudio hidroquímico refleja un acuífero en el que existe cierta homogeneidad hidroquímica y escasa variabilidad espacial. La mayoría de las aguas son de facies HCO₃-Ca-Mg, y también HCO₃-Mg-Ca, ya que circulan principalmente por materiales carbonatados (dolomías y/o por calizas magnesianas). Algunas muestras presentan facies de tipo HCO₃-SO₄-Ca-Mg atribuible, según el caso, al contacto de las aguas con yesos del Triásico, a contaminación por

Proceedings

actividad agrícola o a contaminación puntual por aguas residuales procedentes de EDAR. En general, las aguas subterráneas de aproximadamente la mitad occidental de la MAS presentan mayores contenidos de sulfato que de cloruro, lo cual se relaciona con una mayor presencia de materiales triásicos con yesos en esa zona. En cambio, en la mitad oriental el cloruro es más abundante que el sulfato debido a varias posibles causas: una menor abundancia de yesos del Triásico; la posible presencia local de halita (también en el Triásico); aportes desde las margas del Mioceno y/o heterogeneidad espacial en el aporte de Cl del agua de recarga.

El estudio isotópico ha permitido identificar aguas subterráneas con un amplio rango de valores, entre -6,60 y -8,47 % V-SMOW para la δ^{18} O y entre -45,8 y -56,14 ‰ V-SMOW para la δ^{2} H, lo que se interpreta como que la recarga se produce a distintas altitudes sin que domine una zona claramente. La mayor parte de la recarga se produce entre las cotas 1050 a 1450 m snm., lo que indica que predominan los flujos regionales frente a los locales. La recta meteórica local es coherente con la línea meteórica media mundial y los valores del exceso de deuterio indican que la recarga procede principalmente de precipitaciones de origen atlántico, sin descartar cierta influencia mediterránea. Además, un buen número de aguas de sondeos y manantiales muestran distintos grados de enriquecimiento isotópico, definiendo alineaciones características de evaporación. La comparación de los valores de $\delta^{18}\!O$ y de Cl sugiere dos fuentes principales de salinidad para el agua subterránea, una debida a procesos de evaporación, antes o durante la recarga, y otra relacionada con el aporte litológico de Cl.

El contenido de tritio de las aguas de 5 manantiales localizados a diferentes cotas indica una mayor contribución de aguas recientes, sin descartar que las aguas sean mezcla de líneas de flujo de distinto tiempo de permanencia.

Esta investigación continúa desarrollándose actualmente tratando de disminuir las principales incertidumbres surgidas de la interpretación de los resultados. Se está haciendo un mayor esfuerzo en mejorar algunos aspectos relacionados con la infraestructura hidrogeológica; mejorar la cuantificación de la recarga incorporando el valor de la incertidumbre; determinar la influencia del túnel de Talave en el flujo regional; cuantificar las posibles descargas hacia el río Mundo mediante el uso de trazadores naturales y el control de los caudales (aforos diferenciales) y disminuir las principales incertidumbres encontradas en la interpretación hidroquímica e isotópica. En otros trabajos, se va a realizar modelación hidrogeoquímica para contrastar el modelo conceptual y cuantificar procesos hidrogeoquímicos naturales, así como modelación del flujo de agua subterránea a escala regional para contrastar los modelos conceptuales de recarga, descarga y funcionamiento general del acuífero.

6. AGRADECIMIENTOS

Los datos de la campaña de 2008-09 proceden de un proyecto desarrollado en esos años por el Instituto Geológico y Minero de España y la Confederación Hidrográfica del Segura denominado "Definición de un plan de extracciones de agua subterránea en la Cuenca Alta del Segura en épocas de sequía". En los trabajos de este proyecto participó el primer autor y formaron parte de su trabajo final de máster. Los datos de la campaña de 2011-12 proceden del proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3 REDESAC financiado por el Gobierno Español y en desarrollo hasta octubre de 2013.

7. REFERENCIAS

Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2008): "Atmospheric chloride deposition in continental Spain". *Hydrological Processes*, 22, 3636–3650.

- Allison, G.B. y Hughes, M.W. (1978): "The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer". *Aust. J. Soil Res*, **16**, 181-195.
- CHS-MMA (2007): "Estudio general sobre la Demarcación Hidrográfica del Segura". Confederación Hidrográfica del Segura. Ministerio de Medio Ambiente.
- Craig, H. (1961): "Isotopic variations in meteoric Waters". Science, 133, 1702-1703.
- Custodio, E. (2009): "Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno". *Boletín Geológico y Minero*, **120**, 4, 631-640.
- Hornero. (2010): "Estudio hidrogeológico de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura)". Trabajo final de Máster en Ingeniería del Agua y del Terreno.

Escuela de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos y de Ingeniería de Minas. Universidad Politécnica de Cartagena.

- IAEA (2006). "Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database". Accessible at: http://www.iaea.org/water.
 IGME (1978): "Mapa Geológico de España, hoja número 842-2433, Liétor (escala 1/50000), 2ª serie, 1ª edición". Madrid.
 IGME-CHS (2009): "Definición de un plan de extracciones de agua subterránea en la Concera Alta del Serutra os énores de agua("," Institute Geológico y Minare de Concera Alta del Serutra os énores de agua subterránea en la Concera Alta del Serutra os énores de agua (").
- Cuenca Alta del Segura en épocas de sequía". Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno.
- Ortega, L.; Hornero, J.; Manzano, M. (2012). Aplicación de la medición in situ de 222Rn para identificar y cuantificar descargas de agua subterránea en el Río Mundo

(Albacete, España). 7ª Asamblea Hispano Lusa de Geodesia y Geofísica, San Sebastián, julio de 2012. En este volumen.

- Plata, A. (1994): "Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la península Ibérica, CEDEX, Monografía ISSN-0221-8203-0221-8203, M-39, Madrid.
- Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J. & García Vera, M.A. (1999). "Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga". Technical Publication ENRESA. 5/99, Madrid, 205 pp.

Propuesta metodológica para estudiar la influencia de los sismos en los acuíferos mediante monitorización de parámetros físico-químicos en puntos termales y manantiales. Aplicación a la Región de Murcia (España)

Methodological proposal for studying the influence of earthquakes in the aquifers through monitoring of physicochemical parameters in thermal and spring waters. Application to Region of Murcia (Spain)

Hornero, J.⁽¹⁾ y Martínez, M.⁽²⁾

(1)Instituto Geológico y Minero de España- Avda. Miguel de Cervantes, 45, Murcia, j.hornero@igme.es (2)Confederación Hidrográfica del Tajo. Av. De Portugal, 81, Madrid, <u>marc.martinez@chtajo.es</u>

SUMMARY

The Region of Murcia is one of areas within the Iberian Peninsula that historically records greater neotectonic and seismic activity. Most earthquakes are associated with structures with NE-SW orientation (Alhama de Murcia fault and accident or tectonic Segura area between Bullas and Archena). The scientific bibliography researching the problem of the response of permeable formations to seismic activity suggests it produces changes, in the hydraulic and hydrodynamic behaviour and the physico-chemical and isotopic characteristics of groundwater. These responses may occur during preseismic, coseismic or postseismic activity. Within the Region of Murcia area of seismic influence, a hydrogeological network for continuous monitoring has been designed and installed in order to advance in the development of a tool for analyzing the relationship that may exist between seismic activity and hydrogeological behaviour of the aquifers. The monitoring has been active from 2006 to 2011. The study covered the equipment of 5 point located or related with the thermal water system of Archena-Mula-Fortuna, as the upwelling of hot springs in the spas (where the sensors are installed) are closely related to a deep fracture and to the largest network of active faults in the SE of the Betic Range. Based on the proposed methodology, the first results obtained for the time range 2006-2008 have been analysed, and a statistical study of the spatial and temporal correlation among the low to moderate magnitude (M<4) earthquakes registered and some physic-chemical variables has been performed. The preliminary results have been used to estimate potential areas and structures linked to seismic activity that may be related to observed hydrogeological responses in particular observation points.

1. INTRODUCCIÓN

La respuesta de las formaciones acuíferas a los movimientos sísmicos puede producir variaciones en las características físicas del propio acuífero, en su comportamiento hidráulico e hidrodinámico y en las características físico-químicas e isotópicas de las aguas subterráneas. En diferentes estudios relacionados con esta temática se ha observado que la actividad sísmica provoca cambios en la permeabilidad del acuífero, oscilaciones del nivel piezométrico o del caudal de los manantiales (Albarello et al., 1991; Favara et al., 2007; Roeloffs, 1998; Amoruso et al., 2011), variaciones en algunos parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas tales como conductividad eléctrica, temperatura, turbidez, fuerza iónica o pH, (Koizumi et al., 1996; Mogi et al., 1989; Sheng-Rong et al., 2003; Ekemen, 2010), cambios en la composición química de componentes mayoritarios como minoritarios, por ejemplo, B, Hg o F (Ohno y Wakita, 1996; Suer et al., 2008), modificaciones en la isotopía del agua, por ejemplo, ³He/⁴He, δD , $\delta^{18}O$, ²²⁰Rn/²²²Rn, (O'Neil y King, 1981; Igarashi y Wakita, 1990) y cambios en la concentración de gases tales como el Rn, el CO2, el He o el CH4 entre otros. Estas respuestas pueden producirse de manera presísmica, cosísmica o postsismica. Sin duda, la respuesta presísmica debería ser la de mayor interés no solo científico, sino también social, ya que permitiría establecer algún tipo de herramienta útil para la predicción de sismos (Igarashi y Wakita, 1995; Tsunogai y Wakita, 1995 y 1996; Wakita, 1996; Martínez, 2010).

Las causas o mecanismos más probables que favorecen estos cambios hidrogeológicos, según King (1986), pueden ser la expulsión de fluidos sobrepresionados en zonas sismogénicas, el colapso de la red de fracturas antes del terremoto como paso previo a un proceso de dilatación, la compresión elástica en acuíferos confinados o los cambios en la conductividad hidráulica cerca de la superficie. Estos mecanismos, ya sea de forma individual o combinada, explicarían el transporte del fluido hidrotermal por la corteza en un proceso denominado bombeo sísmico (Sibson et al., 1975). Esta teoría explica

cómo los procesos de dilatación y difusión en terremotos superficiales provocan movimientos rápidos del fluido hidrotermal a través de fallas principalmente activas. Básicamente estos procesos están relacionados con tres parámetros: la tensión tectónica, la resistencia a la rotura y la presión del fluido, en los que su distinta combinación favorece el fenómeno sísmico y la migración de los fluidos (Figura 1).



Figura 1 - Distribución espacial de los principales terremotos registrados durante el periodo de estudio en la Región de Murcia y su relación con las áreas sismotectónicas. Se muestran los años 2006, 2007 y 2008. (Spatial distribution of major earthquakes recorded during the study period in the Region of Murcia and its relationship with sismotectonic areas. The years 2006, 2007 and 2008 are shown.)

En este contexto se ha constatado que las fuentes termales y carbónicas constituyen puntos especialmente sensibles a estos cambios (Nishizawa et al., 1998). Sin embargo, todavía no se ha encontrado un patrón o metodología que pueda aplicarse para todos los casos, ya que la heterogeneidad y la impredecibilidad aún son predominantes en las áreas estudiadas (Martínez, 2010).

En el ámbito geográfico en el que se está realizando la investigación que se presenta hay información previa que indica que durante los sismos de Mula del año 1999, de magnitud M=3,1 a 5, se registraron cambios físico-químicos en las aguas de los Baños de Mula y, asimismo, se observaron fluctuaciones en el caudal de Fuente Caputa (Martínez y Durán, 2004; Martínez, 2006).

En este trabajo se presentan parte de los resultados obtenidos en el marco de un proyecto propio del IGME, cuyo objetivo principal ha sido la caracterización y evolución físico-química de las aguas subterráneas en áreas tectónicamente activas (periodo 2006-2008). Una descripción más detallada sobre esta investigación está recogida en Martínez et al. (2009).

2. MARCO HISTÓRICO, GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

La Región de Murcia es una de las que registran mayor actividad neotectónica y sísmica de la Península Ibérica. Existen referencias históricas sobre las consecuencias de los terremotos desde el año 1048 (destrucción de la Mezquita Mayor de Orihuela), y posteriormente existe información sobre catástrofes originadas por la actividad sísmica en algunos asentamientos urbanos desde el siglo XVI en adelante, aunque con una notable variabilidad en cuanto a sus grados o intensidades (CARM y IGME, 1991). Actualmente, al igual que los eventos sísmicos producidos en el pasado, la mayoría de los terremotos en la Región de Murcia están asociados a dominios sísmicamente activos de orientación NE-SO a NNE-SSO relacionados principalmente con la FAM (Falla de Alhama de Murcia), el accidente tectónico del río Segura y la zona comprendida entre Bullas-Archena limitada aproximadamente por las fallas de Socovos y Crevillente (Figura 2).



Figura 2 - Mapa geológico simplificado de la zona termal Mula-Archena-Fortuna (modificado de IGME y CARM, 2000). Leyenda: Pliocuaternario: 1.depósitos detríticos. Terciario: 2-rocas volcánicas; 3-margas, yesos, 4-conglomerados, arenas y margas, 5-margas, 6-calcarenitas, 7-margas y areniscas, 8-calizas y conglomerados. Tránsito Cretácico-Terciario: 9-calizas, margas. Jurásico; 10-calizas y dolomías. Triásico: 11-arcillas y yesos. FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FVA: falla valle Archena; FC: falla de Crevillente; FB: falla de Baños; FPM: falla de Puebla de Mula. (Simplified geologic map of the thermal area Mula-Archena-Fortuna (modified from IGME and CARM 2000). Legend: Pliocuaternary: 1.-detrital deposits. Tertiary: 2-volcanic rocks, 3-marls, gypsum, 4-conglomerates, sands and loams, 5-marls, 6-calcarenites, 7-marls and sandstones, 8-limestone and conglomerates. Cretaceous-Tertiary transit: 9- limestones, marls. Jurassic: 10-limestones and dolomites. Triassic: 11- clays and gypsum. FNB: Norbética fault; FAM-Alhama of Murcia Fault; FVA-Archena Valley fault; FC-Crevillente fault; FB-Baños fault; FPM-Puebla de Mula fault.)

Los puntos de aguas termales localizados en las inmediaciones de Mula, Fortuna y Archena se asocian a la zona termal de Mula-Archena-Fortuna (IGME y CARM, 2000; Martínez, 2006). Esta zona está constituida, desde el punto de vista hidrogeológico, por materiales carbonatados jurásicos bajo un potente conjunto de depósitos margosos terciarios que presentan un espesor medio de 300 m (Figura 2). Las surgencias termales del balneario de Archena y de Baños de Mula están relacionadas con una falla paralela a la de Bullas-Archena, de dirección NE-SO y afectada por fallas transversales NO-SE en cuya zona de intersección se manifiestan dichas surgencias. La captación del Balneario de Leana está vinculada a una fractura subvertical (falla de los Baños) de orientación aproximada NE-S. Existen varias hipótesis a la hora de interpretar su funcionamiento hidrogeológico, justificadas por la compleja estructura de las formaciones acuíferas. La más probable considera las surgencias termales de Archena, Abanilla, Mula y Leana como la manifestación de un mismo sistema hidrotermal, constituido por una importante y extensa estructura de rocas carbonatadas jurásicas. Otra hipótesis considera que pueden existir dos sistemas hidrotermales distintos, aunque compuesto por los mismos materiales, por un lado el sistema Baños de Mula, cuyos recursos procederían del macizo carbonatado de Sierra Espuña, y por otro lado el sistema que constituyen los balnearios de Archena, Leana y Fuente Abanilla, recargado a través de los relieves septentrionales de la sierra de Baños en Fortuna (IGME y CARM, 2000).

3. SISMOS REGISTRADOS DURANTE EL PERIODO DE ESTUDIO

En la primera fase del estudio, comprendida entre julio de 2006 y diciembre de 2008, en la Región de Murcia se han producido un total de 251 sismos. Ninguno de éstos alcanza la M=4 (Instituto Geográfico Nacional, 2009). En el año 2006 durante el periodo juliodiciembre se han producido un total de 64 sismos, más o menos un sismo cada tres días. Las magnitudes fueron bajas, entre 0,7-2,7, y el periodo más largo sin actividad sísmica se concentró entre el 4 y el 21 de noviembre (17 días). Se observa una cierta distribución espacio-temporal, ya que los sismos registrados en Sierra Espuña se concentran entre octubre y noviembre, siendo agosto el mes más activo en el área de Caravaca-Calasparra y septiembre en las inmediaciones de Águilas. Es significativa la acumulación de sismos en determinadas fechas, destacando la serie sísmica concentrada entre el 22 y 26 de agosto en la que se produjeron 7 sismos entre Águilas y Lorca (valle del Guadalentín). La distribución por magnitudes muestra un predominio de los sismos de magnitud 1-2 con un 60 %. En el año 2007 se produjeron 58 sismos en la Región, lo que supone una densidad media de un sismo cada seis días, es decir, se produce una menor actividad sísmica que durante el año anterior. Las magnitudes entre 0,7-3 se consideran bajas. El periodo más largo sin sismos se observó entre el 21 de abril y el 4 de junio (43 días). Esta actividad de pequeña magnitud se distribuyó espacial y temporalmente por toda la Región de Murcia. La distribución por magnitudes muestra también un predominio de sismos de magnitud entre 1 y 2 correspondiéndoles un 80 % del total registrado. No se produce una acumulación de la actividad, tan solo reseñar una mayor densidad de terremotos con una coincidencia de 5 sismos el día 14 de abril en la zona de Caravaca de la Cruz. Durante el año 2008 los sismos que se han producido superan a los de años anteriores, alcanzando los 129. Sus magnitudes se encuentran entre los 0,6 de Socovos (28/1/08) y los 3,3 de Aledo (15/8/08) o 3,5 de Hondón de los Frailes (14/9/08). La distribución por magnitudes permanece igual que en los dos años anteriores con un predominio de los sismos de magnitud 1-2 con un 68 %. Sí hay cambios en su distribución temporal, con una mayor densidad de terremotos en determinadas fechas, destacando las series de sismos registrados entre el 9 y 10 de septiembre en la que se produjeron 13 sismos (10 % del total), y del 22 al 24 de octubre, con 11 sismos y una importante dispersión espacial.

En general, la distribución de la actividad sísmica en el área de estudio muestra una acumulación mayor de los terremotos en el dominio sismotectónico septentrional, principalmente en áreas con sismicidad ligada a fallas cubiertas no visibles y fallas del substrato obliteradas por una cobertera alóctona, como es el caso del sector Caravaca-Calasparra-Sierra de la Pila. Asimismo, se ha observado una cierta concentración de sismos asociados a las fallas del NE (fallas Jumilla-Pinoso y Rambla del Moro), a la cicatriz norbética y a la falla de Bullas-Archena, línea que define el límite meridional del área de Caravaca-Calasparra y Sierra de la Pila (Figura 3).



Figura 3 - Distribución espacial de los principales terremotos registrados durante el periodo de estudio en la Región de Murcia y su relación con las áreas sismotectónicas. Se muestran los años 2006, 2007 y 2008. (Spatial distribution of major earthquakes recorded during study period in the Region of Murcia and its relationship with sismotectonic area. The years 2006, 2007 and 2008 are shown.)

4. METODOLOGÍA APLICADA

Las zonas potencialmente favorables y los puntos de agua relacionados con estructuras hidrogeológicas profundas que permiten ser controlados han sido seleccionadas a partir de la información hidrogeológica previa relacionada con termalismo y actividad sísmica (IGME y CARM, 2000; Martínez, 2006), y asimismo de la información cartográfica obtenida del mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia (CARM y IGME; 1991).

Los objetivos iniciales del estudio han sido:

- Monitorizar el acuífero hidrotermal de Mula-Archena-Fortuna para conocer su comportamiento hidrogeológico de manera continua.

- Determinar las posibles influencias de los sismos en las características físico-químicas de las aguas subterráneas.

- Determinar la posible existencia de algún tipo de patrón de comportamiento que pueda emplearse como herramienta predictiva.

El estudio ha contemplado el equipamiento de cinco puntos de agua de distintas características (Tabla 1, Figura 4). Hay cuatro puntos de agua termal, asociados al sistema termal Mula-Archena-Fortuna, que corresponden al sondeo de Archena, las surgencias del Balneario de Leana (captación vieja) y Baños de Mula y al sondeo Mula II, de más de 1000 m de profundidad. Además, para estudiar la posible influencia de los sismos en la variación de los caudales se ha seleccionado la Fuente de Ricote, próxima a los balnearios de Archena y Leana y que drena el sistema acuífero Ricote. Se descartó Fuente Caputa por la dificultad de su instalación y escasa fiabilidad de los datos obtenidos.

Se han realizado dos tipos de determinaciones: (a) **in situ**, con el equipamiento descrito en la Tabla 1, y (b) **en laboratorio**, con el análisis de las muestras seleccionadas. Los parámetros medidos in situ, según el tipo de punto de control, han sido la conductividad eléctrica (CE, μ S.cm⁻¹), la temperatura (°C), la columna de agua (m), el caudal (l.s⁻¹) y el nivel piezométrico (profundidad en m). Las medidas se han registrado con una periodicidad de una hora. El caudal medido en fuente de Ricote se ha obtenido de manera indirecta trazando su curva de gasto y deduciendo su caudal de descarga en periodos de 6 horas.



Figura 4 - Distribución y localización de los puntos de control monitorizados y principales líneas sismotectónicas dentro del área de estudio (Región de Murcia). (Distribution and location of the control points monitored and main sismotectonic lines within the study area (Region of Murcia.)

Con excepción del manantial de Ricote donde no se ha realizado un muestreo periódico, las muestras de agua se han tomado tres veces por semana en los balnearios de Archena, Mula y Leana y se ha analizado de manera regular en cada punto una muestra por semana, excepto en fechas próximas a sismos en las que se han analizado las muestras obtenidas más cercanas temporalmente al movimiento sísmico. En todos los casos los parámetros determinados han sido conductividad eléctrica (CE), CI⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, pH y los componentes minoritarios SiO₂, NH₄⁺, F⁻, B³⁺ y turbidez.

El tratamiento de los datos obtenidos de la monitorización en Baños de Mula y Balneario de Leana se ha realizado teniendo en cuenta la incertidumbre instrumental ($\pm 0,5$ % para la CE y $\pm 0,1$ % para la temperatura); en ambos casos se ha realizado un filtrado de la información eliminando las oscilaciones inferiores a ese error de medida (Figura 5). No se ha realizado de igual forma con los datos obtenidos del Balneario de Archena, ya que se encuentra en explotación gran parte del día.

En cualquier caso, previamente a la interpretación de los datos se han obtenido los valores normales o valores de fondo hidroquímicos e hidrodinámicos en cada uno de los puntos, es decir, aquellos que no presentan influencia ante procesos externos como la actividad sísmica o la precipitación de agua de lluvia, y por tanto, valores de referencia necesarios para estimar posibles anomalías.

En la interpretación de los análisis químicos se han considerado las incertidumbres causadas por el muestreo, la manipulación de las muestras y la propia técnica analítica. Para discriminar en la medida de lo posible estos errores se ha seguido inicialmente idéntico criterio que Toutain et al. (1997) y Song et al. (2006) a la hora de la interpretación, ya que se ha considerado como máxima amplitud o rango de valores normales el definido por $\pm 2\sigma$ (σ , desviación típica). Estadísticamente se puede considerar que la mayoría de los valores se encuentran dentro de dicho rango y que los que queden fuera pueden ser considerados anómalos. En otras áreas de estudio (Japón, Turquía, etc) la utilización de este margen de incertidumbre se ha empleado normalmente para los elementos mayoritarios y con sismos de magnitud superior a 5. Bajo este criterio se ha determinado el valor medio de cada parámetro y su desviación típica.

Tabla 1 - Relación de los puntos seleccionados, tipo de control y equipamiento instalado con sus características técnicas. (Selected points for monitoring, measurements performed and equipment used with its technical characteristics).

Nombre	TIPO DE	EQUIPAMIENTO
	CONTROL	(OTT Hydromet
		GmBH)
Leana	Temperatura	Sensor MINISONDE
	Conductividad	MS5:
	eléctrica (CE)	Rango CE: 0-100 mS/cm;
Sondeo	Temperatura	precisión de +/-0,5 % y
Archena	CE	resolución de 0,001.
	Columna de agua	Rango temperatura: de -5
Baños de	Temperatura	a +50 °C; precisión de +/-
Mula	CE	0,1 °C y resolución de
	Columna de agua	0,01.
Sondeo	Profundidad del	Sensor MINIORPHEUS:
Mula II	nivel	Rango profundidad: 0-10
	piezométrico	m; precisión de +/-0,003
		m y resolución de 0,001
		m.
		Rango profundidad: 0-25
		m; precisión de +/-0,05
		m, y resolución de 0,01
		m.
Fuente	Nivel de lámina	Limnígrafo
Ricote	de agua-Caudal	THALIMEDES:
		precisión de +/- 0,01 m.

En la interpretación de los análisis químicos se han considerado las incertidumbres causadas por el muestreo, la manipulación de las muestras y la propia técnica analítica. Para discriminar en la medida de lo posible estos errores se ha seguido inicialmente idéntico criterio que Toutain et al. (1997) y Song et al. (2006) a la hora de la interpretación, ya que se ha considerado como máxima amplitud o rango de valores normales el definido por $\pm 2\sigma$ (σ , desviación típica). Estadísticamente se puede considerar que la mayoría de los valores se encuentran dentro de dicho rango y que los que queden fuera pueden ser considerados anómalos. En otras áreas de estudio (Japón, Turquía, etc) la utilización de este margen de incertidumbre se ha empleado normalmente para los elementos mayoritarios y con sismos de magnitud superior a 5. Bajo este criterio se ha determinado el valor medio de cada parámetro y su desviación típica.

Para los elementos mayoritarios se ha utilizado la amplitud determinada por -2σ , Cm, $+2\sigma$, siendo Cm la concentración media del componente químico analizado. Gráficamente los valores de -2σ y $+2\sigma$ determinan las dos líneas que representan la amplitud normal o intervalo de confianza para la serie temporal del parámetro controlado, es decir, la probabilidad de que una medida aleatoria se encuentre dentro del intervalo considerado (95% según la distribución Gausiana). Por tanto, los valores que queden fuera de estos límites se considerarán anómalos y son susceptibles de análisis y correlación con la actividad sísmica. (Figura 6a). Sin embargo, en la bibliografía consultada (Fang, 1995) y siempre para sismos de magnitud superior a 5 no se ha aplicado el rango definido por Cm+2 σ y Cm-2 σ a los elementos minoritarios (K⁺, SiO₂, F⁻ y B³⁺). La escasa significación de estos elementos en el total de solutos disueltos en las aguas, apenas suponen el 0,5% y unas desviaciones típicas superiores a las de los elementos mayoritarios, evidencian una mayor heterogeneidad y una mayor sensibilidad a las influencias sísmicas, lo que lleva a considerar que es suficiente utilizar la amplitud dada por 1o. Asimismo durante el periodo estudiado los terremotos registrados siempre han sido inferiores a M=4, circunstancia que puede implicar un menor efecto en la composición química de las aguas que en los casos de estudio obtenidos en la bibliografía, por ello, resulta razonable utilizar 1σ para ajustar mejor los límites de variabilidad. Un ejemplo se muestra en la Figura 6b. Se observa cmo para una variación del contenido de fluoruro superior a un 20 % y analizando su posible relación con los sismos registrados utilizando una horquilla de 2σ , todos los valores quedarían dentro del rango considerado para los componentes mayoritarios.



Figura 5 - Evolución de la conductividad eléctrica (CE) entre los días 4 y 7 de agosto de 2006 en la estación termal de Baños de Mula. La línea oscura corresponde al registro de CE diaria y la línea discontinua a la CE media, empleando el filtro del error de registro de 0,5 % y contemplando solo aquellos valores que se alejen de la media por encima del error del aparato. Los sismos se han representado como columnas con el tamaño de base de 1 día. (Temporal variations of the electrical conductivity (EC) between the 4th to August 7th, 2006 at Baños of Mula thermal waters. The dark line corresponds to the daily values of EC logged and the dashed line to the average values of EC, using the filter registration error of 0.5% and considering only those values that depart from the average above the value of instrumental accuracy). Earthquakes are shown as columns with the size of 1 day basis.)

5. RESULTADOS PRELIMINARES

En general, en periodos donde la actividad sísmica no ha sido relevante la evolución temporal de los parámetros fisico-químicos ha presentado pocas variaciones. En cambio, se ha podido observar que en otros periodos hay cambios significativos, ya sea en las tendencias marcadas por las evoluciones, o bien, de manera puntual en forma de oscilación rápida y sostenida o de corta duración. En mayor o menor medida estas anomalías han podido ser correlacionadas con un incremento de la actividad sísmica.

Para los parámetros controlados in-situ se han observado cambios bruscos (ascensos y descensos) continuados o no y cambios de tendencia en su evolución temporal. Estos cambios se producen tanto de manera presísmica, cosísmica o postsísmica. Un ejemplo de algunos de ellos se recoge en la Figura 7.

En el caso de los componentes mayoritarios y minoritarios se han observado valores por encima o debajo de la amplitud considerada. La correlación de los componentes mayoritarios con la actividad sísmica es menos concluyente, quizás debido a la baja intensidad de los sismos acaecidos con magnitudes inferiores a 4, cuando, como ya se ha comentado, dicha metodología ha dado resultados convincentes en zonas con terremotos superiores a una magnitud de 5. Sin embargo, para elementos minoritarios como el B³⁺ y F⁻ sí parece evidenciarse una respuesta algo más nítida a terremotos de pequeña magnitud (Figura 6b).

A partir de la información obtenida sobre la magnitud de los terremotos, de la localización de los epicentros sísmicos y de la situación de las estructuras con capacidad de generar tensiones en la corteza, se han delimitado zonas potenciales de mayor o menor influencia con respecto a los puntos monitorizados. El análisis preliminar realizado sobre las posibles áreas de influencia indica que los datos obtenidos en el sondeo termal de Archena pueden estar influenciados por entre un 22 % y un 46 % de los sismos registrados en su posible área de–influencia. En el caso de Baños de Leana el rango se movería entre un 17 % y un 40 %; y en el punto termal de Baños de Mula esta cifra oscilaría entre un 25 % y un 29 %.



Figura 6 – (a) Ejemplo de la aplicación del rango de valores definido por $\pm 2\sigma$ respecto del valor medio (Cm) en el cloruro determinado en el balneario de Archena. (b) Aplicación del rango de $\pm \sigma$ en el fluoruro determinado en el balneario de Leana. ((a) Example of application of the range of values defined by $\pm 2\sigma$ with respect to Cm for chloride measured at the Archena thermal spring. (b) Application of the range of values defined by $\pm \sigma$ with respect to Cm for fluoride measured at the Leana thermal spring.)

6. CONCLUSIONES

La metodología aplicada ha puesto el foco en analizar en primer lugar el área de estudio desde el punto de vista tectónico, estructural e hidrotermal (hidrogeológico). Posteriormente, una vez seleccionados los puntos de control, han sido necesarias diversas obras de acondicionamiento que han asegurado la viabilidad temporal de la investigación.

Durante el periodo de control no se ha producido en la Región de Murcia o en sus inmediaciones sismos de magnitud superior a 4. Esta circunstancia ha condicionado el estudio al tener que analizar normalmente pequeñas oscilaciones en los datos de campo y laboratorio. Comparativamente se han analizado variabilidades muy diferentes a las observadas en otras áreas de estudio donde la actividad sísmica es notable y está caracterizada por sismos de magnitud superior a 5.

La monitorización continua de la conductividad eléctrica, temperatura, caudal o nivel del agua ha permitido determinar las influencias que pueden recibir las aguas subterráneas de manera casi inmediata, incluyendo el efecto de los sismos en las características físico-químicas del agua a escala temporal. En el análisis e interpretación de los datos recogidos por los sensores ha sido necesario realizar filtrados por distintos motivos. En el caso de las medidas en continuo se han despreciado oscilaciones de valores similares al rango del error instrumental, fijando la atención sobre todo en las anomalías súbitas y bruscas o en los cambios de tendencia. Para interpretar los datos de los análisis químicos disponibles, como paso previo a su correlación con la actividad sísmica, ha sido necesario establecer el rango de amplitud de las oscilaciones de concentración confiables para cada componente químico estudiado, con el fin de poder catalogar qué valores son anómalos.



Figura 7 - Ejemplos sobre la respuesta de tipo presísmico, cosísmico y postsísmico a los terremotos y eventos de precipitación: (a) Cambios en la temperatura antes del sismo en Leana; (b) Cambios en la tendencia del nivel piezométrico de manera cosísmica en el sondeo de Archena; (c) Cambios en la tendencia de la conductividad después del sismo en Baños de Mula. (Examples showing responses to the earthquakes and rainfall events: (a) Preseismic changes in the temperature at Leana spring thermal (b) Coseismic changes water level trend at Archena well; (c) Postseismic changes conductivity trend at Baños of Mula spring thermal.)

El análisis y tratamiento estadístico de los componentes mayoritarios (CE, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, pH) y minoritarios (SiO₂, NH₄⁺, F⁻, B⁻ y turbidez) plantea diferentes incógnitas en relación a su aplicabilidad a la hora de relacionarlos con sismos de escasa magnitud. Aunque los elementos mayoritarios

muestran cambios en su concentración, resulta complejo comprobar las anomalías que podrían estar vinculadas a la actividad sísmica. Sin embargo, hay componentes minoritarios como el flúor o el boro que sí parecen responder más claramente a los sismos de pequeña magnitud con variaciones significativas, por ello, para el estudio de periodos temporales con sismos de magnitudes inferiores a 4, se ha considerado utilizar una amplitud definida por σ y no por 2σ como es el caso de los elementos mayoritarios.

Por otro lado, la coincidencia espacial y temporal de sismos producidos en un intervalo corto de tiempo (mismo día o días próximos) plantea algunas incertidumbres y reflexiones relacionadas con la posibilidad de que sean erróneos algunos enfoques usados como:

- Considerar que todos los sismos pueden tener influencia, ya que no se dispone de un criterio nítido para determinar cuáles influyen y cuáles no.

- Considerar que los más próximos a los puntos estudiados son los únicos que pueden influir.

- Considerar que sólo pueden influir aquellos sismos originados en estructuras con las que puedan tener relación los puntos de agua estudiados.

Esta última hipótesis parece la más válida, ya que partiendo de la premisa de que en áreas con relativa actividad sísmica las fluctuaciones físico-químicas en las aguas subterráneas se atribuyen al fenómeno del bombeo sísmico, y que éste está condicionado por las variaciones que se producen en el tensor de deformaciones, parece más probable que las variaciones o anomalías en los puntos de control sean más intensas e influyentes en el entorno más próximo a estructuras y zonas de fractura susceptibles de experimentar saltos y rebotes elásticos durante un sismo.

La metodología y los resultados preliminares obtenidos conducen a proseguir con la investigación a más largo plazo, aunque ello va a requerir modificar y corregir algunos patrones de control. En el futuro sería de gran interés mantener el equipamiento de campo con el fin de seguir observando las evoluciones temporales de algunos parámetros y obtener mayor número de datos. Con ello se intentaría determinar si se puede establecer algún patrón de comportamiento que permita crear una herramienta predictiva de confianza en el área sismotectónica de Murcia.

Además, como futuros trabajos relacionados con esta línea de investigación se propone: mejorar el conocimiento sobre la influencia de la neotectónica y la actividad de fallas en la variabilidad hidroquímica del agua subterránea; monitorizar nuevos puntos (p.e fuente Caputa en el sistema Yéchar-Mula y sondeos localizados en las vegas del Segura); evaluar la utilidad del control de la actividad de radón (²²²Rn) y proponer, en su caso, la metodología de control más adecuada.

7. AGRADECIMIENTOS

Los datos utilizados proceden del proyecto del IGME "Caracterización y evolución fisico-química de las aguas subterráneas en áreas tectónicamente activas. Aplicación a zonas con sismicidad histórica y actual de la Región de Murcia". Los autores quieren agradecer a los revisores las observaciones y sugerencias realizadas.

8. REFERENCIAS

- Albarello, D., Ferrari, G., Martinelli, G. y Mucciarelli, M. (1991): "Well-level variation as a possible seismic precursor: a statistical aasessment from Italian historical data". *Tectonophysics*, 193, 385-395.
- Amoruso, A. Crescentini, L. Petitta, M. Rusi, S. Y Tallini. M. (2011): "Impact of the 6 April 2009 LÀquila earthquake on groundwater flow in the Gran Sasso carbonate aquifer, Central Italy". *Hydrological Processes*, 25, 1754-1764.
- Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM) y IGME (1991): Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividades de fallas en la Región de Murcia. 99 pp. 5 mapas.
- Ekemen, K.T. (2010): "Groundwater changes in relation to seismic activity: a case study from Eskipazar (Karabuk, Turkey)". *Hydrogeology Journal*, 18, 1205-1218.
- Fang, X. (1995): "An analysis on earthquake precursor of F superscript in groundwater". Seismology and Geology, 7, 1, 67-69.
- Favara, R., Grassa, F., Madonia, P. y Valneza, M. (2007): "Flow changes and geochemical anomalies in warm and cold springs associated with the 1992-1994 seismic sequence at Pollina, Central Sicily, Italy". *Pure and Applied Geophysics*, 164, 12, 2411-2430.

- Igarashi G. y Wakita, H. (1990): "Groundwater radon anomalies associated with earthquakes". *Tectonophysics*, 180, 237-254.
- Igarashi, G. y Wakita, H. (1995): "Geochemical and hydrological observations for earthquake prediction in Japan". *Journal of Physics of the Earth*, 43, 585-598.
- IGME y Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM) (2000): "Evaluación de las aguas minerales y termales de la región de Murcia". Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno.
- Instituto Geográfico Nacional. (2009): Accesible en http:// www.ign.es.
- King, Ch. (1986): "Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview". Journal of Geophysical Research, 91, 12, 12269-12281.
- Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Takahashi, M., Nishimura, S. y Nishida, R. (1996): "Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbú earthquake". *Journal of Physics of the Earth*, 44, 4, 373-380.
- Mogi, K., Mochizuki, H. y Kurokawa, Y. (1989): "Temperature changes in an artesian spring at Usami in the Izu Peninsula (Japan) and their relation to earthquakes". *Tectonophysics*, 159, 1-2, 95-108.
- Martínez, M. y Durán, J.J. (2004): "Respuesta de los acuíferos en el área de Mula (Murcia, SE España) a los movimientos sísmicos de 1999". Geogaceta, 36, 131-134.
- Martínez, M. (2006): "La actividad sismotectónica en la Región de Murcia y su relación con las aguas subterráneas. Observaciones relacionadas con los terremotos de Mula (Murcia) en 1999". Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno.
- Martínez, M.; Alonso, E., Trujillo, C.; Hornero, J.; Gutiérrez, J.; Redondo, R. (2009): "Caracterización y evolución fisico-química de las aguas subterráneas en áreas tectónicamente activas. aplicación a zonas con sismicidad histórica y actual de la Región de Murcia". Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno.
- Martínez, M. (2010): Influencias de los eventos sísmicos en las aguas subterráneas. *Tierra y Tecnología*, 37, 3-11.
- Nishizawa, S., Igarashi, G., Sano, Y., Shoto, E., Tsaka, S. y Sasaki, Y. (1998): "Radón, Cl y SO₄ anomalies in hot-spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the esat coast of the Izy Peninsula, Central Japan". *Appl. Geochem*, 13, 89-94.

- Ohno, M. y Wakita, H. (1996): "Coseismic radon changes of the 1995 Hygo-ken Nanbu earthquake". J. Phys.Earth, 44, 391–395.
- Roeloffs, E. (1998): "Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes". *Journal of Geophysical Research*, 103, 1, 869-889.
- O'Neil, J.R. y King, Ch. (1981): Variations in stable-isotope ratios of ground waters in seismically active regions of California. *Geoph. Res. Letters*, 8, 5 429-431.
- Sheng-Rong, S., Wei-Yi, K., Yaw-Lin, Ch., Y-Chieh, L., Chia-mei, Ll., Li-Wei, K., Tsanyao, F.Y. y Huann-Jih, L. (2003): "Groundwater chemical anomaly before and after the Chi-Chi earthquake in Taiwan". *TAO*, **14**, 3, 311-320.
- Sibson, R.H.; Moore, J.; Ramkin, A. (1975): "Seismic pumping. A hydrothermal fluid transport mechanism". J.L. Geol. Soc. London., 131, 653-659.
- Song, S.R., Ku, MW.Y., Chen, Y.L., Liu, C.M., Chen, H.F., Chan, P.S., Chen, Y.G., Yang, T.F., Chen, C.H., Liu, T.K. y Lee, M. (2006): "Hydrogeochemical anomalies in the springs of the chiayi area in West-central Taiwan as possible precursors to earthquakes". *Pure and Applied Geophysics*, 163, 675-691.
- Suer, S., Guleç, N., Mutlu, H., Hilton, D.R., Çifter, C. y Sayin, M. (2008): "Geochemical monitoring of geothermal Waters (2002-2004) along the north anatolian fault zone, Turkey: spatial and temporal variations and relationship to sismic activity". *Pure and Applied Geophysics*, **165**, 17-43.
- Toutain, J.P., Muñoz, M., Poitrasson, F. y Lienard, A.C. (1997): "Spring water chloride ion anomaly prior to M=5.2 Pyrenean earthquake". *Earth Plan. Sci. Lett.*, 149, 113-119.
- Tsunogai, U. y Wakita, H. (1995): "Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan". Science, 269, 61-63.
- Tsunogai, U. y Wakita, H. (1996): "Anomalous changes in groundwater chemistry possible precursors of the 1995 Hyogo-ken Nanbú earthquake, Japan". *Journal of Physics of the Earth*, 44, 4, 381-390.
- Wakita, H. (1996): "Geochemical challenge to earthquake prediction". Proc. Natl. Acad. Sci., 93, 3781-3786.

Simulación estocástica de la lluvia en Gipuzkoa. Stochastic simulation of rainfall in Gipuzkoa.

Departamento de Medio Ambiente y Medio Rural. Gobierno de Navarra.

⁽²⁾Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía, 31006-PAMPLONA, jjlr@unavarra.esin. ⁽³⁾Departamento de Estadística de la Universidad de Córdoba.

SUMMARY

Rainfall is the result of a complex series of atmospheric processes influenced by numerous factors. This complexity makes the simulation on a physical basis almost unfeasible, forcing to resort to stochastic outlines based on some observed characteristics, which allow the introduction of Markov processes to explain the occurrence of rainfall for different intervals of time. Thus, the sequential process of rainfall can be defined as a temporal series where rain events (periods when rainfall is recorded) alternate with non-rain events (periods when there is no record of rainfall). The objective of this paper, therefore, is to simulate the temporal sequence of the rain at a particular point, i.e., all the process variables involved (duration of the rain event, duration of the non-rain event, average intensity of rainfall in the rain event, and temporal distribution of rainfall in the rain event), in a humid climate such as the coastal area of Guipuzkoa. The work is done with the series recorded at the meteorological station of Igueldo-San Sebastián (data recorded every ten minutes from 1926 to 1997). Based on the literature, the variables are in accordance with the following distribution functions: duration of the rainfall event to an exponential function; duration of the dry event to a mixed exponential distribution; average intensity to a Gamma distribution; and distribution of the rainfall amount to Beta distribution. Based on the parameters of these distribution functions, a stochastic simulation model is developed, based on assuming rain as an Alternative Renewal Process in a Markov Chain Process. The results show a good fit in all cases, without founding significant differences in both cases, except for the non-rain events, where the Alternative Renewal model better simulates this variable.

1. INTRODUCCIÓN

El proceso secuencial de la lluvia se puede definir como una serie temporal en la que se alternan eventos de lluvia (periodos en los que se registra lluvia) con eventos secos o de no-lluvia (períodos en los que no hay registro de lluvia). A la hora de simular dicho proceso, además de tener en cuenta esta alternancia, es preciso incorporar la distribución temporal de la precipitación dentro del suceso lluvioso y cuantificar la inercia al cambio de estado (seco a lluvioso y de lluvioso a seco). La simulación de la secuencia de lluvia se puede plantear de dos formas: determinista o estocástica. Los primeros modelos tratan de simular el fenómeno a partir de la relación causa-efecto del proceso teniendo en cuenta su base física, y considerando, por lo tanto, las variables que intervienen en el fenómeno (temperatura del aire, humedad atmosférica, presión, viento, etc...). En este caso, este planteamiento físico tiene una gran complejidad, derivada de los procesos implicados, que, en general, desalienta a desarrollar y utilizar modelos de este tipo, salvo alguna excepción como la propuesta por Georgakakos y Bras (1984), y a acudir a esquemas estocásticos de simulación.

El segundo tipo de modelos de simulación, los estocásticos, pueden dividirse en dos grandes grupos según consideren el tiempo de ocurrencia de la precipitación en forma discreta o continua. Los modelos en tiempo continuo en principio son capaces de reflejar más fielmente "la realidad", y son más fáciles de incluir como componentes de un modelo hidrológico general. En su contra tienen una serie de condicionantes de tipo teórico y práctico, tales como una mayor dificultad de formulación, ya que utilizan procesos estocásticos más complejos, la exigencia de registros históricos medidos en intervalos pequeños de tiempo (que no son muy abundantes) y la dificultad en la estimación de los parámetros o en el contraste de ciertas hipótesis, ya que los datos están registrados en intervalos discretos de tiempo.

Dentro de los modelos estocásticos en tiempo continuo, se puede diferenciar entre los modelos jerárquicos o cluster y los modelos basados en procesos de renovación alternativa, de los que un caso particular son las cadenas de Markov. Los modelos jerárquicos, o cluster, describen el proceso temporal de la lluvia como una sucesión de llegadas de frentes de lluvia (suceso principal) cuyos orígenes se distribuyen en el tiempo según un proceso de Poisson y, jerarquizando las llegadas de frentes, se define un proceso secundario que genera un número aleatorio de celdas de lluvia dentro de cada frente. Según se defina el proceso secundario, se obtienen diferentes modelos entre los que destaca el de Bartlett-Lewis o el Neymann-Scott (Rodríguez-Iturbe et al., (1987, 1988), Entekhabi et al., (1989), Onof y Wheater, (1994, 1995)). Frente a los procesos cluster, en los procesos de renovación alternativa o cadenas de Markov las probabilidades que describen la forma en la que el proceso evolucionará en el futuro dependen únicamente del estado actual en que se encuentra el proceso, o, dicho de otro modo, la probabilidad de alcanzar cualquier estado de la variable depende exclusivamente del estado alcanzado en el instante anterior y no de los anteriores, por tanto, son independientes de los eventos pasados (Hutchinson, 1990; Hillier y Lieberman, 2001).

Los procesos básicos considerados a la hora de describir la ocurrencia de lluvia son dos: la alternancia de períodos lluviosos y secos; y la distribución temporal de la cantidad de lluvia dentro de cada episodio lluvioso. Se trabaja sobre un modelo estocástico, en el que se representan procesos que evolucionan en el tiempo de manera aleatoria en general en base a algunas características observadas. Esto permite la introducción de procesos de renovación alternativa y cadenas o procesos de Markov de tres estados, donde la separación entre lluvias vendrá dada por alguno de los dos estados secos definidos (largo o corto) y para la distribución de la cantidad de lluvia en el tiempo se utilizará el modelo de García-Guzmán y Aranda (1993). De esta forma, se presenta un modelo que intenta reproducir el fundamento de los modelos clúster: la sucesión de frentes en el tiempo, cada uno de ellos compuesto de una serie de lluvias separadas entre sí por un corto intervalo de tiempo, sin la complejidad teórica de estos.

El objetivo fundamental de este trabajo consiste en implementar un modelo estocástico de simulación de la lluvia en tiempo continuo como un proceso temporal secuencial aplicando una cadena de Markov de tres estados (Hutchinson, 1990), y un proceso de renovación alternativa (Heyman y Sobel, 1982). Se trabaja con la serie de precipitaciones de Igueldo/San Sebastián, de 70 años de registro.

El trabajo se desarrolla en tres fases. En primer lugar se procede a la caracterización de todas las variables que intervienen en el proceso secuencial de la lluvia: duración de la lluvia, intensidad, distribución de la cantidad de precipitación dentro de la lluvia, y

J. P. Rebolé⁽¹⁾, J. J. López⁽²⁾, A. García⁽³⁾

duración de los sucesos sin precipitación entre las lluvias. En segundo lugar se implementa el modelo y, con los parámetros de ajuste obtenidos en la primera fase, se obtienen las series simuladas. En la tercera fase se evalúa el modelo a través de la comparación entre la serie registrada y las serie sintética generada con el modelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Análisis preliminar de los datos

El clima de la zona de estudio, San Sebastián, presenta un clima de tipo templado oceánico, debido a la influencia de su cercanía al mar, caracterizado por temperaturas suaves, humedad relativa elevada, nubosidad frecuente y lluvias abundantes repartidas de forma regular durante todo el año. Al igual que para el resto del País Vasco, su localización meridional con respecto a la circulación general atmosférica del oeste implica la existencia de dos estaciones bien marcadas -invierno y verano- separadas por otras dos estaciones de transición: primavera y otoño. Según la clasificación climática de Köpen se identifica con un clima templado húmedo sin estación seca simbolizado en tal clasificación con el código Cfb.

Se parte de una serie con registros de precipitación cada diez minutos, obtenida por digitalización de las bandas del pluviógrafo de la estación meteorológica de Igueldo-San Sebastián, perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y ubicada en San Sebastian, ciudad con un clima característico de la zona cantábrica. La serie abarca de octubre de 1927 a septiembre de 1997, un total de 70 años, que después de ser analizada y depurada, la duración de la serie se queda en 64 años.

Dado el carácter estacional de la lluvia se decide dividir el año hidrológico en dos períodos, uno considerado "seco", y el otro considerado "húmedo". En ambos períodos se aprecian diferencias entre el tipo de precipitación: en verano o "periodo seco" predominan las lluvias de tipo convectivo o tormentoso, de mayor intensidad y menor duración; mientras que en el resto del año, en términos generales, las lluvias están asociadas a situaciones de procedencia marítima (cuarto cuadrante), siendo de mayor duración y menor intensidad. Para analizar este carácter estacional y establecer la discriminación entre ambos períodos se realiza un doble análisis: estadístico y numérico (método cluster). De esta forma, se establece el periodo seco desde junio a septiembre y el húmedo desde octubre a mayo.

El análisis estadístico se realiza en base a las medias y varianzas de tres características de la serie temporal de precipitaciones: intensidad de cada suceso de lluvia (mm/h), duración de cada suceso de lluvia (h) y duración de cada intervalo entre lluvias (h), de todo el rango de datos de 1926 a 1997. Mediante un test estadístico X^2 de bondad del ajuste entre los datos del yetograma adimensional que describe la distribución de la cantidad de lluvia en el tiempo dentro de cada suceso lluvioso, obtenido para el período seco y para el período húmedo, se comprueba que no puede aceptarse una única distribución del mismo para los dos períodos del año.

El análisis numérico se realiza mediante análisis clúster. El proceso básicamente consiste en fijar un número de clúster o grupos (en nuestro caso se eligen 2, período seco estival y período húmedo el resto del año) al que se asignan sus elementos (meses) y, a partir de un grupo único cuyo centro tiene 8 coordenadas, que son las medias y desviaciones típicas de las variables que integran el modelo de lluvia, se van separando los elementos de forma que la distancia entre el elemento y el centro del clúster elegido sea menor que la distancia entre el mismo y cualquiera de los otros centros. El análisis eligió los meses más adecuados para formar 2 grupos: G1 o seco con los meses mayo, junio, julio, agosto y septiembre; y G2 o húmedos con los restantes meses. El mes de mayo se puede asignar tanto al seco como al húmedo, debido a sus características intermedias se ha optado por incluirlo dentro del húmedo, ya que el análisis del tipo de precipitaciones muestra un predominio de las lluvias de tipo frontal frente a las convectivas, es decir, se asemejan más a las de invierno que a las de verano. En la Tabla 1 se muestra un resumen de las principales variables de estudio de la serie.

Tabla 1– Media y	y varianza	de las	variables	de	la	lluvia.	(Mean
and variance of the	e rainfall va	iriables	.).				

		año	P. seco	P. hum
Intensided an evente (mm/h)	media	1.92	2.24	1.81
Intensidad pr. evento (mm/n)	varianza	4.00	7.64	2.64
Proginitación og avanta (mm)	media	2.02	2,15	1,97
Precipitación ac. evento (mm)	varianza	21.28	27.66	18.97
Dungaián ay Iluviagas (h)	media	0.86	0.76	0.90
Duración ev. nuviosos (n)	varianza	1.61	0.98	1.83
Dungsián su segos (h)	media	11.26	14.96	9.93
Duración ev. secos (n)	varianza	1101.71	1342.83	1008.26
nº sucesos lluvia/periodo	media	729.34	192.99	536.35
precipitación anual	media	1472.95	403.73	1072.82

Caracterización de la serie temporal

Como paso previo a la simulación, es preciso caracterizar estadísticamente la serie temporal. Esta caracterización se basa en la sucesión de periodos secos y lluviosos a lo largo del tiempo. El evento seco queda determinado por su duración, mientras que en el evento húmedo, además de la duración del mismo, es preciso tener en cuenta la intensidad media de cada evento lluvioso así como la distribución de la precipitación dentro de la misma. García-Guzmán y Aranda (1993) demostraron que la distribución Beta muestra un buen ajuste a los datos de distribución de la cantidad precipitada. Así mismo Rebolé et al. (2009) mostraron que las distribuciones Gamma y Weibull ajustan adecuadamente los datos de la intensidad media de precipitación del evento; la distribución exponencial los de las duraciones de los sucesos de lluvia; y la mixta exponencial a las duraciones de los sucesos secos (no-lluvia). Los parámetros de las funciones de ajuste los obtuvieron mediante el método de máxima verosimilitud y el de momentos a partir de las series históricas.

Descripción del modelo estocástico

La lluvia local, a lo largo del tiempo, se puede describir como una secuencia temporal de acontecimientos de lluvia separados entre sí por otros secos en los que no se produce lluvia. Todo evento se inicia o finaliza con el cambio a otro tipo de evento, de seco a lluvioso o de lluvioso a seco, y así sucesivamente. El tiempo mínimo de duración de los eventos, indistintamente del tipo, es el tiempo del pulso considerado, en este caso diez minutos.

Las variables asociadas a un acontecimiento o suceso de lluvia son: la duración del mismo, v_h ; la distribución de la lluvia en el suceso, que se puede contabilizar mediante la fracción de la precipitación total que se recoge en cada intervalo de medida de un episodio de lluvia, y se designa como la variable *H*; y la intensidad de la lluvia, i_m , representa la intensidad media del suceso de lluvia, es decir, la precipitación total producida en el mismo, *r*, dividida por su duración v_h .

Por otra parte, la variable asociada a un acontecimiento seco es la duración del tiempo entre lluvias, v_s . Dentro de ésta se puede considerar que hay dos tipos de sucesos secos: uno se asocia con las duraciones más largas, que se corresponden con los intervalos de tiempo entre diferentes tormentas ya sean de origen frontal, convectivo, etc.; y el otro se asocia a duraciones mucho más cortas, que se corresponden con intervalos de tiempo sin lluvia que separan eventos lluviosos consecutivos de una misma tormenta. (Clarke, 1998).

Cadena de Markov

Un proceso estocástico constituye una Cadena de Markov de primer orden si está constituido por un conjunto de valores { X_t , t: 0, 1, 2, ...} en el que la probabilidad de alcanzar cualquier estado j de la variable depende exclusivamente del estado i alcanzado en el instante de tiempo anterior, y no de los estados i-1 anteriores.

$$P(X_{t+1} = j | X_t = i, X_{t-1} = i_{t-1}, \dots, X_0 = i_0) = P(X_t = j | X_{t-1} = i), \forall i, j (1)$$

Se define para cada par de estados (i, j), que se alcanzan en un paso, de *t* a *t*+1, una probabilidad condicional denominada probabilidad de transición p_{iji} .

$$P(X_{t} = j | X_{t-1} = i) = p_{ijt}$$
(2)

Las probabilidades de transición se llaman estacionarias si no cambian con el tiempo, por lo que p_{ij} no depende del instante t; en ese caso, se dice que la Cadena de Markov es homogénea.

Cuando la evolución del proceso se contempla de forma continua a través del tiempo, el parámetro t es continuo (se denota con t') y el proceso se denomina de tiempo continuo. Comenzando en el tiempo 0, y dejando que el parámetro t' tome valores en t' \geq 0, la variable aleatoria X(t') representa el estado del sistema en el tiempo t'. Entonces X(t') toma uno de sus (M+1) valores posibles en un intervalo $0 \leq t' \leq t_1$, después salta a otro valor en el siguiente intervalo $t_1 \leq t' \leq t_2$, y así sucesivamente, donde los puntos de tránsito, $t_1, t_2, ...$, son puntos aleatorios en el tiempo, no necesariamente enteros.

En tiempo continuo, la propiedad Markoviana se expresa de la siguiente manera,

$$P(X(t+s) = j | X(s) = i, X(r) = k) = P(X(t+s) = j | X(s) = i) = p_{ij}(s, s+t)$$
(3)

donde t'=r es un tiempo pasado, t'=s es el tiempo actual y t'=s+t es t unidades de tiempo en el futuro.

Si la Cadena de Markov es homogénea, las funciones que representan las probabilidades de transición entre los distintos estados dependen sólo del intervalo de tiempo considerado y no de los extremos del mismo, lo que simplifica la formulación de (3):

$$P(X(t+s) = j | X(s) = i) = p_{ii}(s, s+t) = p_{ii}(0, t) = p_{ii}(t), \quad \forall i, j$$
(4)

En este trabajo se ha desarrollado una Cadena de Markov homogénea, con tres estados, en tiempo continuo. Los tres estados tratan de describir, de forma simplificada, las tres situaciones atmosféricas más frecuentes:

- Estado 0: seco estable, precedido y seguido del estado 2.
- Estado 1: seco inestable, precedido y seguido del estado 2.
- Estado 2: lluvioso, puede estar precedido o seguido del estado 0 ó 1 en todas sus variantes.

El estado 0 se asocia con el intervalo de tiempo seco que transcurre entre frentes, desde que termina la última lluvia de un frente hasta que se inicia la primera del siguiente. El estado 1 está vinculado a los intervalos cortos de tiempo seco que separan dos lluvias consecutivas del mismo frente. Y el estado 2 corresponde a la situación en la que se produce la precipitación.

En general, la duración media de los estados 2 y 1 es menor que la del estado 0, con lo que la Cadena de Markov descrita tiene la capacidad para generar grupos de lluvias separadas por intervalos pequeños de tiempo y a una distancia comparativamente mayor de los grupos de lluvias que los preceden y suceden, de forma similar a los modelos clúster.

Suponiendo que el proceso es estacionario, y proponiendo una separación del año en períodos cada uno con su estimación de parámetros, y acorde con la definición de estados previa, la matriz de intensidades de transición para la ocurrencia de lluvia es:

$$\Lambda = \begin{pmatrix} -\lambda_0 & 0 & \lambda_{02} \\ 0 & -\lambda_1 & \lambda_{12} \\ \lambda_{20} & \lambda_{21} & -\lambda_2 \end{pmatrix}, \quad \lambda_i = \sum_{j=0,2; \ j \neq i} \lambda_{ij}$$
(5)

Los parámetros λ_{ij} se denominan intensidades ("*tasas*") de transición; λ_{ii} es la intensidad de transición hacia fuera del estado *i* (número esperado de veces que el proceso deja el estado *i* por unidad de tiempo que pasa al estado *i*), y λ_{ij} es la intensidad de transición del estado *i* al estado *j*. El valor de λ_{ij} es proporcional a la probabilidad de que, desde el estado *i*, ocurra un cambio al estado *j*, de aquí el nombre de intensidad de transición o cambio. Por el contrario, el valor del parámetro λ_{ii} se asocia a la permanencia en el estado *i* ya que su inversa, $1/\lambda_{ii}$, es el tiempo medio de permanencia en ese estado; en lo que sigue, la notación λ_{ii} se simplifica a λ_i .

La Cadena propuesta difiere del modelo de Hutchinson (1990) en que no permite la alternancia de los estados secos, $(0 \ y \ l)$, que siempre irán separados por el estado 2, ya que se ha impuesto la

condición: $\lambda_{01} = \lambda_{10} = 0$. Y a partir de esta condición se obtienen también: $\lambda_{02} = \lambda_0$ y $\lambda_{12} = \lambda_1$. Esta restricción no quita capacidad al modelo para reproducir la serie histórica de datos, ya que en ella no se distingue el estado 0 del 1, pero facilita la estimación de parámetros y reduce de seis a cuatro el número de estos.

Con este modelo, la llegada de un frente se define con el inicio de la primera lluvia asociada a él, sin tener en cuenta el tiempo nuboso previo a dicha lluvia. En el modelo propuesto, la ocurrencia de lluvias agrupadas, separadas por intervalos cortos sin lluvia, se produce siempre que la probabilidad de una transición desde el estado 2 al 1, (λ_{2I}/λ_2) , sea mayor que desde 2 a 0 (λ_{20}/λ_2) y el tiempo medio entre lluvias de un frente, (I/λ_I) , sea menor que el tiempo medio entre frentes (I/λ_0) .

En las Cadenas de Markov, los tiempos de permanencia en cada estado son exponenciales de parámetro λ_{i_1} por lo que se pueden obtener los estimadores de máxima verosimilitud de λ_0 , λ_1 y λ_2 .

Por tanto, la duración de los períodos secos v_s , se ajusta a una función de densidad que es una combinación o mixtura de dos distribuciones exponenciales, en la que existe una proporción desconocida, *p*, de tiempos secos estables:

$$f(v_s) = p\lambda_0 e^{-\lambda_0 v_s} + (1-p)\lambda_1 e^{-\lambda_1 v_s}, \quad v_s > 0; \quad \lambda_0 > 0, \ \lambda_1 > 0, \ 0 (6)$$

Los estimadores de λ_0 , λ_1 y p, se obtienen, a partir de (6), por el método de máxima verosimilitud. Y teniendo en cuenta que $\lambda_0 = \lambda_{10} = 0$, se obtienen también: $\lambda_{02} = \lambda_0$ y $\lambda_{12} = \lambda_1$.

Los tiempos de permanencia en el estado lluvioso son las duraciones de las lluvias, v_h , que también siguen una distribución exponencial de parámetro λ_2 :

$$f(v_h) = \lambda_2 e^{-\lambda_2 v_h}, \quad v_h > 0; \quad \lambda_2 > 0 \tag{7}$$

y el valor de λ_2 se obtiene, a partir de (7), por el método de máxima verosimilitud.

Dado que el tiempo seco estable siempre va precedido de una lluvia, el estimador de *p* en (6) también lo es de la probabilidad de transición de 2 a 0, $(\lambda_{20} / \lambda_2)$ y por tanto:

$$\hat{\lambda}_{20} = \hat{\lambda}_2 \hat{p}, \quad \hat{\lambda}_{21} = \hat{\lambda}_2 (1 - \hat{p})$$
 (8)

Proceso de Renovación Alternativa.

Un proceso de Renovación Alternativa (Heyman y Sobel, 1982). se define por dos secuencias de variables aleatorias independientes alternadas $(u_1, w_1, u_2, w_2, ...)$, siendo sus respectivas funciones de distribución $F_u(u)$ y $F_w(w)$.

Se trata pues de un proceso que alterna entre dos estados, $0 ext{ y } 1$, siendo $u ext{ y } w$ los respectivos tiempos de permanencia en dichos estados. Si las esperanzas de $u ext{ y } w$, $E(u) ext{ y } E(w)$, son finitas, las probabilidades límite, en el proceso de Renovación Alternativa, vienen dadas por:

$$\pi_0 = \frac{E(u)}{E(u) + E(w)} , \quad \pi_1 = \frac{E(w)}{E(u) + E(w)}$$
(9)

La Cadena de Markov que hemos definido con tres estados, de los cuales dos son indistinguibles y caracterizan el tiempo sin lluvia, es un caso particular del proceso de Renovación Alternativa en el que la secuencia de tiempos sin lluvia, v_s , se distribuye como una mixtura de dos Exponenciales de parámetros $(p, \lambda_0, \lambda_l)$ y la secuencia de los tiempos de lluvia, v_h , es Exponencial (λ_2) . Con este enfoque y teniendo en cuenta que:

$$E(v_s) = p \frac{1}{\lambda_0} + (1-p) \frac{1}{\lambda_1}, \quad E(v_h) = \frac{1}{\lambda_2}$$
(10)

se obtiene, sustituyendo los anteriores valores medios en (11), las probabilidades del estado estacionario:

$$\pi_s = \frac{\lambda_2(p\lambda_1 + (1-p)\lambda_0)}{c}, \quad \pi_h = \frac{\lambda_0\lambda_1}{c}, \quad c = \lambda_0\lambda_1 + \lambda_2(p\lambda_1 + (1-p)\lambda_0)$$
(11)

En este trabajo se propone, para las duraciones medidas en unidades de 10 minutos, un proceso de renovación alternativa, manteniendo para el tiempo húmedo una distribución simple y para el seco una mixtura de dos distribuciones, porque permite caracterizar los tres estados atmosféricos antes definidos en la cadena de Markov. Para intervalos cortos como son los diez minutos, las cadenas de Markov no logran reproducir adecuadamente mediante las funciones exponenciales la secuencia temporal de sucesos secos y lluviosos (Palazón y García-Guzmán, 2004) debido a la elevada fragmentación de los mismos. Como función distribución alternativa, que proporciona mejores resultados, se utiliza la distribución Gamma (α , λ), cuya función de densidad es, para los sucesos lluviosos:

$$f(v_h) = \frac{\lambda_2^{\alpha_2}}{\Gamma(\alpha_2)} v_h^{\alpha_2 - 1} e^{-\lambda_2 v_h} \quad v_h > 0, \quad \alpha_2 > 0, \quad \lambda_2 > 0;$$

$$\Gamma(\alpha_2) = \int_{0}^{\infty} x^{\alpha_2 - 1} e^{-x} dx$$
(12)

La distribución Gamma con $\alpha = 1$ es la exponencial, mientras que con $\alpha < 1$ puede describir una serie en la que aparezcan valores pequeños de v_h , con mayor frecuencia que lo esperado en la distribución exponencial; igualmente, con $\alpha > 1$ puede describir una serie con menor frecuencia de datos próximos a 0, ya que la máxima frecuencia aparece en el entorno de $v_h = (\alpha - 1)/\lambda$

Para la duración de los tiempos entre lluvias se utiliza una mixtura de Gammas, de parámetros: p, α_0 , λ_0 , α_1 , λ_1 :

$$f(v_{s}) = p \frac{\lambda_{0}^{\alpha_{0}}}{\Gamma(\alpha_{0})} v_{si}^{\alpha_{0}-1} e^{-\lambda_{0} v_{si}} + (1-p) \frac{\lambda_{1}^{\alpha_{1}}}{\Gamma(\alpha_{1})} v_{si}^{\alpha_{1}-1} e^{-\lambda_{1} v_{si}}$$
(13)

La estimación de los parámetros de este proceso de renovación alternativa se puede hacer, igual que en el caso de la cadena de Markov, por el método de máxima verosimilitud.

Distribución de la precipitación en cada lluvia (H_i)

Para poder caracterizar, de una forma homogénea, lluvias de diferentes duraciones y cantidades de precipitación, éstas se representan de forma adimensionalizada. La lluvia recogida en el intervalo $(0, \tau)$ se expresa como una proporción de la lluvia total recogida en el intervalo (0, T). Cuando el tiempo se expresa también en forma adimensional, $t = \tau/T$, se obtiene una representación gráfica de la precipitación H(t) conocida como yetograma adimensional acumulado (Huff, 1967), donde H(t) es la fracción de la lluvia recogida en el intervalo de tiempo (0, t). Para la descripción de los valores de H(t), se utiliza la función Beta (Acreman, 1990).

En este trabajo se adimensionaliza la cantidad de lluvia, considerando variable el número de intervalos de cada evento de lluvia (García y Aranda, 1993; Kotegoda *et al.*, 2003), proponiéndose un yetograma adimensional acumulado.

En una lluvia con n+1 intervalos de precipitación $(r_1, r_2,..., r_{n+1})$, la lluvia adimensional acumulada hasta el tiempo *j* es:

$$H(t_j) = \frac{\sum_{i=1,j} r_i}{\sum_{i=1,n+1} r_i}; \quad j = 1, \dots, n$$
(14)

y se describe la secuencia, $H(t_1) < H(t_2) < ... < H(t_n)$, $t_j = j/(n+1)$ como una muestra ordenada de tamaño *n* de la distribución Beta con parámetros α y β , siendo la función de densidad unidimensional de esta variable:

$$f(H) = \frac{\Gamma(\alpha + \beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} H^{\alpha - 1} (1 - H)^{\beta - 1}, \quad 0 < H < 1, \quad \alpha > 0, \quad \beta > 0, \quad (15)$$

Intensidad media en cada lluvia (i_m)

Para obtener las precipitaciones r_j , a partir de las variables que describen la distribución de la lluvia $H(t_j)$ es preciso conocer la precipitación total de cada evento, R. En este trabajo, se caracteriza R como el producto de la intensidad media de la lluvia, i_m , por su duración, v_h , lo que proporciona:

$$r_{1} = H(t_{1})R; \quad r_{j} = (H(t_{j}) - H(t_{j-1}))R; \quad j = 2, \dots, n, \dots, r_{n+1} = (1 - H(t_{n}))R \quad (16)$$

Habitualmente para describir la intensidad media se utiliza la distribución Gamma o Weibull (α , λ), pero los resultados obtenidos son mejores para la función Weibull:

$$f(i_m) = \alpha \lambda i_m^{\alpha - 1} e^{-\lambda i_m^{\alpha}}, \quad i_m > 0, \quad \alpha > 0, \quad \lambda > 0$$
(17)

La estimación de los parámetros se realiza por el método de máxima verosimilitud.

3. RESULTADOS

CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DE LA SERIE

Caracterización de la duración de los eventos secos (v_s)

La serie de precipitaciones para un intervalo de diez minutos de medida presenta muchos intervalos cortos de tiempo en los que no se registra lluvia. Por lo tanto, los eventos, tanto lluviosos como secos, con duraciones pequeñas son más frecuentes de lo que la distribución exponencial puede describir. Por este motivo, se comprueba que la función de densidad combinación o mixtura de dos distribuciones Gamma ajusta mejor la duración de los eventos secos, v_s . Esta es la razón por la que para este intervalo de simulación, 10 minutos, no es aplicable una cadena de Markov sino un proceso de renovación alternativa. Como todos los valores v_s son superiores a 1/6 de hora, ya que es el intervalo mínimo de medida, se utilizan distribuciones truncadas con z = 1/6:

$$f(v_{s}) = p \frac{\lambda^{\alpha_{o}}}{\Gamma(\alpha_{o})} (v_{si} - z)^{\alpha_{o} - 1} e^{-\lambda_{o}(v_{si} - z)} + (1 - p) \frac{\lambda^{\alpha_{i}}}{\Gamma(\alpha_{i})} (v_{si} - z)^{\alpha_{i} - 1} e^{-\lambda_{i}(v_{si} - z)}, \quad v_{s} > z$$
(18)

El ajuste es suficientemente válido, como se puede apreciar en la Figura 1, existiendo diferencias máximas en torno al 5% entre los datos reales y los de la función ajustada. No se aprecian diferencias entre el período seco y el húmedo.



Figura 1- Ajuste de la función Gamma mixta a la duración de los eventos secos, v_s . (Fitting of the mixed Gamma distribution to dry events duration, v_s)

Caracterización de la duración de los eventos lluviosos (v_h)

En este caso, es la distribución Gamma (α_2 , λ_2), cuya expresión se describe en la ecuación 12, la que ajusta esta variable, v_h . El ajuste entre los datos registrados y la función es aceptable (Figura 2).



Figura 2- Ajuste de la función Gamma a la duración de los eventos lluviosos, v_{h} . (Fitting of the single Gamma distribution to wet event duration v_{h}).

Caracterización de la intensidad media de cada lluvia

Dada la diferenciación existente entre las intensidades de lluvia de los eventos cortos y largos, el análisis de esta variable se ha realizado separando la muestra por duraciones de lluvia, adoptando el criterio de que las de duración menor o igual a 1 hora son "cortas" y las de duración mayor de 1 hora se consideran "largas". La función de distribución Weibull (ecuación 17) es la que se ajusta mejor a esta variable.

En la Figura 3 se muestran los ajustes obtenidos, observándose que los resultados son bastante aceptables, con diferencias máximas de un 5% aproximadamente entre los datos observados y los del ajuste. En el período húmedo el ajuste es mejor que en el seco, probablemente por el comportamiento más regular de las precipitaciones en ésta época del año. Se evidencia una conducta diferente de las intensidades en función de la duración de lluvia.



Figura 3- Ajuste de la la función Weibull a la intensidad de lluvia, i_m . (*Fitting of the Weibull distribution to rainfall intensity* i_m)

Caracterización de la distribución de la precipitación

Para caracterizar la distribución de la precipitación en un evento es preciso, en primer lugar, seleccionar las secuencias lluviosas de duración mayor de tres intervalos de medida, un mínimo requerido al considerarse que por debajo de ese valor temporal la representación de la distribución de la lluvia podría quedar distorsionada.

Para describir esta variable se ajusta la función de distribución Beta (ecuación 15) a los valores observados de H (Figura 4). Se observa que las diferencias máximas no superan el 1% entre los datos de las series reales y las funciones ajustadas



Figura 4- Ajuste de la función Beta a las fracciones de lluvia del yetograma adimensional acumulado, H. (Fitting of Beta distribution to cumulative dimensionless hyetograph values H).

Los valores de los parámetros de las funciones de distribución ajustadas se muestran en la Tabla 3.

Tabla 2– Valores de los parámetros de las funciones de ajuste. (Parameter values of the distribution functions adjusted.).

X7 • 11	D: / 11 ·	,	Valores de los parámetros			
variable	Distribución		Oct-May	Jun-Sep		
Yetograma Adimens.	Beta		<i>α</i> =0.956	<i>α</i> =0.936		
Acumulado (Hi)			<i>β</i> =0.917	<i>β</i> =0.864		
Intensidad media	Weibull	<i>d</i> <1h	<i>α</i> =0.575	<i>α</i> =0.510		
lluvia (i_m)			λ=1.252	<i>λ</i> =1.132		
		<i>d</i> >1h		<i>α</i> =1.243		
			λ=0.559	λ=0.450		
Duración sucesos	Gamma		<i>α</i> =1.079	a=0.920		
lluvia (v_h)	truncada		λ=1.232	<i>λ</i> =1.646		
Duración sucesos	Gamma n	nixta	<i>p</i> =0.488	<i>p</i> =0.630		
secos (v_s)	truncada		$\alpha_0 = 0.216$	$\alpha_0 = 0.273$		
				$\lambda_0 = 0.012$		
			$\alpha_1 = 1.371$	$\alpha_1 = 1.427$		
			$\lambda_I = 1.102$	$\lambda_1 = 0.945$		

EVALUACIÓN DE LA SIMULACIÓN

Se implementa el modelo descrito mediante un programa en lenguaje fortran. El programa genera las distintas variables en forma continua, pero agrega los datos resultantes en intervalos de tiempo discreto, diez minutos, para hacerlos comparables a la serie histórica. Para analizar la bondad del modelo, se simula una serie temporal de la misma duración que la serie observada, es decir, 64 años. El análisis de bondad de la simulación se basa en la comparación de ambas series mediante los estadísticos de las mismas y los ajustes de las distribuciones a las variables que componen el proceso secuencial de la lluvia.

Estadísticos de las series

En la Tabla 3 se reflejan los estadísticos de las variables más representativas de las dos series, histórica y simulada.

Tabla 3– Medias y varianzas de diferentes variables de la serie registrada y simulada en Igueldo. (Means and variances of different variables recorded and simulated series.).

	a	ño	període	o seco	período húmedo	
	s. real	s. simulada	s. real	s. simulada	s. real	s. simulada
media intensidad media de cada Iluvia (mm/h)	1,92	2,08	2,24	2,53	1,81	1,82
desv. típica intensidad media de cada Iluvia	2,00	1,57	2,76	1,98	1,62	1,21
media precipitación caída en cada lluvia (mm)	2,02	1,69	2,15	2,31	1,97	1,34
desv. típica precipitación caída en cada lluvia	4,61	2,68	5,26	3,40	4,36	2,10
media duraciones Iluvias en h	0,86	0,76	0,76	0,64	0,90	0,74
desv. típica duraciones lluvias en h	1,27	0,57	0,99	0,60	1,35	0,63
media duraciones no-lluvias en h	11,26	9,59	14,96	8,87	9,93	9,99
desv. típica duraciones no-lluvias en h	33,19	27,52	36,64	27,33	31,75	27,62
Nº medio sucesos Iluvia/año	729,34	856,04	192,99	305,86	536,35	550,18
precipitación media anual de la serie (mm)	1472,95	1445,29	403,73	702,37	1072,82	742,08

Puede observarse como rasgo más destacado el excelente comportamiento de la duración de las lluvias, con diferencias mínimas. Respecto a las duraciones de los sucesos secos, la simulación es muy buena en el período húmedo, y no tanto en el seco. Para el número de sucesos de lluvia se aprecia que el modelo lo sobreestima, mientras que los valores de precipitación media anual son parecidos, esto conduce a que, siendo correcta la simulación de la precipitación media anual, la precipitación y duración de cada lluvia sean algo menores que en la serie histórica.

Distribuciones de las variables

El modelo por proceso de renovación alternativa resulta muy adecuado para describir datos de duraciones de lluvia medidos en unidades pequeñas de tiempo, como en este caso, especialmente si abundan las lluvias de baja intensidad. Con intensidades bajas, se producen muchos intervalos cortos de tiempo en los que no se registra lluvia por lo que los eventos, tanto de lluvia como sin lluvia, con duraciones pequeñas son más frecuentes de lo que puede describir la distribución exponencial, por lo que el modelo por cadenas de Markov no resulta válido en principio. Para comprobar esta afirmación se ha realizado una simulación mediante un proceso de renovación alternativa, otra con el modelo por cadenas de Markov. Este doble análisis también fue realizado, de forma similar, por Roldán y Woolhiser (1982) para la descripción de secuencias de días lluviosos y secos, mediante una distribución geométrica truncada, siendo en este caso el proceso por cadenas de Markov más adecuado.

En la Figura 5, en escala logarítmica, se muestran las diferencias entre ambos modelos con respecto a la duración de los sucesos secos. En ella se aprecia la mejora de la simulación obtenida en la duración de las lluvias: para lluvias de 1 hora de duración, las diferencias entre la serie simulada y la real, con el proceso de renovación alternativa, disminuyen en torno a un 5% en el período seco, y un 10% en el período húmedo respecto al modelo por cadenas de Markov.



Figura 5- Comparación entre serie real y simulada por cadena de Markov y por proceso de renovación alternativa para la duración de los eventos secos. (Comparison between recorded and simulated series by Markov Chain and alternative Renewal Process for the duration of dry periods between rains.).





Figura 6- Comparación de la frecuencia de las variables en la serie observada v simulada por proceso de renovación alternativa. (Comparison between the frequency of variables in the observed and simulated series by alternating renewal process simulation).

En cuanto al resto de variables, las diferencias entre la serie registrada y la simulada se muestran en la Figura 6 y, en general, se aprecia un buen ajuste entre ambas. Para la duración de los sucesos secos, aunque en ambos casos la simulación en duraciones menores de 1 hora no es satisfactoria, sí se aprecia un mejor comportamiento de la simulación por proceso de renovación alternativa. En el yetograma no se observan grandes diferencias. Igualmente se observa una importante diferencia para la intensidad de lluvia en el caso de la simulación por cadenas de Markov (Figura 7), con un claro mejor comportamiento de la simulación por procesos de renovación alternativa.



Figura 7 - Comparación entre las frecuencias de las intensidades de precipitación en la serie observada y simulada por cadenas de Markov. (Comparison between the frequency of the rainfall intensity in the observed and simulated data series by Markov Chain.)

CONCLUSIONES

Las funciones de distribución que han tenido un mejor comportamiento al ajustarse a las variables: la función de distribución Beta para la distribución de la cantidad de precipitación dentro de cada acontecimiento de lluvia mediante el yetograma adimensional acumulado; la función de distribución Weibull para la intensidad media horaria de la lluvia; la función de distribución Gamma para la duración de las lluvias; y la función de distribución Gamma mixta truncada para las duraciones de los períodos secos entre lluvias.

Las variables del ajuste se consideran bien simuladas con los datos cada diez minutos. La función mixta exponencial a la que en principio se debería ajustar la duración de las no-lluvias no es capaz de reflejar adecuadamente el número de sucesos, utilizando en este caso la Gamma mixta. Con ello se abandona el modelo de cadena de Markov, optando por un proceso de renovación alternativa, consiguiéndose una mejora apreciable de los resultados de la simulación. Por otra parte, la simulación para las duraciones de lluvias y no-lluvias mayores de 1 hora, que son las que generan las precipitaciones de mayor entidad de cara al diseño hidrológico de obras de desagüe y retención de avenidas, también se dan por aceptables.

El modelo por proceso de renovación alternativa es por tanto adecuado para describir la secuencia temporal de la lluvia con los datos cada diez minutos, para lluvias de duración mayor que 60 minutos.

AGRADECIMIENTOS

Al Centro Meteorológico Territorial del INM del País Vasco, actualmente Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), titular de la serie pluviométrica original de Igueldo. A Patxi Tamés y Andoni Da Silva, técnicos de la Sección de Obras Hidráulicas de la Diputación Foral de Guipúzcoa, por la ayuda y disposición mostrada a la hora de facilitar información meteorológica e hidrológica de la zona.

REFERENCIAS 5.

Acreman M. C. (1990): A Simple Stochastic Model of Hourly Rainfall for Farnborough, England. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 35:119-148.

- Clarke R. T. (1998): Stochastic processes for water scientists. West Sussex, John Wiley and Sons Ltd.
- , y E. Aranda-Oliver (1993): A Stochastic Model of Dimensionless Garcia-Guzman, A. Hyetograph. Water Resources Research 29:2363-2370.
- Georgakakos K. P. y R. L. Bras (1984): A hydrologically useful station precipitation model. Water Resources Research 20: 1585-1596.
- Heyman D. P. y M. J. Sobel (1982): Stochastic models in operation research. New York, Mc Graw-Hill.
- Hillier F. S. y G. J. Lieberman (2001): Introducción a la investigación de operaciones. Mexico D.F., Mc Graw-Hill Interamericana
- Huff, F.A. (1967): Time distribution of rainfall in heavy storms. Water Resources Research 3:1007-1019.
- Hutchinson, M. F. (1990): A point rainfall model based on on a 3-state continuous Markov occurrence process. Journal of Hydrology, 114:125-148.
- Kotegoda N. T., L. Natale y E. Raiteri (2003): A parsimonious approach to stochastic multisite modelling y disaggregation of daily rainfal. Journal of Hydrology 274: 47-61.
- Onof, C. y H. S. Wheater (1994): Improved Fitting of the Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model for Hourly Rainfall. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques 39(6): 663-680.
- Onof, C. y H. S. Wheater (1995): Modelling of Rainfall Time-Series Using the Bartlett-Lewis Model. Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water Maritime and Energy 112(4): 362-374.
- Palazón, J. and A. Garcia (2004): Modelado de series climatológicas mediante una red neuronal artificial. Ingeniería del Agua 11(1): 41-52.
- Rebolé, J.P., J.J. López y A. García (2009): Caracterización estadística de las variables en el proceso secuencial de la lluvia. Ing. del Agua 16 (2). Rodriguez-Iturbe, I., D. R. Cox and V. Isham (1987): Some models for rainfall based on
- stochastic point processes. London, Royal Society. Ser. A, 410: 269-88.
- Rodríuez-Iturbe I., D. R. Cox y V. Isham (1988): A point process model for rainfall: further developments. Theoretical and Applied Climatology, 417:283-298.
- Roldán, J. y D. A. Woolhiser (1982): Stochastic daily precipitation models. 1. A comparison of occurrence processes. Water Resources Reseach 18(5): 1451-1459.
Análisis del intercambio río-acuífero bajo condiciones de cambio climático en una cuenca Mediterránea mediante un modelo numérico de flujo (Riera de Arbúcies, Cuencas Internas de Cataluña)

Stream-aquifer numerical modeling in a Mediterranean basin under climate change (Arbúcies Creek, Catalan Inner Basins)

J. Mas-Pla¹, E. Font¹, O. Astui², A. Menció¹, A. Rodríguez Florit¹, A. Folch³, M. Boy¹, A. Pérez-Paricio² y D. Brusi¹ (¹⁾ Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Centre de Geologia i Cartografia Ambiental (Geocamb), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071 Girona, Spain. josep.mas@udg.edu

⁽²⁾ Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya, c/ Provença, 204-208, 08036 Barcelona, Spain.

⁽³⁾ Dept. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain

SUMMARY

Climate factors, as well as land-use changes, are responsible for a change of stream regimes in Western Mediterranean basins. Low discharge rates have already been observed in agreement with environmental model predictions. In these basins however aquifer recharge is usually linked to stream flow, and both are affected by surface water diversion and groundwater withdrawal for human uses in addition to climate change. A numerical flow model has been developed to simulate the stream-aquifer relationship in the Arbúcies Creek basin (116 km², NE Spain). The main goal is to investigate the reason why the stream becomes dry during the summer season causing aquifer recharge shortage and also stream ecological degradation. Field data as well as model results indicate that stream flow naturally contributes to aquifer storage and that groundwater withdrawal is only a minor pressure upon these resources. Subsequently, a key factor to warrant a hydrological good status of the basin under changing conditions mainly lays in upstream water management actions. Model results assess such actions by indicating the range of surface flow to be preserved from diversion. Simulations based on lower discharge regimes, as well as rainfall and temperature variations, would provide a better understanding of the water resources availability under changing conditions.

1. INTRODUCCIÓN

La preservación de los caudales superficiales es uno de los objetivos asociados a la gestión de las cuencas hidrográficas, según requerimiento de la Directiva Marco del Agua. Con ello se pretende garantizar las funciones ecohidrológicas de los cursos fluviales, a la vez que asegurar la explotación de los recursos de agua superficiales y subterráneos. En este contexto, la relación entre río y acuífero es uno de los elementos clave en la gestión hidrológica; la cual se halla, a su vez, influenciada por el cambio climático. IPCC (2007), así como los informes precedentes de este organismo entre otros, anticiparon la escasez de recursos hídricos en el Mediterráneo occidental en el horizonte del siglo XXI. Ante este escenario, la relación río-acuífero adquiere una importancia destacada como regulador de los recursos disponibles (Cooper et al., 1995; Allen et al., 2004; Rodríguez et al., 2006). En zonas montañosas, donde los acuíferos aluviales son de dimensiones reducidas, el balance hídrico entre explotación y recarga de agua subterránea es más sensible a variaciones del caudal superficial. Por ello, la gestión conjunta de los recursos debe considerar las presiones sobre el sistema de manera que se reconozcan las causas responsables de variaciones en la disponibilidad de agua (Gleeson et al., 2012).

En este estudio se plantea un modelo numérico de flujo que considere la interacción entre el río y el acuífero con la finalidad de estimar el tipo de relación entre ambos, la magnitud de la recarga y la influencia de las captaciones de agua subterránea sobre los recursos hidrogeológicos y la propia dinámica fluvial. El objetivo de esta contribución es presentar los resultados del modelo de flujo y sus repercusiones en la gestión hidrológica del curso inferior de la Riera de Arbúcies, e interpretarlos a raíz de la escasez de agua prevista por los modelos climáticos para las próximas décadas.

La cuenca de la Riera de Arbúcies, situada en el macizo del Montseny-Guilleries en el Sistema Prelitoral Catalán y con una extensión de 116 km², se halla constituida básicamente por un substrato de materiales ígneos y metamórficos. El trazado del drenaje se adapta a alineaciones tectónicas y el valle principal se caracteriza por un recubrimiento reciente de materiales aluviales, coluviales y de procesos de denudación de vertientes. Solamente en el tramo final, cuando la cuenca se une al Río Tordera en la depresión tectónica del Vallès cerca de la población de Hostalric, la

Riera de Arbúcies desarrolla una formación aluvial formada por materiales gruesos (gravas y arenas) de unos 15 m de espesor (Figura 1). Esta formación yace sobre los sedimentos neógenos que rellenan la fosa del Vallès, los cuales constituyen un límite inferior de baja permeabilidad. Los datos hidroquímicos e isotópicos indican que las fallas regionales no contribuyen a la recarga del acuífero aluvial (ACA-UdG, 2011; Mas-Pla et al., 2012) como sucede en otros sectores próximos a la zona de estudio (Folch et al., 2011).

En relación a las variaciones climáticas, los análisis regionales para Cataluña bajo el escenario A2 (es decir, aquel en que el crecimiento demográfico se mantiene, la actividad económica también se mantiene o crece, con el consecuente aumento de las emisiones de gases con efecto invernadero) realizados por Calbó (2010), Calbó et al. (2010 y 2012) y Barrera-Escoda y Cunillera (2011) predicen un aumento de la temperatura entre 4.0 y 5.5°C y una disminución de la precipitación entre el 5 y 15% para 2100. Un estudio reciente en la cuenca del río Tordera, en la que se incluye la Riera de Arbúcies, señalan una disminución de la precipitación hasta el 6.5% para 2030, y entre el 15 y 22% para 2100 (Pla et al., 2012). Ello conllevaría un aumento de la evapotranspiración del 12-18% para 2100, y una reducción del caudal superficial próximo al 40% para 2050 (Candela et al., 2012). Ambas predicciones constituyen el marco de referencia para evaluar la disponibilidad de recursos hídricos, a la vez que para interpretar las relaciones entre los distintos componentes del ciclo hidrológico.

2. METODOLOGÍA

El modelo hidrogeológico conceptual del acuífero aluvial del curso inferior de la Riera de Arbúcies se basa en los datos geofísicos, piezométricos, hidroquímicos e isotópicos obtenidos durante diversas campañas de campo (véanse detalles en ACA-UdG, 2011). Esta información define un acuífero libre, con un espesor uniforme de 15 m, relativamente homogéneo, cuya principal recarga se desarrolla a partir del flujo subterráneo procedente de los aluviales de la Riera de Arbúcies y el Río Tordera y de la precipitación. La descarga se realiza a través de la sección oriental del aluvial de la Tordera en Hostalric y mediante evapotranspiración. La tendencia de la relación río-acuífero puede ser en ambos sentidos y su análisis constituye la principal razón de la elaboración de un modelo de flujo.



Figura 1 - Esquema geológico de la cuenca hidrográfica de la Riera de Arbúcies. La formación aluvial estudiada, de unos 4 km² de superficie, se sitúa en el tramo final de la cuenca, en las cercanías de Hostalric. Base geológica simplificada de ICC (2006). (*Geological scheme of the Arbúcies Creek watershed. The alluvial formation (ca. 4 km²), which constitutes the study area, is located in its final reach and nearby Hostalric village.*)

El modelo numérico de flujo en diferencias finitas Modflow-2000 (Harbaugh et al., 2000; en su versión Visual Modflow, Schlumberger, 2000), ha sido utilizado en este estudio. Se ha definido una amplitud de malla de 20 m de lado, que cubre los 3.8 km² de la zona modelizada, y un total de dos capas. La capa superior se adapta a las variaciones topográficas según el modelo de elevación digital, y la inferior se define según la geometría del substrato, identificada mediante reconocimiento de campo y prospección geofísica. El intervalo temporal fue mensual y el modelo abarca el período 2005-2010.

Las propiedades hidrogeológicas se obtuvieron inicialmente a partir de un ensayo de bombeo ubicado en la zona central del acuífero y posteriormente se ajustaron en el proceso de calibración. Los valores de conductividad hidráulica se han distribuido en cuatro zonas distintas. En el aluvial de la Riera de Arbúcies se han definido dos zonas de 67 y 23 m/d; y en la zona SE, a lo largo del río Tordera, dos zonas más entre 90 y 100 m/d. En la capa inferior se mantienen los mismos valores de conductividad hidráulica que en la capa superior. Los valores del coeficiente de almacenamiento son de 0.05 m⁻¹, excepto en la capa inferior, cerca del río Tordera, donde es de 0.01 m⁻¹.

Uno de los aspectos considerados en la elaboración del modelo conceptual fue la posible recarga desde las formaciones limítrofes, especialmente los relieves en rocas ígneas y los depósitos neógenos, o desde las fallas que geomorfológicamente determinan el trazado de la red de drenaje. Como se ha mencionado, las características litológicas determinan la baja permeabilidad de ambas formaciones por lo que difícilmente contribuirán con un flujo de magnitud relevante. Por otro lado, los datos hidroquímicos e isotópicos de muestras procedentes del acuífero aluvial no presentan evidencia de una recarga profunda procedente de las zonas de falla. Consecuentemente, se han definido la base del aluvial y su contorno lateral, excepto en los límites con formaciones aluviales, como un contorno impermeable. Ello implica que la relación río-acuífero será capital en el balance hídrico de la formación aluvial. Concretamente, los límites del modelo correspondientes a las formaciones aluviales se han definido mediante condiciones de contorno de nivel constante (Figura 2). El nivel en cada uno de ellas está determinado por la cota topográfica de agua en el cauce como indicador del nivel en el acuífero; la cual, excepto en períodos de grandes avenidas, presenta oscilaciones inferiores a 1 m. Dada la estrechez en planta de las formaciones aluviales en los límites del modelo, entendemos que una cota media constante es válida para definir esta entrada de flujo subterráneo al sistema. Estos valores de nivel medios son de 101 m para determinar el flujo entrante por el aluvial de la Riera de Arbúcies, y de 66 y 56 m para los flujos subterráneos entrantes y salientes, respectivamente, a través del aluvial del Río Tordera.

La relación río-acuífero se modeló mediante la rutina STREAM, que calcula el intercambio de flujo entre ambos elementos, además del caudal superficial resultante. Los caudales en las celdas iniciales de la Riera de Arbúcies y el Río Tordera se tomaron de los datos de aforo continuo de la Agència Catalana de l'Aigua (ACA). El valor de la conductancia se ajustó por calibración, resultando en valores de 45 m²/d en el cauce de la Riera de Arbúcies y de 25 m²/d en el Río Tordera. En el tramo final de la Tordera, donde la extracción de áridos ha afectado la topografía de la llanura aluvial y, posiblemente, del cauce, la relación río-acuífero se ha modelado con la rutina DRAIN (permitiendo por tanto solamente una relación efluente entre el acuífero y el río) con una conductancia obtenida mediante calibración de 150 m²/d.

La influencia de la recarga por precipitación, una vez sustraída la evapotranspiración, se estimó a partir del balance hidrometeorológico del suelo según la tipología de uso. La infiltración neta mensual media para cada tipo de suelo (forestal, zona arbustiva y urbana), proporcional a su superficie, se ha estimado en 0.24, 0.27 y 0.00 hm³ para cada uno de ellos.

Los datos de regímenes de extracción proceden de la Administración (ACA y ayuntamientos). Se han inventariado 3 pozos municipales y 14 captaciones industriales con una extracción media anual conjunta de 0.803 hm^3 .

Finalmente, para alcanzar un mayor detalle en la simulación de la relación río-acuífero, se procedió a una simulación con un intervalo de tiempo diario con el objetivo de reproducir la disminución de caudales observada en el campo durante los muestreos de 2009 y 2010 (Figura 3).

3. RESULTADOS

En la cuenca de la Riera de Arbúcies se ha observado una disminución del caudal en el tramo inferior del curso (Figura 3). Este tramo (\approx 3.6 km) discurre por una formación aluvial y, durante el verano, llega a secarse habitualmente, habiéndose registrado unas pérdidas de caudal de 0.011 y 0.044 m³·s⁻¹·km⁻¹ en mayo y septiembre de 2010. En el caso particular de septiembre, el cauce queda sin caudal en los 2/3 inferiores de la longitud de su curso (ACA-UdG, 2011).

La piezometría resultante del modelo numérico indica una situación influente que supone la recarga del acuífero a partir de la riera en el tramo superior de la zona estudiada, donde el curso fluvial entra en la formación aluvial (Figura 2). La distribución de las isopiezas y de los vectores de flujo muestra claramente esta relación en ambos márgenes del río, siendo prácticamente continua en todo el trazado de la Riera de Arbúcies. Por su parte, según indican las líneas de flujo, la contribución a la recarga del acuífero aluvial por parte del Río Tordera parece menor, indicando la relevancia de la Riera de Arbúcies en el balance hídrico subterráneo. En concreto, los flujos medios de recarga en las celdas definidas como STREAM son de 7.2×10^{-2} m/d a lo largo de la Riera de Arbúcies y de 7.5×10^{-3} m/d en el tramo del Río Tordera anterior a la unión de ambos cauces. El tramo del Tordera, aguas abajo de la confluencia con la Riera de Arbúcies, representado mediante la rutina DRAIN, presenta un comportamiento efluente con un flujo medio de 1.7×10^{-1} m/d. Ello es el resultado de las extracciones de áridos en este sector que, debido al rebaje de la superficie topográfica, alteraron la dinámica

hidrológica local favoreciendo el flujo de base hacia la escorrentía superficial en detrimento del flujo subterráneo a través del aluvial.

Las observaciones de campo indican que, durante el estío, los pozos más próximos al lecho del río alcanzan niveles hidráulicos inferiores a los obtenidos por el modelo sin llegar a agotar los recursos del acuífero. La corta persistencia de esta situación no altera la interpretación de los resultados obtenidos en la simulación con periodicidad mensual.



Figura 2 – Condiciones de contorno y distribución piezométrica simulada en el acuífero aluvial del río Arbúcies correspondiente al mes de agosto de 2005. Las líneas equipotenciales se cartografían a intervalos de 1 m. Los vectores indican la magnitud de flujo subterráneo y su dirección. ARB-# indica los puntos de aforo en la zona estudiada. (Boundary conditions and simulated potentiometric distribution in the Arbúcies River alluvial aquifer corresponding to August 2005. Head lines are drawn every meter. Vectors indicate groundwater flow magnitude and its direction. ARB-# located gauging points in the área.)

El ajuste de los niveles hidráulicos derivados del modelo numérico con los registros mensuales realizados por ACA es satisfactorio (Figura 4). Obsérvese que, por lo general, la amplitud del descenso estacional no supera los 2 m. Por tanto, se puede considerar que el acuífero presenta unas condiciones relativamente estables bajo régimen influenciado.

Las simulaciones a escala mensual no muestran notables variaciones estacionales de la piezometría, lo cual es coherente con las pequeñas variaciones de nivel, observadas, y simuladas, en los piezómetros de control (Figura 4). De este modo, el sistema se caracteriza por una fuerte influencia de la Riera de Arbúcies, la cual actúa como una línea de recarga, y en el hecho de que las presiones antrópicas no producen una variación estacional relevante mediante los conos de depresión, según se desprende de las observaciones de campo y de las simulaciones realizadas con periodicidad mensual.



Figura 3 – Variación del caudal en la Riera de Arbúcies desde Arbúcies (ARB-9) hasta la confluencia con el Río Tordera (ARB-1). El tramo inferior, que transcurre por la formación aluvial, se sitúa entre ARB-3 y ARB-1 (Fig. 2). (Discharge in the Arbúcies Creek from Arbúcies (ARB-9) to its confluence with the Tordera River (ARB-1). The lower reach of the stream along the alluvial formation is located between points ARB-3 and ARB-1; Fig. 2.)



Figura 4 - Comparación entre los niveles registrados mensualmente en dos piezómetros de control (K1 y S5; ACA, 2011) próximos al cauce en la zona central la Riera de Arbúcies. (Observed versus simulated head values in two monitoring wells (K1 and S5, data from ACA, 2011) located near the stream in the central part of the alluvial formation).

El balance de masas entre los distintos componentes del ciclo hidrológico refleja la importancia de la relación río-acuífero en la dinámica hidrogeológica de este sistema (Tabla 1). En promedio, este intercambio constituye el 53.1% de las entradas al sistema, muy superior al flujo entrante a través de las secciones norte y oeste del modelo (contornos de nivel constante, 15.9%) y al balance meteorológico (precipitación menos evapotranspiración, 15.0%). En este aspecto, cabe resaltar que la recarga de la Riera de Arbúcies al acuífero aluvial es, como se ha evaluado anteriormente, un orden de magnitud superior a la correspondiente al Río Tordera. Contrastadamente, las captaciones sólo representan un 20.3% de las salidas, produciéndose la mayor parte de ellas a través del intercambio ríoacuífero (53.8%).

Tabla 1 - Magnitudes medias de los distintos componentes del balance hídrico en el aluvial de la Riera de Arbúcies (en m3/día y porcentage). (*Mean in and out flow magnitudes of the distinct components of the water balance in the Arbúcies River alluvial aquifer; in m3/day and percentage*).

	ENTRADA (m ³ /día)	SALIDA (m ³ /día)	ENTRADA (%)	SALIDA (%)
Almacena- miento	1594±154	1677±391	15.9±1.4	9.3±1.7
Contornos de nivel constante	1713±16	1864±31	16.0±0.5	16.7±0.3
Pozos	0±0	2200±25	0±0	20.3±0.6
Cauce (DRAIN)	0±0	4434±118	0±0	39.0±0.6
Recarga por precipitación	2530±534	0±0	15.0±2.5	0±0
Cauce (STREAM)	5948±130	1609±6	53.1±1.1	14.8±0.4
Total:	11785	11786	100.0	100.0

Por consiguiente, los resultados del modelo numérico de flujo indican que la pérdida de caudal observada en el cauce de la Riera de Arbúcies mantiene el balance hidrológico natural. Éste se halla condicionado por la geometría del propio acuífero, sus propiedades hidrogeológicas y la magnitud de los demás componentes naturales del ciclo hidrológico. Asimismo, las extracciones de agua subterránea ejercen poca influencia en la captura de la escorrentía, dado que los conos de depresión apenas quedan reflejados en las piezometrías correspondientes a los meses de verano (Figura 2).

En este sentido, el uso de los recursos superficiales en cabecera y tramo medio del curso de la riera, derivados mediante canales para uso agrícola o forestal, generan una pérdida importante de caudal que finalmente influye en la dinámica río-acuífero en el tramo inferior. Ello da lugar a la completa pérdida de caudal superficial en períodos de estiaje y, por consiguiente, una disminución de la recarga subterránea. Sin embargo, aunque la simulación mensual del caudal en la propia riera –basada en el algoritmo de la rutina STREAM– muestre una disminución razonable del mismo, las simulaciones realizadas no reproducen la pérdida completa de escorrentía superficial observada recurrentemente en los datos de campo de la época estival (véase la Figura 3 para los datos del año 2010).

Para solventar este desajuste, el período correspondiente a los meses de mayo a septiembre de 2009 (153 días, en total) se simuló con periodicidad diaria. La infiltración y los regímenes de bombeo, basados en datos mensuales, se adaptaron convenientemente y los datos diarios de caudal medio de las estaciones de aforo en ambos cauces se usaron como condición de contorno en la rutina STREAM.

La Figura 5 representa la relación (Q/Q_0) –entre el caudal simulado (Q) en cada celda de la Riera de Arbúcies y el caudal de entrada en la primera celda (Q_0) –, desde ésta hasta la confluencia con el Río Tordera, representado como distancia en el eje horizontal, y para cada simulación a escala diaria, representado como tiempo en el eje vertical. Usando esta reducción temporal, el modelo estima valores de caudal próximos a cero en aquellos períodos (estíos) con valores menores de Q_0 (Figura 5).

En particular, la ausencia de caudal superficial en la parte inferior del curso se obtiene para valores de Q_0 inferiores a 0.1 m³/s. Ello se halla condicionado concretamente por la piezometría del sistema en los días anteriores que regula las pérdidas de caudal por infiltración. Con mayor detalle, valores de caudal iniciales (Q_0) superiores a 0.15 m³/s preservaran hasta un 75% del flujo superficial en la confluencia con el Río Tordera. Por otro lado, valores de Q_0 inferiores a 0.05 m³/s darán lugar a la sequía del cauce en su tercio inferior, aumentando esta distancia a medida que el caudal inicial disminuye. Este último valor constituye el umbral a evitar según el contexto actual de esta cuenca para preservar el caudal y, con él, las funciones ecohidrológicas del río.

Cabe comentar que el caudal de la Riera de Arbúcies muestra un aumento en el primer tercio de su recorrido ($Q/Q_0 > 1$; celdas 20 a 60, Figura 5). Ello se atribuye a la estrechez de la formación aluvial en este tramo; la cual, forzada por la condición de nivel constante definida en el extremo superior del modelo, contribuye al caudal superficial de manera efluente para valores iniciales de Q_0 particularmente bajos. Entendemos que este resultado numérico carece de importancia en el conjunto de la relación río-acuífero.

Finalmente, debe destacarse la importancia en la dinámica hidrogeológica de la extracción de áridos en la formación aluvial del Río Tordera. El rebaje de la cota topográfica ha favorecido el drenaje del acuífero, obligando a utilizar la rutina DRAIN con un valor elevado de la conductancia para alcanzar la representación correcta de los niveles piezométricos. El volumen drenado en este segmento del cauce corresponde pues a un 75% del agua infiltrada desde los cauces (Tabla 1). Este resultado ilustra la importancia del caudal entrante por infiltración de la escorrentía superficial de la Riera de Arbúcies en la preservación del equilibrio hidrológico no sólo de la zona de estudio, sino también en relación a los caudales del curso bajo de la Tordera que se inicia en las cercanías de Hostalric.



Figura 5 – Relación Q/Q_0 en la Riera de Arbúcies usando los valores iniciales de caudal medio diario, según el gráfico de la izquierda. Léase el texto para la explicación de los ejes en la figura de la derecha. (Ratio Q/Q_0 along the Arbúcies Creek using mean daily discharge from May 1, to September 30, 2009. Horizontal axis represents distance downstream by means of the stream cells of the model. Vertical axis corresponds to time (days) as stress period. Graph at the left indicates the daily mean flow (Q_0) for each stress period.)

Estas observaciones evidencian los efectos perdurables de la extracción de áridos sobre el flujo subterráneo: facilitan la pérdida de recursos aumentando la escorrentía superficial mediante una relación río-acuífero efluente y disminuyen el volumen de recursos almacenado, tanto por reducir el volumen de acuífero en distintos metros de cota (Figura 6) como por favorecer la relación efluente mencionada.



Figura 6 – Antiguo pozo abierto en el acuífero aluvial. La extracción de áridos en la llanura aluvial alrededor del mismo dio lugar al descenso de la cota topográfica en unos 6 m. (Old well located in the alluvial aquífer. Gravel mining in the alluvial plain produced a topographic decrease estimated in 6 m.)

4. DISCUSIÓN

Bajo las condiciones actuales reproducidas por el modelo, la infiltración de agua desde el cauce es el principal proceso de recarga del acuífero aluvial y compensa las salidas de flujo por bombeo y por flujo efluente del acuífero hacia el río. En particular, las extracciones actuales no suponen una presión notable para el mantenimiento del caudal superficial de la Riera de Arbúcies dado que sólo representa un 37% de la recarga total procedente de esta riera. En esta comparación que ilustra la importancia de la recarga fluvial, no se considera la recarga por precipitación por lo que este valor se halla sobrestimado. Los regímenes actuales de extracción podrían mantenerse siempre que se garantizaran caudales iniciales adecuados de la riera de entrada a la llanura aluvial.

El caudal de 0.15 m^3 /s permitiría mantener un 75% del mismo en el tramo inferior del cauce. Sin embargo, ello sería aún insuficiente para garantizar el caudal de mantenimiento de 0.205 m^3 /s definido para este tramo (ACA, 2004). Para ello se requeriría un valor inicial de 0.24 m^3 /s, magnitud que sólo se excede un 32% de los días durante el verano, y un 68% a lo largo de todo el año.

Sin embargo, las predicciones climáticas locales alertan de una disminución del caudal del orden de un 11% en la cabecera de las cuencas del Sistema Prelitoral Catalán (Candela et al., 2012). Según los resultados del modelo numérico y atendiendo al objetivo de preservar el caudal de la Riera de Arbúcies en su tramo inferior, la influencia de la escasez de recursos hídricos sobre este sistema permite realizar las siguientes observaciones:

- El mantenimiento de un caudal adecuado en el cauce a la entrada de la formación aluvial implica reducir las derivaciones de caudal superficial en los tramos alto y medio de la riera en una cantidad similar a las reducciones previstas por efectos climáticos (≈11%). Por tanto, la estimación de la demanda en el horizonte de 2050 debería considerar ahorros y asignaciones eficientes de consumo, especialmente en huertos privados y, sobretodo, en los usos forestales del suelo consistentes en plantaciones de chopos (*Populus nigra*), y
- La disminución de la recarga por precipitación también afectará el balance del acuífero, que deberá compensarse mediante pérdida de caudal de los cauces, incrementando la dependencia del equilibrio hidrológico de los recursos superficiales. A la vez, ocurrirá una disminución del nivel freático y, con él, una perdida de recursos subterráneos almacenados. En este caso, los regímenes de bombeo deberían ser revisados. Considerando una precipitación media anual de 840 mm y una evapotranspiración anual media de 540 mm, las variaciones previstas de ambas variables (-22 y +18%, respectivamente) reducirán completa-

mente la recarga neta por aportaciones de lluvia. Dada la configuración geológica del acuífero, ello comportará una mayor pérdida de caudal superficial y de almacenamiento en el acuífero, pues las extracciones para usos humanos continuarán. Estos cálculos aproximados ilustran la vulnerabilidad del sistema en condiciones de escasez hídrica, así como la importancia de la relación río-acuífero en la dinámica del acuífero estudiado.

5. CONCLUSIONES

La modelación numérica del flujo en el acuífero aluvial de la Riera de Arbúcies ha permitido evaluar la importancia del intercambio río-acuífero en el balance hidrológico y, con ello, atribuir mayoritariamente la pérdida observada de caudal superficial a la dinámica natural del sistema.

En el futuro, la gestión de los recursos hídricos en la cuenca deberá considerar ineludiblemente la limitación de las derivaciones de caudal a través de canales en cabecera y tramo medio del curso a fin de garantizar el caudal mínimo que mantenga la dinámica influente del cauce y, con ello, preservar las funciones ecohidrológicas en el curso inferior de la riera. Un aumento de las extracciones de aguas subterráneas en el acuífero aluvial modificaría negativamente la situación actual.

La modelización de la respuesta del caudal en períodos futuros de escasez, según las predicciones asociadas al cambio climático, aporta claves para la gestión hidrológica; por ejemplo, qué valores de caudal deberán preservarse para mantener las funciones ecohidrológicas del sistema y la recarga apropiada de sus reservas subterráneas. Análisis predictivos, como la modelización numérica del flujo en sistemas hidrológicos, son herramientas válidas para definir procesos y elaborar estrategias de adaptación a los nuevos escenarios globales.

6. AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por la Agència Catalana de l'Aigua. Su desarrollo también se ha beneficiado del proyecto MCI-CGL2011-29975-c04-04; así como de la experiencia en las tareas realizadas en el contexto del *Observatori de la Tordera* (http://www.observatoritordera.cat/). Los autores agradecen a J. Massana su contribución en el cálculo de la recarga neta asociada a la precipitación.

7. REFERENCIAS

- ACA (2004). Pla sectorial de cabals de manteniment de les Conques Internes de Catalunya. Website: http://aca-web.gencat.cat/aca. Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya.
- ACA (2011). Consulta de datos Redes de Control. http://acaweb.gencat.cat/aca. Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya.
- ACA-UdG (2011). Projecte Hidrogeològic per a l'aqüífer al·luvial de la Riera d'Arbúcies. Agència Catalana de l'Aigua y Universitat de Girona. Inèdito.
- Allen, D.M., D.C. Mackie y M. Wei (2004). Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia. *Hydrogeology Journal*, 12(3), 270-290
- Barrera-Escoda, A. y J. Cunillera (2011). Climate change projections for Catalonia (NE Iberian Peninsula). Part I: Regional climate modeling. *Tethys*, 8, 75-87.
- Calbó, J. (2010). Possible Climate Change Scenarios with Specific Reference to Mediterranean 20 Regions". In: Sabater S., y D. Barceló, eds. Water Scarcity in the Mediterranean: Perspectives 21 Under Global Change, Handbook of Environmental Chemistry, 8, 1-13. Springer-Verlag.
- Calbó, J., A. Sánchez-Lorenzo, J. Cunillera y A. Barrera-Escoda (2010). Projeccions i Escenaris de futur. In: Llebot, J.E. (ed.) 2n Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya. Generalitat de Catalunya i Institut d'Estudis Catalans, pp. 183–239.
- Calbó, J., A. Sánchez-Lorenzo, A. Barrera-Escoda y J. Cunillera (2012). Climate change projections for Catalonia (NE Iberian Peninsula). Part II: integrating several methodologies. *Tethys*, 9, 13-24.
- Candela, L, K. Tamoh, M. Gómez, G. Olivares, E. Pla, D. Pascual, J. Retana y J. Terradas (2011). Com seran les masses d'aigua? In: Project ACCUA: Adaptacions al Canvi Climàtic en l'Ús de l'Aigua. CREAF – Obra Social CatalunyaCaixa, p.116-134. Website: http://www.creaf.uab.cat/accua/

- Cooper, D.M., W.B. Wilkinson y N.W.. Arnell (1995). The effects of climate changes on aquifer storage and river baseflow. *Hydrological Sciences Journal*, 40(5): 615-631.
- Folch, A., A. Menció, R. Puig, A. Soler y J. Mas-Pla (2011). Groundwater development effects on different scale hydrogeological systems using head, hydrochemical and isotopic data and implications for water resources management: the Selva basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 403, 83-102.
- Gleeson, T., Y. Wada, M.F.P. Bierkens y L.P.H. van Beek (2012). Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, 488: 197–200.
- ICC (2006). *Mapa geològic comarcal de Catalunya. La Selva.* E. 1: 50,000. Generalitat de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques; 2006. http://www.igc.cat
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007). *Climate Change* 2007. Cambridge University Press, Cambridge.
- Mas-Pla, J., E. Font, O. Astui, A. Menció y A. Pérez-Paricio (2012) Tracing stream leakage towards an alluvial aquifer in a mountain basin using

environmental isotopes. *Applied Geochemistry*. DOI: 10.1016/ j.apgeochem.2012.10.016.

- Harbaugh, A.W., E.R. Banta, M.C. Hill y M.G. McDonald (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.
- Pla, E., D. Pascual, J. Retana, J. Terrades, L. Candela, K. Tamoh, M. Gómez y G. Olivares (2012). Com será el clima? ? In: Project ACCUA: *Adaptacions al Canvi Climàtic en l'Ús de l'Aigua*. CREAF – Obra Social CatalunyaCaixa, p.116-134. Website: http://www.creaf.uab.cat /accua/, p. 93-103.
- Rodríguez, L.B., P. Cello y C.A. Vionnet (2006). Modelling stream-aquifer interactions in an island shallow aquifer, *Hydrogeology Journal*, 14(4): 591-602.
- Schlumberger Water Services (2000). Visual MODFLOW Professional. Dynamic Groundwater Flow and Contaminant Transport Modeling Software. User's Manual v4.3. Ontario.

Tolerancia del almajo a la inundación en la marisma del Parque Nacional de Doñana Tolerance of Arthrocnemum macrostachyum in the wetland of Doñana National Park

J. I. García Viñas⁽¹⁾, J. C. Robredo Sánchez⁽²⁾, A. Gastón González⁽¹⁾, P. Huelin Rueda⁽²⁾, C. de Gonzalo Aranoa⁽²⁾, J. A. Mintegui Aguirre⁽²⁾ ⁽¹⁾EUIT Forestal, Ciudad Universitaria s/n, 48040, Madrid, juanignacio.garcia@upm.es

⁽¹⁾EUIT Forestal, Ciudad Universitaria s/n, 48040, Madrid, juanignacio.garcia@upm.es
⁽²⁾ETSI Montes, Ciudad Universitaria s/n, 48040, Madrid

SUMMARY

The effect of occasional extreme perturbations is an important element for the knowledge of species distribution changes and population dynamics. The wetland system of Doñana National Park undergoes incidental events of extreme floods, which cause outstanding population mortality cases for the less inundation-tolerant species. This paper shows a flooding-survival analysis of Arthrocnemum macrostachyum (Moric.) Moris based on an extreme event that took place during the 2009-2010 hydrological period. A sample of 1,230 plants, distributed in 3 areas with different hydroperiod patterns, was directly collected in field, taking measures of height and vitality (alive or dead individual). The number of days per year was assessed for each plant considering several percentages of immersed height. The data were analysed using a penalised logistic regressions and the goodness of fit was estimated using the Akaike's information criterion. The results show that the survival rate decreases significantly according to the combination of two hydroperiod variables: inundation height and inundation days. Moreover, mortalities start to occur in a noticeable way without reaching the complete immersion of plants.

1. INTRODUCCIÓN

La marisma del Parque Nacional de Doñana (PND) es una zona húmeda que se extiende por casi 30.000 ha distribuidas entre las provincias de Huelva y Sevilla. Se encuentra prácticamente desconectada de la influencia mareal y su régimen hidrológico depende fundamentalmente del agua aportada por los cauces tributarios que modulan una alternancia intraanual, típicamente con un periodo húmedo y un periodo seco, de longitudes variables según pequeñas diferencia de cota. Esta variabilidad condiciona la presencia de un gradiente de vegetación perenne que discurre desde las comunidades más exigentes en agua, en las partes bajas, a las menos exigentes, en las áreas de cotas más elevadas. En las zonas más altas, entre la cota 1,582 y 1,837 m, en las que lámina de agua permanece entre 36 y 83 días y hay un calado medio de 12,8 cm, domina principalmente la comunidad de almajo (Arthrocnemum macrostachyum) (Garcia Viñas et al. 2004b; García Viñas et al. 2005).

No obstante el patrón típico anual de períodos húmedo y seco no siempre se presenta. Hay variaciones interanuales en los que se presentan años secos, con prácticamente ausencia de lámina de agua y años muy húmedos, en las que las zonas de menor cota llegan presentar una lámina de agua algo más de 11 meses y las de mayor cota pueden llegar a estar cubierta de agua durante un breve periodo.

En estos años extraordinarios muy húmedos, en su mayor apogeo de inundación, la lámina de agua queda prácticamente confinada por un muro continuo de tierra (de cota algo superior al levé natural del rio Guadalquivir) y los límites natural de las arenas de la zona de dunas y las cotas más altas del norte de la marisma.

Estos episodios extraordinarios tienen diferentes efectos sobre las plantas. En algunos casos pueden ser negativos cuando hay una prolongada expansión de la lámina de agua en las áreas de cotas más elevadas, donde se encuentran las comunidades vegetales menos tolerantes a la inundación. En este artículo se trata uno de estos casos, el del año hidrológico 2009-10, en los que las plantas típicas de las zonas más altas fueron afectadas por un cierto grado de inmersión durante un periodo especialmente prolongado. La inmersión en agua de las plantas terrestres tiene unos efectos conocidos en los procesos de fotosíntesis y respiración aeróbia que pueden provocar su muerte (Mommer et al., 2005). Sus influencia depende de la frecuencia, intensidad, turbidez y de ciertas características químicas del agua (Vervuren et al., 2003).

En el año hidrológico 2009-10 tuvieron lugar en el bajo Guadalquivir un conjunto de eventos muy seguidos de abundantes precipitaciones que derivaron en un aumento de los caudales tributarios. El período de lluvias comenzó el 16 de diciembre. Hasta entonces apenas habían caído 70,5 mm. A partir de ese día se recogieron 600 mm en 83 días de los que tan solo hubo 17 días sin lluvia, que supone un 80% de días de lluvia en dicho periodo (Urdiales et al., 2010). Como consecuencia el agua alcanzó la cota máxima de 2,28 m, lo que supuso el 98,7% de la superficie de la marisma inundada (Urdiales et al., 2010) y en general un hidroperiodo prolongado con calados de agua muy elevados (figura 1). La lámina de agua se llego a extender de forma muy prolongada incluso en las zonas más altas. Cuando se fue retirando se pudieron observar extensas zonas de comunidades vegetales de almajo con diferentes grados de afección, que variaban entre unas con prácticamente todas las plantas desfoliadas, como muertas, y otras con todas sin daños. Este episodio de sobreinundación estuvo acentuado por el efecto del mencionado muro de tierra (Urdiales et al., 2010) que bordea el contorno este y sur de la marisma del PND, debido a que su cota de 2,5 m, es algo mayor que la del levé natural del río Guadalquivir, que está entorno a los 2,0 m (Mintegui y Robredo, 2001).



Figura 1 - Variación temporal de la altura de agua en metros en la estación de seguimiento E28 durante el año hidrológico 2009-10. (Temporary variation of water height (m) in the monitoring station E28 during the 2009-2010 period).

2. OBJETIVO

Identificar los factores del hidroperiodo que determinaron la supervivencia o mortandad de los almajos a partir de los daños observados en el año hidrológico 2009-10.

3. MATERIAL Y MÉTODOS

Se diseñó un sistema de muestreo utilizando como base la red de nivelación de la marisma del Parque Nacional de Doñana (Mintegui y Robredo, 2001) sobre la que se apoyó un retículo cuadrado de 200 m de lado. En sus nodos se constituyeron puntos de parcelas. Las parcelas se eligieron de forma dirigida a modo de transeptos (figura 2) procurando reflejar gradientes de efecto de la inundación desde puntos que presentaban la totalidad de plantas vivas hasta los que mostraban la totalidad de plantas muertas.

En cada parcela se tomaron 3 tipos de datos como mínimo en las 10 plantas más próximas al centro de la parcela. Las variables fueron: a) altura de la planta (en centímetros), b) estado (se asigno el carácter vivo, cuando al menos había una ramilla con hojas verdes, o muerto, cuando ninguna ramilla estaba con hojas verdes) y c) cota, estimada mediante un sistema GPS diferencial (modelo Leica 1200) con precisión de centímetro. En total se tomaron datos en 106 parcelas y 1.233 plantas.

Posteriormente, cada una de las parcelas se asoció a una zona de comportamiento del hidroperiodo homogéneo, de acuerdo con el procedimiento del seguimiento hidrológico del Parque Nacional (zonas 2, 4 y 5 de la figura 2). Cada zona se vinculó con una escala automática (de cota conocida) de la Infraestructura Científica y Tecnológica (ICTS) de la Estación Biológica de Doñana del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que registra el calado medio diario de agua en centímetros (h_E en la figura 3). La altura de agua en el centro de la parcela (h_x) es estimó teniendo en cuenta el calado medio diario de agua en la escala (h_E), la cota de la escala (z_E), y la cota de parcela (z_x), mediante la ecuación h_x = h_E + z_E - z_x (figura 3).



Figura 2 -. Situación de la marisma del Parque Nacional de Doñana, junto con su división en zonas de comportamiento hidrológico homogéneo y localización de las parcelas de muestreo. (Location of the Doñana National Park wetland, along with the zonal division according to homogeneous hydrological pattern, and situation of sample plots)

Se estimó la probabilidad de supervivencia de las plantas en función del número de días de inundación usando regresión logística penalizada. Se aplicó penalización para reducir el riesgo de sobreajuste (Gastón y García-Viñas, 2011). La penalización consiste en reducir los grados de libertad efectivos del modelo, consiguiendo así el mismo efecto que si se redujeran el número de parámetros estimados (ya sea reduciendo número de variables independientes o limitando la flexibilidad de la curva de regresión). Para conseguirlo se reducen los coeficientes de regresión originales según un coeficiente de penalización, obteniendo un modelo sesgado para la muestra de entrenamiento, pero que obtendrá mejores resultados cuando se aplique a nuevos datos. La cantidad óptima de penalización se determina en cada caso, tanteando diferentes valores y comparando con una versión modificada del índice de información



Figura 3 - Esquema de traslación de la altura diaria de agua desde la escala de referencia a la parcela y representación de sus hidroperiodos. Donde h_E es la altura de agua en la escala, z_E la cota de la escala, h_x la altura de agua en el punto central de la parcela y z_x la cota del punto central de la parcela. (Sketch of water height daily translation on the plot reference scale and representation of its hydroperiods (h_E: water height on the scale; z_E: scale elevation; h_x: water height at the plot central point; z_x: elevation of the plot central point)

Se ajustó un modelo de regresión logística para cada uno de los cinco porcentajes de altura de planta sumergida. La bondad de ajuste de cada modelo se estimó usando el índice de información de Akaike, para identificar el porcentaje de altura de planta sumergida que mejor explica las diferencias observadas de supervivencia.

Los cálculos se realizaron usando las funciones lrm y pentrace de la librería rms del entorno de cálculos estadístico R (R Development Core Team, 2011; HarrelL, 2011).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El tamaño de las plantas analizadas osciló en los 15 cm y los 126 cm de altura, con un valor medio de 63 cm (Tabla 1), practicamente el mismo valor que se puede deducir de los datos de García Viñas et al. (2005).

La muestra analizada se distribuyó en el intervalo de cota entre 1,250 m y 1,940 m, que se incluye en el hábitat central del almajo en el PND y en la parte de los habitat marginales menos próximos definidos por García Viñas et al. (2005). El 66 % de las plantas analizadas estaban vivas y el 34 % muertas.

En la Tabla 1 se muestran los principales resultados. Una parte de la muestra nunca llegó a estar completamente sumergida (DC100=0 días) y otra lo estuvo durante un tiempo muy prolongado que se estimó en algo más de 5 meses y medio (DC100=166 días). Todas las plantas estuvieron un intervalo con una lámina de agua superior a la estimada si se compara con la establecida para el habitat central (entre 36 y 83 días, según García Viñas et al., 2005 y García Viñas et al. 2004), ya que con un 20 % de su altura sumergida estuvieron como mínimo durante algo más de mes y medio (DC20=47días) y otras hasta algo más de 6 meses (DC20=186 días).

Tabla 1 - Principales resultados del análisis estadístico de los datos de los almajos de las parcelas. La talla de la planta en centímetros. DC100: días con el 100 % de la talla sumergida; DC80: días con el 80 % sumergida; DC60: días con el 60 % sumergida; DC40: días con el 40 % sumergida; DC40: días of data related to Arthrocnemum individuals occurring within plots. Plant height, in cm. DC100: days of 100% height immersion; DC80: days of 80 % height immersion; DC60: days of 60 % height immersion; DC40: days of 40 % height immersion; DC20: days of 20 % height immersion)

	Talla de la planta	DC100	DC80	DC60	DC40	DC20
Mínima	15	0	0	0	7	47
1 ^{er} Cuartil	50	0	21	61	79	113
Mediana	63	15,00	51,00	78,00	105,00	134,00
Media	65	28,32	50,24	76,46	103,00	128,10
3 ^{er} Cuartil	79	50	69	92	130	148
Máxima	126	166	171	177	181	186

Las curvas de probabilidad de supervivencia generadas mediante regresión logística para 5 porcentajes de altura de inundación de las plantas (DC20, DC40, DC60, DC80 y DC100%), se muestran en la figura 4. En ella se puede observar que la combinación creciente de días de inundación y porcentaje de la altura de la planta cubierta de agua disminuyen la probabilidad de supervivencia. Con una lámina media de agua de pequeño calado relativo, que no sobrepase el 20 % de la altura de la planta, y hasta 75 u 80 días, la probabilidad de supervivencia de la planta es muy alta (aproximadamente 1). Este resultado es coherente con el intervalo del hábitat central con lámina de agua para el almajo determinado por García Viñas et al. (2005).



Figura 4 - Curvas de probabilidad de supervivencia en relación a los días de inundación según diferentes porcentajes medios de altura de la planta sumergida. DC100 : días con el 100 % de la talla sumergida; DC80: días con el 80 % sumergida; DC60: días con el 60 % sumergida; DC40: días con el 40 % sumergida; DC20: días con el 20 % sumergida. (Survival probability curves according to inundation days for different immersed plant average height percentage. DC100 : days of 100% height immersion; DC80: days of 80 % height immersion; DC40: days of 40 % height immersion; DC40: days of 40 % height immersion; DC20: days of 20 % height immersion)

Entre el 60 y 80% de la altura de la planta sumergida es cuando el modelo explica mejor la supervivencia de las plantas en función

de la duración de la inundación (mejores valores del índice de Akaike). La probabilidad de supervivencia de 0,5 se alcanza entre los 80 y 60 días con lámina de agua.

Si se alcanza el 100 % de la altura de la planta sumergida se produce un rápido y casi uniforme descenso de la probabilidad de supervivencia. Con unos 40 días con un calado medio que sumerja completamente la planta la probabilidad de supervivencia se sitúa entorno a 0,5.

5. CONCLUSIONES

La relación entre el intervalo de días de inundación en combinación con la altura de agua y la altura de la planta son determinantes en la supervivencia del almajo. Su muerte se puede producir por una prologación excesiva de la permanência de la lámina sin que sea necesario el que la planta esté completamente sumergida. La combinación creciente de días de inundación y porcentaje de la altura de la planta cubierta de agua disminuyen la probabilidad de supervivencia. Cuando el calado de la lámina de agua sumerge entre el 60 y 80 % de la planta, se alcanzan los valores más críticos en relación a prolongación del periodo de inundación y de tolerancia a la supervivencia del almajo.

La presencia del muro artificial que recorre el margen este y sur de la marisma, que permitió que en el año 2009-10 se alcanzara un calado superior al que hubiera permitido el levé natural del río Guadalquivir, influyó negativamente en la supervivencia del almajo, al favorecer la extensión del periodo de inundación y un mayor calado en las cotas más altas, propias del dominio del almajo.

6. REFERENCIAS

- García Viñas J. I., Mintegui Aguirre J. A., Robredo Sánchez J. C. (2005): La vegetación en la marisma del Parque Nacional de Doñana en relación con su régimen hidráulico. Serie Técnica. Organismo Autónomo Parques Nacionales. 297 p.
- García Viñas J. I., Mintegui Aguirre J. A., Robredo Sánchez J.C. (2004a): Propuesta de tres parámetros hidráulicos para el análisis del comportamiento de la vegetación en áreas de marisma, Resumos 4^a Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, Figueira da Foz (Portugal) 3-7 de fevereiro 2004, Sección 13-2: Hidrología, pp. 719-720.
- García Viñas J. I., Mintegui J. A., Robredo J.C. (2004b): Relation between the hydroperiod and vegetation dynamics in wetland areas. Application to Doñana National Park (Spain).IAHR-UPM Congress, Proceedings of Fifth International Symposium on Eco-hydraulics, September 12-17, 2004, Aquatic Habitat: Analysis & Restoration, Madrid (Spain), Vol. 1, pp 257-261
- Gastón A., García-Viñas J. I. (2011): Modelling species distributions with penalised logistic regressions: a comparison with maximum entropy models. Ecological Modelling vol 222: 2037-2041.
- Harrell F. E., (2001): Regression Modeling Strategies: With Applications to Linear Models, Logistic and survival análisis. Springer. 579 p. Mintegui Aguirre J. A., Robredo Sánchez J. C. (2001): Bases para la elaboración de un
- Mintegui Aguirre J. A., Robredo Sánchez J. C. (2001): Bases para la elaboración de un modelo del terreno en la Marisma del Parque Nacional de Doñana. Serie Técnica. Organismo Autónomo Parques Nacionales. 244 p.
- Mommer L., Visser E. J. W. (2005): Underwater Photosynthesis in Flooded Terrestrial Plants: A Matter of Leaf Plasticity. Annals of Botany nº 96: 581–589.
- Urdiales Alonso, C., García Díaz, D., Valero Lancho, A. Y Fernández Palacios, J.M. (2010): Seguimiento de la inundación en la marisma de Doñana: resultados del ciclo 2009/2010 y efecto del dique de la Montaña del Río en el proceso de inundación. En: Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (Eds.), Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla. Sevilla. Pp. 1.146-1.156.
- Vervuren P. J. A., Blom C. W. P. M, De Kroon H. (2003): Extreme flooding events on the Rhine and the survival and distribution of riparian plant species. Journal of Ecology nº 91, pp135-146.

Simulación numérica del flujo subterráneo en una explotación minera a cielo abierto sobre una formación carbonatada utilizando MODFLOW y FEFLOW. *Groundwater numerical simulation in an open pit mine in a limestone formation using MODFLOW and FEFLOW*.

Lorena Álvarez-Álvarez⁽¹⁾ Ramón Díaz-Noriega⁽²⁾ José Paulino Fernández-Álvarez⁽³⁾

⁽¹⁾Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. lorena@hydrogeophysicsndt.com

⁽²⁾Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. <u>ramon@hydrogeophysicsndt.com</u>

⁽³⁾Departamento de Explotación de Minas. Área de investigación y prospección de yacimientos.

Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias, España. pauli@uniovi.es

SUMMARY

Groundwater is an important technical difficulty regarding the feasibility of open pit mines. An example, shown here, is a complex limestone formation quarry in North Spain. Numerical groundwater simulations help to quantify the problem. Here we present the development and results of a numerical model for this aquifer, using both FEFLOW (finite elements) and MODFLOW (finite differences). Differences in approach and implementation are detailed. The results match reasonably well the measured flows and have allowed simulation of practical scenarios of immediate interest. Furthermore, the model gives additional information regarding the location of a groundwater divide and proposes a permeability zonation, dependent of the degree of fracturing. This zonation is able to explain the spatially localized groundwater measured flows and is consistent with other observations.

1. INTRODUCCIÓN

La utilización de modelos numéricos de flujo subterráneo aplicados a minería ha aumentado considerablemente en la últimas décadas (Rapantova et al., 2007; Atkingon et al., 2010). Las diferentes aplicaciones de estos modelos se basan principalmente en la gestión de agua de mina (Rapantova et al., 2007; Myers, 2009) o en la subsidencia producida por efectos de minería, como en Booth y Greer (2011).

Los códigos de simulación más utilizados en el campo de hidrogeología son MODFLOW, desarrollado por United States Geological Survey –USGS-, (McDonald y Harbaugh, 2003; Schlumberger Water Services, 2009), y FEFLOW, realizado por el Instituto para la Planificación de los Recursos del Agua e Investigación de Sistemas -WASY GmgH-, (Trefry y Muffels, 2007; Diersch, 2009).

Los modelos hidrogeológicos además de ser utilizados como modelos de predicción, también pueden utilizarse como modelos interpretativos (Anderson y Woessner, 1992). La integración de todos los datos disponibles en un modelo hidrogeológico permite la comprensión cabal de diferentes fenómenos hídricos localizados y además puede proporcionar datos adicionales de gran interés como, tal como se muestra en este trabajo, diferentes parámetros de explotación.

En este estudio se realiza una modelización hidrogeológica de una explotación minera a cielo abierto, con un problema importante de afluencia de agua subterránea que pone en cuestión la viabilidad de la explotación. Se utilizan en este caso los dos códigos de simulación MODFLOW y FEFLOW, realizando simulaciones cruzadas, consistentes en implementar el mismo modelo de simulación en los dos programas y comparar los resultados numéricos obtenidos. La información de carácter práctico que aportan las simulaciones resuelve los objetivos definidos en el estudio pero, además, la modelización aporta información sobre parámetros de explotación útiles, como la estimación del rango admisible de potencias de la capa explotada.

Siguiendo el protocolo de modelización (Anderson y Woessner, 1992), primeramente en el apartado 2 se realiza una caracterización del área de estudio y se definen los objetivos de la modelización. El cálculo del balance hídrico con la determinación de sus componentes se muestra en el apartado 3. La elección de los códigos de simulación y su metodología; la conceptualización del modelo, donde se detallan las simplificaciones asumidas junto con las condiciones de contorno utilizadas; la implementación en los diferentes simuladores y las calibraciones y análisis de sensibilidad realizados se detallan en el apartado 4. Los resultados de las simulaciones y las conclusiones de este estudio se definen en los dos últimos apartados de este documento.

2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.

En la costa norte de España, en la región de Asturias, se localiza una explotación minera a cielo abierto con un problema de afloramiento de agua subterránea, que produce encharcamientos e incluso inundaciones en periodos lluviosos, haciendo imposible la explotación de estos niveles en periodos de tiempo considerables.

El área se caracteriza geológicamente por una gran estructura consistente en un pliegue sinclinal con cierre periclinal, con estructuras menores asociadas principalmente al flanco sureste. La columna se compone de materiales devónicos y carboníferos, que de muro a techo se identifican como Arenisca de Naranco, Caliza de Candás, Arenisca de Candás, Caliza de Montaña y una sucesión turbidítica. Aparecen discordantes materiales dolomíticos y triásicos (Figura 1). Las areniscas aflorantes son materiales de muy baja permeabilidad y los materiales carbonatados constituyen sistemas kársticos desarrollados, caracterizados por las heterogeneidades locales que presentan (Llopis, 1970).

La hidrología del área de estudio, delimitada por la divisoria topográfica de aguas y el borde contacto con el mar, se caracteriza por un sistema de arroyos, en los que se han realizado aforos diferenciales, cuantificando de esta manera, la escorrentía superficial y la infiltración de los mismos.

Dentro de esta área de estudio se han inventariado un total de 67 puntos de agua, consistentes en manantiales, pozos y sondeos, de los cuales, por su situación y accesibilidad se han utilizado 9 para la toma de datos piezométricos (Figura 1).

Los datos meteorológicos se han obtenido a partir del estudio de las series temporales de 6 estaciones meteorológicas, realizando correlaciones cruzadas entre ellas para conseguir una serie temporal completa desde los años 30 hasta la actualidad.

La explotación minera a cielo abierto ocupa una extensión de $84 \cdot 10^4 \text{ m}^2$; el sistema de explotación empleado es el de bancos y bermas, estableciéndose bancos de 18 m y taludes de 72°. La geometría de los diferentes frentes está en constante cambio debido al avance de explotación de la cantera, con una tasa de cambio de un 15% anual, constituyendo una dificultad añadida a la modelización, ya que es necesaria la modificación de ésta con el tiempo.



Figura 1 – Mapa geológico delimitado por la divisoria de aguas y borde contacto con el mar, en el que se sitúa la explotación minera y los pozos de observación. Cortes longitudinal y transversal y columna estratigráfica (Geological map defined by the watershed divide and sea contact. It is shown the active mine area and the observation wells. See below the longitudinal and transverse sections and the stratigraphic column.)

5. BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico calculado en un año hidrológico, en el que se compensan las variaciones en el almacenamiento, pretende estimar los órdenes de magnitud de sus componentes con sus correspondientes márgenes de error (Tabla 1).

La componente principal de entrada al sistema correspondería a la infiltración de la precipitación, calculada a partir de los datos meteorológicos.

Como componentes de salida se incluyen la evapotranspiración, calculada por medios empíricos a partir de los datos meteorológicos. El volumen de agua de afluencia en la cantera es cuantificado a partir de los datos de los horómetros de las bombas de impulsión instaladas en la explotación. La escorrentía superficial, calculada con las campañas de aforos de los arroyos, supone otra componente de salida.

El borde de contacto con el mar es una incógnita en el cálculo del balance que se pretende resolver con el modelo hidrogeológico para determinar si existe o puede existir, incluso, intrusión marina a la cantera.

 Tabla 1 – Componentes del balance hídrico (Water balance components)

Entradas	
Precipitación	12.288.582 m ³ /año ± 5%
Contacto Mar	? m ³ /año
Salidas	
Evapotranspiración	6.440.357 m ³ /año ± 8%
Afluencia en cantera	$4.046.100 \text{ m}^{3}/\text{año} \pm 15\%$
Escorrentía superficial	1.530.900 m ³ /año ± 10%
Contacto Mar	? m ³ /año

6. MODELIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

En la modelización hidrogeológica de este problema se han utilizado dos códigos de simulación diferentes. Los códigos elegidos son Visual MODFLOW y FEFLOW, estos códigos son de uso común y ampliamente utilizados en el campo de la hidrogeología. La diferencia principal entre ellos es el método numérico que utiliza cada uno para la resolución de la ecuación de flujo. MODFLOW resuelve por el método de diferencias finitas y FEFLOW utiliza el método de elementos finitos.

Para ello, se han realizado simulaciones cruzadas, consistentes en implementar el mismo modelo conceptual en los dos simuladores y mediante los puntos de control considerados realizar una comparativa de resultados. Como puntos de control han sido utilizados los pozos de observación piezométrica, pero además se han comparado los resultados de los pozos de observación numéricos distribuidos en un perfil longitudinal y tres perfiles transversales como se muestra en la figura 2, así como los caudales de afluencia de agua en la cantera, medidos a partir de las bombas de aspiración-impulsión instaladas en el sistema de drenaje de la explotación.



Figura 2 - Puntos de observación. (Observation points).

En la Figura 3 se muestra un ejemplo de comparativa de piezometrías del perfil longitudinal L4-L15 (Figura 2) para la simulación estacionaria. Los puntos de observación numérica L12 y L14 coinciden con los puntos de observación piezométrica K3-CAN-8 y M-2-2, los cuales también se representan en la Figura 3. En la Figura 4 se gráfica un ejemplo comparativo de la solución transitoria de caudales de cantera, resultado de las simulaciones cruzadas realizadas entre los dos simuladores.

El modelo conceptual asume un medio poroso isótropo, heterogéneo y no confinado, en el que la ley de Darcy es válida, asumiendo un medio poroso equivalente.

La geometría en planta que demarca el modelo, abarca toda la cuenca vertiente delimitada por la divisoria de aguas y el borde delimitado por la línea de costa.



Figura 3 –Comparativa de piezometrías. (*Hydraulic heat* comparative.)







La geometría en planta que demarca el modelo, abarca toda la cuenca vertiente delimitada por la divisoria de aguas y el borde delimitado por la línea de costa.

Respecto a la geometría transversal, se extiende el límite demarcado por la geometría en planta, considerando que la divisoria de aguas superficial coincide con la divisoria de aguas subterránea, estableciendo un borde de caudal nulo. El límite inferior del modelo se le atribuye al muro de las areniscas de Naranco, estimando esta formación como una capa de muy baja permeabilidad de gran espesor (500 m), la potencia de esta capa se considera lo suficientemente grande como para considerar que las posibles fracturas desarrolladas a muro y techo en el eje de la estructura sinclinal principal, no están conectadas entre sí, despreciando las entradas o salidas al modelo por este límite.

Las fuentes de recarga en el modelo se realizan a través de dos medios: las precipitaciones y la infiltración de los arroyos existentes.

Existe una diferencia primordial en la condición de contorno necesaria para simular el comportamiento de la zona drenante en la cantera. MODFLOW utiliza una condición de contorno tipo 3 (DRAIN) en la que es necesaria la calibración de un parámetro adicional de conductancia del dren. FEFLOW simula este comportamiento con una condición de contorno tipo 1 con restricción de caudal entrante, es decir, sin introducción de un parámetro adicional.

Las diferencias de implementación y rendimiento de los códigos MODFLOW y FEFLOW se muestran ampliamente desarrollados en Díaz et al. (2012).

La construcción del modelo hidrogeológico ha seguido un proceso sistemático, comenzando la implementación de las condiciones de contorno una a una en una geometría sencilla con unas dimensiones similares a las reales. El siguiente paso ha sido la parametrización de los diferentes materiales dentro de esta geometría sencilla. Finalmente se implementa la geometría y topografía real. Este sistema de construcción aporta una gran solidez al modelo construido.

Las zonaciones de permeabilidad consisten en una K= 0.1 m/d para los materiales triásicos, K=0.01 m/d para la formación dolomítica, K=0.001 m/d para la sucesión turbidítica y la arenisca de Candás, K= 0.01 m/d para la arenisca de Naranco y para las calizas se ha utilizado un K=1 m/d. Los parámetros de almacenamiento rondan el $1 \cdot 10^{-5}$ 1/m para el S_s y porosidades efectivas del 0.2 %.

La discretización espacial se define, en el caso de FEFLOW por 72527 elementos y 10 capas en vertical y en el caso de MODFLOW por una malla de 158 filas y 380 columnas con 21 capas en vertical. En la Figura 5 se muestra la discretización en planta utilizada en los dos simuladores y en la Figura 6 se observa la discretización longitudinal y transversal de ambos simuladores, demarcando en sombreado las zonas pertenecientes a formaciones calizas.



Figura 5 – Discretización espacial. (Spatial discretization.)

Siguiendo el protocolo de modelización, una vez implementado el modelo conceptual en los dos simuladores se procede a la calibración de éste en régimen permanente. Se han tomado los valores medios del conjunto de datos correspondientes al periodo comprendido entre Mayo de 2010 y Abril de 2011 (en el cual se han realizado las campañas de campo) para la calibración.

El análisis de sensibilidad de la calibración se ha realizado para los parámetros de conductividad hidráulica de los materiales, recarga por precipitación e infiltración de los arroyos.

La validación del modelo se ha realizado a partir de los datos correspondientes al bombeo realizado en el periodo de 2003 y la geometría de la cantera correspondiente a este año, obteniendo resultados satisfactorios.

El modelo en régimen transitorio se ha realizado a partir del modelo estacionario configurado. Previo al proceso de calibración se ha realizado un estudio inicial de la influencia y comportamiento de los distintos parámetros que podrían intervenir en el modelo transitorio respecto a las surgencias locales en el área de explotación: precipitación variable mensual, coeficientes de almacenamiento, anisotropía e infiltración de los arroyos.

Al igual que en la calibración del modelo en régimen estacionario se han utilizado los datos referentes al periodo Mayo 2010 – Abril 2011 (distribuidos en este caso en series temporales), para la calibración en régimen transitorio de los parámetros de conductividad hidráulica, recarga e infiltración de los arroyos. En esta calibración se observa un buen comportamiento global del modelo, pero no reproduce el comportamiento real de surgencias locales de la cantera.



Figura 6 -Vista vertical de la discretización de un perfil longitudinal A-B (izquierda) y un perfil transversal C-D (derecha). (Vertical view of the discretization in a longitudinal profile A-B (left) and in a traversal profile C-D (right)).

7. RESULTADOS

La modelización numérica realizada con MODFLOW y FEFLOW ha aportado los resultados que se detallan a continuación, con unas discrepancias de niveles piezométricos menores al 3% y de caudales de cantera menores del 15% entre ambos simuladores. Estos valores de discrepancias se encuentran dentro del error estimado en las mediciones de piezometrías y caudales de cantera.

Escenarios de interés práctico

Los resultados ofrecidos por el modelo numérico estacionario aportan información coherente sobre los datos medidos, permitiendo simular escenarios de interés práctico, como es el caso de la delimitación de los valores máximos y mínimos de afluencia de agua en la cantera, el avance de la misma y la posible canalización del arroyo circundante a ésta. La afluencia de agua se establece a partir de los datos ofrecidos por una zona de balance en el área de explotación que nos muestra el caudal de agua que atraviesa la condición de contorno determinada en esa zona.

Los escenarios de valores máximos y mínimos se obtienen a partir de valores extremos de recarga (calculados a partir de datos máximos y mínimos de precipitación y evapotranspiración obtenidos del estudio meteorológico) y de infiltración de los arroyos, considerando como mínimo la infiltración cero, en periodos en los que los cauces no llevan agua, e infiltración máxima estimada a partir de los aforos diferenciales realizados en las campañas de campo.

En el escenario que considera el avance futuro de la cantera se emplea la geometría de la cantera proyectada para el año 2020, determinada a partir de los planos de labores, con un nuevo frente abierto y con valores medios de recarga e infiltración de los arroyos.

El escenario de canalización del arroyo, nos muestra la reducción de los caudales de cantera a partir de los valores medios de recarga y descartando la infiltración del arroyo circundante como consecuencia de su hipotética canalización.

A partir de los valores medios se acota el caudal máximo (+49%) y mínimo (-62%) de afluencia de agua en la cantera. Un avance de la cantera con la ejecución de un nuevo nivel a cota -53 m.s.n.m. supondría un aumento en los caudales de un 10%, respecto a los actuales de 2010. La canalización del arroyo circundante a la explotación supondría una disminución de un 24% en los caudales de afluencia.

Zonación en el área de explotación

En el estudio geológico realizado se detectaron zonas de alta fracturación, que junto con los tiempos de respuesta de 3 días, resultado de la superposición del hidrograma y el hietograma, insinúan una zonación de permeabilidades en el área de explotación.

La modelización hidrogeológica realizada con una capa de caliza homogénea aporta resultados coherentes con la medida de caudal total de cantera, pero no así con las medidas de caudales locales.

Para poder representar las medidas locales de caudales se hace necesario realizar una zonación de permeabilidades dentro del área de explotación (Figura 7), confirmando de esta manera la existencia de sectores con diferentes propiedades dentro del área de explotación.



permeabilidad asociada

permeabilidad asociada al pliegue anticlinal menor

Figura 7 - Zonación de permeabilidades en la cantera. (Permeability zonation in the quarry).

Espesor de la capa explotada

Un parámetro de explotación muy interesante, resultado de la modelización hidrogeológica, es la determinación del rango de espesores de la capa de caliza que sustenta el acuífero principal.

Para ello se han hecho una serie de simulaciones evaluando las permeabilidades admisibles para diferentes espesores. De esta manera, para un espesor de capa dado se va modificando la conductividad hidráulica de ésta, hasta que los caudales de cantera resultado de las simulaciones sobrepasen los límites de precisión determinados ($\pm 15\%$).

En la Figura 8 se representa la gráfica resultado de estas simulaciones, en la que en el eje de abscisas se representa el espesor de la capa de caliza, acotando el espesor mínimo (datos de sondeos) y máximo de la capa (datos geológicos) por las líneas de puntos verticales. En el eje de ordenadas se representan las discrepancias respecto a la solución calibrada, limitando los márgenes de precisión de ±15% por las líneas de puntos horizontales. Se observa en ella como el rango de permeabilidades admisibles en el modelo corresponde al rango de 0.2 - 0.8 m/d. Pero también se puede utilizar de modo inverso, si se conociese la permeabilidad de la caliza se podría establecer el rango de espesor admisible para la capa, de este modo si ponemos el ejemplo de una k=0.3 m/d el rango de espesores se establecería en 70 - 235 m.

Divisoria de aguas

Se ha determinado una divisoria de aguas subterránea situada entre la cantera y el límite contacto con el mar. Este hecho ha sido confirmado a partir de los datos de campo, con las mediciones de dos puntos de observación localizados en las cercanías de esta divisoria. En la Figura 9 se muestra la localización de la divisoria en trazado discontinuo, las líneas de flujo y la situación de los dos puntos de observación mencionados.







Figura 9 – Posición de la divisoria de aguas. (Groundwater divide position.)

Esta divisoria es la responsable de que no exista un flujo de entrada de masa desde el mar hacia el hueco de la cantera. Su desplazamiento en diferentes situaciones relacionadas con periodos de sequía y el avance en profundidad de la cantera pone de manifiesto la posible intrusión marina hacia el hueco de ésta, puesto que el desplazamiento hacía la línea de costa de esta divisoria deja al descubierto tramos del borde contacto con el mar (línea gruesa de la Fig. 10), produciéndose de esta manera una intrusión de agua de mar hacía la cantera. En la Figura 10 se observa el desplazamiento máximo que sufre la divisoria de aguas.



Figura 10 - Desplazamiento de la divisoria de aguas (*Displacement of the position of the groundwater divide.*)

8. CONCLUSIONES

La modelización hidrogeológica es una herramienta muy útil en las explotaciones a cielo abierto con problemas técnicos relacionados con el agua subterránea aportando información sobre posibles casos extremos, comportamiento del acuífero con el avance de la explotación, mejora del sistema de drenaje instalado y la evaluación de posibles actuaciones para mitigar este problema, como es el caso de la canalización de arroyos circundantes.

Estas modelizaciones hidrogeológicas pueden aportar además información adicional de gran interés como puede ser la determinación de parámetros de explotación útiles en el caso de una explotación minera. El espesor de la capa explotable, la definición de heterogeneidades dentro del área de explotación y la identificación de una divisoria de aguas condicionante de una posible intrusión marina hacia el hueco de la cantera, han sido resultados obtenidos de esta modelización.

9. REFERENCIAS

- Anderson M. P. y Woessner W. W. (1992): "Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport." Academic Press. San Diego. p. 381.
- Atkinson, L. C., Keeping, P. G., Wright, J. C. y Liu, H. (2010): "The Challenges of Dewatering at the Victor Diamond Mine in Northern Ontario, Canada." *Mine Water and the Environment*, 29(2), 99-107.Booth, C. J. y Greer, C. B. (2011): "Application of MODFLOW using TMR
- Booth, C. J. y Greer, C. B. (2011): "Application of MODFLOW using TMR and discrete-step modification of hydraulic properties to simulate the hydrogeologic impact of longwall mining subsidence on overlying shallow aquifers." *Mine Water – Managing the Challenges (IMWA* 2011).
- Díaz, R., Fernández, J.P. y Álvarez, L. (2012): "Estudio comparativo de los simuladores de flujo subterráneo Visual MODFLOW y FEFLOW 6.0". 7^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica.
- Diersch, H. J. G. (2009): "User's Manual. FEFLOW 6.0 (Finite Elements Subsurface Flow and Transport Simulation System)". DHI-WASY GmbH Berlín.
- Llopis, N. (1970): "Fundamentos de Hidrología cárstica". Ed. Blume.
- McDonald, M. G. y Harbaugh, A.W. (2003): "The History of MODFLOW." Ground Water. 41(2), 280-283.
- Myers, T.(2009): "Groundwater management and coal bed methane development in the Powder River Basin of Montana." Journal of Hydrology 368, 178–193
- Rapantova, N., Grmela, A., Vojtek, D., Halir, J. y Michalek, B. (2007): "Ground Water Flow Modelling Applications in Mining Hydrogeology." *Mine Water and the Environment*, 26(4), 264-270.
- Schlumberger Water Services. (2009): "User's manual. Visual MODFLOW 2009."
- Trefry, M.G. y Muffels, C. (2007): "FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool." Ground Water 2007, 525-528

Aplicación de la medición in situ de 222Rn para identificar y cuantificar descargas de agua subterránea en el Río Mundo (Albacete, España)

Use of in situ 222Rn measurement to identify and quantify groundwater discharge into the Mundo River (Albacete, Spain)

Ortega, L.⁽¹⁾, Hornero, J.⁽²⁾ y Manzano, M.⁽¹⁾

Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203, Cartagena. lucia.ortega@upct.es; marisol.manzano@upct.es
 Instituto Geológico y Minero de España, Avda. Miguel de Cervantes 45-5°A, 30009, Murcia, j.hornero@igme.es

SUMMARY

²²²Rn is a radioactive noble gas of lithogenic origin which, due to its frequent concentration in groundwater with respect to surface water, is used as a natural tracer to investigate groundwater-surface water relationships. As it is volatile, in situ measurements are highly advisable. The present work is part of the MICIN research project REDESAC, which develops in several aquifer systems of Spain and Argentina. Among the objectives are the identification and quantification of groundwater discharges to surface water bodies and the identification of groundwater lithological provenance. This work focuses in the first objective and is being carried out in the Alcadozo Groundwater Body (Segura River basin, SE Spain). The aquifer system is mostly formed by carbonated Jurassic formations and it has a complex structure due to intense folding and faulting. The aquifer is underexploited, and the groundwater flow pattern is mostly controlled by the geological structure and the existence of a major drain, the Mundo River, which constitutes the southern official limit of the groundwater body. Along the Mundo River there are two well-known major spring areas, Ayna and Liétor, but the prevalent conceptual model up to now included the possible existence of more discharge zones, either concentrated or diffuse. Among October and November 2011 (dry season)²²²Rn activity was measured in 13 locations along some 47 km of river. Results indicate that within this length it does not appear to be significant discharge zones apart from the already known Ayna and Liétor spring zones, though more intensive measurements should be performed to confirm that. Also, ²²²Rn activities measured in Ayna springs are several times those measured in the Mundo River both upflow and downflow the spring discharge area (55.85 \pm 5.92 pCi·L⁻¹ and 51.62 \pm 5.51 pCi·L⁻¹ in two springs; $<10 \text{ pCi} \cdot L^{-1}$ upflow and downflow Ayna). The groundwater discharge to the Mundo River taking place in autumn and spring in a length of 700 m located in Ayna village has been calculated by means of a ²²²Rn activity mass balance. To characterize the surface flow we used the activities and the water flows measured in two river sections, and to characterize the groundwater we used the activities measured in the Ayna springs. The calculated discharge is very similar in the two surveys, and ranges 238 to 244 $L \cdot s^{-1}$, which means 60 to 70 % of the river flow at those moments.

1. INTRODUCCIÓN

El ²²²Rn es un gas noble radioactivo de origen litológico, con un periodo de semidesintegración de 3,8 días. Forma parte de la cadena de desintegración del uranio y es producto de la desintegración del ²²⁶Ra. Dado su origen litogénico y naturaleza gaseosa, su concentración en aguas subterráneas es de dos a cuatro órdenes de magnitud mayor que en aguas superficiales, lo que permite usarlo como trazador de la existencia de descargas de agua subterránea a cuerpos de agua superficial (Ellins et al., 1990; Cable et al., 1996; Corbett et al., 1997). Además, los recientes avances tecnológicos han permitido automatizar la medición de la concentración de ²²²Rn en agua obteniendo resultados en campo en unos minutos (Burnett et al., 2001; Cook et al., 2003; Dulaiova et al., 2005; Burnett et al., 2010).

El presente estudio se ha realizado en la Masa de Agua Subterránea (MAS) Alcadozo (cuenca del Segura, SE España) (Figura 1). Es un sistema acuífero principalmente carbonatado de edad jurásica, con una estructura compleja por estar afectado por múltiples pliegues y fracturas. La MAS Alcadozo está en régimen natural y el sistema de flujo subterráneo está controlado por la estructura geológica y por la existencia del río Mundo, dren situado a lo largo de todo el límite S oficial de la MAS. En el río Mundo la descarga está concentrada en los manantiales ubicados en las poblaciones de Ayna y Liétor, pero en el modelo conceptual de trabajos anteriores (Hornero, 2010) se ha barajado la posible existencia de otras descargas. Sin embargo, el hecho de que la composición química de las aguas de los manantiales de la zona de Ayna, del río Mundo y del arroyo de Bogarra sea bastante homogénea (Hornero et al., 2012), ha impedido usar la composición química como trazador de la descarga de agua subterránea. Esta razón ha inducido a buscar otras técnicas, en este caso el ²²²Rn.

En el marco del proyecto REDESAC se ha utilizado el ²²²Rn con un doble objetivo: identificar la posible existencia de descargas de agua subterránea al Río Mundo, concentradas o difusas, fuera de las zonas ya conocidas de antiguo (manantiales de Ayna y Liétor) y evaluar la utilidad del ²²²Rn para cuantificar descarga de agua subterránea. Este trabajo es continuación de otros realizados en los últimos años por el IGME y la Confederación Hidrográfica del Segura en esta MAS (ITGE, 1990; IGME-CHS, 2009; CHS, 1998; CHS-MMA, 2007).

2. ZONA DE ESTUDIO

La MAS Alcadozo tiene una superficie de 521 km² y se sitúa al SE de la provincia de Albacete (Figura 1). El límite N es la divisoria de aguas con la cuenca del Júcar, el límite S es el río Mundo y los límites O y E son otras masas de agua subterránea. El sistema acuífero está formado principalmente por calizas y dolomías del Jurásico, aunque tiene escamas de Triásico intercaladas. Su estructura es compleja debido a una tectónica en escamas que es resultado de procesos de plegamiento y fracturación. Las explotaciones son poco significativas y el acuífero funciona en régimen de flujo natural. Las descargas principales conocidas hasta presente estudio están concentradas en manantiales, el principalmente en las poblaciones de de Ayna y Liétor (Figura 1), siendo esto consecuente con el modelo conceptual de flujo regional actual, que indica una dirección y sentido general desde el noroeste hacia el este y sureste (Hornero, 2010).



Figura 1 - Localización y contexto geológico de la MAS Alcadozo. (Location and geological context of the Alcadozo aquifer.)

La serie estratigráfica está constituida principalmente por arcillas, arenas y yesos del Triásico en facies Keuper; dolomías, calizas y margas del Jurásico y calizas, dolomías y conglomerados del Cretácico. Localmente hay margas, areniscas y conglomerados del Mioceno y depósitos aluviales y conglomerados del Cuaternario. Los sedimentos del Triásico forman la base del sistema acuífero, y la tectónica y la red de flujo favorecen las descargas al río.

3. METODOLOGÍA

Durante noviembre de 2011 y mayo de 2012 se llevaron a cabo varias campañas de campo en la MAS Alcadozo en las cuales se tomaron muestras para análisis químicos e isotópicos en aguas superficiales (9 muestras en ríos y arroyos) y aguas subterráneas (4 muestras en manantiales), y se realizaron mediciones in situ de conductividad eléctrica (CE), pH, temperatura, alcalinidad y actividad de ²²²Rn. La caracterización de la actividad de ²²²Rn en aguas subterráneas y superficiales se llevó a cabo realizando medidas puntuales de ²²²Rn en sondeos, manantiales y ríos, y también mediante mediciones de ²²²Rn a lo largo de perfiles en ríos. En el presente estudio sólo se muestran los resultados de mediciones puntuales en ríos y manantiales.

Para la identificación de posibles descargas de agua subterránea al río Mundo fuera de las dos zonas principales conocidas se realizaron medidas puntuales de ²²²Rn en 13 lugares ubicados a lo largo de aproximadamente 47 km (Figura 2).

Las medidas ²²²Rn en agua se llevaron a cabo in situ utilizando el espectrómetro de masas portátil RAD 7, de Durridge Co. (MA, USA). La extracción del gas ²²²Rn se hizo mediante un cilindro intercambiador que se conecta al espectrómetro formando un circuito de aire cerrado. Este método permite hacer un seguimiento continuo de la concentración de ²²²Rn en agua. El límite de respuesta teórico es de aproximadamente 10-15 minutos para una respuesta al 95 %, impuesto por el periodo de semidesintegración del ²¹⁸Po (hijo del ²²²Rn) de 3,1 min. (Dulaiova et al., 2005). Otros procesos tales como el caudal de agua que entra al intercambiador, la velocidad de transferencia de radón desde el agua al aire, que a su vez depende del

tamaño de la gota de agua y la eficiencia de aireación, y/o el volumen del bucle de aire, son factores que pueden influenciar este límite de respuesta, por lo que cada medición puntual tuvo una duración de 1 h, estableciendo así un margen de incertidumbre menor en cada medición. Además, la relación concentración 222 Rn_{aire}/concentración²²²Rn_{agua}, con un valor de 4:1, es función de la temperatura, la cual fue medida en el mismo cilindro intercambiador y registrada durante la medición.

Con relación a la cuantificación de las descargas de agua subterránea que se producen en la población de Ayna al río Mundo, se ha realizado un balance de masa de ²²²Rn en un tramo del río. La estimación del caudal de agua subterránea que descarga entre ambas secciones de control mediante el balance de masa de ²²²Rn queda resumida en la ecuación (1) (modificado de Ellins et al., 1990):

$$\frac{Q_{subt}}{Q_{sup}} = \frac{222 R n_{Sup} - 222 R n_{f}}{222 R n_{Subt} - 222 R n_{f}}$$
(1)

donde Q_{subt} es el flujo de agua subterránea, Q_{sup} es el flujo de agua superficial, ²²²Rn_{sup} es la actividad de ²²²Rn en agua superficial, ²²²Rn_{subt} es la actividad de ²²²Rn en agua subterránea y ²²²Rn_f es el fondo regional de la actividad de ²²²Rn en agua superficial.

4. **RESULTADOS**

La Figura 3 muestra los rangos de actividades de ²²²Rn que se han caracterizado mediante mediciones puntuales en 13 puntos ubicados a lo largo de aproximadamente 47 km en el río Mundo, en su afluente el arroyo de Bogarra y en varios manantiales. La actividad de la mayoría de los manantiales que descargan al río Mundo en el entorno de Ayna (Eus, Esc, Tob, en figuras 2 y 3) es muy constante y tiene como valores más frecuentes $55 \pm 5 \text{ pCi-L}^{-1}$ (A en la Figura 3). Solamente un manantial supera esta actividad, el Carc, con 130 \pm 9 pCi-L⁻¹, pero se trata de un caso aislado cuyo origen litológico está por estudiar.



Figura 2 - Ubicación de los puntos del río Mundo, arroyos y manantiales donde se caracterizó la actividad de ²²²Rn. (Location of the measurements performed in the Mundo River, streams and springs to characterise ²²²Rn activity).

El rango de actividad medido en el río a su paso por Ayna (B en la Figura 3) es amplio y oscila entre valores propios de aguas superficiales sin o prácticamente sin ²²²Rn, como la del punto RMT (que está al inicio del tramo que pasa por Avna, pero que va tiene una actividad de 222 Rn superior a las medidas aguas arriba y aguas abajo de Ayna), y valores propios de aguas subterráneas descargando localmente al río, como las del punto RM E, el cual está en una zona que integra la descarga de manantiales como Eus o Esc. El rango de valores de actividad medidos en las aguas de río aguas arriba y aguas debajo de Ayna, desde cerca del nacimiento del río hasta la presa de Liétor (C en la Figura 3) es muy pequeño-e independiente de la época del año, lo que sugiere que se trata de los valores propios de agua que ya ha perdido la mayor parte del 222Rn y no tiene nuevos aportes de agua subterránea. En este rango se integran también las aguas del arroyo de Bogarra (Figura 2), afluente del río Mundo cuyo origen es distinto al de éste. Se considera que este rango (2 a 7 pCi·L⁻¹) corresponde a la actividad de ²²²Rn de fondo regional del río. El principal resultado es que de todos los puntos en los que se ha realizado medidas puntuales de 222Rn solamente en aquellos ubicados en Ayna se ha encontrado una actividad mayor a la del fondo regional. Aunque esto no significa que no pueda haber descargas relevantes en lugares no medidos, sí parece indicar que no hay otras zonas de descarga concentrada significativa fuera de Ayna y Liétor.

Para la cuantificación de la descarga de agua subterránea al río Mundo en Ayna se ha realizado un balance de masas de ²²²Rn según la ecuación (1) entre dos secciones de control a la altura de Ayna, en un transecto de aproximadamente 700 m (Figura 4). La cuantificación se ha realizado en dos momentos distintos, octubre de 2011 (final de época seca) y mayo de 2012 (final de época húmeda en teoría, aunque ese año ha sido seco). La información necesaria para realizar el balance fue obtenida de la siguiente forma: a) Q_{sup} en cada sección de control (Estación 32 y Estación 34 de la Figura 4) se midió aforando con molinete hidráulico; b) ²²²Rn_{sup} se obtuvo realizando mediciones puntuales en ambas secciones de la forma que se ha explicado en el apartado de Metodología; c) ²²²Rn_{subt} se obtuvo realizando mediciones puntuales en los manantiales existentes en el tramo estudiado (Fuente Eus y Fuente Esc) y d) ²²²Rn_f se obtuvo a partir del valor medio de las actividades medidas en el río aguas arriba y aguas abajo de Ayna.

Teniendo en cuenta que las medidas de actividad llevan una incertidumbre asociada, se ha calculado el caudal de agua subterránea que puede estar descargando bajo dos hipótesis opuestas: una considera que la actividad de radón en agua subterránea es máxima (actividad medida $+ 2\sigma$) y las actividades de radón en el

fondo regional y en la escorrentía superficial que pasa por las secciones de control son mínimas (actividad medida - 2σ) (caso a); la otra considera que la actividad de radón en agua subterránea es mínima y las actividades de radón en el fondo regional y en la escorrentía superficial que pasa por las secciones de control son máximas (caso b).



Figura 3 - Actividad de ²²²Rn en distintos puntos del río Mundo y en manantiales ubicados a lo largo de aproximadamente 47 km. A) Rango de actividades de las aguas subterráneas (manantiales). B) Rango de actividades de mezclas entre aguas superficiales sin radón y aguas subterráneas de descarga local. C) Rango de actividades del fondo regional (aguas de río sin radón o sin aportes significativos de aguas subterráneas). (²²²Rn activity in different locations of the Mundo River and in springs located along some 47 km. A) Activity range of groundwater. B) Activity range for mixtures of radon free river water and local groundwater discharge. C) Activity range of regional background in the river.)

Los resultados de las dos campañas realizadas en 2011 y 2012 en cada estación y los valores medios de la actividad de radón en aguas subterráneas de las dos campañas están resumidos en la Tabla 1.

Los resultados indican una descarga de agua subterránea en octubre de 2011 de entre 190 y 307 $L \cdot s^{-1}$ y en mayo de 2012 de entre 150 y 240 $L \cdot s^{-1}$. Estas cifras son coherentes con los cálculos del balance regional realizado en Hornero et al. (2012) e indican que la técnica es robusta, ya que el sistema está en régimen estacionario y cabe esperar que las fluctuaciones estacionales en las descargas sean pequeñas.



Figura 4 -. Esquema de la zona donde se ha cuantificado la descarga de agua subterránea al río Mundo mediante balance de masa de la actividad de 222Rn. (Scheme of the zone where the groundwater discharge to the Mundo River has been quantified with a ²²²Rn activity mass balance.)

Tabla 1. Datos medidos en campo en 2011 y 2012 y descarga de agua subterránea al río Mundo calculada para ambos tiempos. (Field data from the 2011 and 2012 surveys and groundwater discharge to the Mundo River quantified for both times.)

Estación	Fecha	Q _{Sup} (Ls ⁻¹)	²²² Rn _{Sup} (pCiL ⁻¹)	²²² Rn _{Subt} (pCiL ⁻¹)	²²² Rn _f (pCiL ⁻¹)	Q _{Subt} (Ls ⁻¹)
32	10/2011	40,83	10,16	59,44	2,35	5,59
(caso a)	05/2012	131,43	12,94	61,28	2,35	23,62
34	10/2011	388,64	30,86	59,44	2,35	194,11
(caso a)	05/2012	355,56	30,76	61,28	2,35	171,40
32	10/2011	40,83	16,28	48,04	6,32	9,75
(caso b)	05/2012	131,43	19,69	49,30	6,32	40,90
34	10/2011	388,64	40,38	48,04	6,32	317,33
(caso b)	05/2012	355,56	40,30	49,30	6,32	281,09

5. CONCLUSIONES

Las actividades de ²²²Rn medidas a lo largo de casi 50 km de cauce del río Mundo indican que no hay descargas difusas ni concentradas significativas al río fuera de las zonas principales de manantiales conocidas en las poblaciones de Ayna y Liétor. Las actividades de 222Rn medidas en los manantiales de Ayna son de media 10 veces mayores que las medidas en el río Mundo aguas arriba y abajo de Ayna, desde cerca de su nacimiento en Riópar (Figura 2) hasta la presa de Liétor, siendo del orden de 50 a 60 $pCi \cdot L^{-1}$ en los manantiales (incluyendo la incertidumbre) y de 2 a 7 $pCi \cdot L^{-1}$ en el río (idem).

La descarga de agua subterránea cuantificada en el tramo evaluado en Ayna (unos 700 m de longitud) es muy consistente para las dos fechas estudiadas, siendo en octubre 2011 de entre 190 a 307 $L \cdot s^{-1}$ y en mayo de 2012 entre 150 a 240 $L \cdot s^{-1}$. Esto es coherente con el hecho de que el sistema acuífero funciona en régimen natural y también con que el año hidrológico 2011-2012 ha sido muy seco. En un año más húmedo quizás haya diferencias entre el otoño y la primavera.

Estas conclusiones indican que el 222Rn es una herramienta confiable no sólo para la identificación de áreas de descarga de aguas subterránea, sino también para la cuantificación de la misma en zonas donde la hidroquímica no es una herramienta útil y las condiciones hidrológicas permiten discriminar, con incertidumbres aceptables, las actividades de la escorrentía superficial y de las aguas subterráneas

6. AGRADECIMIENTOS

Los datos proceden de distintos proyectos desarrollados en 2011 y 2012 por los autores y han sido financiados por el Gobierno Español (Ministerio de Ciencia e Investigación, proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3, REDESAC). Asimismo, el estudio se ha apoyado en el Proyecto "Definición de un plan de extracciones de agua subterránea en la Cuenca Alta del Segura en épocas de seguía, (2008-2009)", del IGME y la CHG. Además, el primer autor contó con una ayuda de apoyo a la investigación en campo del IGME en los años 2011 y 2012.

7. REFERENCIAS

- Burnett, W. C., Kim, G., Lane-Smith, D. (2001): "A continuous monitor for assessment of 222Rn in the coastal ocean". Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, **249**, 1, 167–172.
- Burnett, W.C., Peterson, R., Santos, I.R., Hicks, R.W. (2010): "Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams". Journal of Hydrology, 380, 298-304.
- Cable, J.E., Burnett, W.C., Chanton, J.P., Weatherly, J.L. (1996): "Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222". Earth and Planetary Science Letters, 144, 591-604.
- Cook, P.G., Favreaub, G., Dightona, J. C., Tickell S. (2003): "Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers". Journal of Hydrology, 277, 74-88.
- Corbett, R.D., Burnett, W.C., Cable, P. H., Clark, S.B. (1997): "Radon tracing of groundwater input into Par Savannah River Site". Journal of Hydrology 203, 209-227

CHS. 1998. Plan Hidrológico de la cuenca del Segura. RD 1964/1998. 363 pp.

- CHS-MMA, 2007, Estudio General sobre la Demarcación Hidrográfica del Segura, 359 pp.
- Dulaiova, H., Peterson, R., Burnett, W. C., Lane-Smith, D. (2005): "A multi-detector continuous monitor for assessment of 222Rn in the coastal ocean". Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 263, 2, 361-365.
- Ellins, K. E., Roman-Mas, A., y Lee, R. (1990): "Using ²²²Rn to examine groundwater/surface discharge interaction in the Rio Grande de Manati, Puerto Rico". Journal of Hydrology, 115, 319-341.
- Hornero, J. (2010): "Estudio hidrogeológico de la masa de agua subterránea Alcadozo (Cuenca del Segura)". Trabajo Fin de Máster, Máster en Ingeniería del agua y del Terreno. Universidad Politécnica de Cartagena. XX pp.
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L. (2012). "Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de la Masa de Agua Subterránea Alcadozo (cuenca del Segura)". 7ª Asamblea Hispano Lusa de Geodesia y Geofísica. En este volumen.

IGME, 1975. Hoja geológica MAGNA, nº 842 (Liétor). Madrid.

IGME, 1978. Hoja geológica MAGNA, nº 841 (Alcaraz). Madrid. IGME, 1978. 2009: Definición de un plan de extracciones de agua subterránea en la Cuenca Alta del Segura en épocas de sequía. Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno.

ITGE (1990). Investigación de los acuíferos carbonatados de las sierras de Cazorla y Segura. Memoria inédita. 224 pp.

Información preliminar del 222Rn como trazador de la red de flujo de los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén, España)

Preliminary assessment of 222Rn to trace groundwater flow pattern in the Loma de Úbeda aquifers (Jaén, Spain)

Ortega, L.⁽¹⁾, Manzano, M.⁽¹⁾, Heredia, J.⁽²⁾, Rodríguez-Arévalo, J.⁽³⁾, González-Ramón, A.⁽⁴⁾ y Muñoz de la Varga, D.⁽³⁾

⁽¹⁾Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII 52, 30203, Cartagena. <u>lucia.ortega@upct.es; m.manzano@upct.es</u>

⁽²⁾Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003, Madrid. <u>j.heredia@igme.es</u>

⁽³⁾Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Paseo Bajo Virgen del Puerto 3, 28005, Madrid. Javier.Rodriguez@cedex.es; David.Munoz@cedex.es

(4) Instituto Geológico y Minero de España, Urb. Alcázar del Genil, 4, 18006, Granada. antonio.gonzalez@igme.es

SUMMARY

Radon 222 (²²²Rn) is a radioactive noble gas of lithological origin commonly used as a tracer of groundwater discharge to surface water bodies. Under the MICIN-REDESAC project, in situ measurements of ²²²Rn are being used to identify and quantify groundwater discharge to rivers and wetlands, and also to contribute to tracing of groundwater flow pattern. Fieldwork conducted in 2011 in the aquifer system of the Loma de Úbeda (Spain) has given information regarding mixtures and the source of water sampled in different parts of the system. This multi-level aquifer system consists of aquifers and aquitards of ages ranging from the Triassic (sandstones and clays) and Jurassic (carbonates) to the Miocene (sandstones and marls). The tectonic structure and the modification of the flow network by the intense exploitation of the Jurassic aquifer favor the lateral and vertical mixing of waters from different compartments and ages. Preliminary results of in situ measurements of ²²²Rn activity, moderated electrical conductivity (EC) values and positive values of Eh; and two areas with good spatial delimitation in the confined zone: an area with low ²²²Rn, high EC values and negative values of Eh, and another area with elevated ²²²Rn and EC and negative values of Eh. The spatial distributions of the latter two are attributed to the flow pattern, which is controlled by major faults and by the location of the main groundwater exploitation sites. The highest values of ²²²Rn could be attributed to the passage of water through Triassic sediments, and the presence of water with this Triassic ²²²Rn signature in wells drilled in the Jurassic formation supports the existence of lateral and vertical mixing, and allows to spatially delineate areas of mixture.

1. INTRODUCCIÓN

El radón 222 (²²²Rn) es un gas noble radioactivo de origen litogénico que se utiliza como trazador de la descarga de aguas subterráneas a cuerpos de agua superficial. Dado su origen litogénico y su naturaleza de gas noble, que previene la posibilidad de precipitación, adsorción o intercambio, su potencial utilidad como trazador de la procedencia litológica de las aguas subterráneas en sistemas acuíferos heterogéneos es grande, siempre que se disponga de suficiente información, o se puedan realizar hipótesis aceptables, respecto a los varios procesos que intervienen en la incorporación del radón al flujo de agua subterránea desde la matriz sólida en la cual el ²²⁶Ra, precursor del ²²²Rn, se desintegra.

La actividad específica del ²²²Rn presente en un agua subterránea que se encuentra en un punto de un medio saturado dado y en un momento dado depende básicamente de dos procesos: emanación y migración. Se denomina emanación al fenómeno por el cual un átomo de radón que ha sido generado por la desintegración de un átomo de radio contenido en un grano sólido es eyectado desde su lugar de origen hasta los poros o grietas adyacentes. Parte del radón generado no llega a los poros y queda retenido en la matriz sólida. Los principales factores de control de la emanación de radón desde distintos materiales son: i) la distribución del ²²⁶Ra en el sólido (la emanación es mayor si el Ra está concentrado cerca de la superficie de los granos que si está uniformemente distribuido); ii) el tamaño de grano del sólido (la emanación es mayor cuanto menor es el tamaño de los granos de sólido); iii) el contenido de humedad (la emanación parece aumentar al aumentar la humedad, aunque con algunos matices) y iv) la temperatura (la emanación crece con la temperatura),). La literatura científica sobre la emanación es abundante; una buena revisión del estado del arte puede verse en Sakoda et al. (2011).

La migración es el proceso por el cual el radón emanado de la matriz sólida e incorporado al aire o al agua de los poros y grietas

se mueve por el medio. En el medio saturado la migración es llamada también transporte. Los factores principales de control del transporte de radón son la difusión y la advección. Factores tales como la existencia de fracturas, de conductos y cavernas de disolución, la estratificación, etc. contribuyen a la heterogeneidad de la distribución de la actividad específica del ²²²Rn en un acuífero. Y aunque el radón es un gas un noble, su precursor el radio no lo es e interviene en procesos de disolución, precipitación (en aguas saturadas en calcita co-precipita en los carbonatos) e intercambio catiónico.

Por tanto, la utilización del radón como trazador de la red de flujo en un acuífero requiere disponer de información sobre la emanación de radón, sobre los parámetros hidráulicos del medio y sobre las características hidroquímicas, incluyendo las variaciones espaciales de todos ellos. Además, es importante conocer la posible existencia de fracturas y su ubicación espacial. No obstante, en muchos casos el radón se ha utilizado con éxito para identificar la red de flujo en sistemas acuíferos (Lawrence et al., 1991; Le Druillennec et al., 2010).

En el marco del proyecto MICIN REDESAC se están usando las medidas in situ de ²²²Rn para identificar y cuantificar descargas de aguas subterráneas a ríos y humedales y también para trazar la red de flujo de agua subterránea en varios sistemas acuíferos de España y Argentina.

Una campaña de medición de ²²²Rn realizada en septiembre de 2011 en el sistema acuífero de Úbeda ha tenido por objetivo evaluar la capacidad del radón para trazar la procedencia litológica de las mezclas de aguas extraídas en distintos lugares del sistema acuífero.

2. ZONA DE ESTUDIO

El sistema acuífero de Úbeda se sitúa al este de la confluencia de los ríos Guadalimar y Guadalquivir, en la zona central de la província de Jaén, a unos 60 km al noreste de la capital, y se extiende sobre 880 km² (González-Ramón et al., 2007). Se trata de una

unidad hidrogeológica compuesta por tres subunidades cuya edad, geometría y características son netamente diferentes, aunque están conectadas hidráulicamente. La geología del conjunto se describe con más detalle en González-Ramón et al. (2012) y en Heredia et al. (2012). La edad de estas unidades oscila entre el Triásico (areniscas rojas de facies Buntsandstein) y el Mioceno (margas grises en la base y calcarenitas crema en el muro y el techo) (Figura 1). La formación de carbonatados del Jurásico es el principal acuífero de la zona y a él se refieren la mayoría de los estudios realizados en los últimos años por organismos tales como el IGME, el CEDEX o la CHG como "acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda" (CEDEX, 2002, 2006; Heredia et al., 2008; IGME, 2004; ITGE-DGOH-DGCA, 2001; González-Ramón et al., 2007; Núñez et al., 2005; Rodríguez-Arévalo et al., 2007, entre otros).

El modelo conceptual de flujo indica que la recarga de las formaciones triásica y jurásica se produce principalmente al N del sistema, donde afloran ambas. No obstante, según Heredia et al., (2012) y González-Ramón et al. (2012), los carbonatos del Jurásico también reciben agua desde el Triásico infrayacente (Buntsandstein) y desde el Mioceno suprayacente (margas carbonatadas y areniscas), en distinta proporción según la zona y las condiciones climáticas e hidrodinámicas (éstas últimas, condicionadas por la explotación).

Según Heredia et al. (2012), a escala regional la dirección principal del flujo del agua subterránea en el acuífero del Jurásico es de N a S. No obstante, a escala local puede haber flujo de S a N, por ejemplo en el entorno del río Guadalimar, y de O a E y de NE a

SO en el centro del sistema, donde las líneas de flujo parecen estar condicionadas por la ubicación de las captaciones más productivas. También indican la existencia de flujos verticales, tanto ascendentes como descendentes, en muchos lugares del sistema, dando lugar a mezclas binarias y ternarias. El conjunto está compartimentado por fracturas de gran extensión cuyo salto vertical parece poner en contacto formaciones de distinta edad. La estructura tectónica y la modificación de la red de flujo por la intensa explotación del acuífero Jurásico favorecen las mezclas laterales y verticales de aguas de distintas formaciones. La descarga tiene lugar al río Guadalimar (al N) y a través de los pozos. No parece existir descarga al río Guadalquivir (al S).

Los trabajos previos ya citados y el de González-Ramón et al. (2012) indican que, aunque los pozos ubicados en el sector central sur-oriental explotan principalmente el Jurásico confinado, en años secos también extraen agua de las areniscas triásicas, mientras que en años húmedos, cuando la recarga es mayor y la explotación menor, hay aporte de aguas desde las formaciones marinas del Mioceno. Según los trabajos mencionados, las aguas del Jurásico son bicarbonatadas cálcicas-magnésicas; la contribución de aguas del Triásico aporta SO₄ y Ca, hasta llegar a generar aguas sulfatadas cálcicas, mientras que la contribución del Mioceno aporta principalmente Cl y Na y también algo de SO₄, hasta llegar a generar aguas cloruradas sódicas.

En el este trabajo se presentan un primer intento de uso de la actividad de ²²²Rn para trazar la procedencia litológica del agua en los pozos que proporcionan mezclas de distintas formaciones.



Figura 1 – Localización y geología de la zona de estudio. Se muestra la ubicación e identificación de los puntos muestreados. En línea punteada aparece el límite operativo del acuífero jurásico, que es también el límite del modelo de flujo de Heredia et al. (2011 y 2012). (Location and geology of the study area showing the location and identification of the sampled points. Also shown is the operative limit of the deep Jurassic aquifer, which is also the limit of the groundwater flow model in Heredia et al. (2011 and 2012).

3. METODOLOGÍA

Para alcanzar el objetivo propuesto, conocer la utilidad del ²²²Rn para identificar la procedencia del agua en pozos que proporcionan mezclas de distintas formaciones, se ha operado como sigue: 1) se han muestreado y analizado aguas superficiales y subterráneas ubicadas en distintas zonas del conjunto del sistema

acuífero de Úbeda; 2) con los datos hidroquímicos de esas muestras se ha identificado la posible procedencia del agua muestreada en cada punto, y 3) se ha comparado la actividad de ²²²Rn medida en cada punto con la composición química y con el modelo conceptual establecido en el paso 2 y se ha identificado la relación entre las actividades de radón medidas y las formaciones litológicas (Triásico, Jurásico y Mioceno).

Entre julio y septiembre de 2011 se tomaron 32 muestras de aguas superficiales y subterráneas (20 en pozos, 8 en manantiales y 4 en ríos). En todas las muestras se midió en campo la temperatura (T), la conductividad eléctrica (CE), el pH, el Eh y la alcalinidad; en 14 de ellas (12 sondeos, 1 río y 1 manantial) se midió también actividad de ²²²Rn. Esta última se midió con un espectrómetro de masas portátil RAD7 (Durridge Co., MA). En laboratorio se realizaron análisis químicos de HCO3⁻, CO3²⁻, SO4⁻, Cl⁻, NO3⁻, NO2⁻, Br⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺. La mayoría de los análisis químicos se realizaron en el laboratorio del CEDEX (Madrid) y una pequeña parte,, como las determinaciones de Cl⁻ y Br⁻, en el laboratorio del IGME (Madrid). En la Figura 1 se muestra la ubicación de todos los puntos muestreados.

Los manantiales (muestras 1 a 8) están ubicados en el Jurásico aflorante, excepto el 7 que está en calcarenitas del Mioceno en el centro de la zona (Sabiote). Dos muestras de río (30 y 32) corresponden al Guadalimar aguas arriba y aguas abajo dentro de la zona de estudio; este río atraviesa materiales triásicos en las partes alta y baja de la zona de estudio y jurásicos en el centro. Otra muestra de río (29) corresponde al arroyo Vinagre, afluente del Guadalimar cuya cuenca discurre en su mayor parte sobre Mioceno y una pequeña parte, en la cabecera, sobre Jurásico. La última corresponde al Guadalquivir (31, Sto. Tomé), cuya cuenca alta está dominada por rocas carbonatadas. Los sondeos (muestras 9 a 28) están ubicados en distintos lugares del sistema acuífero, con excepción del 20 (sondeo de abastecimiento a Arquillos) que está ubicado al NO del sistema y en granito. Dos sondeos (10, La Peñuela III; 16, Robledo II) están cerca del río Guadalimar y los demás están dispersos por el sector central y sur, dispuestos a lo largo de lo que en trabajos previos se propone como líneas de flujo principales, una de dirección O-E (sondeos 17 Cañada Grupera; 18 La Zarzuela; 19 El Puntal; 11 Venta La Chulapa), otra de dirección NE-SO (sondeos 13 El Relámpago; 21 La Caleruela; 12 El Ahorcado; 15 La Higueruela; 14 El Conde). Los sondeos 12, 13, 14, 15 y 21 están ubicados en una zona donde según los trabajos previos confluyen líneas de flujo de largo recorrido y las condiciones son reductoras.

4. PROCEDENCIA DEL AGUA SEGÚN LA HIDROQUÍMICA

En la Figura 2 se muestra la composición química de todas las muestras tomadas. Una primera impresión general de los tipos químicos de aguas y su distribución espacial a escala de toda la zona de estudio es que la composición oscila entre aguas dulces de tipo bicarbonatado-sulfatado-cálcico-magnésico hacia el norte del sistema, en o cerca del afloramiento del Triásico y el Jurásico, y aguas salobres de tipo clorurado-sódico hacia el sureste. Según los estudios previos mencionados estas últimas aguas proceden del Jurásico pero tienen aportes casi generalizados del Triásico y del Mioceno marino. Entre ambos extremos geográficos y químicos, hacia el centro y oeste de la zona de estudio aparecen aguas de tipo bicarbonatado-sulfatado-sódico, cuya composición sugiere una procedencia mixta desde materiales carbonatados (Jurásico) y yesíferos (Triásico), con alguna contribución local del Mioceno.



Figura 2 – Diagramas modificados de Stiff de las aguas muestreadas en septiembre de 2011. (Modified Stiff diagrams of the waters sampled in September 2011.)

Un estudio más detallado y localizado proporciona información sobre la procedencia del agua en puntos y áreas concretas de sistema acuífero. Para ello se han utilizado figuras que muestran sólo una parte de las muestras, generalmente aquellas en las cuales se midió también ²²²Rn, que es el objetivo de este trabajo. Como se puede comprobar en la Figura 2, desde el punto de vista químico las muestras en las cuales se midió radón son coherentes con las de su entorno, lo que proporciona confianza en la robustez de las observaciones y conclusiones que se extraen estudiando este grupo representativo.

En la Figura 3 se pueden ver todas las aguas de río y manantial muestreadas. Esta figura permite hacer una primera caracterización química de las aguas típicas de las distintas formaciones y de las posibles mezclas existentes:

- Aguas superficiales: el Ayo. Vinagre (29), con agua de tipo sulfatado-magnésico-cálcico, informa de las características de las aguas del Mioceno pero modificadas por intercambio catiónico y por mezcla con excedentes de riego. Las evidencias de que ocurren estos procesos son: respecto al primero, este agua debería tener más Ca y ser sulfatada-cálcica, pero el notable exceso de Na respecto a Cl

indica que el agua ha perdido Ca por intercambio con Na; respecto al segundo, el contenido de NO₃ (48 mg/L; Figura 4) indica que tiene aportes de excedentes de riego. Es muy probable que estos últimos también aporten sulfato, ya que hay un notable exceso de SO_4 respecto a Ca.

El agua del Guadalquivir en Sto. Tomé (31) es de tipo bicarbonatado-cálcico, de mineralización media (CE = 412μ S/cm) y tiene solo 4 mg/L de NO₃ (Figura 4), lo que sugiere que en la fecha de muestreo (aún a finales del verano y sin haber comenzado la época de riego) el flujo de base era mínimo y dominaba la escorrentía superficial. Ésta procede del embalse del Tranco (Sierra de Cazorla) y discurre sobre dolomías y calizas jurásicas y margas y calcarenitas miocenas, es decir casi la misma litología de la zona de estudio, con excepción del Triásico.

Las dos muestras disponibles del río Guadalimar son de tipo bicarbonatado-sulfatado-magnésico-cálcico y casi idénticas, a pesar de que una fue tomada en el noreste de la zona de estudio (32, Pte. Del Condado) e inmediatamente aguas abajo del afloramiento del Triásico, y otra en el sureste, tras atravesar varios km de afloramiento del Jurásico (30 Pte. ctra. Sabiote). Según la Figura 3 ambas muestras parecen ser aguas dominadas por aportes del Jurásico, aunque también tienen aportes del Triásico, como sugiere el hecho de que en ambas el HCO3 es más abundante que el SO4, a pesar de que los yesos son más solubles que los carbonatos, y de que la relación molar Mg/Ca vale alrededor de 1, lo que apunta de nuevo a un aporte dominante de dolomías. Sorprende la homogeneidad de la composición, lo cual sugiere que o bien en el momento del muestreo el agua del cauce tenía una procedencia común (por ejemplo, agua del embalse del río Guadalmena, ubicado unas decenas de km aguas arriba) o bien la descarga de agua subterránea en todo el tramo de cauce estudiado tiene una procedencia similar.



Figura 3 – Composición química de las aguas de río y de manantial. Ver ubicación en Figura 1. (*Chemistry of river and spring water samples. See location in Figure 1.*)

- Aguas de manantial: los manantiales 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 8 tienen aguas muy similares entre sí y de tipo bicarbonatado-sulfatadocálcico-magnésico. Esto es coherente con su ubicación, ya que todos están sobre Jurásico aunque cerca de afloramientos del Triásico (Figura 1). Todos ellos tienen nitrato en concentraciones notables (60 a 100 mg/L; Figura 4), lo cual no es sorprendente ya que en sus cuencas hay agricultura y también ganadería.

El manantial 5 (Estuto de Olvera) está al pie de afloramientos de calcarenitas miocenas al N del Guadalimar, por lo que se esperaba que tuviese una composición claramente distinta a los otros. Sin embargo tiene la misma composición que aquellos, aunque es un poco más mineralizada. El manantial está solo unos metros más alto que el cauce del río Guadalimar y su agua es idéntica a la del propio río en el punto 30, el cual está aguas arriba del manantial pero muy cerca del mismo. También está contaminada por excedentes de riego (90 mg/L de NO₃; Figura 4)

Las aguas típicas de Mioceno Superior se consideran representadas por el agua del manantial Puerta de la Canal (7), que está ubicado en la ladera norte del cerro de Sabiote, entre calcarenitas y margas y al pie de la población. Tiene agua de tipo sulfatado-bicarbonatado-cálcico, aunque menos salinas que las aguas del Triásico. En las margas miocenas hay sulfato, ya que son de origen marino, pero el Cl es más abundante y soluble. Sin embargo en este manantial el SO₄ es mucho más abundante que el Cl, lo cual quizá se deba a la existencia de una o más fuentes adicionales de sulfato. Dada la ubicación del manantial, justo al pie del núcleo urbano de Sabiote, es probable que la fuente adicional de sulfato sean las aguas residuales de la población (el elevado contenido de NO₃ apoya esta hipótesis; Figura 4), aunque esto no implica que no pueda haber también excedentes de regadío.



Figura 4 – Contenidos de nitrato y sulfato en todas las muestras. (Nitrate and sulphate contents in all the water samples.)

- Aguas de sondeo: en la Figura 5 se muestran solo las aguas de los sondeos en los cuales se midió también ²²²Rn. La composición química de las aguas de los pozos muestreados en septiembre de 2011 sugiere que en ese momento todos ellos captaban aguas mezcla de distintas formaciones. Esto es coherente con lo expuesto por González-Ramón et al. (2012), quienes describen la evolución química temporal de varios de los sondeos muestreados aquí y proponen causas para dicha evolución. También es coherente, en líneas generales, con lo expuesto por Heredia et al. (2012), quienes evalúan la procedencia del agua de estos sondeos en el momento de este muestreo (septiembre de 2011) mediante un balance de agua de distintas formaciones en cada sondeo resultante de la simulación del flujo con el modelo de IGME (2011). Según la hidroquímica la procedencia de las aguas en cada sondeo en septiembre de 2011 sería la siguiente:

Sondeo 20 (abastecimiento a Arquillos): está ubicado en los granitos que afloran al noroeste del sistema acuífero de Úbeda y fuera del mismo. Los granitos están fracturados y parcialmente recubiertos por Triásico. El agua es de tipo bicarbonatado-sulfatado-cálcico, que se explica por la mayor solubilidad de los carbonatos y evaporitas con respecto a los silicatos, y muestra un notable exceso de Na sobre Cl que puede deberse a intercambio catiónico, a disolución de plagioclasas o a una combinación de ambos procesos.

- Sondeos 10 (La Peñuela) y 16 Robledo): están ubicados a ambos lados del río Guadalimar en una zona donde existe un meandro muy acusado que según González-Ramón et al. (2008) está condicionado por fallas. Según González-Ramón et al. (2012) ambos sondeos reciben agua del Triásico, del Jurásico y del propio río Guadalimar (que es perdedor en esa zona), en distintas proporciones de uno a otro sondeo y de forma variable a lo largo del tiempo en cada uno de ellos en función de la situación climática e hidrodinámica. Según Heredia et al. (2012), en un mes de septiembre similar al de 2011, desde el punto de vista climatológico e hidrodinámico ambos sondeos deberían extraer agua principalmente aportada por el Triásico.
- Según la hidroquímica, en septiembre de 2011 ambos sondeos proporcionaban agua de tipo bicarbonatado-sulfatado-cálcico-magnésico con una aparente similar contribución del Jurásico (bicarbonato, Ca y Mg) y del Triásico (sulfato y calcio), suponiendo mezclas conservativas (Figura 5). El sondeo 10 tiene algo más Cl y Na y menos HCO₃ y SO₄ que el 16, y ambos tienen aguas casi idénticas a las aguas del manantial 7 y al agua del río Guadalimar. El origen de las mismas en la fecha de muestreo parece ser una mezcla de aportes del Jurásico y del Triásico con cierto predominio de los primeros, como indica la mayor proporción de HCO₃ que de SO₄ (Figura 5).
- Los sondeos 17 (Cañada Grupera), 18 La Zarzuela), 11 (Venta La Chulapa) y 19 (El Puntal) tienen aguas de tipo bicarbonatado sódico y con notable exceso de Na sobre Cl. Las aguas de los cuatro parecen responder a una evolución hidroquímica progresiva entre los dos primeros y los dos segundos (línea B en Figura 5). En los sondeos 17 y 18 el agua parece proceder principalmente del Jurásico, aunque hay cierto aporte del Triásico (el HCO₃ supone el 68 % -sondeo 17- y el 78 % -sondeo 18- de los aniones, mientras que el SO₄ supone solo el 18 % y el 15 %, respectivamente).



Figura 5- Composición química de las aguas muestreadas en sondeos. Ver ubicación en Figura 1. (Chemistry of the groundwater sampled in boreholes. See location in Figure 1.)

- En los sondeos 19 y 11 hay un notable incremento de SO₄ y Cl respecto a los sondeos 17 y 18, mientras que el contenido de HCO_3 aumenta muy ligeramente. Por otro lado, la relación rSO₄/rCl (r = meq/L) en los cuatro sondeos no varía de forma significativa (Tabla 1), lo que sugiere que ambos proceden de la misma formación. Dado que el aporte de agua del Triásico podría explicar el aumento del SO₄ pero no del Cl, la hipótesis que parece más plausible es que los sondeos 19 y 11 reciben agua del Mioceno marino.
- El sondeo 13 (El Relámpago) tiene aguas de tipo bicarbonatadoclorurado-sódico y los sondeos 21 (La Caleruela), 14 (El Conde II), 15 (La Higueruela) y 12 (El Ahorcado I) tienen aguas de tipo clorurado-sódico. Puesto que están perforados al menos hasta el Jurásico deben recibir agua de esta formación, y quizás también del Triásico, pero la marca química que domina en ellos es la del Mioceno marino. La mineralización y la abundancia relativa del Cl y el Na del conjunto aumentan de forma progresiva según la línea C de la Figura 5, indicando un aumento de la contribución de agua del Mioceno en ese mismo sentido. Además, las aguas de los sondeos 13 y 14 muestran cierto exceso de Na sobre Cl atribuible a intercambio catiónico, pero las aguas de los sondeos 21, 15 y 12 apenas están modificadas por intercambio catiónico respecto al agua de mar estándar no modificada (ver Tabla 1).

Un aporte significativo del Triásico incrementaría el valor de la relación rSO₄/rCl (r = meq/L) respecto al valor en agua de mar no modificada ($\approx 0,11$), aunque esto quedaría enmascarado si las condiciones fuesen reductoras. En el apartado 5 se habla de las condiciones reductoras en estos sondeos, pero según la Tabla 1 en el sondeo 21 la reducción sería mínima.

Tabla 1 - Valores de las relaciones iónicas indicadas en los sondeos con contribución del Mioceno y en el agua de mar estándar. (Value of the indicated ionic ratios in water samples from boreholes receiving groundwater from the Miocene, compared to sea water values.)

Punto	rNa/rCl (r=meq/L)	rSO4/rCl (r=meq/L)
Sondeo 12	1,01	0,02
Sondeo 13	1,36	0,2
Sondeo 14	1,41	0,43
Sondeo 15	1,04	0,02
Sondeo 21	1,03	0,09
Mar estándar	0,85	0,11

5. CAPACIDAD DEL ²²²Rn COMO TRAZADOR DE LA PROCEDENCIA DE LAS AGUAS

En la Figura 6 se muestra la actividad de ²²²Rn en las aguas de 11 sondeos, 1 manantial y 1 río en función de la concentración de Cl. Como se ha visto antes, el Cl, sólo o en combinación con el Na y el SO₄, permite identificar la contribución del Mioceno a ciertos sondeos. Combinando la información que aporta el Cl con la actividad de ²²²Rn se pueden proponer las siguientes hipótesis respecto a la relación del radón con las distintas formaciones:

- El agua del río Guadalquivir (31) tiene la menor actividad de ²²²Rn medida, lo que indica que se trata de escorrentía superficial y/o flujo de base que lleva tiempo en superficie.
- El agua del sondeo en granito (20) es el que muestra la mayor actividad de ²²²Rn medida, como cabía esperar en coherencia con el hecho de que el granito debe ser la formación litológica con más uranio de todas las presentes en la zona. La red de flujo no sugiere que el agua que circula por el granito fluya hacia el E y SE, que es donde están la mayoría de los pozos muestreados.
- Según se ha visto en el Apartado 4, el manantial 5 y los pozos 10 y 16 tienen aguas químicamente muy similares procedentes del Jurásico y del Triásico. Sin embargo tienen actividades de ²²²Rn muy diferentes: el manantial 5 y el sondeo 10 tienen actividades notables (en términos relativos) mientras que el sondeo 16 prácticamente no tiene radón. El caso del sondeo 16 podría explicarse si éste recibiese agua del río Guadalimar, tal como indican trabajos precedentes y el de González et al. (2012). Como

se ha visto antes, en septiembre de 2011 el río tenía una composición química muy homogénea espacialmente y casi idéntica a la de los sondeos y el manantial mencionado. La actividad de radón es coherente con el hecho de que en la fecha de muestreo el sondeo 16 recibía agua del río pero el sondeo 10 no; la composición química similar es coherente con el hecho de que el río y los sondeos comparten litologías.

 También el manantial 5 comparte la litología del río y de los sondeos. En cuanto a su actividad de radón, su ubicación cerca del final de los afloramientos del Jurásico y el Triásico, en una zona tectonizada quizá suponga cierta influencia del sustrato hercínico.



Figura 6 – Actividad de ²²²Rn (pCi/L) vs. concentración de cloruro (mg/L) en muestras tomadas en pozos, manantiales y río. Ver ubicación en Figura 1. (²²²Rn activity (pCi/L) vs. chloride concentration (mg/L) measured in boreholes, springs and rivers. See location in Figure 1.)

• Según se ha visto en el Apartado 4, los sondeos 13, 14, 15, 21 y 12 tienen contribución de agua del Mioceno marino que además es creciente en ese orden. En la Figura 6 se ve que la actividad de ²²²Rn también crece en ese orden, aunque la magnitud de la misma segrega estos cinco sondeos en dos grupos muy diferentes: uno con actividades muy bajas (3 a 7 pCi/L, incluyendo la incertidumbre; sondeos 13, 14 y 15) y otro con actividades altas - en términos relativos- (100 a 160 pCi/L, incluyendo la incertidumbre; sondeos 21 y 12).

Un estudio hidroquímico detallado de estos cinco sondeos no ha proporcionado hasta ahora ninguna evidencia que permita proponer una hipótesis hidroquímica plausible sobre la causa de esta segregación, que afecta únicamente a la actividad de radón. En un primer momento se pensó que quizás los sondeos 12 y 21 estuviesen en una zona de ambiente reductor, o más reductor que el de los sondeos 13, 14 y 15, y que eso podría fomentar la acumulación de uranio en la fase sólida y esto a su vez explicar la mayor actividad de radón. Sin embargo, las mediciones de Eh realizadas en campo no apoyan esta hipótesis, pues estos cinco sondeos tienen valores de Eh negativos pero comparables entre sí (Figura 7). De hecho, según el Eh también los sondeos 11 y 19 tendrían un ambiente ligeramente reductor. No obstante este aspecto está siendo estudiado más a fondo, pues a pesar de que el Eh fue medido con una sonda nueva y siguiendo todos los protocolos necesarios, la naturaleza de esta variable hace que sea difícil disminuir la incertidumbre relativa a la magnitud de la medida.

Pero hay otras posibles causas de tipo no hidrogeoquímico. Una posible explicación, aún por contrastar, está relacionada con el distinto grado de exhalación de radón a la atmósfera desde el terreno y/o desde el interior de los sondeos. La exhalación de radón a la atmósfera depende de muchos factores (Chau et al., 2005), entre ellos la existencia de fracturas y la coexistencia en el medio poroso, junto con el radón, de otros gases tales como sulfhídrico, metano o CO_2 . Casi todos los sondeos profundos del sector SE del sistema acuífero tienen sulfhídrico, y durante el muestreo y medición de ²²²Rn se pudo observar la salida continua de burbujas con el agua, por lo que el sulfhídrico pudo arrastrar

radón, aumentando así la exhalación de este gas. Además, también es posible que las grandes fracturas existentes en la zona jueguen un papel relevante en la exhalación de radón.

• En la Figura 6 también se ve que la actividad de radón aumenta progresivamente entre los sondeos 17, 18, 19 y 11. Como se vio en el Apartado 4 estos tienen aportes de agua del Jurásico y del Triásico y su composición muestra una evolución progresiva de menor a mayor salinidad. Además, los sondeos 11 y 19 parecen tener una ligera contribución de Cl del Mioceno marino. En la Figura 6 se ve la actividad de radón también aumenta en ellos de forma progresiva y en el mismo orden que la salinidad. También se ve que existe una tendencia de evolución natural por la cual el contenido de Cl y la actividad de radón aumentan paralelamente, lo que sugiere que los sedimentos del Mioceno marino tienen actividades de ²²²Rn mayores a los carbonatos del Jurásico y a las areniscas y arcillas del Triásico, y sólo son superados por el granito.

Esa tendencia involucra a un buen número de los sondeos muestreados, con independencia de su ubicación espacial: es el caso de la línea evolutiva definida por los sondeos 16, 17, 18, 19, 11, 21 y 12. Esto apoya la hipótesis de que los sondeos 19 y 11 tienen cierta contribución de sales del Mioceno marino e introduce la hipótesis de que también los sondeos 17 y 18 tienen cierta contribución del Mioceno, aunque en menor proporción. En el caso del sondeo 16 es difícil apoyar esta hipótesis, ya que no hay Mioceno en su entorno, y su alineación con los otros seguramente obedece a causas ambientales.

La comparación de la actividad de radón con la relación rSO_4/rCl (r = meq/L) apoya las hipótesis que se acaban de proponer (Figura 8):

Si aceptamos que las aguas con valores de rSO₄/rCl > 1 tienen una contribución dominante de agua del Triásico (como primera o como segunda fuente, tras el Jurásico) y las que tienen valores de rSO₄/rCl < 1 tienen una contribución dominante del Mioceno (como segunda fuente, tras el Jurásico), las aguas de los sondeos 12, 13, 14, 15 y 21 tienen una contribución notable del Mioceno, y las aguas de los sondeos 17, 18, 19 y 11 también parecen tener una contribución del Mioceno, mucho menor pero creciente en ese orden.



Figura 7 – Actividad de ²²²Rn (pCi/L) vs. Eh (mV) en muestras tomadas en pozos, manantiales y río. Ver ubicación en Figura 1. (²²²Rn activity (pCi/L) vs. Eh (mV) measured in boreholes and one spring. See location in Figure 1.)

• El sondeo 21 tiene un valor de la relación rSO₄/rCl muy cercano al del agua de mar no modificada (rSO₄/rCl \approx 0,11), lo que sugiere que a pesar de haber medido un valor de Eh = -200 mV las condiciones no son claramente reductoras. Por comparación con ella, es claro que los sondeos 15 y 12 han perdido sulfato por reducción. Puede que también los sondeos 13 y 14 hayan perdido algo de sulfato, pero esto no se puede deducir de la figura ya que esos sondeos tienen sulfato adicional al marino, aportado por el Triásico. No obstante, si suponemos que estos sondeos no han

perdido sulfato, entonces en ausencia de reducción los sondeos 15 y 12 deberían tener valores de la relación rSO₄/rCl situados entre los valores de la misma en los sondeos 21 y 13.

- Como ya se ha dicho antes, la relación rSO₄/rCl tampoco proporciona información que permita explicar la separación en dos grupos por el orden de magnitud de la actividad de radón de los sondeos 13, 14, 15, 12 y 21.
- Durante el muestreo se pudo observar que muchos de los sondeos proporcionan agua con abundante gas sulfhídrico, e incluso en varios de ellos con el agua salía una gran cantidad de pequeñas partículas negras, las cuales fueron muestreadas para su identificación. Los análisis mineralógicos realizados en la UPCT indican que se trata de sulfuros metálicos, lo cual es coherente con lo explicado sobre el Eh y la reducción de sulfatos.
- La abundante presencia de sulfhídrico en varios de los sondeos del acuífero confinado muestreados (claramente en los sondeos 11, 12, 13, 14, 15 y 21) y la imposibilidad de evitar la pérdida de éste (y el consiguiente arrastre de radón) durante la medición podría estar relacionado con la pequeña actividad de ²²²Rn medida en los pozos 13, 14 y 15, los cuales deberían tener actividades comparables a los pozos 11 y 12. El proceso de volatilización puede haber



ocurrido de forma variable, influenciando la medición.

Figura 8 – Actividad de ²²²Rn (pCi/L) vs. el valor de la relación iónica SO₄/Cl en muestras tomadas en pozos, manantiales y ríos. Ver ubicación en Figura 1. (²²²Rn activity (pCi/L) vs. the value of the SO₄/Cl ionic ratio measured in boreholes, springs and rivers. See location in Figure 1.)

6. CONCLUSIONES

- La mayoría de las aguas del sistema acuífero de Úbeda son mezcla, en distinta proporción según la zona, de agua de tres formaciones geológicas: calizas y dolomías del Jurásico, areniscas y arcillas con evaporitas del Triásico y margas con agua marina congénita del Mioceno. El estudio hidroquímico de las aguas de sondeos, manantiales y ríos tomadas en septiembre de 2011 ha permitido proponer un modelo conceptual de la posible procedencia litológica de las aguas en cada punto muestreado en el momento y en las condiciones hidrodinámicas del muestreo. El modelo hidroquímico conceptual se ha comparado con la actividad de ²²²Rn medida in situ para evaluar las posibilidades del radón como trazador litológico de la procedencia del agua en zonas de mezcla.
- La mayoría de las aguas del sistema acuífero de Úbeda son mezcla, en distinta proporción según la zona, de agua de tres formaciones geológicas: calizas y dolomías del Jurásico, areniscas y arcillas con evaporitas del Triásico y margas con agua marina congénita del Mioceno. El estudio hidroquímico de las aguas de sondeo, manantial y río tomadas en septiembre de 2011 ha permitido proponer un modelo conceptual de la posible procedencia litológica de las aguas en cada punto muestreado en el momento y en las condiciones hidrodinámicas del muestreo.
- El modelo hidroquímico conceptual se ha comparado con la actividad de ²²²Rn medida in situ para evaluar las posibilidades del radón como trazador litológico de la procedencia del agua en zonas

de mezcla. Según el modelo hidroquímico, las aguas de los sondeos 10 y 16, situados junto al río Guadalimar, las de los manantiales ubicados al N del mismo río y las del propio río Guadalimar en dos puntos separados unos 7 km tienen la misma procedencia litológica: los materiales del Jurásico y el Triásico. Pero esto no significa que compartan la procedencia física del agua. La incorporación de la interpretación la actividad de ²²²Rn sugiere que el sondeo 16 recibe agua del río Guadalimar, sin actividad de radón aunque químicamente similar a las otras. No obstante, no se puede descartar que otros factores, por ejemplo la existencia localizada de fracturas que aumenten la exhalación de radón, contribuyan a la diferencia de concentraciones.

- También según el modelo hidroquímico, las aguas de los sondeos ubicados hacia el oeste y centro del sistema acuífero (17, 18, 19, 11) tienen agua procedente principalmente del Jurásico y en segundo lugar del Triásico. Vistos en conjunto, estos cuatro sondeos muestran una evolución creciente de suroeste a noreste a (17-18-19-11) en el sentido de aumentar la salinidad, el contenido de Cl, SO₄ y Na y la actividad de ²²²Rn. El estudio de la evolución del Cl vs. ²²²Rn y de la relación iónica SO₄/Cl vs. ²²²Rn sugiere que, aunque estos pozos reciben aportes del Jurásico y del Triásico de forma dominante, el aumento de la actividad de ²²²Rn en ellos iría vinculado al aumento del Cl y el Na, los cuales son componentes dominantes en los materiales del Mioceno marino y no en los del Triásico. Por tanto, la hipótesis que se propone es que estos cuatro pozos tienen también contribución de agua del Mioceno, la cual apenas es perceptible en los sondeos 17 y 18 pero es algo más clara en los sondeos 19 y 11.
- Según el modelo hidroquímico, las aguas de los sondeos más profundos muestreados (12, 13, 14, 15 y 21), ubicados al SE del sistema acuífero y en una zona donde el modelo conceptual de fluio indica que confluven líneas de fluio de largo recorrido procedentes del noreste y del oeste (Heredia et al., 2008; CEDEX, 2006; Rodríguez-Arévalo et al., 2007), son de tipo cloruradosódico. Esto indica que reciben agua principalmente del Jurásico y del Mioceno marino. No obstante, los valores de la relación SO₄/Cl en los sondeos 13 y 14, claramente mayores al valor medio marino (0,11), aunque inferiores a 1, indican que hay una fuente de sulfato adicional al Mioceno marino, lo cual apunta al Triásico. En cambio, en el sondeo 21 (La Caleruela) los valores de las relaciones iónicas Na/Cl y SO4/Cl indican que el agua tiene mezcla con agua de origen marino prácticamente no modificada por reducción de sulfatos, y sólo un poco enriquecida en Na por intercambio catiónico respecto al agua de mar estándar. También las aguas de los sondeos 12 y 15 están sólo un poco enriquecidas en Na, pero están muy empobrecidas en SO4 por reducción. Con el estudio hecho hasta ahora no se puede descartar que los sondeos 13 y 14 también estén algo empobrecidos en SO₄ por reducción, pero si la hay está enmascarada por la contribución de SO4 del Triásico.
- Los sondeos 21 y 12 muestran una tendencia de evolución creciente del contenido de Cl y Na y de la actividad de ²²²Rn, hasta alcanzar los valores más elevados medidos de ambos en la zona, con excepción del ²²²Rn en el sondeo 20, perforado en granitos. Esto es coherente con la hipótesis de un aumento de la contribución de agua del Mioceno.
- También los sondeos 13-14-15 muestran una tendencia de evolución creciente del contenido de Cl y Na y de la actividad de ²²²Rn, pero aunque estos tienen salinidades comparables a las de los sondeos 21 y 12, la magnitud de la actividad de ²²²Rn medida en ellos es mucho menor, casi comparable a la de aguas superficiales.
- El estudio de los datos químicos y de la información hidrodinámica (Heredia et al., 2012) de estos cinco sondeos no ha proporcionado, hasta ahora, ninguna evidencia que permita proponer una hipótesis plausible sobre la causa de esta segregación, la cual afecta únicamente a la actividad de radón. Aparentemente no tiene correlación con el estado redox, al menos

con los valores de Eh medidos, lo que sugiere que este factor no es crucial en el control de la actividad de radón en las aguas.

- Una posible explicación está relacionada con el distinto grado de exhalación de radón a la atmósfera desde el terreno y/o desde el interior de los sondeos. La salida de sulfhídrico durante la medición de radón en la mayoría de los sondeos profundos del sector SE del sistema acuífero pudo haber arrastrado radón. La exhalación de sulfhídrico es constante también desde el interior de las entubaciones de lo sondeos. Además, tanto uno como otro gas podrían escapar a la atmósfera de forma preferente por las grandes fracturas existentes en la zona.
- En cuanto al objetivo del trabajo, evaluar la capacidad de la actividad de ²²²Rn para trazar la procedencia litológica del agua en un sistema de geología compleja y poco conocida a las profundidades de interés, los resultados son razonablemente esperanzadores. No obstante, la existencia de dos grupos de aguas de ubicación cercana y composición y origen similar pero con valores de actividad muy diferentes indica que es necesario seguir investigando sobre los factores que controlan la actividad del ²²²Rn en este sistema acuífero.

7. AGRADECIMIENTOS

El trabajo realizado es parte del proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3 REDESAC, financiado por el Gobierno Español a través del Ministerio de Ciencia e Investigación. El CEDEX, que es un Ente Promotor Observador del proyecto REDESAC, ha financiando una parte de los análisis hidroquímicos y ha dado apoyo en campo, al coincidir esta campaña con otra paralela de ese organismo. El Instituto Geológico y Minero de España y la Universidad Politécnica de Cartagena han proporcionado instrumental propio para la realización del trabajo de campo.

8. REFERENCIAS

- CEDEX (2002). "Realización de estudios hidrogeológicos en la Unidad 05.23 (Úbeda)". Ministerio de Medio Ambiente, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Centro de Estudios y Técnicas Aplicadas, Madrid. Informe interno, 150p.
- CEDEX (2006). "Estudio hidrogeológico e isotópico en la masa de agua subterránea carbonatado de la Loma de Úbeda (050-010)". Ministerio de Medio Ambiente, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas Centro de Estudios y Técnicas Aplicadas, Madrid, Informe interno, 85 pp.
- Chau, N.D., Chrusciel, E., Prokólski, L. (2005): "Factors controlling measurements of radon mass exhalation rate. J. Environ. Radioact. 82, 363–369.

- González-Ramón, A., Gollonet, J., Rubio-Campos, J.C. y Núñez, I. (2007). Los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén). González-Ramón, A., Rubio-Campos, J.C. y López-Geta, J.A. (Eds.). IGME-AUAS, Madrid. Informe interno, 56 pp.
- González-Ramón, A., Gollonet, J., Peinado, R., Moreno, J.A., Núñez, I., Heredia, J. y Rubio-Campos, J.C. (2008). "Relación hidrogeológica entre el acuífero jurásico de la Loma de Úbeda y el río Guadalimar". En: López-Geta, J.A.; Rubio, J.C. y Martín-Machuca, M (Eds.). VII Simposio del Agua en Andalucía, Baeza (Jaén). IGME, T-1: 251-262.
- González-Ramón, A.; Heredia, J.; Rodríguez-Arévalo, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Muñoz de la Varga, Moreno, J.A. y Díaz Teijeiro, M.F. (2012). "Evolución temporal de las características físico-químicas e isotópicas en el agua subterránea de los acuíferos de la Loma de Úbeda (sur de España)". Esta publicación.
- Heredia, J.; González, A.; Rodríguez.-Arévalo, J.; Gollonet, J.; Roldán, F.; y Rubio, J. C. (2008). "Acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda: propuesta para una explotación sostenible basada en la modelación numérica". Agua y Cultura. VII simposio del Agua de Andalucía. Ed. López-Geta, Rubio Campos, Martín Machuca. IGME, Madrid. ISBN: 978-84-7840-761-3.
- Heredia, J.; González-Ramón, A.; Gollonet, J.; Moreno, A. y López-Geta, J.A. (2011) "Un modelo tridimiensional de flujo como herramienta para la planificación de la explotación sostenible de un sistema acuífero profundo: la Loma de Úbeda (Jaén, España)". Congreso Ibérico sobre "Las aguas subterráneas: desafíos de la gestión para el siglo XXI". Asociación Internacional de Hidrogeólogos-Grupo Español, Zaragoza, España.
- Heredia, J.; Manzano, M.; Ortega; L.; González, A.; Rodríguez Arévalo, J.; Muñoz de la Varga, D. (2012). "Contraste numérico de las aportaciones preliminares del ²²²Rn al modelo de funcionamiento del Sistema Acuífero Profundo de Úbeda, SAPU (Jaén, España)". Esta publicación.
- IGME (2004). Obtención de información para la mejora del conocimiento sobre el funcionamiento hidrogeológico del acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda. IGME, Madrid. Informe interno, 43 pp.
- ITGE-DGOH-DGCA, (2001). "Proyecto para la actualización de la infraestructura hidrogeológica de la unidad 05.01 (Sierra de Cazorla), 05.02 (Quesada-Castril), 07.07 (Sierra de Cazorla) y Carbonatado de la Loma de Úbeda". IGME, Madrid. Informe interno.
- Le Druillennec, T.; Ielsch, G.; Bour, O.; Tarits, C.; Tymen, G.; Alcalde, G.; Aquilina, L. (2010): "Hydrogeological and geochemical control of the variations of 222Rn concetrations in a hard rock aquifer: Insights into possible role of fracture-matrix exchanges". *Applied Geochemistry*, 25, 345-356.
- Lawrence, E.; Poeter, E.; Wanty, R. (1991): "Geohydrologic, geochemical, and geologic controls on the occurrence of radon in ground water near Conifer, Colorado, USA." J. Hydrology, 127, 367-386.
- Núñez, L; Araguás-Araguás, L.; Rubio, J.C.; González, A.; Pérez-Zabaleta, E; Gollonet, J., (2005). "Evolución hidrogeoquímica en el acuífero de la Loma de Úbeda, Jaén". VI Simposio de Andalucía. IGME, Madrid: 533-542.
- Rodríguez-Arévalo, J.; Pérez, E.; Díaz, M.F.; Heredia J. (2007) "A contribution to the characterization of a deeply confined carbonate aquifer in Úbeda (southern Spain) from a reinterpretation of existing geological and geophysical data and new data on environmental isotopes". XXXV IAH Congress, Groundwater and Ecosystems. Lisboa, Portugal.
- Sakoda, A.; Ishimori, Y.; Yamaoka, K. (2011): "A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and flyash". *Applied Radiation and Isotopes*, 69, 1422–1435.

Modelización de la respuesta hidro-sedimentaria de la cuenca de Aixola (Gipuzkoa) en distintos escenarios climáticos.

Assessing changes on sediment yield under climate scenarios using SWAT (Aixola headwater catchment, Gipuzkoa)

Maite Meaurio⁽¹⁾, Ane Zabaleta⁽¹⁾, Estilita Ruíz⁽²⁾, Iñaki Antigüedad⁽¹⁾ ⁽¹⁾ Grupo de Hidrogeología y Medio Ambiente, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea. 48940 Leioa, Bizkaia. maite.meaurio@ehu.es

⁽²⁾ Grupo de Hidrogeología y Medio Ambiente, Facultad de Ingeniería, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, 48013 Bilbao, Bizkaia.

SUMMARY

Trends of the climate change impacts on runoff and sediment yield during 2011–2100 at Aixola catchment were evaluated for 4 climate change scenarios projected by two GCMs (CGCM2 and ECHAM4) under two emissions scenarios (A2 and B2) and using Soil and Water Assessment Tool. SWAT was calibrated (2007-2010) and validated (2005-2006) against runoff and sediment observed values achieving satisfactory results for four statistical evaluation methods: the Nash-Sutcliffe efficiency, the coefficient of determination, the percent bias, and the ratio of the mean root square error to the standard deviation of measured data. Results of projections are very similar for the three periods studied (2011-2040, 2011-2070, 2011-2100) but are statistically more significant for the longest one. Those results show that for year 2100, runoff and sediments would decrease between 0.13 Ls^{-1} and 0.45 Ls^{-1} and between 0.11 and 0.43 Mg, respectively, every year for most of the simulated scenarios, but would virtually increase 0.94 $L \cdot s^{-1}$ and 0.57 Mg every year using CGCM2-B2 inputs. Present mean discharge is 90 L s⁻¹ and sediment load 220 Mg per year. These very different results evidence the need of using as many climatic scenarios as possible when trying to obtain hydrological projections, so that uncertainty of results can be better evaluated.

Keywords: SWAT, Climate Change, Impact assessment, Sediment yield.

1. INTRODUCCIÓN

La Directiva Marco del Agua (DMA, 2000) ha supuesto un marco integrado para la política del agua en Europa, en la que se considera de forma conjunta la cantidad del recurso como su calidad, el hábitat físico de los ecosistemas hídricos y la existencia de eventos extremos (avenidas y sequías).

Por lo tanto exige una gestión integral de la cuenca fluvial. Sin embargo, algunos autores (Wilby et al., 2006) subrayan que la Directiva no hace mención expresa a los riesgos que el cambio climático plantea para la consecución de objetivos ambientales.

Numerosas investigaciones han mostrado que el cambio climático puede afectar de forma significante al flujo de agua (Nijssen et al., 2001; Menzel y Burger, 2002), a la erosión (Pruski y Nearing, 2002; Michael et al., 2005) y al flujo de sedimento (Xu, 2003; Sivitsky et al., 2005).

Por otro lado la carga de sedimento suspendido en cuencas de cabecera montañosas es un tema que suscita interés (Millan y Syvitski, 1992; Farnsworth y Milliman, 2003). La importancia de estas cuencas es incluso mayor cuando son cuencas de cabecera de reservas de agua, por lo que hay una importante cantidad de artículos dedicados a la investigación de la sedimentación en embalses (Labadz et al., 1995; Verstraeten et al., 2003; Krasa et al., 2005). Pero la contribución natural de sedimento a ríos, océanos y reservas de agua depende, entre otras cosas, del clima. Por lo tanto el cambio climático tiene efectos importantes en la generación de sedimento y su transporte (Zhu et al., 2008).

El uso de modelos matemáticos para estudiar el caudal y el flujo de sedimento (incluyendo la erosión del suelo y el transporte de sedimento) está ampliamente extendido. Existe una importante variedad de modelos que pueden usarse para este tipo de estudios (Borah y Bera, 2004; Merrit et al., 2003) pero en este caso se ha utilizado el Soil and Water Assessment Toll (SWAT) (Arnold et al., 1998) para estudiar el impacto del cambio climático en la

escorrentía, asociada a la carga de sedimento. El SWAT es un modelo hidrológico, creado con el fin de predecir el impacto que las prácticas de gestión de los suelos ejercen en el agua, en su cantidad y en los sedimentos asociados al régimen hídrico. Se puede utilizar en cuencas complejas, incluso para largos periodos de tiempo. Además se ha utilizado extensamente en el estudio y la predicción de los efectos del cambio climático y en los efectos que puede causar en la erosión del suelo y la carga de sedimento (Hanratty y Stefan 1998; Boorman, 2003).

El modelo SWAT se ha aplicado en la cuenca de Aixola, por ser cuenca de cabecera de un embalse y tener un amplio registro de caudal y sedimento.

En este contexto, el objetivo de este estudio es dar unas pautas de cómo los cambios potenciales en precipitación y temperatura pueden afectar al recurso hídrico de la cuenca y a la cantidad de sedimento que se genera. Ambos aspectos son de gran relevancia teniendo en cuenta que se trata de una cuenca de cabecera de un embalse. Además en los últimos años se ha evidenciado que el sedimento fino puede ser un importante vector para el transporte de nutrientes y contaminantes como metales pesados (Ankers et al., 2003), pesticidas y microorganismos. La dinámica de los sedimentos y las interacciones entre los sedimentos y los contaminantes en los sistemas fluviales (Westrich y Forstner, 2007) serían los aspectos centrales en el estudio de la calidad de los sedimentos que se estudiarán en el futuro.

2. METODOLOGÍA

Descripción del área de estudio 1.

La cuenca de Aixola consta de un área de 4,8 km² y se sitúa en el oeste de Gipuzkoa, en la cuenca media del río Deba (fig. 1). El río drena al embalse de Aixola, que tiene una capacidad de 2,73 hm³ y sus aguas son utilizadas para abastecer de agua potable al municipio de Eibar. El desnivel varía de 340 m a 750 msnm y las pendientes no sobrepasan el 30 % (fig. 1).



Figura 1. Localización de la cuenca de Aixola, de la estación de aforo y mapa digital de elevación, de usos del suelo y de tipos de suelo.

La precipitación anual (medida desde 1986-1987) es de 1.420 mm al año. La temperatura varía desde las mínimas diarias registradas entre diciembre y febrero de 5 °C a las máximas de julio y agosto de 20 °C. En la estación de aforos ubicada aguas arriba del embalse, el caudal medio durante los años de control ha sido de 0,09 m3 s⁻¹ y el de sedimento de 0.6 Mg d⁻¹.

La mayor parte de los materiales que afloran en la cuenca pertenecen al Flysch detrítico calcáreo del Cretácico superior (Santoniense-Maastrichtiense medio). La serie está formada por la alternancia de margas y calizas arenosas de forma que todo en conjunto constituye una serie turbidítica con algunas variaciones locales más o menos importantes. Los suelos de mayor relevancia en la cuenca son cambisoles y regosoles (F.A.O, 1991) de potencia considerable (fig. 1). Por lo tanto se trata de un sustrato poco permeable cubierto por suelos de notable potencia, lo que genera que la mayor parte del flujo sea superficial y subsuperficial.

La cuenca esta reforestada prácticamente en su totalidad. La vegetación autóctona se encuentra relegada a pequeñas parcelas mientras que el Pinus radiata cubre aproximadamente el 80 % (fig. 1).

2. El modelo SWAT y sus características

EL SWAT es un modelo de dominio público creado por el USDA (Agricultural Research Service at the Grassland, Soil and Water Research Laboratory) en Temple, Texas, USA. Realiza las simulaciones a escala de cuenca, de forma continua y se creó con el fin de analizar el impacto que la gestión de las prácticas agrarias puede generar en el agua, el sedimento y en su química (Arnold et al., 1998).

Es un modelo semidistribuido, porque para la simulación divide la cuenca en subcuencas homogéneas, pero además es capaz de fraccionar estas últimas en Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU). Se trata de la menor unidad de la disgregación espacial, de forma que las subcuencas se dividen en HRUs cada una con su pendiente, uso del suelo y condiciones edáficas, por lo que cada una tiene sus propias características, y por tanto sus propios parámetros. Además, la transferencia de materia y energía entre sus componentes se rigen mediante ecuaciones físicas que cumplen las leyes de

totalidad. La eñas parcelas el 80 % (fig. La modelización de la carga de sedimento se calcula con la Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE), desarrollada por Williams y Berndt (1977). El transporte de sedimentos a través del canal se controla por el funcionamiento simultáneo de deposición/erosión del sedimento procedente de las zonas altas de la cuenca, y la capacidad de transporte del canal.

3. Datos de entrada del modelo

para poder utilizar el modelo SWAT.

El modelo SWAT requiere datos como la topografía, el tipo de suelos, el uso del suelo y datos meteorológicos para poder realizar simulaciones de forma satisfactoria. En la siguiente tabla se muestra el origen y las características de estos datos:

conservación de la materia y de la energía, tanto para el conjunto del

modelo como para cada uno de los submodelos. Por lo tanto, el

modelo puede aportar información sobre caudal, sedimentos,

nutrientes, bacterias y pesticidas en los puntos de salida de cada

subcuenca, pero además permite al usuario poner puntos de control

en cualquier lugar del área de estudio. Es necesario el soporte gráfico

y espacial de un programa de Sistemas de Información Geográfica

SCS número de curva (USDA Soil Conservation Service, 1972).

En cuanto a la modelización hidrológica, el modelo realiza la estimación de la escorrentía superficial con el método modificado de

La proporción del pico de escorrentía lo calcula con el método

racional modificado (Chow et al., 1988) y el flujo se dirige hacia el

canal utilizando una variable del tipo de almacenaje (the storage routing technique) de Williams, 1969. Se ha utilizado la ecuación de

Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985) para calcular la

Tipo de datos	Fuente	Descripción/propiedades
Topográfico	Geoeuskadi. MDE LIDAR 2008	Modelo digital de elevación (5m x 5m)(fig. 1)
	http://www.geo.euskadi.net/s69-15375/es/	
Mapa suelos	Geoeuskadi	Mapa de suelos y Capacidad de uso (1:25.000)
Mapa usos de suelo	Geoeuskadi. Inventario forestal CAV, 2005	Mapa de usos del suelo (1:10000)
Datos Climáticos	DFG	Temperatura máxima y mínima y precipitación diarias
	http://www4.gipuzkoa.net/oohh/web/eus/index.asp	(Estación de Aixola 1049O), (2001-2007) (fig. 1).

Tabla 1. Fuente de datos de entrada para la cuenca de Aixola.

El modelo utiliza el mapa digital de elevación para delimitar la cuenca y generar subcuencas en función del grado de discretización que desee dar el modelador. En este caso, la cuenca de Aixola, ha sido dividida en 24 subcuencas que a su vez, en función de la pendiente, el uso del suelo y el tipo de suelo, se han dividido en 165 HRUs.

Al tratarse de una cuenca reforestada, durante el periodo de modelización se dieron algunos cambios en los usos del suelo. Para poder determinarlos se han utilizado ortofotos de los años 2004, 2005, 2006, 2007, 2008 y 2009 en las que se observan talas y nuevas plantaciones durante el periodo comprendido entre 2003 y 2006. Además en marzo de 2004 se realizó un relleno de tierras no consolidadas de unas 5 ha. Estos hechos provocan una mayor erosión del suelo y por tanto la cantidad de sedimento que llega al río será mayor. Para poder modelizar este hecho se ha creado una pequeña parcela de 1,05 ha de suelo desnudo (fig. 1) que actúa como fuente de sedimento disponible. Esta pequeña parcela solo se ha incluido para el periodo 2005-2006 porque para el periodo 2007-2010 no se han detectado cambios considerables en el uso del suelo.

4. Métodos para el análisis de los resultados

El análisis de los resultados del modelo, tanto en el proceso de calibración como en el de validación, se ha llevado a cabo siguiendo la metodología propuesta por Moriasi et al., 2007. Se han utilizado en todo momento técnicas gráficas que aportan una comparación visual entre los datos simulados y medidos además de una primera perspectiva sobre el funcionamiento del modelo (ASCE, 1993). También se han calculado distintos métodos estadísticos con el fin de comprobar la buena correlación entre los datos observados y simulados. A continuación se muestra una breve descripción de estos métodos:

- Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE): es la unidad menos la magnitud relativa de la varianza residual (ruido) comparada con la varianza de los datos medidos. Va desde - ∞ a 1 y los valores más altos indican un rendimiento mejor (Nash and Sutcliffe, 1970).

- Coeficiente de correlación (R2): describe la proporción de la varianza en los datos medidos respecto a los modelados. Oscila entre 0 y 1 y los valores más altos indican un rendimiento mejor.

- Porcentaje PBIAS: mide la tendencia de los datos simulados a ser mayores o menores que los observados. Cuanto más se acerca a 0 mejor es la relación entre los datos observados y los simulados. Los valores positivos indican una sobre-estimación mientras que los negativos muestran una subestimación (Gupta et al, 1999.)

- Razón de desviación estándar (RSR): cociente entre la raíz del error cuadrado y la desviación estándar de los datos observados. Cuanto más se acerque a 0 mejor será el resultado (Moriasi et al., 2007).

Según Moriasi et al., 2007, se puede dar por satisfactoria una simulación cuando el índice NSE > 0.5, RSR \leq 0.7, y PBIAS < 25% para el caudal y NSE > 0.5, RSR \leq 0.7, y PBIAS < 55% para el sedimento.

Con el fin de identificar tendencias en las series proyectadas (2011-2040, 2011-2070, 2011-2100) y evaluar el nivel de significancia de esas tendencias, se ha aplicado el test noparamétrico Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall 1975). Esta prueba estadística evalúa los datos como series temporales y compara las magnitudes relativas de los datos en lugar de sus valores. Las series temporales constan de n datos y se ordenan cronológicamente $\{x1,...,xn\}$.

Cuando el estadístico Z queda por encima de un tanto por ciento alto de los casos que proceden de muestras aleatorias de una distribución normal (80%, 90%, 95%...) se puede pensar que existe una tendencia.

Después ha de definirse un nivel de significancia, en este caso se ha utilizado el criterio sugerido por el IPCC en 2005 para considerar un rango de incertidumbres en lugar de un solo umbral de significación de la probabilidad de ocurrencia de una tendencia. En el informe se definen las siguientes categorías:

Terminología	Probabilidad de
	ocurrencia
Virtualmente cierto	> 99% de probabilidad de
	ocurrencia
Extremadamente	>95% de probabilidad
probable	
Muy probable	> 90% de probabilidad
Probable	> 66% de probabilidad
Tan probable como	Entre 33 y 66% de
no	probabilidad
Improbable	< 33% de probabilidad
Muy improbable	< 10% de probabilidad
Excepcionalmente	<1% de probabilidad
improbable	

Tabla 2. Descripción y rango de los parámetros obtenidos del análisis de sensibilidad del SWAT. En la columna sensibilidad se muestra el nivel de sensibilidad (siendo 1 el más sensible) de cada parámetro tanto para caudal como para sedimentos, mientras que en valor actual se indica el valor final (después de la calibración) de cada parámetro.

Tipo de	Parametros	Descripción	Sens	sibilidad	Valor
cambio		and the second se	Caudal	Sedimentos	actual
r	CN2.mgt	Número de curva	1	3	110%
v	CH K2.rte	Conductividad hidraulica efectiva	2	13	100
v	SURLAG.bsn	Tiempo de retardo del flujo superficial	3	5	1
v	ALPHA BF.gw	Constante de recesión del flujo base	4	11	0.021
۲	ESCO.bsn	Factor de compensación de evaporación del suelo	5	10	0.9
۷	GWQMN.gw	Nivel en el acuifero a partir del cual hay un aporte del acuifero al río	6	16	700
•	CH_N2.rte	Valor de la <i>n</i> de Manning para el canal principal	7	8	Sin cambios
	SLOPE	Pendiente media de cada HRU	8	7	Sin cambios
۲	CANMX.hru	Máximo almacenamiento de la cubierta vegetal	9	4	8
×	GW_REVAP.gw	Coeficiente de "reevaporación" del agua subterránea	10	21	0.19
	BLAI (crop.dat)	Máximo potencial de indice foliar	11	1	Sin cambios
r	SOL K.sol	Conductividad hidraulica3 saturada	12	15	110%
	SOL_AWC.sol	Capacidad de agua disponible en cada capa de suelo	13	14	14%
	SOL Z.sol	Profundidad de cada capa de suelo	14	18	Sin cambios
۲	GW_DELAY.gw	Tiempo de retardo en la recarga del acuitaro	15	20	40
v	REVAPMN.gw	Umbral de agua en el acuifero superficial	16	23	Sin cambios
	EPCO.bsn	Factor de compensación de absorción de la planta	17	19	Sin cambios
	SLSUBBSN.hru	Longitud de la pendiente media	18	12	Sin cambios
v	BIOMIX.mgt	Eficiencia biológica en la mezcla del suelo	19	17	0.9
	USLE_P.mgt	Factor P de la ecuación USLE	-	2	Sin cambios
×	SPCON.bsn	Parámetro relacionado con la dinámica del sedimento en el canal	-	6	0.0001
۲	SPEXP.bsn	Parámetro exponente de los sedimentos que retoman al canal	-	9	1.5
v	RSDCO.bsn	Factor de deposición residual			0.1
v	LAT TTIME.hru	Tiempo de recorrido del flujo lateral			5
v	LAT_SED.hru	Concentración de los sedimentos en el flujo latoral y el agua subterránea			0.5
v	OV_N.hru	Valor n de Manning para flujo superficial			0.6
v	SHALLST.gw	Profundidad inicial de agua en el acuífero superficial			1000
۷	DEEPST.gw	Profundidad inicial de agua en el acultero profundo			a
v	RCHR_DP.gw USLE_K.mgt	Factor de percolación al acuifero profundo Factor de erodibilidad de la ecuación USLE			0 cambisol 0.25 recosol 0.35

por un valor dado.

Además se han cuantificado los cambios anuales de las series simuladas usando regresiones lineales. De esta forma se han podido calcular los ascensos y descensos tanto de lo sedimentos como del caudal durante los distintos periodos estudiados.

Por último se han calculado los resultados obtenidos de la simulación en la cuenca de Aixola con los resultados obtenidos por diversos entes para la CAPV.

5. Calibración del modelo

Para poder llevar a cabo la modelización, se han utilizado los datos diarios de caudal (m3 s⁻¹) y la carga de sedimento (Mg d⁻¹) medidos en la estación de aforo de Aixola durante el periodo 2006-2010. Para la calibración se han utilizado 4 años, desde 2007 a 2010.

La etapa de calibración es importante para obtener un buen resultado, y además requiere una dedicación importante. Consta de distintas fases; en primera instancia se realiza la calibración manual de la hidrología y posteriormente la de los sedimentos. Estos cambios se realizan en base a los datos y al conocimiento que se tiene de la cuenca, teniendo en cuenta que algunos parámetros pueden influir tanto en el caudal como en la carga de sedimentos.

Después de la calibración manual se realiza un análisis de sensibilidad con el objetivo de identificar los parámetros de mayor influencia (Morris, 1991) en el proyecto de modelación (tabla 2).

Por último se vuelve a realizar una calibración manual utilizando los resultados del análisis de sensibilidad, pero siempre tratando de que todos los cambios realizados no sean irreales. Los resultados obtenidos (fig. 2) se han contrastado con índices estadísticos (tabla 3). Todos los valores indican que la simulación es satisfactoria. Los índices estadísticos muestran que la calibración del caudal se ajusta mejor a la realidad que la carga de sedimento, lo cual suele ser habitual (Santhi et al. 2001; Moriasi et al., 2007). El índice PBIAS muestra que se da una subestimación del caudal, mientras que el sedimento es sobreestimado.

Tabla 3 – Resultados estadísticos de la calibración y validación del modelo.

	Calibración		Validación		
	caudal	sedimento	caudal	sedimento	
NSE	0.62	0.56	0.6	0.54	
\mathbf{R}^2	0.81	0.76	0.85	0.80	
PBIAS	-16	47	2	42	
RSR	0.62	0.66	0.64	0.68	

6. Escenarios climáticos

Para realizar este trabajo se han utilizado las variables climáticas de precipitación y temperatura máxima y mínima que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) ha conseguido, dentro del proyecto Europeo Prudence (Brunet et al., 2009). Estos datos son producto de la regionalización de los Modelos de Circulación General (GCM) desarrollados para el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC). Los GCM son la principal herramienta utilizada en la evaluación del cambio climático (Zhang et al., 2011; Brunet et al., 2009). Sin embargo, sus resultados



Figura 2. Hidrograma y sedimentograma con los datos observados y simulados.

pueden ser de poca resolución espacial, por lo que si se introducen directamente en modelos hidrológicos los resultados no son buenos (Fowler et al., 2007). AEMET ha utilizado distintos métodos de regionalización con el fin de suplir la baja resolución de los modelos generales.

De los métodos de regionalización aplicados por AEMET para realizar este trabajo se han utilizado los análogos FIC (Fundación para la Investigación del Clima), porque a diferencia de otros métodos de regionalización ofrecen un periodo continuo de datos desde 2011 a 2100 y además existe la posibilidad de contrastar estos escenarios futuros con escenarios pasados (1961-1990). Los análogos FIC son un método de regionalización estadística basado en la búsqueda de días pasados (análogos) en los que la situación sinóptica fue parecida a la del día futuro para el que se desean predecir los valores de temperatura y precipitación.

Los análogos FIC se basan en los datos obtenidos de Modelos Generales de Circulación. En concreto, en este trabajo se han utilizado el CGCM2 (Canadian Regional Climate Model) desarrollado por el Canadian Climate Centre for Modeling and Analysis (Caya y Laprise, 1999) y el ECHAM4 (European Centre Hamburg Atmosphere Model) del Max Planck Institutfür Meteorologie (Roeckner et al., 1996). Además se han escogido los escenarios de emisión A2 y B2 del Special Reporton Emissions Scenarios (SRES) de Nakicenovic et al., 2000, para el periodo 1961-1990 y 2011-2100 de la estación 1049O, cercana a Aixola. Los escenarios A2 y B2 representan una posición intermedia de temperatura en cuanto a escenarios climáticos se refiere, de esta forma A2 es medio-alto y B2 medio-bajo (Brunet et al. 2007). La línea evolutiva A2 describe un mundo muy heterogéneo con un desarrollo económico regional orientado a la preservación de las identidades locales, y supone una modesta reducción en el crecimiento de la población en general. La línea evolutiva B2 describe un mundo en el que se hace hincapié en la sostenibilidad ambiental y las soluciones locales a problemas económicos y sociales, y supone una reducción más sustancial en el crecimiento de la población en general.

Además de proporcionar datos de regionalización para el periodo 2011-2100, los análogos FIC también ofrecen un periodo de control (1996-1999) para cada GCM. Este período de control se ha

comparado con datos de precipitación y temperatura medidos en la estación 1049O de AEMET, para el periodo comprendido entre 1983 y 1990. En los 7 años comparados las precipitaciones simuladas son inferiores a las reales para ambos modelos; un 3,5 % para el modelo CGCM2, y un 35,5 % para el ECHAM4. En cuanto a la temperatura máxima, es el ECHAM4 el que más se ajusta, con un promedio de la temperatura máxima de 17 °C, mientras que el CGCM2 simula 15 °C, 2 °C por debajo de la medida. Sin embargo el promedio de la temperatura mínima se ajusta al modelo CGCM2 (8 °C), mientras que el ECHAM4 realiza una predicción un grado menor.

3. RESULTADOS

1. Validación del modelo

En la tabla 3 se muestran los resultados de la validación que se ha llevado a cabo en dos años, el 2005 y el 2006. Al igual que en el caso de la calibración, los métodos estadísticos muestran que la validación es satisfactoria. Los resultados de la calibración y la validación son muy similares, además al igual que en la calibración se puede decir que se obtiene un ajuste mejor del caudal que de la carga de sedimento. El índice PBIAS muestra que tanto para la validación del caudal, como para la de los sedimentos, se da una sobreestimación, aunque en el caso del caudal es muy pequeño.

En la figura 2 se pueden observar los resultados gráficos de la modelización. En general, el caudal simulado no tiene la suficiente intensidad y no llega a los picos del caudal observado. Sin embargo, en aguas bajas el caudal simulado es mayor que el observado, es decir, el modelo tiene una respuesta más lenta a la ausencia de precipitación. En cuanto a los sedimentos se puede apreciar la importante diferencia de los datos medidos, entre el periodo de validación y el de calibración. Las prácticas de deforestación y relleno realizadas en la cuenca durante el periodo comprendido entre 2005 y 2006 reflejan una cantidad importante de sedimento que el modelo subestima. Sin embargo existe una similitud considerable entre los datos observados y simulados en el periodo de calibración. A partir de agosto de 2008 se carece de medidas de la carga de sedimento.



Figuras 3 y 4. Se muestran la media, el máximo y el mínimo para y el rango entre los percentiles 10 y 90. En la figura de la izquierda se muestra el caudal en L·s⁻¹ y a la derecha la carga de sedimento en Mg. Se comparan las simulaciones de los distintos escenarios climáticos con el periodo de referencia (1961-1990).

2. Análisis de los resultados de los escenarios climáticos

El modelo SWAT se ha utilizado para simular los escenarios climáticos de dos modelos de circulación general (CGCM2 y ECHAM4) y para los escenarios de emisión A2 y B2 en tres periodos consecutivos (2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100). En las figuras 3 y 4 se muestran la media, el máximo y el mínimo y el rango entre los percentiles 10 y 90 de los datos obtenidos. Tanto los resultados de caudal, como de sedimentos, se comparan con el periodo de control (1961-1999).

En comparación con el periodo de control, tanto el caudal medio anual como la carga de sedimento decrecen.

Sin embargo para el modelo climático CGCM2 en el escenario de emisión B2, el caudal medio anual y la carga para el periodo 2070-2100, son muy similares al de control.

Con el objetivo de estudiar si existen tendencias en las series proyectadas, se ha aplicado el test de Mann-Kendall para los periodos 2011-2040, 2011-2070 y 2011-2100. Evaluando la probabilidad de ocurrencia de las tendencias en función del criterio sugerido por el IPCC (2005), los resultados muestran que para el periodo 2011-2040 el caudal probablemente descienda entre 0,34 y 0,49 L·s⁻¹ al año. Sin embargo, para el mismo periodo el modelo ECHAM4 muestra que el caudal aumentará muy probablemente 0,74 L·s⁻¹ anualmente. En este periodo, la carga de sedimento solo muestra una tendencia significante para el modelo ECHAM4 en el escenario B2, mostrando una tendencia extremadamente probable de aumento de sedimento en el embalse de Aixola de 0,76 Mg anuales.

Si consideramos un periodo de tiempo mayor (2011-2070), el caudal probablemente o extremadamente probablemente decrecerá entre 0,17 y 0,37 L·s⁻¹ anualmente para el modelo ECHAM4 y los escenarios de emisión B2 y A2 respectivamente. Es extremadamente probable que los sedimentos decrezcan 0,38 t·a⁻¹ para el modelo ECHAM4 en el escenario A2. Los resultados obtenidos del modelo CGCM2-B2 muestran una tendencia virtualmente cierta de que tanto el flujo como los sedimentos aumentarán en este periodo, de 1,06 L·s⁻¹ y 0,74 Mg cada año.

Los resultados obtenidos del periodo más largo (2011-2100) son similares pero estadísticamente más significativos. El modelo ECHAM4 muestra con una probabilidad de entre muy probable y virtualmente cierto que la disminución del flujo y los sedimentos será de entre 0,3 y 0,45 $\text{L}\cdot\text{s}^{-1}$ y 0,14 y 0,43 Mg por año respectivamente, para los escenarios B2 y A2. A su vez el CGCM2-A2 muestra que

las entradas de caudal y sedimentos al embalse probablemente decrecerán 0,13 L·s⁻¹ y 0,11 Mg al año. Sin embargo el CGCM2-B2 muestra que es virtualmente cierto que tanto el flujo como el sedimento aumentarán, 0,94 L·s⁻¹ y 0,57 Mg al año respectivamente.

Como los mejores resultados de significancia se han conseguido en el periodo 2011-2100, se ha evaluado en que porcentaje se puede llenar el embalse de Aixola para el 2100, respecto a su volumen total. Con este fin se ha calculado el área de las regresiones lineales y teniendo en cuenta el volumen del embalse (2,73 hm³) y la densidad húmeda de los sedimentos (1,4 Mg m3) se ha observado que es el escenario CGCM2-B2 el que mayor porcentaje de volumen prevé, un 0.47 %. Es este escenario el único que proyecta una tendencia positiva en la generación de sedimentos, consecuentemente el resto de los escenarios simula una generación de sedimentos anual menor a la registrada en la actualidad. De esta forma el porcentaje de llenado para el escenario CGCM2-A2 es del 0,39 %, mientras que para el modelo ECHAM4 en los escenarios de emisión A2 y B2, es del 0.36 y 0.42 % respectivamente.

Teniendo en cuenta el horizonte temporal establecido por la DMA asociada a los Planes Hidrológicos, el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) ha publicado que para el 2027 se espera un descenso de los recursos hídricos en la vertiente Cantábrica del 2 %. Por su parte, la Agencia Vasca del Agua (URA, 2010), ha calculado un descenso del 11 al 14 % para el horizonte 2060, en la CAPV. Se ha calculado en que porcentaje descenderá o aumentará el caudal en la cuenca de Aixola para los horizontes 2027 y 2060 (tabla 4) con el fin de poder comparar los datos con los de estos estudios, siempre teniendo en cuenta las diferencias de las escalas.

Tabla 4. Porcentaje de ascenso o descenso del recurso hídrico en la cuenca de Aixola, para los horizontes 2027 y 2060, respecto al estado actual (~ 100 L·s⁻¹).

u							
		2027	2060				
	CGCM2-A2	-2,7 %	-7 %				
	CGCM2-B2	54 %	169 %				
	ECHAM4-A2	-6 %	-22 %				
	ECHAM4-B2	-2 %	-11 %				

Es el escenario CGCM2-B2 es el que menos se ajusta a los resultados obtenidos por el CEDEX y URA. Sin embargo los otros tres escenarios consiguen resultados coincidentes con estos estudios.

4. CONCLUSIONES

De las simulaciones realizadas se puede observar que el modelo subestima los picos diarios de caudal y sedimento. Sin embargo los índices estadísticos utilizados para comprobar el ajuste entre los datos observados y simulados indican que para ambos casos el resultado es satisfactorio. Para esta cuenca Zabaleta et al. (2007) concluyó que la intensidad de la lluvia en los eventos de precipitación y la magnitud del flujo de escorrentía son los factores más importantes y de mayor influencia en el valor del pico de sedimento. Por lo tanto los buenos resultados de la simulación podrían aumentar utilizando datos sub-diarios y se podría observar la rápida respuesta (sub-diaria) de la cuenca a los eventos de precipitación.

Los resultados del modelo SWAT bajo dos GCMs (CGCM2 y ECHAM4) y dos escenarios de emisión (A2 y B2) muestran que bajo las mismas condiciones de uso del suelo, y en comparación con el periodo de referencia (1961-1990), tanto el caudal como la carga de sedimento decrecen en todos los periodos (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100).

Las tendencias estudiadas a partir del test no-paramétrico Mann-Kendall muestran importantes diferencias en cuanto al caudal y carga de sedimento futuros, con tendencias muy significativas de aumento y descenso de las series para los mismos periodos. En cuanto al sedimento se refiere en el periodo 2011-2100, el modelo ECHAM4-A2 muestra un descenso virtualmente cierto de 0,43 Mg al año, mientras que el CGCM2-B2 indica un aumento virtualmente cierto de 0,57 Mg al año. La estimación de llenado del embalse realizada para el 2100 muestra que aunque las previsiones de generación de sedimento sean las más desfavorables (CGCM2-B2), el volumen de llenado no excederá del 0,47 % respecto a al volumen total del embalse.

Los resultados anuales utilizando los modelos regionalizados CGCM2 y ECHAM4 y los escenarios de emisión A2 y B2 muestran la necesidad de realizar simulaciones con el mayor número posible de modelos y escenarios de emisión en diferentes horizontes temporales para poder obtener proyecciones hidrológicas en las que la incertidumbre de los resultados pueda ser evaluada de mejor forma.

5. **REFERENCIAS**

- Ankers C, Walling D.E, Smith RP. The influence of catchment characteristics on suspended sediment properties. Hydrobiologia. 494: 159–167, 2003.
- Arnold J.G., R. Srinivasan, R.S. Muttiah, and J.R. Williams. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment Part I: model development. J Am Water Resour Assoc 34(1): 73-89.
- ASCE. 1993. Criteria for evaluation of watershed models. J. Irriga- tion Drainage Eng. 119(3): 429-442.
- Boorman, D.B. 2003. Climate, Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems (CHESS): adding a European dimension to the catchment modelling experience developed under LOIS. Science Total Environ 314–316: 411–437.
- Borah, D.K. and M. Bera. 2004. Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: Review of applications. Trans ASAE 47(3): 789–803.
- Brunet B., M.J. Casado, M. de Castro, P. Galán, J.A. López, J.M. Martín, A. Pastor, E. Petisco, P. Ramos, J. Ribalaygua, E. Rodríguez, I. Sanz, and L. Torres. 2009. Generación de Escenarios Regionalizados de Cambio Climático para España. Agencia Estatal de Meteorología. www.aemet.es/documentos/es/elclima/cambio_climat/escenarios/Informe_Escenari os.pdf. (visitado el 23/06/2011).
- Caya, D., Laprise, R., 1999. A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: the Canadian RCM. Monthly Weather Review 127 (3), 341–362.
- Chow, V.T., D.R. Maidment, and L.W. Mays (eds). 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill-Inc., New York, USA.
- Directiva Marco del Agua (DMA). Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000.
- FAO, 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 56.
- Farnsworth, K.L. and J.D. Milliman. 2003. Effect of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: the Salinas River example. Global Planet Change 39: 53-64. doi: 10.1016/S0921-8181(03)00017-1.
- Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Tebaldi, C., 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. International Journal of Climatology 27 (12), 1547–1578.

- Gupta, H.V.S., S. Sorooshian, and P.O. Yapo. 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration. J Hydrologic Eng 4(2): 135-143.
- Hanratty, M.P. and H.G. Stefan. 1998. Simulating climate change effects in a Minnesota agricultural watershed. J Environ Qual 27(6): 1524–1532.
- Hargreaves, G. and Z.A. Samani. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Appl Eng Agric 1: 96-99.
- IPCC, 2005. Guidance Notes for Lead Authors of the IPCC Fourth Assessment Report on Addressing Uncertainties (http://www.ipcc.ch/pdf/supportingmaterial/uncertainty-guidance-note.pdf)
- Kendall, M.G. 1975. Rank Correlation Measures. Charles Griffin, London, UK.
- Krasa J., T. Dostal, A. Van Rompaey, J. Vaska, and K. Vrana. 2005. Reservoirs' siltation measurements and sediment transport assessment in the Czech Republic, the Vrchlice catchment study. Catena 64: 348–362. doi:10.1016/j.catena.2005.08.015.
- Labadz, J.C., D.P. Butcher, A.W.R. Potter, and P. White. 1995. The Delivery of Sediment in Upland Reservoir Systems. Phys. Chem. Earth 20(2): 191-197.
- Mann, H.B. 1945. Non-Parametric tests against trend. Econometrica 13: 245-259.
- Menzel, L. and G. Burger. 2002. Climate change Scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). J Hydrol 267(1-2): 53-64.
 Merritt, W.S., R.A. Letcher, A.J. Jakeman. 2003. A review of erosion and sediment
- Merritt, W.S., R.A. Letcher, A.J. Jakeman. 2003. A review of erosion and sediment transport models. Environ Modelling Software 18(8–9): 761–799.
- Michael, A., J. Schmidt., W. Enke, T. Deutschlander, and G. Malitz. 2005. Impact of expected increase in precipitation intensities on soil-loss results of comparative model simulations. Catena 61(2-3): 155-164.
- Milliman, J.D. and J.P.M. Syvitski. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment transport to the ocean: the importance of small mountainous rivers. J Geol 100: 525-544.
- Moriasi D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Binger, R.D. Harmel, and T.L. Veith. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. American Society of Agricultural and Biological Engineers. 50(3): 885-900.
- Morris, M.D., 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. Technometrics, 33 (2),161-174.
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., 2000. Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I-a: discussion of principles. J Hydrol 10: 282–290.
- Nijssen, B., G. O'Donnell, A. Hamlet, and D. Lettenmaier. 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. Climatic change 50(1-2): 143-175.
- Pruski, F. E. and M.A. Nearing. 2002. Climate-induced changes in erosion during the 21st century for eight U.S. locations. Water Resour Res 38(12): 1295.doi:10.1029/2001WR000493.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dumenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U. and Schulzweida, U., 1996. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Report No. 218. Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg, 90 pp.
- Santhi, C, J. G. Arnold, J. R. Williams, W. A. Dugas, R. Srinivasan, and L. M. Hauck. 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. J. American Water Resources Assoc. 37(5): 1169-1188.
- Sivitsky, J.P.M., A.J. Kettner, S.D. Peckham, and S.-J. Kao. 2005. Predicting the flux of sediment to the coastal zone: application to the Langyang watershed, Northern
- Taiwan. J of Coastal Res 21(3): 580-587.
- URA, 2010. Plan Hidrológico de las Cuencas del País Vasco, 2010.
- USDA Soil Conservation Service, 1972. National Engineering Handbook. Hydrology Section 4 (Chapters 4–10).
- Verstraeten G., J. Poesen, J. de Vente, and X. Koninckx. 2003. Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semiqualitative analysis using reservoir sedimentation rates. Geomorphology 50: 327–348. doi:10.1016/S0169-555X(02)00220-9.
- Westrich B., Förstner U. (Eds)., 2007. Sediment dynamics and pollutant mobility in rivers-an interdisciplinary approach. Springer, Heidelberg, p 430.
- Wilby R.L., Orr H. G., Hedger M., Forrow D., Blackmore M. (2006) Risk posed by climate change to the delivery of Water Framework Directive objectives in the UK. Environment International 32, 1043-1055.
- Williams, J.R. 1969. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. Trans ASAE 12(1): 100–103.
- Williams, J.R. and H.D. Berndt. 1977. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. Trans Am Scoc Agric Engrs 20(6): 1100-1104.
- Xu, J.X. 2003. Sediment flux to the sea as influenced by changing human activities and precipitation: Example of the Yellow River, China. Environ Manage 31(3):328-341.
- Zabaleta A., M. Martínez, J.A. Uriarte, and I. Antigüedad. 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. Catena 71: 179-190.
- Zhang, X.-C., W.-Z. Liu, Z. Li, and J. Chen. 2001. Trend and uncertainty analysis of simulated climate change impacts with multiple GCMs and emission scenarios. Agr Forest Meteorol 151(10):1298-1304. doi:10.1016/j.agrformet.2011.05.010.
- Zhu, Y.M., X.X. Lue, and Y. Zhou. 2008. Sediment flux sensitivity to climate change: A case study in the Longchuanjiang catchment of the upper Yangtze River, China. Global Planet Change 60: 429-442. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.05.01
Variaciones morfológicas durante el periodo 1981-2010 en el cono de sedimentación del arroyo del Partido, tributario a la marisma del Parque Nacional de Doñana Morphologic variations during the 1981-2010 period in the alluvial fan of the Partido stream, tributary of the marshes of the Doñana National Park

P. Huelin Rueda⁽¹⁾, J. C. Robredo Sánchez⁽¹⁾, J. Á. Mintegui Aguirre⁽¹⁾, C. de Gonzalo Aranoa⁽¹⁾ & J. I. García Viñas⁽²⁾

⁽¹⁾Universidad Politécnica de Madrid; E. T. S. Ingenieros de Montes; Departamento Ingeniería Forestal; Unidad de Hidráulica e Hidrología: Ciudad Universitaria s/n 28040, Madrid, SPAIN, Telf, 0034 91 336 7118, E-mail; pablo,huelin@upm.es ⁽²⁾Universidad Politécnica de Madrid; ECOGESFOR research group; Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid. SPAIN.

SUMMARY

Labors designed for cultivation on the old sedimentary fan of the Partido stream (a small 39km-long torrential course with a 270 km² basin and a slope of $< 0.002 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$ in its final stretch) motivated a channeling of the previous seven km before flowing into the marsh of El Rocío. Until that moment the stream wandered freely on the old sedimentary fan presenting apparently a zigzag trajectory. The channelization altered the hydraulic regime for the following floods concentrating the flow in the channel. This leaded to a raise of the depth of water causing, thus, an increase of the shear at channel bed and banks, with its consistent erosion and yield of the sediments eroded toward the marsh of El Rocío. Here, a new alluvial fan was set up, which already in summer of 2003 occupied 4.3 km². Within the framework of the Doñana 2005 project, a restoration of the place was carried out in the summer of 2006. The present document describes the morphologic evolution of the fan of the Partido stream during the years between the channelization and the moment when the restoration measures were taken (1981-2006); and the behavior of the area between the execution of the restoration works and the end of the 2009-2010 hydrologic year, which was one of the most torrential analyzed. Consequences and repercussions of those two interventions are assessed both regarding the original hydraulic and sedimentary regime and the security perimeter of the El Rocío village.

1. INTRODUCCIÓN

El arroyo del Partido es un pequeño cauce de carácter torrencial situado al este de la provincia de Huelva, que recoge las aguas de una cuenca vertiente de 270 km². El arroyo es tributario de la marisma del Parque Nacional de Doñana (en adelante PND) declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO (1994) y su desembocadura se encuentra en las inmediaciones de la aldea de El Rocío (figura 1).

Originalmente el tramo final del arroyo conducía su corriente a través de un paraje de orografía muy abierta y con una pendiente muy reducida (<0,002 m·m⁻¹) tras abandonar la garganta de la cuenca. La reducida sección del cauce de aguas mínimas no permitía un transporte de caudales grandes y así, en momentos de avenida, el arroyo desbordaba con facilidad inundando un área importante del paraje. Esta morfología del cauce se llama localmente caño, cuvo funcionamiento natural va asociado a la existencia de llanuras de inundación contiguas.

Durante los desbordamientos se daban los procesos hidráulicos propios de las inundaciones: laminación, disminución del calado, pérdida de potencia del curso fluvial y sedimentación de carga sólida. Los caudales líquidos almacenados temporalmente en la llanura sufrían infiltración y un drenaje paulatino hacia cotas más bajas en dirección al este de la llanura, alejándose del arroyo del Partido y aportando gran parte del caudal al arroyo de la Cañada del Pinar. El arroyo del Partido funcionaba como uno más de los derramaderos de la llanura de inundación con la capacidad que su morfología le permitía, llevando caudales limpios de sedimentos hasta la marisma del PND.

Con intención de poner en cultivo intensivo las tierras adyacentes al cauce del arroyo del Partido, que hasta entonces solo se cultivaban ocasionalmente, se decide rectificar y encauzar el arroyo del Partido en 1981 (figura 2). El levantamiento de motas de encauzamiento evitó los desbordamientos, pero también alteró el equilibrio funcional existente entre las características torrenciales de la corriente y la morfología de los cauces de la zona. Tras esta importante antropización del medio, los volúmenes íntegros de las

710000.000000



avenidas comenzaron a drenar a través del encauzamiento del arrovo

720000,000000

730000.00

del Partido hasta el paraje situado al este de la aldea de El Rocío.

Figure 1 – Cuenca vertiente del arroyo del Partido y marisma del PND. Línea gris, arroyo del Partido; línea clara, arroyo de la Cañada del Pinar; cuadro oscuro, El Rocío. (Catchment of Partido stream and the DNP marsh. Grey line, Partido Stream; light line, Cañada del Pinar stream; dark square, El Rocío village).

Estudios anteriores (Mintegui and Robredo, 1999; Sendra Arce, 2002; Mintegui et al., 2003; Mao, 2005) demostraron que la socavación del lecho del nuevo encauzamiento por la concentración en él de los caudales durante las avenidas, incrementó el caudal sólido y posteriormente los sedimentos fueron emitidos a la marisma en forma de pulsos acordes a los eventos torrenciales; originando

sobre ella la formación de un nuevo cono aluvial (figura 3). Este cono de sedimentación del arroyo del Partido asentado en la marisma ocupaba 4,31 Km^2 de marisma en 2003, con un volumen total de 4.479.898 m³ (Mao, 2005).

Dentro del programa de recuperación del régimen hidráulico de la marisma, el Proyecto Doñana 2005, a través de su Actuación núm. 3, planteó un sistema de control de las avenidas del arroyo del Partido para restaurar su comportamiento. Éste se ejecutó en 2006 con dos objetivos principales: 1) controlar la erosión remontante del cauce, y 2) frenar el desarrollo del nuevo cono de sedimentación, permitiendo expansionarse a la corriente en su antigua llanura de inundación, como se explica más adelante.



Figura 2 – Antigua llanura de inundación y encauzamiento del arroyo del Partido. Linea gruesa clara, caño del Partido; linea gruesa oscura, Cañada del Pinar; líneas oscuras, caños secundarios, líneas rectas, muros de encauzamiento. (Old sedimentary plain and channelization of the Partido stream. Thick light line, caño del Partido; thick dark line, Cañada del Pinar; dark lines, secondary caños; straight lines, walls of the channel).

Este sistema de control consta de tres elementos principales. El primer elemento es un dique director (en adelante dique 1) construido sobre el arroyo del Partido que consta de dos vertederos: uno frontal que dirige el flujo hacia el arroyo del Partido y otro lateral que lo hace hacia la llanura de inundación recuperada por dicho proyecto. El segundo es la propia llanura adyacente a él, destinada a inundación. Y el tercero es otro dique (dique 2) construido en el arroyo de la Cañada del Pinar, inmediatamente aguas arriba del camino que cruza la llanura y que enlaza El Rocío con Villamanrique.

El funcionamiento del sistema hace que para caudales pequeños el dique 1 sea permeable y la corriente circule aguas abajo por el arroyo del Partido. Para caudales grandes divide el flujo que llega a él, derivando la mayor parte de éstos hacia la llanura de inundación. Ésta almacena el agua como lo hacía antaño, para terminar desaguando naturalmente hacia el arroyo de la Cañada del Pinar, donde el dique 2 mantiene controlada la cota del embalsamiento y dota a la corriente de régimen lento procurando una mejor laminación de la avenida. En caso de ocurrencia de avenidas extremas, la propia carretera de El Rocío a Villamanrique se preparó para actuar como vertedero y que los caudales de avenida pasen a la zona de la llanura de inundación situada aguas abajo del camino.

La obra de control fue calculada en primera instancia con un punto de vista conservador respecto a los nuevos caudales que serían derivados hacia la cañada del Pinar; debido a que las dudas sobre el comportamiento hidráulico de la nueva situación hacía temer que se reprodujeran los mismos problemas que se habían dado durante la década anterior en el arroyo del Partido, pero en este caso en el arroyo de la Cañada del Pinar.

Las investigaciones iniciales entre 1995-2005 establecieron: a) que el arroyo del Partido es un cauce torrencial y b) que los sedimentos que formaron su cono de sedimentación sobre la marisma del PND junto a la aldea de El Rocío procedían de la erosión por las avenidas que discurrieron por el arroyo del Partido a partir de 1981 en el tramo encauzado del mismo. Asimismo sirvieron para planificar las medidas necesarias para restablecer el régimen hidráulico-sedimentario en el tramo final del arroyo del Partido; aunque admitiendo que el proceso sería lento y requería de rectificaciones, como ocurre en todos los proyectos encaminados a corregir situaciones que dependen de eventos meteorológicos aleatorios (Mintegui et al., 2011).



Figura 3 –Fotografías aéreas del paraje donde se formó el cono de sedimentación del arroyo del Partido sobre la marisma del PND, aguas abajo de la cañada real y del puente del Ajolí. Imagen izquierda: sin cono; imagen derecha: el cono en 2008. línea blanca, límite distal del cono de sedimentación. (Aerial photography of the surrounding area where the sedimentary fan of the Partido stream set up over the DNP marsh, downstream the cañada real and Ajolí bridge. Left picture: without fan; right picture: the fan in 2008. Grey line, limit of the marsh; white line, distal limit of the sedimentary fan).

2. OBJETIVOS

La investigación que se comenta en este artículo, se centra a partir de la ejecución en 2006 del Proyecto Doñana 2005 en el tramo final del arroyo del Partido y tiene por objetivos los siguientes: 1) Simular el previsible comportamiento original del tramo final del arroyo del Partido, previo a su desembocadura en la marisma del PND al este de la aldea de El Rocío, antes de su encauzamiento en 1981; 2) Analizar la evolución del arroyo del Partido, en el encauzamiento y aguas abajo del mismo, si no se hubiera ejecutado el Proyecto Doñana 2005 y el riesgo que ello hubiera implicado en la seguridad de la aldea de El Rocío ante inundaciones y aterramientos en situaciones de avenidas, y 3) Simular el efecto del Proyecto Doñana 2005 en la situación actual; su aportación a la seguridad de la aldea de El Rocío ante avenidas y aterramientos; su repercusión en la recuperación hidrológica del arroyo de la Cañada del Pinar y su contribución en la restauración del sistema de drenaje natural del área vertiente a la marisma del PND por el noroeste; desde la divisoria oriental de la cuenca del Caño Mayor (receptor del drenaje del arroyo de la Cañada del Pinar) hasta la desembocadura del arroyo del Partido en la marisma del PND en las proximidades de la aldea de El Rocío.

3. METODOLOGÍA

Para evaluar los efectos debidos al encauzamiento del tramo final del arroyo del Partido y la formación de su nuevo cono de sedimentación sobre la marisma del PND al este de la aldea de El Rocío, se dispuso de fotografías aéreas de los años 1956, 1977-81, 1982, 1985, 1993, 1996, 1997, 1998, 2000, 2001, 2002, 2003, y 2008; que tras delimitar en ellas los efectos causados por las avenidas del arroyo del Partido sobre su morfología, especialmente en la formación de su nuevo cono de sedimentación asentado en la marisma del PND, se pasó dicha información a un SIG para su identificación y medición. Se determinó el avance en superficie del citado cono sobre la marisma y los efectos erosivos causados por las mencionadas avenidas en el tramo encauzado del arroyo.

La determinación del volumen de los sedimentos emitidos a la marisma exigió, además de lo expuesto, varios levantamientos topográficos in situ del nuevo cono asentado en la marisma. Para ello se efectuó al mismo una radiación (1997), dos nivelaciones geométricas (1998 y 2003) y un levantamiento con un DGPS-Leica (2008); la utilización de este instrumento estuvo condicionado por la proliferación de la vegetación leñosa en el cono, que impedía realizar una nueva nivelación geométrica (figura 4). También se realizaron sondeos estratigráficos en el área.

Tras la ejecución en 2006 del Proyecto Doñana 2005 para recuperar el régimen hidráulico-sedimentario del arroyo del Partido, se inició un proyecto de Seguimiento del mismo. Éste consistió en: a) un levantamiento topográfico de toda la superficie afectada por el Proyecto Doñana 2005 y b) un análisis del comportamiento del Sistema de Control de las futuras avenidas del arroyo del Partido establecido con los tres elementos constituyentes del mismo. De especial importancia es el reparto definido de los caudales de avenida que el dique 1 en la deriva del flujo hacia la aldea de El Rocío.



Figura 4 – Puntos de levantamiento topográfico sobre el cono en 1997, 1998, 2003 y 2008. La imagen corresponde a 1998. En la parte superior cruza la cañada real en dirección hacia la aldea de El Rocío.(Points of topographic survey over the sedimentary fan in 1997, 1998, 2003 y 2008. Picture taken in 1998.On the upper part, the Cañada Real crosses toward El Rocío village).

Posteriormente se estudió la evolución de los cauces de la zona. En el verano de 2008 se levantaron con un DGPS-Leica 13 perfiles del arroyo del Partido, reconvertido en *caño*, discurriendo sobre su propio cono de sedimentación asentado sobre la marisma, para estudiar su morfología. En el mismo paraje, en octubre del mismo año se realizaron aforos de caudales en la nueva morfología de caño del arroyo del Partido.

En lo que respecta al cauce del arroyo del Partido anterior a su transformación en *caño* en el interior de su cono asentado en la marisma; se calcularon los caudales de avenida a través del modelo hidrológico HEC-HMS (Scharffenberg and Fleming, 2010)

calibrándolo con mediciones in situ en el vertedero frontal del dique 1 levantado sobre el arroyo del Partido. En el entorno del puente del Ajolí (vértice del nuevo cono de sedimentación) se simuló con HEC-RAS (Brunner, 2010) el comportamiento del flujo.

Se realizaron entre diciembre de 2009 y febrero de 2010 nivelaciones geométricas en la cañada real para evaluar los efectos de erosión o deposición que habían ocasionado en ella las avenidas que circularon por la misma en dicho periodo, derivadas desde la sección del puente del Ajolí.

También se ha realizado una nueva evaluación de la geomorfología de la zona en base a información detallada del terreno aportada por un MDT de celda 1m y 0,1 m de precisión en vertical, realizado con tecnología LIDAR aerotransportado de septiembre de 2007 (Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 2007). Asimismo se han evaluado las pendientes del nuevo cono de sedimentación en perfiles radiales, teniendo su interés en la evaluación de la seguridad del núcleo urbano de El Rocío ante una nueva trayectoria del arroyo del Partido.

4. **RESULTADOS**

Se analizan los resultados siguiendo el orden establecido en los objetivos.

1) Atendiendo a la simulación del comportamiento original del arroyo del Partido, anterior a 1981, la comparación de las fotografías aéreas previas al encauzamiento evidencia que los puntos de desbordamiento del arroyo del Partido en la llanura de inundación eran inestables. La salida de caudal del caño hacia la llanura variaba de unas avenidas a otras, apareciendo y desapareciendo los derramaderos secundarios con pequeñas variaciones en la morfología del cauce, dependiendo del aporte de sólidos por la corriente.

2) Tras el encauzamiento, el arroyo del Partido, dentro de los límites encauzados siguió la evolución típica de los cursos encajados descrita en los modelos conceptuales (Simon and Hupp, 1986; Watson et al., 1986; Thorne, 1999); hasta que el arroyo accede a la sección del puente del Ajolí, donde se inicia su cono de sedimentación asentado en la marisma. El levantamiento topográfico de 2008 detectó que, aunque su superficie y volumen apenas habían variado, su pendiente hacia el oeste, en dirección a la aldea de El Rocío se había incrementado. También se precisó una asimetría en la morfología del nuevo cono de sedimentación. Una serie de perfiles longitudinales radiales a partir del ápice del cono (situado en el puente del Ajolí) mostraron un aumento progresivo de la pendiente, encontrándose los de menor valor al este del cono y los de mayor valor hacia la aldea de El Rocío (al oeste) (figura 5). Si no se hubiera realizado las obras del Proyecto Doñana 2005, la seguridad de la aldea de El Rocío estaría comprometida por la falta de estabilización del mencionado cono de sedimentación, puesto que en caso de seguir éste su evolución, la trayectoria previsible del mismo se dirigiría directamente hacia el perímetro oriental de la aldea de El Rocío, a donde el gradiente altitudinal encauzaría los caudales líquidos y sólidos (sedimentos).

En los modelos de evolución de cauces encajados mencionados, primeramente aparece el desencadenante del proceso que en este caso es una alteración antrópica en forma de canalización que crea desequilibrio en el sistema por concentración del flujo. Seguidamente una importante erosión en la solera aumenta la altura de los márgenes respecto al lecho y la pendiente de las orillas del cauce. Una vez en este punto, el desbordamiento del cauce se dificulta y posteriormente la erosión vertical da paso a una erosión horizontal que ensancha el cauce e incluso arrastra los propios muros de encauzamiento. El nuevo aporte de arenas que esto supondría provocaría la inestabilidad del cono y el riesgo anteriormente mencionado.

3) La ejecución del Proyecto Doñana 2005 redujo los caudales de llegada a su cono de sedimentación asentado en la marisma a un 40% del caudal de cálculo en picos de avenida. En los años hidrológicos 2006-08, aunque algunas avenidas crearon problemas (ejemplo, en febrero de 2007 una avenida causó daños en algunas

infraestructuras), en general se detectó que el Proyecto Doñana 2005 surtió efecto, y el arroyo del Partido en su recorrido por su cono de sedimentación, adquirió la morfología de un caño, determinándose como caudal ocupado por la sección mojada del mismo en 4 m3 s-1, que se interpretó como la capacidad máxima de transporte de sección mojada para una pendiente estable del mismo. A partir de este valor la corriente desborda inundando los alrededores. Este resultado de 4 m³ s⁻¹ aportó un criterio fundamental, aunque no el único, para modificar en el dique 1. De este modo la capacidad de desagüe del dique 1 al cauce del arroyo del Partido se redujo a un 30 % del aportado inicialmente en proyecto, quedando en 40 m³ s⁻¹. Ello redujo el caudal de llegada al entorno de la aldea de El Rocío durante las avenidas del arroyo del Partido y anuló prácticamente la emisión de sedimentos en este paraje durante dichos eventos, con ello se contribuye al mantenimiento de la morfología del lugar. Esta forma de operar llevando a cabo rectificaciones sucesivas es una forma de proceder habitual en los cursos torrenciales, donde es necesario tener en cuenta la incidencia de eventos aleatorios, y se contempla en las legislaciones específicas al respecto.



Figura 5 –Pendientes longitudinales radiales desde el ápice del cono de sedimentación de este a oeste: 0,0019 m·m⁻¹, 0,0019 m·m⁻¹, 0,0022 m·m⁻¹, 0,0024 m·m⁻¹ y 0,0026 m·m⁻¹. (Radial longitudinal slopes from the apex of the sedimentary fan: 0,0019 m·m⁻¹, 0,0019 m·m⁻¹, 0,0022 m·m⁻¹, 0,0024 m·m⁻¹ andy 0,0026 m·m⁻¹).

En el arroyo de la Cañada del Pinar no se observaron afecciones significativas en el cauce tras el regreso a él de los caudales de avenida. La formación de pozas de disipación en lugares concretos del arroyo de la Cañada del Pinar, entra dentro del comportamiento de los cauces naturales en la zona, como se ha observado en otros tramos conservados de los cauces del paraje que se analiza.

A pesar de haber sido el invierno del año hidrológico 2009-2010 un periodo especialmente torrencial en el paraje del arroyo del Partido, el perímetro oriental de la aldea de El Rocío no sufrió importantes inundaciones, ni aportes de sedimentos; lo que va a favor de la seguridad de la aldea. Los datos de la nivelación de la cañada real corroboraron que existía erosión del lecho, lo que implícitamente descartaba la sedimentación de los materiales transportados por la corriente; un fenómeno que fue muy habitual y perceptible de visu en las avenidas anteriores a 2006. Esta es la prueba de que las avenidas del arroyo del Partido no arrastraron sedimentos hasta el paraje situado al este de la aldea de El Rocío.

Las avenidas del arroyo del Partido de los años hidrológicos 2008-09 y especialmente del año 2009-10, que fue el más torrencial de los diez últimos y aportó unos caudales muy próximos a los que se adoptaron en la redacción del Proyecto Doñana, tuvieron un comportamiento conforme a lo establecido en el mismo en sus diferentes escenarios y han confirmado el buen funcionamiento de las obras acometidas en 2006 y rectificadas en 2008 para estabilizar el dinamismo geo-torrencial en el paraje situado en el entorno de la aldea de El Rocío.



Figura 6 –Secciones transversales del encauzamiento en proyecto, arroyo del Partido y arroyo de la Cañada del Pinar, ambos en 2007. (Cross sections of the project of channelization, Partido stream and Cañada del Pinar stream, both in 2007).

5. CONCLUSIONES

El comportamiento natural de los cauces que drenan a la marisma del PND por el noreste, está caracterizado por el funcionamiento de los *caños*, los cuales dada su morfología poco profunda desbordan con facilidad y mantienen los calados de las avenidas en valores bajos.

El seguimiento de los efectos que la dinámica sedimentaria desencadenada por las avenidas produce en la zona estudiada ha resultado clave para valorar los caudales que son deseables en los diferentes parajes, con el fin de conocer y controlar sus consecuencias negativas.

El desbordamiento de los nuevos caños al superar los 4 m^{3·}s⁻¹ no supone un problema en la estabilización sedimentaria, puesto que forma parte de su dinámica torrencial. Por otro lado, este caudal, al ser compatible con la pendiente del lecho, no lleva un caudal sólido incompatible con el mantenimiento de la pendiente hidráulica del flujo, por tanto no altera la morfología en los cauces.

Las acciones restauradoras ejecutadas en el contexto del Proyecto Doñana 2005, han frenado la evolución sedimentaria del arroyo del Partido. Según los modelos de evolución de cauces encajados, de no haberse llevado a cabo, ésta continuaría por un ensanchamiento marcado de su sección transversal para conseguir el nuevo equilibrio, aportando más cantidad de sedimentos al paraje del nuevo cono de sedimentación.

El arroyo de la cañada del Pinar (figura 6) y el arroyo del Caño Mayor, poseen una morfología típica de caño. En ellos se observan las características del último estado de evolución de los cauces encajados, considerado un estado de madurez (Thorne, 1999), y en el que ya se ha alcanzado un equilibrio: los canales de desagüe son pequeños y propensos a desbordar, consiguiendo calados pequeños y mojando un perímetro amplio. Esto protege al cauce de la fuerza erosiva de grandes avenidas que pudieran socavar el lecho, ayudando también por la laminación precedente en la recuperada llanura de inundación. El cauce tiene una sección transversal amplia, de una anchura en torno a los 200m, asimétrica y posee vegetación leñosa que permite la estabilización del suelo. Esto le hace adecuado para recibir sin grandes problemas los caudales que han sido desviados del arroyo del Partido.

Desde el punto de vista hidrodinámico y geomorfológico, se comprueba la adecuación de las medidas tomadas para el control de la dinámica sedimentaria en la zona por la ausencia de problemas reseñables en los eventos acontecidos hasta la fecha.

6. **REFERENCIAS**

- Brunner, G.W., 2010. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 2007. Información Geográfica vuelo LIDAR hojas MTN25 1001C3 y 1018C1.
- Mao, L., 2005. Analisi comparativa del transporto solido di corsi torrentizi in diversi ambiti geografici.
- Mintegui, J.A., Robredo, J.C., 1999. Formación del cono de sedimentación de un curso torrencial: Análisis del arroyo del Partido (Huelva), in: Libro Homenaje a D. Ángel Ramos

Fernández. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Academia de Ingeniería de España y ETS Ingenieros de Montes UPM, pp. 1555–1567.

- Mintegui, J.A., Robredo, J.C., Gonzalo, C. de, Huelin, P., 2011. Stability of the new alluvial fan of El Partido stream, located in the Eastern side of El Rocío villaje in the Doñana National Park (Spain), after the actions carried out to restore its hydrological regime. International Journal of Safety and Security Engineering 1, 438–461.
- Mintegui, J.A., Robredo, J.C., Sendra, P.J., 2003. Avenidas torrenciales en el arroyo del Partido y su incidencia en la marisma del Parque Nacional de Doñana. Serie Tecnica. Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Scharffenberg, W.A., Fleming, M.J., 2010. Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.

- Sendra Arce, P.J., 2002. Investigación cuantitativa del transporte de sedimentos no cohesivos en avenidas torrenciales: Aplicación al caso del arroyo del Partido, Huelva.
- Simon, A., Hupp, C.R., 1986. Channel evolution in modified Tennessee channels, in: Proceedings of the 4th Federal Interagency Sedimentation Conference, Las Vegas, Nevada. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 5.71–5.82.
- Thorne, C.R., 1999. Bank Processes and Channel Evolution in the Incised Rivers of North-Central Mississippi, in: Darby, S.E., Simon, A. (Eds.), Incised River Channels. Processes, forms, engineering and management. J. Wiley, Chichester; New York.
- Watson, C.C., Harvey, M.D., Garbrecht, J., 1986. Geomorphichydraulic simulation of channel evolution, in: Proceedings of the 4th Federal Interagency Sedimentation Conference, Las Vegas, Nevada. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 5.21–5.30.

Estudio comparativo de los simuladores de flujo subterráneo Visual MODFLOW y FEFLOW 6.0

Comparative study of groundwater simulation tools Visual MODFLOW and FEFLOW 6.0

Ramón Díaz Noriega ⁽¹⁾ José Paulino Fernández Álvarez ⁽²⁾ Lorena Álvarez Álvarez ⁽³⁾

⁽¹⁾Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. <u>ramon@hydrogeophysicsndt.com</u> ⁽²⁾Departamento de Explotación de Minas. Área de investigación y prospección de yacimientos.

Universidad de Oviedo, Asturias, España. pauli@uniovi.es

⁽³⁾Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. lorena@hydrogeophysicsndt.com

SUMMARY

An appropriate selection of software is an important problem for professionals interested in performing numerical flow simulation and groundwater modeling. This is due to the huge amount of existing codes with different capabilities and complexities, which are able to quantify the interesting variables in practical hydrogeological situations. Some important factors are: problem type, code capabilities, ease of use, available documentation, economic investment and technical support quality. With the target that the selection can be conducted in the least possible time and with certain guarantees, we offer here a paper where we show two of the more extended and used simulation codes: Visual MODFLOW and FEFLOW 6.0. In this paper we perform a detailed comparative of both codes where we analyze and evaluate the existing differences in some relevant and specific aspects of groundwater modeling for a case of general interest and enough complexity: dewatering characterization of an open pit mine (quarry of limestone) onto a carbonate unconfined aquifer.

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos numéricos de flujo en medio poroso, son una herramienta que puede llegar a tener capacidad predictiva con ciertas garantías, si se dispone de la cantidad y calidad de datos adecuada. Debe destacarse que éste no es un problema trivial y no hay definidas recetas infalibles, más allá de los esquemas generales que plantean autores como Mercer y Faust (1980a), Bear *et al.* (1992) o Anderson y Woessner (1992) que lo denominan "protocolo de modelización". Este protocolo o esquemas describen los pasos que deben de seguirse en la construcción de un modelo numérico de simulación, pero sin que esto garantice su validez final.

No obstante, la aplicación de los modelos por su capacidad predictiva no es la única bondad que poseen los modelos de simulación. Hay situaciones donde tiene más sentido su aplicación como herramienta de carácter interpretativo (Mejuto *et al.*, 1997), que permita la integración coherente de los datos disponibles. Estos datos a menudo son escasos y/o inconexos, en los problemas cotidianos a los cuales se debe de enfrentar un profesional. En este aspecto los modelos son una potente herramienta que ayuda a la comprensión, la interpretación y el entendimiento de los procesos que rigen sistemas reales complejos a partir de esta información. Sirven también de este mismo modo, como instrumento en la gestión y planificación, permitiendo optimizar la colecta de los datos necesarios para la caracterización de problemas (Mercer y Faust, 1980b), (Heredia y Murillo, 2007) y obtener así un valor añadido que en ocasiones puede ser determinante en la toma de una decisión.

Hay casos documentados sobre el uso de modelos de simulación de flujo en medio poroso en diversos ámbitos de la ingeniería y la ciencia. Un interesante ejemplo de aplicación industrial se encuentra en Rosati y Schmidt (2009). En campos como la ingeniería civil están presentes los trabajos de modelización en Capó et al. (2006), Alonso et al. (2008), Montenegro y Odenwald (2009), Santos et al. (2010) ó Butscher et al. (2011) y otros. En el ámbito de la minería, como herramienta para optimizar la planificación minera y la gestión del agua de mina, algunos ejemplos son White et al. (2004), Rapantova et al. (2007), Rühaak et al. (2009), Hang el al. (2009), Sena y Molinero (2009), Mailloux et al. (2009), Martinez y Ugorets (2010), Atkinson et al. (2010) y otros. También se pueden encontrar un gran número de trabajos de investigadores o entidades gubernamentales que documentan el uso de los modelos numéricos como herramienta para la evaluación de los efectos antrópicos sobre acuíferos y la mejora de la gestión hídrica, ayudando a conocer mejor el comportamiento de los sistemas hidrogeológicos, algunos ejemplos son Mercer y Faust (1980b), Duton y Mace (2002), Heredia *et al.* (2003), Barlow (2005), Herrera *et al.* (2007) ó Luna *et al.* (2009).

Debe de mencionarse que el uso de los modelos numéricos para el estudio de las aguas subterráneas no se generalizó hasta los años 70 (Carrera y Neuman, 1986). Aunque fue a partir de los años 80 cuando estos códigos de simulación sufrieron realmente un gran desarrollo, trabajándose en la línea de la estandarización, la compatibilidad de formatos y la agrupación de distintos códigos con aplicaciones específicas, haciéndose a la vez más accesibles, manejables y operativos para los usuarios. Paralelamente las capacidades de las computadoras personales mejoraron notablemente, implementando sistemas más rápidos, con mas memoria, mas capacidad y costes asumibles (Faust y Mercer, 1980a; Konikow, 1998).

En la actualidad, la importancia que tienen los simuladores de flujo subterráneo se ve reflejada en su proliferación y el gran número de códigos disponibles con distintas capacidades y características. Algunos de ellos son MODFLOW, FEFLOW, COMSOL Mutyphysics, SPRING, TOUGH2, Visual Transin ó SEEP/W, pudiendo citarse al menos otros 30 distintos, descritos por los autores Holzbecher y Sorek (2005), Leyva (2010) ó Kumar (2012). Por otra parte, esta diversidad de opciones que implica un amplio abanico de posibilidades para el profesional, también ocasiona dificultades en la elección de un código determinado acorde con las necesidades y requerimientos concretos de un usuario. En base a esto la American Society for Testing and Materials (ASTM) ha editado una guía con estándares normalizados para la selección de códigos en función de sus características y capacidades, véase ASTM D6170-97 (2010). No obstante el uso de esta norma precisa un conocimiento experto en conjunción con un buen criterio profesional, lo que limita su utilización.

De entre la gran variedad de códigos disponibles se han de destacar dos que históricamente son una referencia a nivel mundial MODFLOW y FEFLOW.

MODFLOW es un código de simulación que nace en el año 1984 de la mano de Michael G. Mc Donald y Arlen W. Harbaugh, bajo el auspicio del United States Geological Survey (U.S.G.S.) (McDonald y Harbaugh, 2003). Este código esta basado en una filosofía de módulos, con distintas capacidades (USGS, 1997), imponiéndose su uso durante la década de los noventa como un estándar a nivel mundial. En torno a este código han sido creados distintos paquetes informáticos que lo utilizan como núcleo de cálculo y presentan distintas interfaces de usuario. (Holzbecher y Sorek, 2005). Uno de ellos es el utilizado para esta comparativa, denominado Visual MODFLOW (en adelante VMOD) que integra la versión MODFLOW-2000 junto con otras aplicaciones, herramientas de pre-proceso, post-proceso y optimización (SWS, 2009). VMOD ha sido desarrollado por Waterloo Hydrogeologic Inc. y actualmente es comercializado por Schlumberger Water Services (S.W.S.).

FEFLOW por su parte fue bautizado en 1979 por Hans-Jörg G. Diersch en el Research Centre for Soil Fertility de Müncheberg (Alemania). Y posteriormente es desarrollado en el Institute for Water Resources Planning and Systems Research Inc. (WASY GmgH), (Diersch, 2009), que actualmente pertenece al Grupo DHI (Trefry y Muffels, 2007), quienes comercializan la versión del código FEFLOW 6.0.

Ambos serán casi siempre una opción a tener en cuenta por los profesionales, que se encuentren en la tesitura de seleccionar un código para la realización de un modelo de simulación de agua subterránea, debido a varias razones:

- Su uso está extendido a nivel mundial y su validez contrastada.
- Presentan una interfaz de usuario accesible y manejable.
- Son herramientas comerciales que mejoran constantemente y están en continuo desarrollo a un bajo coste.
- Son muy versátiles, pues poseen la capacidad de simular una variedad muy amplia de problemas distintos.
- Ofrecen documentación rigurosa sobre su funcionamiento, aunque en el caso de VMOD a partir de cierta profundidad debe recurrirse a la documentación propia del código MODFLOW. Que facilita el U.S.G.S. a través de su página web: http://water.usgs.gov.

La revisión bibliográfica muestra varios autores que han realizado anteriormente estudios sobre alguna de las características o capacidades que presentan estos simuladores o de su aplicación en usos concretos, como es la comparación entre las soluciones obtenidas a la ecuación de flujo en medios de saturación variable por los métodos numéricos de diferencias finitas (FD) frente a las obtenidas con elementos finitos (FE), según Simpson y Clement (2003). Otro detallado documento que trata las virtudes y desventajas entre ambos métodos (FE-FD) es propuesto por Faust y Mercer (1980b). La descripción de herramientas adicionales disponibles para la implementación de datos de uso común a los dos simuladores presentada por Chmakov et al. (2009). El estudio comparativo de las capacidades y limitaciones de los métodos FD-FE, en la simulación de flujo y transporte de calor en fracturas documentada por Eckart et al. (2011). Las posibilidades que presentan en su aplicación para la simulación de sistemas cerrados de aprovechamientos geotérmicos se encuentra en el trabajo de Hecht et al. (2010). La aplicación de ambos códigos de simulación para modelizar el drenaje de aguas de mina es propuesta por Martinez y Ugorets (2010). La comparación de los resultados y la evaluación de la versatilidad de FEFLOW frente a MODFLOW en la modelización de un sistema acuífero aluvial, puede verse en Koukidou y Panagopoulos (2010). Las capacidades que presentan para la simulación de medios kársticos son estudiadas por Green et al. (2006).

En este documento se presenta una comparativa entre VMOD y FEFLOW 6, cuyo objetivo es ayudar al hidrogeólogo o profesional cualificado en la elección de un código de simulación. Se plantea por tanto, evaluar las características principales, capacidades y limitaciones de ambos. Se definen los criterios distintivos suficientes para que la elección en base a su operatividad y funcionalidad se pueda realizar de manera más sencilla.

La comparativa se fundamenta en un trabajo de modelización real y una problemática hidrogeológica en el ámbito minero. El modelo desarrollado pretende reproducir el balance hídrico de una determinada zona minera en base a los datos disponibles y a las simplificaciones adoptadas. Si bien se trata de un caso concreto, la situación expuesta resulta interesante puesto que, como se verá en el apartado 2, define una problemática hidrogeológica compleja que se presenta comúnmente en distintos ámbitos de la ingeniería o las ciencias de la tierra y las conclusiones son fácilmente trasladables a múltiples situaciones fuera del entorno estudiado. Así pues en el apartado 2 se comentarán las características generales del escenario de modelización de manera resumida. Posteriormente en el apartado 3 se expondrá una evaluación operativa de los códigos al abordar el problema descrito. Y por último en el apartado 4 se expondrán las conclusiones y algunas recomendaciones.

2. MARCO COMPARATIVO

El entorno o marco comparativo, se plantea sobre la base de una modelización de un problema hídrico en una mina a cielo abierto. Concretamente se trata de una cantera de roca caliza, cuyo laboreo se realiza por el método de bancos y bermas en sentido descendente, profundizándose el hueco a medida que se agotan los recursos en la superficie. Se trata de un entorno de modelización caracterizado por tener un dominio de geometría compleja y variable en el tiempo, que además implica un problema de flujo en acuífero no confinado y la descarga de caudales del acuífero mediante superficies de rezume. Esto se debe a que la roca escavada por la cantera es el soporte de un acuífero no confinado, lo que da lugar a la afluencia de agua desde el acuífero hacia el hueco de la explotación, en aquellas zonas y momentos en los cuales los niveles del acuífero interceptan con la superficie topográfica del terreno. Necesariamente el agua debe de ser evacuada mediante sistemas de bombeo para mantener el hueco seco, deprimiendo el nivel freático (véase Figura 1).



Figura 1 – Esquema del efecto de la cantera sobre el nivel freático. (*Scheme of the quarry effect on the water table*).

Esta tipología de problema ha sido ampliamente tratada por diversos autores como Hobbs y Gunn (1998) y otros, lo cual es un indicador de la relevancia del mismo, véase como ejemplo la revisión de la literatura propuesta por Langer (2001).

En base al contexto descrito, que se describe exhaustivamente en Álvarez *et al.* (2012), se conceptualiza un problema cuyo dominio de modelización posee ciertos rasgos característicos, que deben de ser conocidos de la mejor manera posible, pues requieren capacidades específicas del código seleccionado para la modelización numérica.

El modelo conceptual en este caso, asume las hipótesis y simplificaciones que se describen a continuación:

- 1. Geometría
 - Tridimensional.
- Topografía irregular y característica de una cantera.
- Geología compleja, con estructura sinclinal periclinal. En función de la cual se define la distribución horizontal y vertical de materiales en el modelo.
- 2. Tipología hídrica del problema
 - Régimen estacionario/transitorio.
 - Acuífero no confinado.
 - Superficies de rezume en la zona interna de la cantera.
- No son tenidas en cuenta diferencias de densidad en el fluido.

- No son tenidas en cuenta formulaciones adicionales para el tratamiento riguroso de la zona vadosa.
- 3. Condiciones de contorno
- Límites superficiales:
 - Cuenca vertiente delimitada por divisoria de aguas con una condición de contorno de caudal nulo.
 - Borde limítrofe con el mar definido con una condición de contorno de piezometría constante.
- Límites en profundidad:
- Borde con condición de contorno de caudal nulo en el contacto geológico impermeable que define la forma del pliegue en su parte inferior y lateral.
- Superficie superior:
- Recarga variable.
- Distribución de infiltración variable en las zonas de la superficie que representan corrientes de agua superficiales.
- 4. Información cuantitativa disponible
 - Topografía del área de estudio.
 - Datos piezométricos puntuales en pozos y sondeos.
 - Caudales de drenaje en el hueco de la cantera.
 - Variables meteorológicas de estaciones próximas.
 - Aforos diferenciales en las corrientes de agua superficiales.

Para realizar la comparación rigurosamente, se construye el modelo de la manera más parecida posible en ambos códigos, implementándose los mismos datos y realizando simulaciones cruzadas para comparar los resultados. El hecho de ser herramientas distintas da lugar a dificultades que impiden la construcción de modelos idénticos, unas veces debidas a los propios métodos numéricos y otras a la diferente funcionalidad de sus herramientas, como se mostrará a continuación.

3. EVALUACIÓN DE LOS CÓDIGOS

En este apartado se evaluarán comparativamente los dos simuladores, siguiendo una estructura de cuatro partes. Se comenzará por las *Características Diferenciadoras Generales*, luego se estudiarán el *Preproceso*, las *Capacidades de Simulación* y en cuarto lugar el *Postproceso*. Finalmente también se incluyen unas *Notas* breves acerca de la manejabilidad de los simuladores, la documentación disponible, la ayuda y su servicio técnico.

Características Diferenciadoras Generales

Una característica diferenciadora fundamental entre ambos códigos radica en la utilización de técnicas numéricas distintas. VMOD es un código que aplica para resolver la ecuación general de flujo subterráneo el Método de Diferencias Finitas, mientras que FEFLOW está basado en el Método de Elementos Finitos (Pinder y Celia, 2006). Este es un aspecto fundamental, pero no es el objeto de este estudio. De todas formas, no pueden soslayarse varias características inherentes a estos métodos, que confieren a los simuladores capacidades distintas. Como la discretización espacial bidimensional que en FEFLOW se realiza mediante la creación de láminas compuestas por elementos triangulares con nodos en sus vértices y permite adaptar los mallados a dominios de contornos complejos. VMOD, sin embargo, solo permite reproducir contornos de manera escalonada, adaptando sus celdas rectangulares de manera aproximada y con nodos centrados en el cuerpo de las celdas (véase Figura 2).

FEFLOW 6 Visual MODFLOW

Figura 2 – Discretización y adaptabilidad. (Discretization and adaptability).

Otra ventaja que presenta FEFLOW frente a VMOD en el aspecto de la discretización espacial horizontal, es la flexibilidad para refinar el mallado. Mientras que FEFLOW permite el refinado en zonas concretas del modelo, VMOD obliga al refinado completo de filas y columnas, no permitiendo el refinado exclusivo de zonas internas de la malla. Véase el ejemplo de la Figura 3 donde se refina un área dentro del dominio delimitada por un rectángulo.



Figura 3 – Refinamiento del mallado. (Mesh refinement).

De la misma manera cuando los dominios son tridimensionales, FEFLOW permite adaptar con gran precisión los elementos de sus láminas a superficies irregulares, reproduciendo la topografía del terreno ó contactos geológicos pero respetando siempre 3 premisas:

- 1- La tridimensionalidad se consigue por extrusión, a partir de una lámina inicial con un mallado bidimensional predefinido. Esto limita la potencial adaptación a cualquier geometría 3D, porque aunque no exige el paralelismo entre las caras superior e inferior de los elementos tridimensionales, sí exige la verticalidad de las caras laterales.
- 2- Los nodos homólogos entre láminas extrusionadas mantienen una posición fija en las direcciones ortogonales al eje de extrusión.
- 3- Las láminas pueden aproximarse entre si, pero nunca tocarse ó intersectarse. Manteniendo la continuidad lateral.

VMOD consigue la tridimensionalidad mediante el apilamiento de celdas paralelepípedas, por lo que su adaptabilidad es obligadamente menor que la alcanzada por las láminas de FEFLOW.

No obstante, como FEFLOW construye la tridimensionalidad mediante la deformación de láminas horizontales, geometrías complicadas como los acuñamientos geológicos que no son reproducibles directamente. Para ello tanto en VMOD como en FEFLOW debe recurrirse en estos casos a la parametrización lateral de los materiales, tal como se muestra en el ejemplo esquemático de la Figura 4 para una implementación de este tipo de geometría. Puesto que es de obligado cumplimiento mantener el mismo número de "capas numéricas" en toda la extensión del dominio del modelo.





Una ventaja de FEFLOW frente a VMOD en cuanto a la "tridimensionalidad", no es solo a nivel geométrico, sino que se encuentra también reflejada en la capacidad de FEFLOW para utilizar tensores de conductividad hidráulica completos para resolver las ecuaciones de gobierno (Diersch, 2005). Mientras que

VMOD solo es capaz de manejar tensores diagonales, lo que obliga a tener en cuenta cuestiones como la orientación de la malla, que estará condicionada en función de las direcciones principales del flujo (Anderson y Woessner, 1992).

Preproceso

Esta parte de la evaluación abarca los procesos de importación de datos y las acciones previas, así como las herramientas necesarias para la construcción e implementación del modelo.

El primer punto interesante para el usuario que a priori utiliza otras herramientas informáticas como pueden ser entornos SIG, CAD, hojas de cálculo u otros, es conocer la compatibilidad de estas herramientas con los simuladores. Determinando así las posibilidades reales de importación de datos al simulador desde ellas, sin necesidad de tratamiento adicional de los datos, lo que facilita y simplifica el proceso de implementación en el modelo numérico y puede hacer que sea más ventajosa la utilización de uno u otro código. En la Tabla 1 se muestran de manera sintetizada las compatibilidades que tienen ambos simuladores con los distintos tipos de archivos y extensiones. En este aspecto se destaca la capacidad de interacción que tienen ambos simuladores con los formatos .shp, .dbf, .mdb típicos de SIG.

<i>I ubiu I –</i> Companibilitati de al entros (1 ne companibility	Tabla 1 –	Compatibilidad	de archivos	(File	compatibility
--	-----------	----------------	-------------	-------	---------------

Тіро	Extensión	VMOD	Feflow
	.txt/.asc/.tab/.csv/	٧	
	.hdr		
ASCII	.lin/.ply/.pnt/.trp/		v
	.ano/.pow		٧
	.dat	٧	٧
Surfer	.grd	٧	
UsgsDem	.dem	٧	
DBase	.mdb .dbf	٧	٧
Excel	.xls	٧	
AutoCAD	.dxf	٧	٧
ESRI Shape files	.shp	۷	٧
Archivos gráficos	.bmp/.gif	٧	
C	.jpg/.png/.tif	٧	٧

Una vez conocidas las posibilidades de interacción con otras herramientas, que van a permitir importar los datos al código, el siguiente paso que el modelista debe dar es construir el modelo a partir de esa información. Y por tanto es interesante conocer las posibilidades, capacidades y flexibilidad que ofrecen.

En este aspecto hay varias diferencias importantes, que comienzan a notarse en primer lugar al discretizar espacialmente el dominio del modelo.

VMOD solo permite la generación de un mallado con celdas rectangulares (paralelepipédicas). FEFLOW por el contrario posee un total de cuatro generadores de malla con características distintas: Transport Maping, Gridbuilder, Advanting Front y Triangle, este último con elementos triangulares suele ser la mejor opción por su versatilidad y capacidades en mallados complejos bidimensionales (Shewchuck, 2002).

Una vez definido el mallado del modelo, FEFLOW presenta frente a VMOD varias ventajas destacables:

- Editores de propiedades y selección, muy integrados en la interfaz, fáciles de manejar, versátiles y precisos.
- Mayor número de métodos de interpolación numérica disponibles, un total de 5 frente a 3 de VMOD. Muy útiles como herramienta en la regionalización de datos, en casos como

pueden ser la implementación de geometrías, condiciones de contorno ó la caracterización de los parámetros de materiales.

Sin embargo, no todo son ventajas, FEFLOW muestra una carencia destacable en cuanto a la necesidad de una herramienta de medición de áreas y volúmenes, que en ocasiones es imprescindible conocer. Es el caso de la implementación de condiciones de contorno en las que incide la superficie considerada (DHI-WASY, 2010), como son las condiciones de contorno tipo Neumann, denominadas Fluid-flux BC en FEFLOW.

Capacidades de Simulación

A continuación van a ser evaluadas comparativamente, las capacidades que tienen los simuladores para enfrentarse a problemas de modelización como el planteado en el apartado 2. Contemplándose los dos aspectos mas relevantes y característicos del caso de estudio.

1. Simulación de acuíferos no confinados

Ambos simuladores disponen de varias configuraciones para abordar esta tipología de problemas. En virtud de esto, la diferencia más importante está en que FEFLOW tiene la posibilidad de realizar simulaciones aplicando la técnica BASD (Best-Adaptation-to-Stratigraphic Data) (Diersch, 2005), donde la lámina superior del modelo es definida como una superficie móvil, que representará la superficie freática en cada momento. Este tipo de simulaciones son exclusivas de FEFLOW y no tienen en cuenta la zona vadosa situada por encima de la superficie freática. El dominio del modelo se reduce durante la simulación a la zona saturada. La desventaja que tiene este método, es el promediado de los parámetros hidráulicos de los materiales debido a la distorsión geométrica del dominio inicial en función de las variaciones de la superficie freática durante la simulación (véase Figura 5).



Figura 5 – Ejemplo esquemático de aplicación de la técnica BASD con descenso del nivel freático. Modificado de Diersch (2005). (Schematic example applied BASD technique for a groundwater table dropdown. Modified from Diersch (2005).)

La simulación de acuíferos no confinados con VMOD, frente a la técnica BASD utilizada por FEFLOW en el modo "Free & Movable", presenta el problema de secado de celdas en la parte superior del modelo durante la simulación. Para resolver este problema y permitir que estas celdas puedan volver a ser celdas húmedas, debido a la fluctuación de los niveles, es inevitable recurrir al uso del módulo "Reweting" que "moja" nuevamente las celdas. Este módulo a su vez puede producir inestabilidades numéricas en la solución y debe de ser por lo tanto utilizado cuidadosamente aunque es difícil de controlar en geometrías complejas.

En este aspecto, el modo "Phreatic" de FEFLOW presenta una simplificación para la zona vadosa, asumiéndola saturada con permeabilidad reducida en función de la supuesta posición del nivel, siendo necesaria la configuración de un valor residual denominado "Residual Water Depth" que también da lugar a inestabilidades numéricas de la solución y es importante tener en cuenta.

2. Simulación de superficies de rezume

En las zonas donde la superficie freática del acuífero intersecta con la superficie del terreno se produce el afloramiento de agua, dando lugar a una zona de descarga. Simular este tipo de situaciones denominadas comúnmente superficies de rezume, es una capacidad importante para afrontar los problemas de modelos de drenaje de acuíferos no confinados en humedales o minas a cielo abierto, como es el caso planteado en este marco comparativo.

Para simular estas zonas de descarga del acuífero con VMOD es necesario recurrir a la utilización del paquete DRAIN (SWS, 2009) e implementar esta condición de contorno en aquellas partes de la superficie superior del modelo susceptibles de comportarse como superficies de rezume. DRAIN es una condición de contorno de tipo mixto o contorno con flujo dependiente de niveles (Mercer y Faust, 1980c; Anderson y Woessner, 1992; Konikow, 1998). Su uso implica especificar el nivel a partir del cual funcionará el dren y cuyo valor en estos casos será igual al de la cota topográfica de la superficie del terreno. De esta manera el dren sacará del modelo un caudal Q proporcional a la diferencia de niveles entre el especificado para el dren y el nivel del acuífero. El flujo de salida, cesará cuando el nivel del acuífero desciende por debajo del nivel especificado para el dren.

El parámetro de proporcionalidad -que también ha de ser especificado- es denominado conductancia del dren (Harbaugh, 2005), y es un valor que se introduce, pero que debe ser estimado de algún modo.

FEFLOW por su parte, simula las superficies de rezume de manera distinta. Para ello asigna una condición de contorno Dirichlet, con un nivel piezométrico de valor igual a la cota topográfica, en los nodos en los cuales el nivel freático del acuífero alcanza la superficie del terreno. Se trata de una configuración que se define de antemano, permitiendo al código detectar las zonas de rezume en el modelo y configurar automáticamente durante la simulación esta condición de contorno en estos nodos (DHI-WASY, 2010). La condición de contorno, saca el agua correspondiente del modelo e impide que los niveles asciendan por encima de dicha cota. Cuando FEFLOW detecta que los niveles en estos nodos vuelven a descender por debajo de la cota de la superficie del terreno, se configura en estos nodos una restricción de caudal tipo Neumann con caudal de entrada al modelo nulo, lo que impide que la condición tipo Dirichlet introduzca agua indebidamente en el modelo.

Las filosofías de funcionamiento descritas muestran como VMOD presenta desventajas respecto a FEFLOW.

En primer lugar está la dificultad que supone la parametrización de conductancia, siendo necesario añadir este parámetro a los ya implicados en la calibración del modelo que son: la transmisividad, el coeficiente de almacenamiento específico y el rendimiento específico. A esto se añade que la condición DRAIN debe de ser implementada manualmente en las partes del modelo definidas por el usuario, cosa que FEFLOW -como se ha descrito- realiza de forma automática. Fundamentalmente la caracterización de VMOD para las superficies de rezume mediante el paquete DRAIN, es peor que la propuesta por FEFLOW y puede producir en algunos casos problemas de convergencia, posiciones demasiado elevadas del nivel freático en las proximidades de las zonas de descarga y errores en el balance hídrico (Batelaan y De Smedt, 2004).

Además, en una calibración manual como la realizada en esta comparativa en la que se deba de tener en cuenta un parámetro adicional (en este caso la conductancia) supondrá en términos de tiempo desde varios días a semanas de trabajo extra. En este aspecto debe de mencionarse también la posibilidad que presentan ambos simuladores para realizar calibraciones asistidas mediante la herramienta de optimización PEST.

Postproceso

Este apartado se basa en el estudio de los aspectos referentes a la presentación y obtención de los resultados de las simulaciones.

El objetivo principal en el caso de estudio es la determinación del caudal que aflora desde el acuífero hacia el hueco de la cantera y por lo tanto es esencial el cálculo de balances hídricos y niveles piezométricos. Desde ese punto de vista, se evalúan algunas de las diferencias observadas entre ambos códigos. Tanto de las herramientas de las que disponen, como de la operatividad de las mismas para la obtención de los datos necesarios tras realizar las simulaciones. En ambos simuladores es posible obtener la información esencial referente al cálculo del caudal que se drena en el hueco de la cantera y se cubren las necesidades previstas para este tipo de problemas, pero se observan ciertas peculiaridades en cada uno de ellos.

VMOD tiene una herramienta en el modulo ZONE BUDGET que no posee FEFLOW, la cual permite realizar balances entre zonas adyacentes de manera sencilla. Algo que resultará útil en situaciones en las cuales sea interesante conocer la dependencia hídrica entre zonas o testar las direcciones del flujo. FEFLOW por su parte, tiene la particularidad de poder visualizar directamente los nodos donde se producen flujos de entrada o salida del modelo. Y así identificar rápidamente las zonas de recarga y descarga del acuífero, así como tener una primera aproximación de la distribución de los caudales de entrada y salida.

En cuanto a la información referente a las piezometrías, ambos simuladores tienen herramientas para la generación de mapas de isopiezas, gráficos de niveles en puntos de observación y distintas representaciones bidimensionales y tridimensionales. En el caso de estudio es útil, por ejemplo, la representación de la superficie freática del acuífero. FEFLOW tiene una desventaja en cuanto a la excesiva e innecesaria complejidad que envuelve la creación de algo tan común como son los mapas de isopiezas. Acción que se realiza en VMOD de manera sencilla y fácil.

Otra diferencia reseñable se encuentra en la configuración de piezómetros como puntos de observación. Una vez definida la localización planimétrica de un pozo de observación, en VMOD se pueden obtener valores piezométricos de la simulación en cualquier punto o puntos elegidos de la vertical del piezómetro emplazado. Por el contrario en FEFLOW solo se pueden obtener datos de la cota en la que se halle situada una lámina –que deben cruzar enteramente el modelo-.

Todos los datos numéricos pueden ser exportados para su posterior utilización o tratamiento en hojas de cálculo u otras herramientas informáticas. Los formatos y tipos de archivos en los cuales es posible obtener dicha información, son los mismos que han sido expuestos en la Tabla 1 para el estudio del Preproceso.

Notas

A continuación, se aporta una serie de consideraciones con carácter cualitativo sobre aspectos operativos importantes.

Desde el punto de vista de la manejabilidad, una diferencia fundamental entre los simuladores es su interfaz de usuario. La interfaz de VMOD es más sencilla, intuitiva y fácil de manejar. Sus diferentes menús se localizan siguiendo el orden del diseño del modelo lo que permite adquirir rápidamente una metodología de trabajo apropiada y acortar notablemente los tiempos de aprendizaje.

FEFLOW por el contrario posee una interfaz más compleja, que requiere un tiempo mayor de aprendizaje y adaptación. Sin embargo la nueva interfaz de FEFLOW denominada "Standard" es superior en calidad de visualización a la interfaz de VMOD. Además esta versión, es personalizable, moderna y con multitud de herramientas para la creación de vistas 2D o 3D. Destacan los potentes gráficos tridimensionales que ofrece, además de la posibilidad de trabajar con múltiples ventanas a la vez, marcando el límite de ventanas la capacidad de la computadora utilizada, no el código.

Como nota negativa del código FEFLOW, ha de mencionarse que se encuentra en una etapa de transición y cambios importantes de filosofía y aspecto, en la que coexisten dos versiones de interfaz muy distintas. La versión "Classic" y la versión "Standard". Siendo por el momento necesario el manejo de ambas, hasta que la versión Standard -visualización de interfaz moderna- tenga implementadas todas las herramientas disponibles en la versión "Classic" que mantiene la visualización y estructura de versiones más antiguas del simulador.

En cuanto a la documentación disponible, en el caso de VMOD es abundante, con manuales de usuario, documentación técnica y todo tipo de publicaciones asociadas. El único detalle negativo en este aspecto es la excesiva superficialidad de la información de la ayuda del programa y la asistencia técnica, que es manifiestamente mejorable. FEFLOW por su parte, dispone de una documentación técnica más rigurosa y compleja, que requiere conocimientos sólidos de matemáticas para su correcta comprensión. La documentación es escasa en cuanto al aprendizaje del manejo del programa ya que solo cuenta con algunos pequeños tutoriales de ejemplos sencillos.

Frente a la gran cantidad y dispersión de información relativa a VMOD, FEFLOW tiene una menor cantidad, pero la localización de la mayoría de los documentos publicados en referencia al código, se pueden encontrar en la página web: www.feflow.info.

Por otra parte la ayuda de FEFLOW es demasiado escueta y como en el caso de la documentación no es explícita en la manejabilidad del programa, reservándose este tipo de información a los cursos formativos impartidos por WASY. Sin embargo debe destacarse que FEFLOW dispone de una asistencia técnica excelente: con una capacidad de respuesta muy rápida y resolviendo los problemas de los usuarios de forma eficiente.

Tanto en VMOD como en FEFLOW los manuales y documentos asociados están en inglés, al igual que su interfaz gráfica.

Otro dato interesante es el coste de adquisición de las licencias de los simuladores. El precio difiere substancialmente de un simulador a otro, FEFLOW tiene una amplia gama de licencias en función de las herramientas y características requeridas por el usuario con precios variables (véase www.feflow.info/pricelist.html), pero siempre va ser más caro que VMOD (véase www.swstechnology.com/visual-modflowflex/compare.editions).

Un dato importante es que mientras en VMOD es posible ejecutar varios modelos simultáneamente, la licencia sencilla de FEFLOW no permite ejecutar más de una simulación al mismo tiempo.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Ambos códigos son adecuados para la modelización de flujos en acuíferos no confinados donde se pretendan cuantificar los caudales de drenaje hacia huecos realizados a cielo abierto. En este estudio se ha comprobado este hecho mediante simulaciones cruzadas. Es decir comparando los resultados obtenidos con ambos simuladores y los datos reales de medición. La comparación cuantitativa implica tanto datos piezométricos en varios puntos de observación definidos a priori, como la comparación de los caudales de afloramiento en el hueco de la cantera (véase Figura 6), cuya modelización es el objetivo principal.

Gráfica comparativa de caudales

19000 18000 17000 (m³/d) 16000 15000 14000 Caudales 13000 12000 11000 10000 9000 8000 7000 6000 5000 nor¹⁰ 60.29 8619 Periodo FEFLOW VMOD Caudal Real

Figura 6 – Gráfica comparativa de resultados de simulación y datos reales de medición de caudales de descarga del acuífero en la cantera. (Comparative Graphic of simulation results and discharge real measure data on the quarry.)

Como valoración final de los simuladores se plantean las ventajas más relevantes de cada uno de ellos frente al otro:

VMOD

- 1. Facilidad de manejo y aprendizaje rápido.
- 2. Documentación abundante y didáctica.

- 3. Coste de licencias bajo.
- 4. Tiempos de cómputo muy inferiores.
- 5. Posibilidad de ejecutar varias simulaciones simultáneamente.

FEFLOW

- 1. Mayor capacidad para reproducir geometrías tridimensionales complejas con gran precisión.
- Posibilidad de utilizar las técnicas "Free & Movable" ó "Phreatic" en simulación de acuíferos no confinados.
- 3. Mejor aproximación para la simulación de las superficies de rezume.

En vista de la experiencia acumulada en el uso de los simuladores se plantean las siguientes recomendaciones:

- 1. El tiempo de cálculo entre los dos simuladores difiere considerablemente siendo FEFLOW mucho más exigente en cuanto a la capacidad de cómputo y se recomienda para su utilización procesadores de 64 bits.
- Se desaconseja el uso de la técnica BASD de FEFLOW para modelos de varias capas con contrastes altos de conductividad hidráulica y gradientes hidráulicos acusados, debido a los problemas de interpolación que pueden producirse.
- 3. En aquellos casos donde se disponga de muy pocos meses o semanas para realizar una modelización y no se disponga de conocimientos previos de modelización numérica con estos simuladores, se recomienda la utilización de VMOD pues su curva de aprendizaje es más rápida.
- 4. Se recomienda a los futuros usuarios de estos simuladores con fines profesionales o de investigación, la adquisición previa de una formación adecuada en los campos de la hidrogeología y las matemáticas.

Nota:

Actualmente ya se encuentran a disponibilidad de los usuarios nuevas versiones de ambos simuladores, denominadas Visual MODFLOW Flex y FEFLOW 6.1, que contienen mejoras y cambios importantes respecto a las versiones utilizadas en esta comparativa, véanse:

www.feflow.info

www.swstechnology.com/groundwater-modeling-

software/visual-modflow-flex

5. REFERENCIAS

- Alonso C., Ferrer, A. y Soria, V. (2008): "Finite element simulation of construction site dewatering". *International Conference on Engineering* and Mathematics ENMA 2008. Solo disponible en World Wide Web: http://www.ferrersl.com/portal/es/documentacion/articulosponencias.html
- Álvarez, L. A., Noriega, R. D. y Fernández Alvarez, J. P. (2012): "Simulación numérica de flujo subterráneo en una explotación minera a cielo abierto sobre una formación carbonatada utilizando MODFLOW y FEFLOW." Munibe Monográfico. 7AHPGG: Proceedings. 7^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Donostia - San Sebastian 2012.
- Anderson, M. P. y Woessner, W. W. (1992): "Applied Groundwater Modeling. Simulation of Flow and Advective Transport". Academic Press Inc. San Diego. p. 381
- ASTM D6170-97 (2010): "Standard Guide for Selecting a Groundwater Modeling Code". Active Standard American Society for Testing and Materials (ASTM). Developed by subcommittee: D18:21, Book of Standards 04, 09
- Atkinson, L. C., Keeping, P. G., Wright, J. C. y Liu, H. (2010): "The Challenges of Dewatering at the Victor Diamond Mine in Northern Ontario, Canada." *Mine Water and the Environment*, 29, 2, 99-107.
- Barlow, P. M. (2005): "Use of Simulation-Optimization Modeling to Assess Regional Ground-Water Systems.", U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Fact Sheet 2005–3095.
- Batelaan, O. y De Smedt, F. (2004): "SEEPAGE, New MODFLOW DRAIN Package". Ground Water. 42, 4, 576-588
- Bear, J., Beljin, M. S. y Ross, R. R. (1992): "Ground Water Issue. Fundamentals of Ground-Water Modeling." United States Environmental Protection Agency, EPA/540/S-92/005.
- Butscher, C., Huggenberger, P., Zechner, E. y Einstein, Herbert H. (2011): "Relation between hydrogeological setting and swelling potential of

clay-sulfate rocks in tunneling". Engineering Geology 122, 2011, 204-214

- Capó, J. F., Vazquez-Suñé, E., Carrera, J., Martí, D., Carbonell, R., Pérz-Estatún, A. (2006): "Modelling and quantifying the hydrological effects in the advance of a tunnel excavation by TBM". Proceeding of the 59 th canadian Geotechnical Conference and 7 th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Specialty Conference. Vancouver/British Columbia/Canada. Sea to Sky Geothecchnique. 2006, 1652-1657.
- Carrera, J. y Neuman, S. P. (1986): "El problema inverso de la hidrología subterranea: Estado del arte y método de solución." *Revista* internacional de métodos numéricos para cálculo y diseño en ingeniería, 2, 1, 3-25.
- Chmakov, S., Hesch, W., Tu, C., Lima, M. y Sychev, P. (2009): "Conceptual model development for FEFLOW or MODFLOW models a new generation of Schlumberger Water Services software". 2nd International FEFLOW User Conference 2009, Potsdam/Berlin, Germany.
- DHI-WASY (2010): "FEFLOW 6. Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. User Manual". DHI-WASY GmbH. Waltersdorfer Strabe 105,12526 Berlin, Alemania, p.94
- Diersch, H.-J. G. (2005): "FEFLOW. Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. Reference Manual". DHI-WASY GmbH. Waltersdorfer Strabe 105,12526 Berlin, Alemania.
- Diersch, H.-J. G. (2009): "30 years of FEFLOW. A Brief Historical Review." DHI-WASY Aktuell. International Special Edition. DHI-WASY GmbH. Waltersdorfer Strabe 105,12526 Berlin, Alemania. 3,09, 6-9.
- Duton, A. R. y Mace, R. E. (2002): "Evolución de los modelos numéricos de flujo de agua subterranea en el acuifero de Ogalla en Texas." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **19**, 2, 107-120.
- Eckart, M., Kories, H., Rüterkamp, P., Kaul, V. y Bems, C. (2011): "Flowand head transport- Simulation with an optimized discretization of the geological structure model". Proceeding. 11th International Mine Water Association Congress – Mine Water – Managing the Challenges. Aachen, Germany, 2011, 167-170
- Faust, C. R. y Mercer, J. W. (1980a): "Ground-Water Modeling: Recent Developments." Ground Water, 18, 6, 569–577.
- Faust, C. R., y Mercer, J. W. (1980b): "GRound-Water Modeling: Numerical Models." Ground Water, 18, 4, 395–409.
- Green, R.T., Painter, S.L., Sun, A. y Worthington, S.R.H (2006): "Grounwater contamination in karst terranes". Water, Air and Soil Pollution, 6, 2006, 157-170.
- Hang, Y., Zhang, G. y Yang, G. (2009): "Numerical simulation of dewatering thick unconsolidated aquifers for safety of underground coal mining." *Mining Science and Technology* 19, 2009, 312-316
- Harbaugh, A.W. (2005): "MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model-the Ground-Water Flow Process". U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Techniques and Methods 6-A16
- Hecht, J. M., Giraldo, N. M., Blum, P. y Bayer, P. (2010): "Evaluating MT3DMS for Heat Transport Simulation of Closed Geothermal Systems". Ground Water, 48, 5, 741-756.
- Heredia, J. G., Murillo, J.M., García Aróstegui, J.L., Rubio Campos, J.C. y Lopez Geta, J.A (2003): "Influencia antrópica en un acuífero costero. Consideraciones sobre la gestión hídrica del acuífero de Motril-salobreña (España). *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*, **2003**, 3, 73-83
- Heredia, J. G. y Murillo, J. M. (2007): "Estado del arte sobre la representación numérica de sistemas de flujo bajo condiciones de densidad variable". *Boletín Geológico y Minero*, **118** (Núm, Especial), 555-576
- Herrera, G., Champo, R. S. y Bravo, J. A. (2007): "Modelo de flujo del agua subterránea y diseño de red de monitoreo para el acuífero del valle de Queratano". 4º Congreso internacional, 2º Congreso Nacional de Métodos Numéricos en Ingenieria y Ciencias Aplicadas. UMSNHaSMMNI-CIMNE, México 2007.
- Hobbs, S. L. y Gunn, J. (1998): "The hydrogiological effects of quarrying karstified limestones: options for prediction and mitigation". *Quaterly Journal of Engineering Geology*, 31, 147-157
- Holzbecher, E. y Sorek, S. (2005): "Numerical Models of Groundwater Flow and Transport". *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Edited by M. G. Anderson. 2005 John Wiley & Sons, Ltd. Cap. 155.
- Konikow, L.F. (1998): "Uso de los modelos numéricos para simular el flujo y el transporte subterraneo". IGME. Temas: Guias y Manuales. Isotopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico. 4, 533-558.
- Koukidou, I. y Panagopoulos, A. (2010): "Application of FEFLOW for the simulation of groundwater flow at the Tirnavos (central Greece) alluvial basin aquifer system". Bulletin of the Geological Society of Greece 2010. Proceeding of the 12th international Congress. 43, 4,1747-1757

- Kumar, C. P. (2012): "Grounwater flow models". *Technical Notes*. Solo disponible en World Wide Web: http://www.angelfire.com/nh/cpkumar/publication/
- Langer, W. H. (2001): "Potential Environmental Impacts of Quarring Stone in Karst-A Literature Review". U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. United States Geological Survey Open-File Report 01-0484
- Leyva, E. S. (2010): "Acuíferos semiconfinados y su modelación: Aplicaciones al acuífero de la zona metropolitana de la ciudad de México". *Tesis: Programa de Doctorado en Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de México.*
- Luna, M., Salas, J., Molinero, J., Queralt, E., Rull, M., Colomer, V., Trevisan, L., Riuz, E., Guimerá, J. y Niñerola, J.M. (2009): "Evaluación de la capacidad de infiltración e impacto hidrogeológico de las balsas de recarga artificial del Baix Llobregat (Sta. Coloma de Cerveró)". *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo*. Vol.9.
- Martinez, C. y Ugorets, V. (2010): "Use of Numerical Groundwater Modelling for Mine Dewatering Assessment". Proceeding of 2nd International Congress on Water Management in the Mining Industry. WIM 2010. Santiago- Chile. 6, 317-326
- Maulloux, M., Boisvert, V., Millette, D. y Poulin, M. (2009): "Potential effects evaluation of dewateringan underground mine on surface water and groundwater located in a rural area". 2nd International FEFLOW User Conference 2009, Potsdam/Berlin, Germany.
- McDonald, M. G. y Harbaugh, A. W. (2003): "The History of MODFLOW." Ground Water, 41, 2, 280-283.
- Mejuto, F.M., Mayorga, A.V. y Fernandez, S.C. (1997): "La utilización de modelos en hidrología". Ensayos. Revista de la facultad de ciencias de Albacete, 12, 305-318
- Mercer, J. W., & Faust, C. R. (1980a): "Ground-Water Modeling: An Overview." *Ground Water*, **18**, 2, 108–115.
- Mercer, J. W., & Faust, C. R. (1980b):"Ground-WaterModeling: Aplications." Ground Water, 18, 5, 486–497.
- Mercer, J. W., & Faust, C. R. (1980c): "Groun-Water Modeling: Mathematical Models." Ground Water, 18, 3, 212–217.
- Montenegro, H y Odenwald, B. (2009): "Analysis of the Spatial Groundwater Flow for the desing of the Excavation Pit for a Ship Lock in Minden, Germany." 2nd International FEFLOW User Conference 2009, Potsdam/Berlin, Germany.
- Pinder, G. F. y Celia, M.A. (2006): "Subsurface Hydrology". A John Wiley & Sons, Inc. Publications. U.S.A.
- Rapantova, N., Grmela, A., Vojtek, D., Halir, J. y Michalek, B. (2007): "Ground Water Flow Modelling Applications in Mining Hydrogeology." *Mine Water and the Environment*, 26, 4, 264-270.
- Rosati, R. y Schmidt, M. (2009): "Challenges of Fluid Flow in Absorbing Porous Media & Thin Layers.". 2nd International FEFLOW User Conference 2009, Potsdam/Berlin, Germany.
- Conference 2009, Potsdam/Berlin, Germany.
 Rühaak, W., Luo, J. y Diersch, H.-J. G. (2009): "3D Modeling of brine flow
 A case study for a flooded salt mine." *International Mine Water Conference*. Pretoria. South Africa: DHI-WASY GmbH, Germany, p. 688-694.
- Santos, P. M., Alfaro, P.E.M, Sanz, E. y Galindo, A. (2010): "Daily scale modelling of aquifer-river connectivity in the urban alluvial aquifer in Langreo, Spain." *Hydrogeology Journal*, **18** (2010) 1525–1537
- Sena, C. y Molinero, J. (2009): "Water Resources Assessment and Hydrogeological Modelling as a Tool for the Feasibility Study of a Closure Plan for an Open Pit Mine (La Respina Mine, Spain)." *Mine Water and the Environment* 28 (2009) 94–101
- Shewchuk, J. R. (2002): "Delaunay Refinement Algorithms for Triangular Mesh Generation". Computational Geometry: Theory and Applications, 22, 1-3, 21-74
- Simpson, M.J y Clement, T.P (2003):"Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation". *Journal* of Hydrology, 270, 49-64
- SWS (2009):"Visual MODFLOW 2009.1. User's Manual". Schlumberger Water Services, Ontario, Canada. www.swstechnology.com.
- Trefry, M. G. y Muffels, C. (2007): "FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool." Ground Water, 45, 5, 525-528
- USGS (1997): "Modeling Ground-Water flow with MODFLOW and Related Programs". U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. United States Geological Survey Fact Sheet FS-121-97
- White, S. P., Creighton, A. L., Bixley, P. F. y Kissling, W.M. (2004): "Modeling the dewatering and depressurization of the Lihir open-pit gold mine, Papua New Guinea". *Geothermics* 33, 443-456

Estimación de la recarga en el Baix Ebre, (Cataluña, España) mediante el método de balance de la deposición total de cloruro atmosférico.

Estimation of aquifer recharge in the Baix Ebre (Catalonia, Spain) by means of atmospheric bulk chloride deposition balance.

S. Espinosa⁽¹⁾, E. Custodio^{(1) (2)}, F. J. Alcalá⁽³⁾ y L. J. Lambán⁽⁴⁾ ⁽¹⁾ Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartografía i Geofísica. Universitat Politécnica de Catalunya (UPC). Campus Nord, 08034 Barcelona, España. sespmar@gmail.com; emilio.custodio@upc.edu

⁽²⁾ Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS), Barcelona, España.

⁽³⁾ Geo-Systems Centre (CVRM-IST), Universidade Técnica de Lisboa, 1049 001 Lisboa, Portugal. francisco.alcala@ist.utl.pt

⁽⁴⁾ Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Unidad de Zaragoza. Manuel Lasala, 44, 9°B. 50006 Zaragoza, España. javier.lamban@igme.es

SUMMARY

The applicability of the atmospheric chloride deposition balance to estimate aquifer recharge was tested in the Baix Ebre, in the north-eastern Iberian Peninsula, between Tortosa and Morella towns. The Baix Ebre comprises (1) the Plana de la Galera, between the Ebre and the Senia rivers, a coastal area of semi-arid Mediterranean climate with average rainfall of 550 mm/year, and (2) the Ports de Besseit-Tortosa, a mountainous area with average rainfall of 1050 mm/year. To implement the method, 9 open rainfall collectors were installed to calculate the average annual atmospheric chloride contribution. In addition, data obtained on chloride concentration in recharge water were supplemented with data gathered from the groundwater chemical database of the Catalonian Water Authority (Agència Catalana de l'Aigua, ACA) and from previous works. Taking chloride exportation by surface runoff as negligible as a first approach, three ranges of recharge values were calculated: 600-900 mm/year in the Ports, 150-250 mm/year in the Plana de la Galera, and 100-160 mm/year in the coastal strip. Previous estimations of recharge in the Plana de la Galera by means of soil water balance method provided an average recharge rate around 150 mm/year. This value does not differ significantly from the weighted average obtained through the atmospheric chloride deposition balance in the same area. By considering the effect of surface runoff, a slight reduction of the recharge estimates is expected.

Key Words: Recharge, atmospheric chloride mass balance, semiarid area, Baix Ebre, Ports de Besseit.

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la recarga natural a los acuíferos en zonas áridas y semiáridas es fundamental para la evaluación de los recursos hídricos subterráneos, tanto para su conservación como para la gestión y planificación a corto, medio y largo plazo. La importancia del conocimiento en dichas regiones radica en que la recarga media en el territorio es una pequeña fracción de la precipitación ya que el suelo edáfico tiene déficit de humedad durante una parte significativa del año, tanto más cuanto mayor es la aridez (Custodio, 2011). Dado que en muchas de estas zonas se concentra buena parte de la población y de las actividades agrícolas e industriales, el estudio de la cantidad y calidad de agua subterránea disponible en sus acuíferos es importante para la buena gestión de los recursos hídricos.

La dificultad de la estimación de la recarga radica en la incertidumbre que la caracteriza, dada la complejidad de los parámetros que intervienen en el proceso y la propia naturaleza del fenómeno. Para tratar de disminuir dicha incertidumbre es aconsejable utilizar conjuntamente diversos métodos de cálculo que sean lo más independientes posible (Custodio y Llamas, 1982; Simmers et al., 1997; Custodio et al., 1997; Scanlon et al., 2002) y de forma que se tenga en cuenta la diferente representatividad espacial y temporal.

Cuando la estimación de la recarga se realiza en zonas semiáridas, la determinación de la recarga requiere aún mayor detalle y definición, dado que la recarga en estas zonas es una pequeña fracción de la precipitación (Custodio, 1997), lo que aumenta la incertidumbre.

El presente trabajo tiene como fin mostrar los resultados de recarga media multianual obtenidos mediante la aplicación del método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro en la zona de experimentación del Baix Ebre, de clima mediterráneo semiárido en el llano de La Plana de la Galera, y con un sistema complejo de flujo, así como comparar los resultados obtenidos con

Proceedings

los que se derivan de la aplicación del balance de agua en el suelo para la misma zona de estudio (Pisani et al., 2011). El modelo conceptual de flujo del que se parte para establecer las bases de estimación de la recarga se ha afinado con la aplicación de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales llevadas a cabo durante este estudio.

2. ÁREA DE APLICACIÓN

El Baix Ebre, con una superficie de 790 km², se localiza al sur de Cataluña, en el noreste de la Península Ibérica (Figura 1). Desde el punto de vista geológico se trata de un área muy tectonizada, configurada por: (1) la fosa tectónica de la Plana de la Galera, rellena por materiales detríticos de edad cenozoica, que se extiende desde Xerta, en el río Ebre (al norte de Tortosa), hasta el río de la Sènia al sur (coincidente con el límite entre las provincias de Tarragona y Castellón), y (2) los bloques levantados, al sureste las calizas de edad cretácica inferior de los macizos de Montsià y Godall y al noroeste las calizas y dolomías de edad jurásica en los Ports de Tortosa-Besseit, de notable altitud (1442 msnm) (Figura 2). Estos bloques están delimitados y separados de la fosa por un conjunto de fallas subverticales.

Se trata de un sistema acuífero complejo. A grandes rasgos se distinguen tres acuíferos: el acuífero aluvial del Ebre, el acuífero pliocuaternario o piedemonte (ambos caracterizados por materiales detríticos) y el acuífero regional perteneciente a los materiales carbonáticos. A priori podrían diferenciarse dos sistemas de flujo, uno local menos profundo y otro regional profundo (Badiella, 2009), pero en este trabajo se tratará como un sólo sistema acuífero, ya que hay dudas sobre el comportamiento independiente de dichas unidades (Figura 3).

El fuerte contraste de relieve existente en la zona condiciona una precipitación media de 550 mm/a en la zona de la Plana de la Galera y de 1050 mm/a en la zona de los Ports de Besseit. Así, el Baix Ebre es un lugar privilegiado para la aplicación de métodos y técnicas de estimación de recarga, puesto que es un área de clima semiárido

(Plana de la Galera) colindante con un área más húmeda (Ports de Besseit) que posiblemente transfiere a la anterior una parte relevante de sus recursos hídricos.



Figura 1 - Localización de la zona de estudio en el Baix Ebre (sur de Cataluña, noreste de la Peninsula Ibérica, España). (Location of the study area in the Baix Ebre (Southern Catalonia, North-eastern Iberian Peninsula, Spain)).



Figura 2 - Localización de detalle del Baix Ebre. (Detailed location of the Baix Ebre.

3. METODOLOGÍA

Se parte de la hipótesis de que el sistema presenta un régimen estacionario de recarga y transporte de masa que permite obtener un valor medio multianual de la recarga. Para establecer el modelo conceptual se ha recurrido a la aplicación de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales combinadas con el estudio de la piezometría (Tourís, 1986 y Badiella, 2009) como soporte de la localización y estimación de la recarga.



Figura 3 - Distribución de acuíferos en la sección W-E del área de estudio (Badiella, 2009). (Aquifer distribution in W-E section of the study area (Badiella, 2009)).

4. Metodos de balance hídrico para la estimación de la recarga

3.1.1. Balance de la deposición atmosférica de ión cloruro

El balance de masas calculado a partir de la deposición atmosférica húmeda (precipitación) y seca (polvo) es un método aplicado y validado desde hace décadas (Eriksson y Khunakasen, 1969), con un gran cuerpo de conocimiento tanto a nivel internacional como a nivel nacional. Se basa en el balance de un soluto conservativo, el ión cloruro (Cl⁻), por su ausencia de intercambio con el medio y su estabilidad química. Los datos a considerar son su concentración en el agua de lluvia, en el agua de escorrentía superficial y en el agua subterránea como representativa del agua de recarga.

En régimen estacionario y en ausencia de aportes de Cl⁻ por el terreno o como consecuencia de actividades antrópicas, el agua subterránea recibe a través de la superficie freática un flujo másico de Cl⁻ que coincide con el resultado de restar el flujo de salida de escorrentía directa (superficial y subsuperficial) a la aportación atmosférica (Wood y Sanford, 1995; Custodio, 1997). Esto presupone que el Cl⁻ almacenado en el medio no saturado no sufre cambios temporales significativos a largo plazo.

La expresión estacionaria del balance para valores medios multianuales es:

$$A_P = A_E + R^* Cl_R$$

Siendo,

 A_P = deposición atmosférica (húmeda + seca) de ión cloruro en gm⁻²a⁻¹, obtenida por muestreo durante varios años en captadores de agua de lluvia totalizadores; A_P = P*Cl_P (P = precipitación en m a⁻¹ y Cl_p su contenido en cloruro en g L⁻¹), que integra en el muestreo la deposición total (húmeda+seca).

 $\label{eq:AE} \begin{array}{l} A_E = salida \ de \ cloruro \ como \ escorrentía \ superficial \approx E_S \ *Cl_{ES} \\ (E_S = escorrentía \ superficial \ directa \ en \ m \ a^{-1} \ y \ Cl_{ES} = \ su \ contenido \ en \ cloruro \ en \ g \ L^{-1}). \end{array}$

 Cl_R = concentración de ión cloruro (en g L⁻¹) en la recarga en tránsito (percolación), aunque en la práctica se refiere a la recarga que llega al nivel freático cuando el paso por el medio vadoso es suficientemente rápido como para poder suponer régimen estacionario.

R = recarga media multianual (en m a⁻¹).

Se supone que las variaciones de la recarga a corto plazo se amortiguan y promedian.

3.1.2. Balance de agua diario en el suelo

El objetivo de la aplicación de este método es la estimación de la recarga para comparar los resultados obtenidos con los derivados del método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, teniendo en cuenta las diferencias en la representatividad espacial y temporal de cada método.

Para ello se utiliza el código Visual Balan (Samper et al., 1999), bien conocido y experimentado, que calcula el balance diario de agua en el suelo según el esquema de la Figura 4. Aunque es un modelo simple, aplica diferentes métodos para el cálculo de cada uno de los parámetros que intervienen en el proceso para una cierta área que se supone homogénea.

Los valores estimados de la recarga se pueden calibrar con niveles piezométricos o con datos de aforo de manantiales y ríos, y es posible realizar análisis de sensibilidad de los parámetros hidráulicos que intervienen en el proceso de recarga.

Es un modelo de acceso público aplicable a cuencas de todo tipo de tamaños cuando los parámetros son agregados y representativos. Las cuencas heterogéneas se pueden subdividir en un número determinado de subcuencas que tengan características homogéneas en cuanto a clima, uso del suelo, tipo de suelo y la gestión hídrica. El modelo tiene en cuenta las dotaciones de riego.



Figura 4 - Esquema de los principales componentes del balance hidrometeorológico en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero que considera el código Visual Balan (Samper et al., 1999). (Scheme of the hydrometeorological balance components considered in the Visual Balan code (Samper et al., 1999).)

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Desde el punto de vista de la composición química del agua subterránea se ha observado una concentración de iones mayoritarios razonablemente constante en cada lugar muestreado, tanto en periodos húmedos como en periodos secos, sin variabilidad estacional. Existe variación espacial, distinguiéndose una marca bicarbonatada cálcica magnesiana procedente de la recarga en los Ports de Besseit que corresponde a la interacción con los materiales carbonatados dolomíticos allí predominantes, y otra marca bicarbonatado simportantes (macizos de Godall y Montsià).

Para la localización de las fuentes de recarga se ha recurrido a la aplicación de técnicas isotópicas ambientales, estudiando los datos de los isótopos estables del agua subterránea, ¹⁸O y ²H, tanto los datos preexistentes (Tourís, 1986) como los generados durante el desarrollo de este estudio. Se observa que el exceso de deuterio característico de la lluvia y la recarga locales es de \approx +15 ‰ SMOW. Se pueden diferenciar dos zonas de recarga (ver Figura 5), una con valores más ligeros de ¹⁸O, atribuible a zonas de mayor altitud (Ports de Besseit), y otra más pesada, atribuible a priori a zonas de recarga a menor altitud, como la Fosa de la Galera-Ulldecona, localizada entre los macizos de Godall y Montsià.

Con estos resultados se ha establecido un modelo conceptual de flujo que da soporte a los cálculos de recarga media multianual utilizando el metodo del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro. Con la concentración de Cl⁻ del agua de lluvia y la precipitación registrada en las estaciones meteorológicas próximas (Figura 6) se ha realizado el cálculo preliminar de la deposición atmosférica de ión cloruro durante el primer año de datos, del que se dispone de 5 muestreos desde diciembre de 2010, cuando fueron instalados 8 de los 9 colectores de agua de lluvia que hay distribuidos en la zona de estudio, hasta diciembre de 2011,con frecuencia bi a tri-mensual. Los resultados se muestran en la Figura 7 y en la Tabla 1.



Figura 5 - Valores recientes de δ^{18} O y δ^{2} H (% SMOW) en el agua subterránea del área de estudio respecto a la línea meteórica media mundial. (*Recent* δ^{18} O and δ^{2} H (% SMOW) values in groundwater of the study area relative to the global mean meteoric water line).

Los valores difieren del patrón espacial esperable en zonas costeras, consistente en la disminución progresiva tierra adentro y con la altitud de la tasa de deposición total atmosférica de cloruro (Alcalá y Custodio, 2008; 2012). De hecho, los valores mayores de deposición se obtienen en zonas interiores altas. Por eso se van a completar los resultados con análisis isotópicos en otros puntos para determinar la procedencia de las lluvias y las posibles influencias climáticas en el área, ya que la relación iónica sulfato/cloruro también muestra valores que difieren del rango típico esperado (Alcalá, 2005). Es posible explicar preliminarmente la distribución obtenida por la mayor pluviosidad en los Ports combinada con una moderada disminución de la deposición atmosférica total de cloruro con el aumento de la distancia a la costa.

Los valores medios obtenidos para la relación sulfato/cloruro tienen cierta homogeneidad para cada colector de agua de lluvia.

Al generar un mapa de la distribución espacial de la concentración del ión cloruro del agua subterránea (suponiendo que ésta representa la recarga local) y superponerle la ubicación de los colectores de agua de lluvia con su respectivo valor de aportación de cloruro atmosférico, se obtiene un mapa de recarga media multianual con tres áreas diferenciadas (ver Figura 7): 600-900 mm/a en los Ports, 150-250 mm/a en la Plana de la Galera y <150 mm/a en la franja costera. Para la obtención de estos resultados no se ha tenido en cuenta la posible exportación de cloruro por escorrentía superficial. Cuando A_E pueda ser considerada en estudios futuros, cabe esperar que se reduzca ligeramente la magnitud de la recarga.

Paralelamente al trabajo descrito, en el marco de otro proyecto la Universidad de A Coruña ha estudiado la aplicabilidad del modelo de balance de agua en el suelo a la zona agrícola de la Plana de la Galera mediante el programa Visual Balan (Samper et al., 1999). Se obtiene una recarga media de 150 mm/año, incluyendo los retornos de regadío procedente de la extracción de agua subterránea; sin incluirlos es de 100 mm/año (Pisani, 2011). No se especifica de momento la incertidumbre asociada ni tampoco el papel de la escorrentía directa y las transferencias laterales en la zona saturada. Por otro lado, en trabajos realizados por alumnos del Programa de la asignatura de "Recarga y descarga de acuíferos" del Máster de Hidrología Subterránea de la UPC, a principios de 2012 se aplicó también el balance diario de agua en el suelo con el código Visual Balan obteniéndose valores de la recarga media entre 150 y 250 mm/a para la Plana de la Galera, sin tener en cuenta la existencia de regadíos.



Figura 6 - Ubicación de los colectores de agua de lluvia y de las estaciones meteorológicas (EMET) usadas. (*Location of rainfall collectors and meteorological estations (EMET) used*).

Tabla 1- Resultados de la aportación total de cloruro atmosférico Ap (en g/m²/a) entre diciembre de 2010 y diciembre de 2011 y valores de percentiles de la relación rSO₄/rCl (r = meq/L) con datos de 8 colectores de lluvia. (*Results of atmospheric chloride bulk deposition Ap (in g/m²/yr) between December 2010 and December 2011, and value of percentiles of* rSO₄/rCl ratio (r = meq/L) *after data from 8 rain water collectors*).

						rSO ₄ /rCl	
T			-	Ap	0	0	0
Estación	Х	Ŷ	Z	(g/m ⁻ /a)	Q_{25}	Q ₅₀	Q ₇₅
P1-A	274731	4520916	1010	8,8	0,24	0,37	0,43
P1-B	278761	4522814	575	6,8	0,36	0,78	0,84
P1-C	287976	4522766	40	4,2	0,84	0,97	1,26
P1-D	288696	4522023	49	1,1			
P2-A	274194	4515835	590	7,8	0,63	1,04	1,09
P2-B	289837	4510943	54	3,7	0,48	0,68	1,83
P3-A	260660	4508741	1050	7,7	0,27	0,35	0,46
P3-B	265897	4505944	500	3,1	0,51	0,72	1,22
P3-C	277684	4500991	210	4,4	0,34	0,43	0,56

6. CONCLUSIONES

Los valores de recarga obtenidos por el método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro en la zona de la Plana de la Galera son, para la zona más elevada, Els Ports de Tortosa-Besseit: 600-900 mm/a, para la Plana de la Galera: 150-250 mm/a y en la franja costera: <150 mm/a.

Los valores de recarga obtenidos para la zona de la Plana de la Galera por el método de balance de agua diario en el suelo (150 mm/a) no difieren significativamente de la media ponderada obtenida mediante el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro para misma zona (150-250 mm/a).

Sin embargo, en ninguno de los dos casos se ha especificado la incertidumbre asociada, y en los cálculos mediante el balance de agua en el suelo no se ha tenido en cuenta la transferencia lateral de recursos de los Ports de Besseit a la Plana de la Galera. Esto forma parte de los nuevos trabajos a abordar.

7. AGRADECIMIENTOS

La investigación se enmarca en el desarrollo de la tesis doctoral de Sara Espinosa, con beca FPI dentro del proyecto REDESAC (CGL2009-12910-C03-01) financiado por la CICYT. Los autores agradecen la colaboración de campo y el aporte de información de l'Agència Catalana de l'Aigua en Tortosa, así como el apoyo de personas locales han hecho posible el desarrollo de los trabajos de campo, tanto para la instalación de colectores de agua de lluvia como para localizar y muestrear puntos de agua subterránea de interés para



Figura 7 - Primera aproximación a la zonación de la recarga obtenida mediante balance de masa de cloruro. (First approach to recharge zoning obtained after the chloride mass balance).

8. REFERENCIAS

- Alcalá, F.J. (2005). "Recarga a los acuíferos españoles por medio de un balance hidrogeoquímico". Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. 719 pp.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2008). "Atmospheric chloride deposition in continental Spain". Hydrological Processes 22: 3636-3650.
- Alcalá, F.J. y Custodio, E (2012). "Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large, varied territory". Hydrological Processes. DOI: 10.1002/hyp.9556.
- Badiella, P. (2009). "Estudi d'actualització hidrogeológica del sector de La Carrova y Plana de la Galera per avaluació de recursos hidrològics subterranis pel subministrament a les poblacions litorals del Montsià" Informe interno para l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), Barcelona. 49 pp.
- Custodio, E., Llamas, M.R., Samper. J (1997). "La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica". Asociación Internacional de Hidrogeólogos-Grupo Español. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 455 pp.
- Custodio, E. (1997). "Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos". En: E.Custodio, M.R. Llamas, J. SamperJ (eds), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. IGME-AIH, Canarias-Madrid: 83-110.
- Custodio, E. (2011). "Hidogeología en regiones semiáridas y áridas". VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica. Salta, Argentina: ISBN: 978-987-23936-9-4. 17 pp.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (eds) (1982). "Hidrología subterránea". 2^a Edición. Ediciones Omega. Barcelona, 2 Volúmeness: 2350 pp.
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969). "Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain". Journal of Hydrology 7(2): 178–197.
- Samper, J. y García Vera, M.A. (1999). "Estimación de la recarga producida por la lluvia y los excedentes de riego mediante balances diarios de agua en el suelo: Experiencias en diferentes zonas climáticas". En: E.Custodio, M:R: Llamas y J. Samper (eds). La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE, Madrid: 367-379.
- Pisani, B.; Samper, J.; Ribeiro, L.; Fakir, Y. y Stigter, T. (2011). "El proyecto CLIMWAT: evaluación y gestión de los impactos del cambio climático en acuíferos costeros y ecosistemas asociados. Clima y balance hídrico en la Plana de la Galera (Cataluña, España)". X Reunión de Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Salamanca: 1–5.

- Scanlon, B.R.; HearlyY, R.W. y Cook, P.G. (2002). "Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge". Hydrogeology Journal 10, 1. 18–39.
- Simmers, I., Hendrickx, J.M.H., Kruseman, G.P., Rushton, K.R. (1997).
 "Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas". Intern. Assoc. Hydrogeologists, Balkema. Contributions to Hydrogeology 19: 1–277.
- Touris, R. (1986). "Recursos hídrics subterranis de la Vessant Catalana de l'Ebre". Informe Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Secretaría General, Servei Geològic de Catalunya, Barcelona: 300pp.
- Wood, W.W. y Sanford, W.E. (1995). "Chemical and isotopic methods for quantifying ground.water recharge in a regional semiarid environment". Ground Water 33, 3: 458-468.

Identificación de los humedales relacionados con las aguas subterráneas en las cuencas intercomunitarias en España

Identifying the groundwater related wetlands in the inter-Community river basins in Spain

A. de la Hera-Portillo⁽¹⁾ y J. M. Murillo-Díaz⁽¹⁾

⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain. <u>a.delahera@igme.es</u>; jm.murillo@igme.es

SUMMARY

Since the entry into force of the European Water Framework Directive (2000/60/EC), the identification of groundwaterdependent ecosystems has been a priority in the lines of work of the River Basins Authorities in Spain. The management work IGME-DGA (MIMAM) executed during the years 2007-2011 has led to remarkable progress in this subject. This work shows the general results in one of the activities of such management work, referring to the interrelationship between the wetlands and groundwater. The methodology used consisted of: first, a geographic analysis was performed, in which the wetlands geographically associated to groundwater bodies were identified; second, a typology of wetlands with hydrogeological connection with the aquifer was proposed, and third, a classification of the inventoried wetlands was carried out. The results show that almost the two-thirds of the wetlands inventoried in the inter-Community river basins are groundwater-dependent.

1. INTRODUCCIÓN

La caracterización de la relación humedal-acuífero constituye una cuestión obligatoria desde la entrada en vigor de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE) de Europa en lo referente a la protección de los ecosistemas acuáticos dependientes de aguas subterráneas; y también desde la exigencia de alcanzar el buen estado de conservación de los ecosistemas dependientes de aguas subterráneas, por parte de la Directiva Hábitats (92/43/CEE) que conforman parte de los hábitats integrados en la Red Natura 2000.

Muchos humedales, en cuanto son elementos integrantes del ciclo del agua, reciben aportes que pueden proceder total o parcialmente de aguas subterráneas. Identificar esta relación de dependencia resulta de importancia clave para su conservación y gestión presente y futura.

En España el conocimiento hidrogeológico de los humedales constituye un tema de investigación abierto dado que la información existente se centra en algunos de ellos, bien por tratarse de humedales de particular importancia internacional (Doñana, Las Tablas de Daimiel, la Albufera de Valencia, por citar sólo algunos) o bien por su interés como Espacios Naturales Protegidos (por ejemplo, el complejo lagunar de Arcas-Ballesteros en la provincia de Cuenca, reconocido como Lugar de Interés Comunitario (LIC) y Zona Especial de Protección para las Aves (ZEPA)). La información y datos existentes desarrollados por buena parte de universidades, se encuentran muy dispersos y ha sido necesario un importante esfuerzo de recopilación. Sin embargo, la mayor parte de los humedales de nuestro territorio, no disponen aún de estudios hidrogeológicos básicos, incluso humedales integrados en la Red Natura 2000, por lo que aún es mucho lo que queda por hacer en el avance hacia la determinación de los flujos de agua que, en calidad y cantidad, intervienen en el funcionamiento hidrogeológico de los humedales.

En Septiembre de 2007 el Ministerio de Medio Ambiente (MMA) y el Ministerio de Educación y Ciencia (MEC) suscribieron un Acuerdo por el que la Dirección General del Agua (DGA) encomendaba al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. Esta Encomienda de Gestión se desglosaba en 14 actividades cuyos resultados se recopilaron en 56 volúmenes disponibles en el fondo de consulta documental del IGME. El trabajo que presentamos se basa en los resultados de la Actividad 4 titulada "Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico"

ciñéndonos exclusivamente a lo referente a zonas húmedas. Dicho trabajo consistió en la identificación de las zonas húmedas inventariadas en las nueve cuencas fluviales intercomunitarias (Figura 1), es decir, aquéllas que exceden el ámbito territorial de una Comunidad Autónoma, y el análisis preliminar de aquéllas zonas húmedas que se encuentran directamente relacionadas con las aguas subterráneas. Para ello, en dicho documento fuente se desarrolló por un lado, una metodología que permitiera una sistematización en la caracterización y cuantificación de la interconexión humedalacuífero; y por otro, se establecieron criterios de conformidad para el ámbito de estudio, considerando tanto la diversidad, dada en la calidad y cantidad de datos, como en el hecho de que los trabajos fueron ejecutados por varios equipos técnicos.



Figura 1 – Cuencas fluviales intercomunitarias en España. (Inter-Community River basins in Spain).

Se pretendió en definitiva, obtener una información precisa sobre el grado de conocimiento actual que puede alcanzarse sobre las relaciones humedal-acuífero. La metodología aplicada consistió en primer lugar, en la identificación de aquéllos humedales asociados geográficamente a masas de agua subterránea (MASb); en segundo lugar, en el establecimiento de una tipología de humedales dependientes de las aguas subterráneas, definida sobre una serie de descriptores, básicamente: el modo de alimentación del humedal, el tipo de drenaje y el hidroperiodo. En tercer lugar, se hizo un intento de aplicar dicha metodología a los humedales inventariados, pero con resultados muy desiguales de una cuenca hidrográfica a otra debido a la participación de distintos responsables. La razón fundamental de esta disparidad fue que los criterios de asignación de dicha tipología no fueron comunes en las distintas cuencas hidrográficas.

El trabajo original utilizó las siguientes fuentes de documentación:

1. Cobertura de humedales MARM (2008), que coincide con la Base Documental de Humedales Españoles (2006) que a su vez tiene como antecedente el Estudio de Zonas Húmedas de la España Peninsular: Inventario y Tipificación DGOH (1990).

2. Cobertura de masas de agua superficial tipo "lago" y "aguas de transición" del MMA (2007) y masas de agua superficial entendidas como zonas húmedas en las coberturas oficiales del CEDEX.

3. Relación de Zonas Húmedas conectadas con unidades hidrogeológicas del Libro Blanco del Agua MOPTMA-MINNER (1994). Incluye las zonas húmedas peninsulares conectadas con unidades hidrogeológicas y que presentan una superficie máxima igual o superior a las 10 hectáreas.

4. Información procedente de Universidades, Organismos Públicos de Investigación, y otras entidades.

5. La cobertura del Mapa litoestratigráfico y de permeabilidad del IGME-MMA (2006).

Es preciso añadir a lo comentado anteriormente que considerando desde el punto de vista de la clasificación de los tipos de humedales vinculados a las aguas subterráneas, este trabajo no es original. Desde principios de los años 90 se vienen desarrollando una serie de trabajos entre los que el más destacado sin lugar a dudas es el relacionado con el Inventario Nacional de Humedales realizado por la DGOH (1990) en el que se define la terminología básica (humedales epigénicos, hipodérmicos, hipogénicos, así como sus diversos tipos). Existen además, otros muchos documentos científicos sobre las clasificaciones de humedales en España con énfasis en los relacionados con aguas subterráneas entre los que podemos citar el Plan Andaluz de Humedales (2004) y Manzano et al. (2002). El trabajo del IGME-DGA (2010) sigue dicha metodología como base de su clasificación.

2. METODOLOGÍA SEGUIDA EN IGME-DGA (2010)

La caracterización de la relación humedal-acuífero realizada constituye una primera aproximación a lo que en el futuro se espera que sean trabajos de mayor calado en este tema. Se ha realizado en 3 etapas:

1/ Identificación de los humedales que existen inventariados en cada cuenca hidrográfica. La identificación de los humedales se realizó aplicando dos criterios básicos fundamentalmente: localización geográfica y relación humedal-acuífero.

En primer lugar se han localizado los humedales situados dentro de los límites de la poligonal envolvente de cada MASb, y tras analizar sus características generales, se ha determinado cuáles se encuentran relacionados con las FGPs definidas. Estas FGPs corresponderían a los materiales susceptibles de conformar acuíferos, y por tanto, aportar o recibir agua de los humedales en contacto con ellas. Se ha considerado que un humedal está relacionado con una determinada FGP tanto si se encuentra situado directamente sobre ella, como si recibe agua de alguna otra cercana a pesar de no encontrarse en contacto directo con ésta.

La información sobre las principales características de los humedales se ha obtenido de los Inventarios Nacional y Autonómicos de Humedales, del Libro Blanco del Agua y de los estudios e información disponibles en proyectos y páginas Web de diferentes organismos públicos (IGME, Confederaciones Hidrográficas, Consejerías y Ministerios).

Una vez identificados los humedales relacionados con la MASb de estudio, se procede a determinar su clasificación según el grado de protección del propio humedal o de la zona donde se localiza. Las consultas realizadas en las coberturas de espacios naturales protegidos permitieron determinar si el humedal estaba propiamente clasificado o si se encontraba dentro de algún espacio de la Red Natura 2000 (LIC, ZEPA) y/o RAMSAR.

2/ Caracterización de la relación humedal-acuífero. Para caracterizar las relaciones humedal-acuífero se ha recurrido al análisis de los datos disponibles en cada uno de los inventarios de humedales y de la bibliografía específica existente en relación con cada MASb. Los datos sobre la estructura geológica, litología, funcionamiento hidrogeológico e impactos, extraídos de los citados documentos, han permitido estimar por lo general la relación zona húmeda-acuífero. Este paso se ha desglosado a su vez en varias actividades:

a) Identificación de las Formaciones Geológicas Permeables (FGPs) en cada MASb. Para ello se ha procedido utilizando un Sistema de Información Geográfico en el que se han cargado las coberturas de humedales del MARM (2008), de masas de agua superficial y subterránea de MMA (2007) y la cobertura del mapa litoestratigráfico IGME-MMA (2006).

b) Identificación de los humedales asociados geográficamente a FGPs.

c) Identificación de humedales no asociados geográficamente a FGPs pero que presentan una conexión con las aguas subterráneas.

d) Identificación de humedales no asociados geográficamente a MASb.

e) Establecimiento de una tipología de relación humedal-acuífero que permitiera llevar a cabo una caracterización de conexión hidráulica con aplicación en todo el ámbito nacional. El análisis de la relación humedal-acuífero ha atendido a los siguientes descriptores, utilizados en los trabajos previos de la DGOH (1990):

1. Modo de alimentación.

• Humedales epigénicos: Sus aportes proceden estrictamente de la escorrentía superficial y/o directamente de la precipitación directa.

• Humedales hipodérmicos: Reciben aportes procedentes del flujo subsuperficial o hipodérmico o asociado a sistemas hidrogeológicos muy superficiales (formaciones detríticas cuaternarias – coluviones, glacis, rañas, etc).

• Humedales hipogénicos: La alimentación fundamental es de origen subterráneo.

• Humedales mareales: su régimen de aportación se encuentra asociado, directamente, al flujo de las mareas.

• Humedales costeros: Además de procesos de alimentación asociados a la oscilación de las mareas, también intervienen aportaciones de índole superficial y/o subterránea.

• Humedales mixtos: La alimentación procede tanto de la escorrentía superficial, como de la subterránea, sin que predomine ninguna de ellas.

2. Modo de drenaje.

• Humedales abiertos o exorréicos: Su drenaje tiene lugar de forma natural mediante flujos en fase líquida, a través de la red de drenaje superficial o directamente al mar.

• Humedales con drenaje cerrado: El agua se libera por evaporación en lámina libre.

• Humedales con descarga profunda: El agua se libera por procesos de infiltración hacia el acuífero subyacente (flujos verticales).

• Humedales con drenaje influenciado: El agua se libera de forma influenciada, a través de bombeos o descargas subterráneas controladas o no.

• Humedales con drenaje mixto: Confluyen varios de los mecanismos anteriores.

• Humedales con drenaje abierto o exorréico antrópico: Drenan a favor de estructuras superficiales creadas por el hombre.

3. Hidroperiodo, entendiendo por tal, la duración y frecuencia de la inundación o saturación del suelo:

• Permanente no fluctuante: humedales que mantienen una lámina de agua permanente cuyo espesor es variable en el tiempo en función del sistema hidrológico relacionado con el humedal.

• Permanente fluctuante: humedales que no mantienen una lámina de agua permanente, pero que, al desaparecer la lámina de agua se mantiene como un criptohumedal (humedal alimentado por un nivel freático cercano a la superficie pero no aflorante).

• Temporales estacionales: humedales que sólo mantienen su condición de zona húmeda en determinados periodos del año (lámina de agua o criptohumedal), que desaparece en épocas de estiaje.

• Temporales esporádicos o erráticos: humedales epigénicos en zonas áridas o semiáridas asociados a un sistema hidrológico marcadamente estacional.

Con el fin de clasificar la relación humedal-acuífero se han establecido las siguientes tipologías (Tabla 1).

Tabla 1	- Tipología d	le la relac	ción hur	nedal-acuífer	o utilizada.
FGP: Fo	ormación Geol	ógica Perr	neable (Typology of the	he wetlands-
aquifer	relationship	applied.	FGP:	Permeable	Geological
Formati	on.)				

Modelo conceptual	Descripción
Hipogénico ganador	Flujo vertical estricto positivo
(Tipo A)	Flujo vertical profundo positivo
(Figura 2)	
Hipogénico perdedor	Flujo vertical estricto negativo
(Tipo B)	indiferenciado
(Figura 3)	Flujo vertical estricto negativo con
	conexión directa
	Flujo vertical estricto negativo con
	conexión indirecta
	Flujo vertical estricto negativo con
	conexión fluctuante
Hipogénico fluctuante	Flujo vertical estricto fluctuante
(Tipo C)	
(Figura 4)	
Hipogénico	Flujo vertical estricto indiferenciado
(Ei seres 5)	
(Figura 5)	Eluis herizentel negitive con descenze
alimentación	directa externa puntual
subterránea externa	Eluio horizontal positivo con descarga
(Tipo F)	directa externa difusa
(Figura 6)	Fluio horizontal positivo con descarga
()	directa externa mixta
	Fluio horizontal positivo con descarga
	directa interna puntual
	Flujo horizontal positivo con descarga
	directa interna difusa
	Flujo horizontal positivo con descarga
	directa interna mixta
	Flujo horizontal positivo con descarga
	directa puntual
	Flujo horizontal positivo con descarga
	directa difusa
	Flujo horizontal positivo con descarga
	directa mixta
Humedal con	Flujo mixto positivo interno
alimentación	Flujo mixto positivo externo
subterranea mixta	Flujo mixto positivo indiferenciado
(Vertical y externa)	
(Tipor) (Figure 7)	
(Figura 7) Origen antrópico	Origen antrópico
(Tipo G) (Figura 8)	ongen antiopico
Sin criterio	Sin criterio hidrogeológico
hidrogeológico	
(Tipo H)	
Sin relación con la FGP	Sin relación con la FGP
(Tipo I)	

Un humedal hipogénico ganador (Tipo A) puede estar en contacto directo con la FGP y alimentarse a partir de ella (Figura 2, arriba), o también puede recibir una alimentación subterránea procedente de un flujo profundo a través de una formación con comportamiento de acuitardo (directo o diferido) (Figura 2, abajo).

Un humedal se considera hipogénico perdedor (Tipo B) si estando en contacto con una FGP, drena sus aguas hacia ella (Figura 3), y por tanto, la recarga.



Figura 2 - Arriba: Humedal hipogénico ganador con flujo vertical estricto (Tipo A). Abajo: Humedal hipogénico ganador con flujo vertical profundo (Tipo A). ZNS: Zona no saturada. FGP: Formación geológica permeable. (Up: Groundwater discharge hypogenic wetland with strict vertical groundwater inflow. Down: Groundwater discharge hypogenic wetland with deep vertical groundwater inflow. ZNS: Unsaturated zone. FGP: Permeable geological formation.)



Figura 3 - Humedal hipogénico perdedor (Tipo B). (Groundwater recharge hypogenic wetland (Type B).)

Un humedal presentará un comportamiento hipogénico variable, si estando en contacto con una FGP, su condición de ganador o perdedor es fluctuante a lo largo del año (Tipo C) (Figura 4) o más raramente a lo largo de un periodo hiperanual. Los humedales con alimentación subterránea externa (Tipo E) corresponden a humedales que reciben la alimentación a partir de una descarga puntual, de una descarga difusa directa o de ambas, cuando el punto o zona de drenaje se encuentra, bien en contacto directo con el humedal o bien fuera del ecotopo, pero en cualquier caso se trata de flujos horizontales de entrada de agua al humedal (Figura 5).

Los humedales con alimentación subterránea mixta (vertical y externa) que se han identificado como Tipo F, corresponden a humedales que reciben la alimentación a partir de la confluencia de varios procesos (flujo vertical y horizontal) desarrollados dentro o fuera del ecotopo. En el caso de humedales mixtos, se indican los procesos que concurren en la alimentación del humedal, por ejemplo, humedales mixtos hipogénicos ganadores alimentados, además, a partir de manantiales (Figura 6.

Los humedales de origen antrópico (Figura 7) que se han identificado como de Tipo G, corresponden a humedales creados por el hombre tales como embalses, graveras o extracciones mineras. Pueden estar conectados o no con una formación geológica permeable o con un curso de agua superficial.



Figura 4 - Humedal hipogénico fluctuante (Tipo C). (Hypogenic wetland with fluctuating groundwater relationship (Type C).)



Figura 5 - Humedal con alimentación subterránea externa (Tipo E). (Wetland with external groundwater source (Type E).)

Los humedales hipogénicos indiferenciados (Tipo D) se han definido cuando se desconoce el sentido de flujo del agua subterránea entre la zona húmeda y la FGP (Figura 8).

Sin criterio hidrogeológico: Cuando debido a una falta de información no ha sido posible clasificar una zona húmeda en ninguno de los modelos anteriores de relación humedal-acuífero, se ha establecido la denominación "sin criterio hidrogeológico". A estos humedales se les ha identificado como de Tipo H.

Cuando la zona húmeda no tiene ninguna relación con la FGP, se ha establecido el Tipo I "sin relación con la FGP". Generalmente son zonas húmedas alimentadas únicamente a partir de aguas superficiales (humedales epigénicos) o subsuperficiales (hipodérmicos) y drenadas en fase de vapor o hacia cursos de agua superficial, o alimentadas y/o drenadas a partir de materiales que no han sido considerados FGP debido a su escasa importancia como acuíferos.







Figura 7 - Humedal de origen antrópico (Tipo G). (Antrophic wetland (Type G).)

3/ Definición del modelo conceptual de relación humedal-acuífero en cada humedal inventariado y determinación de la tasa de transferencia cuando ha sido posible en base a datos previos. El establecimiento del modelo conceptual de la relación humedalacuífero ha consistido en el análisis particular del modo de alimentación, drenaje e hidroperiodo, con particular énfasis en el primero de los citados descriptores. Aquellos humedales sin información respecto a su modo de alimentación, se han clasificado por lo general como de Tipo H, mientras que los clasificados como epigénicos o hipodérmicos en su modo de alimentación, han sido asignados al Tipo I.

3. METODOLOGÍA SEGUIDA EN ESTE ESTUDIO

La síntesis realizada por los autores de este trabajo ha consistido en: (a) la revisión detallada del material extraído de IGME-DGA (2010) en lo referente a zonas húmedas, con especial énfasis en la asignación de la tipología asignada a cada humedal; (b) el análisis de las diferencias y semejanzas identificadas en la asignación tipológica de aquéllos humedales dependientes de aguas subterráneas, estableciendo unos criterios de asignación comunes a todas las DDHH. En la mayor parte de los casos no ha sido necesario modificar el tipo de relación humedal-acuífero asignado en el documento fuente; se ha modificado dicha asignación tipológica en aquéllos casos en que tal asignación era discutible, justificándolo debidamente; (c) la asignación de tipos a aquéllos humedales no definidos en algunas cuencas hidrográficas; y (d) la estimación de cifras globales de cada una de las tipologías y el análisis de su distribución espacial; (e) la incorporación de las nuevas zonas Ramsar no incluidas en el documento fuente, correspondientes a los Tremedales de Orihuela (en la cuenca hidrográfica del Tajo), Lagunas de Campotéjar (en la cuenca hidrográfica del Segura), el Complejo Endorreico de Espera, la laguna del Chinche, La Laguna del Conde o Salobral y la Laguna Honda (en la cuenca hidrográfica del Guadalquivir); (f) la reelaboración de los mapas tipológicos de relación humedal-acuífero, obteniendo una cartografía más coherente para las nueve cuencas fluviales estudiadas.



Figura 8 - Humedal hipogénico indiferenciado (Tipo D). (Undifferentiated hypogenic wetland (Type D).)

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos se han representado cartográficamente en dos tipos de mapas: (a) unos mapas de carácter general en los que se representan todos los humedales inventariados en cada cuenca hidrográfica, indicando si o no tienen dependencia de las aguas subterráneas; y (b) unos mapas de relación tipológica humedalacuífero, en los que se representan exclusivamente aquéllos humedales que presentan relación con las MASb e indicando cromáticamente el tipo de humedal al que pertenecen. Por razones de espacio no resulta posible reproducir aquí los distintos mapas obtenidos para cada **cuenca**.

• Humedales de Tipo Hipogénico ganador (Tipo A). Esta tipología presenta su mayor concentración en la cuenca del Guadalquivir, concretamente en la Masa de Agua Subterránea Almonte-Marismas. Aparecen también abundantemente representados en el sector meridional del Duero, en la cuenca alta del Segura y en el sector oriental de la cuenca del Guadiana. Un ejemplo bien conocido dentro de ésta última son las Lagunas de Ruidera (Figura 9). Se trata de un conjunto de lagunas desarrolladas en el propio cauce del río Guadiana Alto, por disolución de los materiales carbonatados que conforman el acuífero del Campo de Montiel. Las aguas que alimentan a estas lagunas proceden de la descarga natural de este acuífero. Otros ejemplos son las lagunas Saladas de Sástago-Bujaraloz, en la cuenca del Ebro (Figura 10), recientemente declaradas zonas Ramsar de importancia internacional. Son un conjunto de humedales asociados a litologías miocenas yesíferas que presentan aguas de elevada concentración salina procedentes de la descarga del acuífero de los Monegros. Y el Brazo del Este (Figura 11), que a pesar de encontrarse fuera de los límites de contorno de la MASb de Almonte-Marismas en la cuenca del Guadalquivir, recibe aguas subterráneas de la misma.

• Humedales de Tipo Hipogénico perdedor (Tipo B). Esta tipología aparece mayoritariamente representada en humedales de las cuencas del Guadalquivir y del Guadiana. Los humedales en los que se ha identificado, se encuentran afectados en muchos casos por una extracción intensiva de aguas subterráneas. En estas condiciones, debido al descenso del nivel freático, se verifica una transferencia de agua de humedal al acuífero, correspondiendo en muchos casos a una situación de seria alteración hidrológica en el funcionamiento natural del humedal. La Laguna y Saleros de Villena, en la cuenca del Júcar, las Tablas de Daimiel (Figura 12), en la cuenca del Guadiana, o numerosas lagunas de la MASb Almonte-Marismas en la cuenca del Guadalquivir (laguna del Arroyo Sajón, Laguna de Matalagrana, Redonda, Niña, La Pinta, por citar sólo algunas) son algunos ejemplos.



Figura 9 - La Laguna Lengua en las Lagunas de Ruidera. (Lengua lagoon, in the Ruidera Lagoon Complex.)



Figura 10 - Laguna de Pueyo (Saladas de Sástago-Bujaraloz). (Pueyo lagoon (Sástago-Bujaraloz playa lakes.)



Figura 11 - Brazo del Este en la cuenca del Guadalquivir. (Brazo del Este, in the Guadalquivir River basin.)

• Humedales de Tipo Hipogénico fluctuante (Tipo C). Esta tipología es la menos representada en todas las cuencas analizadas. Es en el sector meridional de la cuenca del Duero y en la cuenca del Segura donde se presentan un mayor número de humedales de este tipo. Tal es el caso de las Lagunas del complejo de Coca-Olmedo, o de la Rambla de las Moreras en la MASb de Mazarrón (Figura 13), respectivamente.

• Humedales de Tipo Hipogénico indeterminado (Tipo D). Esta tipología, aunque escasa, se presenta de manera más abundante en las cuencas del Tajo, Júcar y Guadiana. Si bien es destacable el hecho de que en algunas cuencas no se ha identificado ningún

humedal de este tipo (Cantábrico, Ebro, Guadalquivir, Miño-Sil y Segura) o alguno puntualmente (Duero).

• Humedales de Tipo Hipogénico indeterminado (Tipo D). Esta tipología, aunque escasa, se presenta de manera más abundante en las cuencas del Tajo, Júcar y Guadiana. Si bien es destacable el hecho de que en algunas cuencas no se ha identificado ningún humedal de este tipo (Cantábrico, Ebro, Guadalquivir, Miño-Sil y Segura) o alguno puntualmente (Duero). Algunos ejemplos ilustrativos son la totalidad de los humedales asociados a la masa de agua subterránea del Tiétar, entre los que podemos citar la Charca Arroyocalera, la Laguna del Grullo, del Roncalero y la Laguna Palancoso. La mayor parte de los navajos asociados hidrogeológicamente a la masa de agua subterránea de Lezuza-Jardín, entre los que pueden citarse la Laguna de los Melchores; y también en la cuenca del Júcar, el Marjal de Sagunto y el Marjal dels Moros, la Balsa de San Lorezo, el Saladar de Agua Amarga y Els Bassar-Clot de Galvany (Figura 14).



Figura 12 - Tablas de Daimiel en la cuenca alta del Guadiana. (Tablas de Daimiel lagoons, in the upper Guadiana River basin.)



Figura 13 - Laguna de la Rambla de las Moreras en la cuenca del Segura. (*Rambla de las Moreras lagoon, in the Segura River basin.*)

• Humedales con alimentación subterránea externa (Tipo E). Este tipo es, después del Tipo C, el menos cuantioso. Es en las cuencas del Segura y en el sector occidental de la cuenca del Cantábrico donde aparece más ampliamente representado. Dentro de la primera, algunos ejemplos ilustrativos son buena parte de los humedales localizados en la masa de agua subterránea de Caravaca, como son la Fuente del Marqués, la Muralla de Archivel, los Ojos de Archivel, el manantial de Guarino y el nacimiento de Ojico. En la cuenca del Cantábrico pueden citarse el Lago Enol (Figura 15), el Lago del Valle, el Llagu la Cueva, el Lago Cerveriz, las Txagunas de Calabazosa, el Cristo, la Ría de Ribadesella, el Estuario de Garaña, el Estuario de la Huelga y el Estuario de Poó.



Figura 14 - Els Bassar-Clot de Galvany en la cuenca del Júcar. (Els Bassar-Clot de Galvany lagoons, in the Júcar River basin.)



Figura 15 - Lago Enol en el sector occidental de la cuenca del Cantábrico. (Enol Lake, in the western Cantabric basin.)

• Humedales con alimentación subterránea mixta (vertical y externa) (Tipo F). Esta tipología también es poco frecuente en el conjunto de las cuencas analizadas, y no se encuentra presente en las cuencas del Ebro, Tajo y Miño-Sil. Su representación se muestra de forma más cuantiosa en las cuencas del Guadiana, Duero y Júcar. Algunos ejemplos dentro de la primera se encuentran relacionados hidrogeológicamente con la masa de agua subterránea de la Mancha Occidental II, entre ellos: las Lagunas de la Dehesilla, de Melgarejo, de la Navazuela, del Huevero, de la Celadilla, Sánchez Gómez y Manjavacas. Un ejemplo muy conocido son los Chorros del Río Mundo (Figura 16) en la cuenca del Segura.

• Humedales de origen antrópico (Tipo G). Los humedales de origen antrópico han sido identificados en prácticamente todas las cuencas analizadas con excepción del Júcar, Miño-Sil y Tajo. Es en la cuenca del Guadalquivir donde aparece su más cuantiosa representación. Muchos de estos humedales artificiales han sido subclasificados de acuerdo a la tipología descrita en el apartado de metodología, a efectos de determinar si presentaban relación o no con las aguas subterráneas. En el caso de tratarse de humedales artificiales no relacionados con la formación geológica permeable, se han clasificado como de tipo G-I, de los que se presentan abundantes ejemplos en las cuencas del Guadalquivir, Segura y Cantábrico.

• Humedales sin criterio hidrogeológico para su clasificación (Tipo H). Humedales de este tipo se presentan en todas las cuencas con excepción del Miño-Sil. Este dato pone de manifiesto el grado de desconocimiento hidrogeológico de la relación humedal-acuífero que se tiene aún de buena parte de nuestro territorio. En muchos casos, corresponden a humedales asociados geográficamente a masas de agua subterránea en los que se carece de datos para determinar el carácter de los flujos que controlan su funcionamiento hidrogeoógico. El número más cuantioso de esta tipología se presenta en las cuencas del Duero y del Cantábrico. Algunos ejemplos de la primera son buena parte de los humedales asociados geográficamente a la masa de agua subterránea del Terciario y Cuaternario del Tuerto-Esla, tales como las lagunas de Antimio de Abajo, del Rey, Barreras, Gallega, Polaína, del Moral, Son, Cal y Grande de Renedo. En el segundo caso, podemos destacar buena parte de los humedales asociados geográficamente a la masa de agua subterránea de Somiedo-Trubia-Pravia, por ejemplo el Lago Negro, o Cancienes, entre otros. O también, los humedales asociados geográficamente a las masas de agua subterránea Llanes-Ribadesella (Estuario de Niembro, Cobijero entre otros) o la MASb de la Región del Ponga (Lago Ubales, Carbazosa, Los Moyones, por citar sólo algunos). Un ejemplo ilustrativo es el Estany de Sant Maurici en el Parque Nacional de Aigüestortes dentro de la cuenca del Ebro (Figura 17).



Figura 16 - Chorros del Río Mundo en la cuenca del Segura. (Chorros del río Mundo, in the Segura River basin.)

• Humedales sin relación con la FGP (Tipo I). Este tipo de humedales está presente en todas las cuencas analizadas, aunque su representación más numerosa se encuentra con diferencia, en las cuencas del Guadiana y del Tajo. Se ha identificado esta tipología tanto en humedales localizados geográficamente dentro los límites de las masas de agua subterránea, como sucede en la cuenca del Cantábrico, como fuera de ellos, como se observa en las cuencas del Tajo y Guadiana. Un ejemplo son los Humedales del Macizo de Peñalara, recientemente declarados Zona Ramsar de importancia internacional, en la cuenca del Tajo (Figura 18). Se encuentran localizados fuera de los límites de las MASb existentes en el entorno. Su litología está formada por rocas metamórficas de muy baja permeabilidad. Desde el punto de vista genético se trata de humedales de origen glaciar alimentados por precipitaciones directas y por aguas de deshielo.

En numerosos casos los humedales clasificados como sin relación con la FGP corresponden a humedales ligados a formaciones triásicas del Keuper o impermeables del Mioceno; por ejemplo, La Laguna Chica de Villafranca o la Charca de la Dehesilla, se encuentran asociados a afloramientos triásicos yesíferos dentro de la masa de agua subterránea de Consuegra-Villacañas, en la cuenca alta del Guadiana



Figura 17 - Estany de Sant Maurici dentro del Parque Nacional de Aigüestortes (cuenca del Ebro). (Sant Maurici Lake, in the Aigüestortes National Park (Ebro River basin).)



Figura 18 - Laguna Grande de Peñalara (cuenca del Tajo). (*Peñalara's Grande lagoon (Tajo River basin)*.)

En resumen, el número total de humedales inventariados en las cuencas intercomunitarias analizadas asciende a 1658, de los que 934 presentan relación con formaciones geológicas permeables y por tanto, tienen relación con las masas de agua subterránea, y 724 no presentan dicha dependencia (Figura 19). Atendiendo a los humedales dependientes de las aguas subterráneas y a la tipología que presenta la relación humedal-acuífero, la distribución porcentual por tipo se muestra en la Figura 20.

Dentro de los tipos de humedales que presentan relación con las aguas subterráneas se incluyen los tipos A, B, C, D, E, F, G y H. Dentro de los tipos de humedales que no presentan relación con las formaciones geológicas permeables se encuentran los tipos I, y los humedales de tipo G que se subclasifican como tipo I (G-I), o hipodérmicos (G-K). En la Figura 20 se indica junto a cada sector del gráfico circular, el número de humedales de cada tipo identificados y su distribución porcentual.

En la Figura 21 se muestra la tipología asignada al número de humedales identificados en cada cuenca hidrográfica. En la cuenca del Tajo los únicos humedales de Tipo G identificados presentan un modo de alimentación hipodérmica (Tipo G-K) que, como se ha indicado anteriormente, se ha considerado sin relación con la MASb.



Figura 19 - Distribución porcentual de los humedales que presentan relación con las masas de agua subterránea versus los humedales que no presentan dicha relación. (Percentage of groundwater related and groundwater unrelated wetlands.)



Figura 20 - Distribución porcentual de los tipos de humedales con dependencia de las aguas subterráneas en la parte española de las cuencas intercomunitarias analizadas. (Proportion of the different groundwater related wetlands types in the Spanish side of the inter-Community studied basins.)



Figura 21 - Distribución de la tipología de humedales con dependencia de las aguas subterráneas en la parte española de las cuencas intercomunitarias analizadas. (Distribution of the groundwater related wetlands typology in the Spanish part of the inter-Community studied basins.)

5. CONCLUSIONES

Los resultados alcanzados por la Encomienda de Gestión IGME-DGA han permitido establecer el estado del arte en el conocimiento de la relación humedal-acuífero en la parte española de las cuencas intercomunitarias en España. No obstante, el análisis realizado pone de manifiesto que el grado de conocimiento hidrogeológico de la relación humedal-acuífero en la mayor parte de nuestro territorio necesita un mayor esfuerzo de investigación. La evaluación de los resultados obtenidos ha permitido explicitar las deficiencias e incertidumbres que existen en la definición de los modelos conceptuales de funcionamiento, lo cual permite sentar las bases de las líneas prioritarias de investigación a abordar en un futuro a cortomedio plazo.

Estos resultados se encuentran actualmente en un proceso de revisión y serán objeto de una monografía que será publicada próximamente por el IGME.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye un resumen de un trabajo mucho más amplio en el que ha participado el siguiente equipo del IGME: Ramón Aragón, Antonio Azcón, Bruno Ballesteros, Julio López Gutiérrez, Luis Martínez Cortina, Mónica Menéndez, Juan Carlos Rubio y Jose María Ruiz. Los autores desean expresar también su agradecimiento a los comentarios de los revisores.

7. REFERENCIAS

- DGOH (1990): "Estudio de las zonas húmedas de la España peninsular: Inventario y tipificación". Dirección General de Obras Hidráulicas. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid, Informe Inédito, 435 pp.
- IGME-DGA (2010): "Encomienda de gestión para la realización de trabajos científicotécnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas". Actividad 4. Instituto Geológico y Minero de España- Dirección General del Agua. Informe inédito. 56 volúmenes.
- IGME-MMA (2006): Mapa litoestratigráfico y de permeabilidad de España. Escala 1/200.000. IGME. DVD.
- MANZANO, M.; BORJA, F. y MONTES, C. (2002). Metodología de tipificación hidrológica de los humedales españoles con vistas a su valoración funcional y a su gestión. Aplicación a los humedales de Doñana. Boletín Geológico y Minero. 2002, Volumen 113, Número 3: 313-330.
- MMA (2006): "Base documental de los humedales españoles (BDHE, Versión 4, abril 2006)". Dirección General para la Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente. Formato digital. Informe Inédito.
- MOPTMA-MINNER (1994): "Libro Blanco de las Aguas Subterráneas". Dirección General de Obras Hidráulicas y Dirección General de Calidad de las Aguas (Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente) e Instituto Tecnológico Geominero de España (Ministerio de Industria y Energía), Madrid, 135 pp.

PLAN ANDALUZ DE HUMEDALES (2004). Junta de Andalucía. URL: http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/

Evaluación de la recarga a los acuíferos mediante balance de masa de cloruro atmosférico y su incertidumbre en el territorio continental español Assessing aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain

Francisco J. Alcalá⁽¹⁾ y Emilio Custodio⁽²⁾

⁽¹⁾Geo-Systems Centre (CVRM-IST), Universidade Técnica de Lisboa, 1049-001, Lisboa (Portugal), <u>francisco.alcala@ist.utl.pt</u>
⁽²⁾Departament d'Enginyería del Terreny, Cartogràfica i Geofísica / Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, Universitat Politécnica de Catalunya, 08034, Barcelona (España), <u>emilio.custodio@upc.edu</u>

RESUMEN

A nivel del territorio continental (peninsular) español, diversas agencias estatales han evaluado la recarga producida por la precipitación desde la segunda mitad del siglo XX mediante modelos distribuidos de balance hídrico en el suelo, técnicas hidrodinámicas y métodos de fluctuación del nivel freático, pero sin indicar la incertidumbre de estimación. Tradicionalmente, sólo las formaciones más permeables fueron consideradas. Este trabajo evalúa la recarga difusa media por la precipitación, R, en el territorio continental español mediante el método de balance de masa de la deposición de cloruro atmosférico (CMB). Se ha utilizado kriging ordinario para cartografiar las variables del CMB en los mismos 4976 nodos de una malla de 10 km x 10 km que cubre todo el territorio. Los valores nodales de R varían desde 17 hasta 715 mm a^{-1} , con un 90% de los resultados entre 35 y 300 mm a^{-1} . La recarga cartografiada se considera potencial en áreas con formaciones de baja permeabilidad y representa valores de recarga neta sobre formaciones permeables. La recarga potencial media está en torno a 66 km³ a⁻¹; la recarga neta media sobre afloramientos permeables es de 32 km³ a⁻¹. Se han segregado los dos tipos principales de incertidumbre (dada por el coeficiente de variación, CV) que afectan a la recarga, la inducida por la variabilidad natural inherente de las variables del CMB, CV_R , y la que se produce cuando se cartografían las variables, CV_K . El valor medio de CV_R es 0,29 y el valor medio de CV_K es 0,09. La recarga neta puede variar desde 23 hasta 41 km³ a⁻¹ sobre las formaciones permeables cuando sólo se considera CV_R . Los resultados se han comparado con otras estimaciones regionales de recarga neta, como la proporcionada por MIMAM (2000); la estimación mediante CMB es un 4% mayor. Se han recopilado otras estimaciones regionales para mostrar la mejora progresiva en la evaluación de los recursos de agua subterránea realizada en España durante las últimas cinco décadas.

SUMMARY

At the continental (peninsular) Spain, recharge by precipitation was estimated by several State Agencies from the second half of the 20th century through distributed soil water balance models, hydrodynamic techniques, and water table fluctuation methods, but its uncertainty was not explicitly indicated. Only the permeable formations were traditionally considered. This paper evaluates the average diffuse aquifer recharge from precipitation, R, on continental Spain through the atmospheric chloride deposition mass balance (CMB) method. Ordinary kriging was used to map the average CMB variables at the same 4976 nodes of a 10 km x 10 km grid covering the whole territory. Average nodal R values vary from 17 to 715 mm year⁻¹, with 90% of results between 35 and 300 mm year⁻¹. Mapped results are considered potential in low permeability areas and net estimates over permeable formations. Average potential R is around 66 km³ year⁻¹ over continental Spain; the remaining 32 km³ year⁻¹ is for permeable outcrops. Two main sources of recharge uncertainty (given by the coefficient of variation, CV) were segregated: that induced by the inherent natural variability of the CMB variables, CV_R , and that produced when mapping the variables, CV_K . The average CV_R is 0.29 and the average CV_K is 0.09. Average net recharge may vary from 23 to 41 km³ year⁻¹ over permeable formations when only CV_R is taken into account. Results were compared with other regional net estimates, such as those provided by MIMAM (2000); the CMB estimates are 4% higher. Other regional estimates were gathered to show the progressive improvement in groundwater resources evaluation gained in Spain during the last five decades.

1. INTRODUCCIÓN

La cuantificación de la recarga a los acuíferos y su incertidumbre es esencial para una planificación y gestión adecuada de los recursos de agua subterránea. La evaluación precisa del término de recarga es un reto científico y técnico por su notable grado de incertidumbre, tanto espacial como temporal. Son numerosos los métodos disponibles, desde aquellos para eventos breves y locales hasta los que integran un amplio territorio y buscan valores anuales o medias multianuales de la recarga neta (Lerner et al., 1990; Custodio et al., 1997). Lo más común es aplicar modelos agregados de balance de agua en el suelo (SWB) para territorios extensos (orden de 10^4 - 10^6 km²) (Scanlon et al., 2002), cuyos resultados pueden ser calibrados con caudales de ríos, descarga de manantiales o niveles piezométricos, si están disponibles y tienen suficiente precisión, o mediante modelización numérica del acuífero. Sin embargo es difícil evaluar la incertidumbre, lo cual se realiza en pocas ocasiones. La incertidumbre es tanto mayor cuanto más árido es el clima y más variado es el territorio. Un método independiente para evaluar valores medios multianuales de la recarga difusa neta es el balance de masa de ión cloruro (CMB) en la zona saturada procedente de la deposición total atmosférica (Alcalá, 2006; Custodio, 2010; Alcalá y Custodio, 2012).

Para la estimación espacial de la recarga, el CMB necesita el valor medio distribuido de la deposición total atmosférica de cloruro, el contenido en cloruro del agua que se convierte en recarga y el flujo (exportación) de cloruro por la escorrentía superficial directa. El método permite estimar el error de la recarga a partir del error de los diferentes términos (Custodio, 2010), y evaluar su representatividad temporal y espacial (Alcalá, 2006). Para ello se requieren suficientes estaciones de muestreo de la deposición total atmosférica, tanto temporales como permanentes de referencia, y registros repetidos del contenido en cloruro del agua de recarga, bien como agua que llega al nivel freático cuando el tiempo de tránsito

por la zona no saturada es corto, o a partir de valores experimentales de muestras de la recarga potencial difusa obtenida por muestreo en la zona no saturada, aunque esta segunda opción suele resultar inviable en la práctica o sólo aplicable en ciertas condiciones geológicas favorables (Alcalá et al., 2011). Junto con la aplicación a cuencas pequeñas y a acuíferos de diversa tipología, el método se ha aplicado a grandes áreas geográficas de relieve y clima variado para derivar estimaciones espaciales que ayuden a la planificación hídrica (Alcalá, 2006; Alcalá y Custodio, 2012).

Aquí se presenta una cartografía de la recarga media para todo el territorio continental español, obtenida mediante la regionalización espacial de las variables del balance y una evaluación de los errores principales asociados a la estimación: el asociado a la variabilidad por causas naturales de las variables del CMB y el adicional debido al proceso de cartografía de dichas variables. No se han considerado datos que proceden de ambientes antropizados o que supongan una incompatibilidad para la aplicación del método. Los resultados han sido comparados con otras estimaciones realizadas por diversas agencias estatales a similar escala espacial y temporal durante las últimas cinco décadas, con espacial énfasis en la proporcionada por MIMAM (2000). Esta investigación es objeto del proyecto REDESAC, que pretende contribuir a la planificación y gestión del agua subterránea que requiere la Directiva Marco del Agua (DMA) europea (WFD, 2000). Se pretende sintetizar los resultados más relevantes obtenidos durante la última década. Los aspectos metodológicos de detalle y otros referentes al manejo de la información se pueden consultar en la bibliografía incluida.

2. FORMULACIÓN DEL BALANCE DE MASA DE CLORURO ATMOSFÉRICO Y DE SU INCERTIDUMBRE

El balance de la masa total de ión cloruro depositado sobre el terreno desde la atmósfera es un método ya relativamente antiguo para estimar la recarga a los acuíferos (Eriksson y Khunakasem, 1969). Ha sido aplicado con buenos resultados en diversas circunstancias (véanse las referencias contenidas en Alcalá 2006, Custodio 2010 y Alcalá y Custodio 2012). La expresión estacionaria del balance para un periodo multianual es:

$$A_P = A_E + R \cdot C l_R \tag{1}$$

 A_P =P·Cl_P es la deposición total atmosférica (húmeda+seca) de cloruro obtenida mediante muestreo en colectores abiertos durante varios años (en g m⁻² a⁻¹), donde P=precipitación media en m a⁻¹ y Cl_P=contenido medio en cloruro aportado por la precipitación, el polvo atmosférico y los aerosoles, en mg L⁻¹≡g m⁻³ (Alcalá y Custodio, 2008a). A_E =E·Cl_E es el flujo (exportación) de cloruro por la escorrentía superficial directa (en g m⁻² a⁻¹), donde E=escorrentía superficial directa en m a⁻¹ y Cl_E=contenido medio en cloruro en E, en mg L⁻¹≡g m⁻³ (Alcalá y Custodio, 2008b). Cl_R es el contenido medio en cloruro de origen estrictamente atmosférico (Alcalá y Custodio, 2008c) en la percolación en tránsito por la zona no saturada, en mg L⁻¹≡g m⁻³, aunque en la práctica se refiere a la recarga que llega al nivel freático si el paso por el medio vadoso es relativamente rápido como para no representar situaciones pretéritas en condiciones ambientales diferentes (Alcalá y Custodio, 2005). R es la recarga media multianual, en m a⁻¹.

Aunque los resultados pueden tener una notable incertidumbre (Scanlon, 2000), ésta no es mayor a la de otras técnicas y se puede cuantificar. La incertidumbre de R se puede calcular mediante propagación del error de cada variable del CMB como:

$$\sigma_{R}^{2} = \frac{\sigma_{A_{P}}^{2} + \sigma_{A_{E}}^{2} + R^{2} \cdot \sigma_{Cl_{R}}^{2}}{Cl_{R}^{2}}$$
(2)

donde σ_R , σ_{AP} , σ_{AE} y σ_{CIR} son las desviaciones estándar del valor medio multianual de las variables R, A_P , A_E y Cl_R .

La aplicación en zonas áridas requiere un perfil estacionario de la concentración de cloruro en el medio vadoso para asegurar que los valores medidos de Cl_R se corresponden con los valores de A_P medidos en el momento actual. Esto puede no ser cierto cuando existen niveles freáticos profundos y/o la recarga anual es pequeña,

invalidando la estimación de R a través de la medida de A_p en el momento actual (Dettinger, 1989; Edmunds y Gaye, 1994).

3. APLICACIÓN AL TERRITORIO CONTINENTAL ESPAÑOL MEDIANTE TÉCNICAS GEOESTADÍSTICAS

Se han realizado sucesivas aplicaciones del método de CMB durante la última década para evaluar la recarga media distribuida y su incertidumbre en el territorio continental español. Los trabajos de Alcalá (2006) y Alcalá y Custodio (2005, 2008a, 2008b, 2008c) sintetizan la selección y tratamiento numérico de datos y la caracterización espacial de las variables del CMB, mientras que el trabajo de Alcalá y Custodio (2012) describe el significado hidrológico de la recarga estimada y evalúa su incertidumbre a varias escalas espaciales.

La distribución espacial de las variables se ha obtenido interpolando los datos actualmente disponibles (Figura 1) mediante krigeado ordinario (Matheron, 1971) en cada nodo de una malla regular de 4976 celdas de 10 km x 10 km que cubre el territorio continental español. En cada nodo se obtiene un valor medio multianual de cada variable, un valor de su desviación estándar, y un valor de la varianza de krigeado generado durante el proceso cartográfico. Los valores obtenidos se han almacenado en una base de datos georeferenciada en soporte GIS. En cada posición nodal se obtiene un valor de R mediante la ecuación 1, un valor de la incertidumbre natural de R (σ_R) asociada a la variabilidad natural de las variables mediante la ecuación 2, y un valor del error cartográfico de R (σ_{K}) asociado a la varianza de krigeado de cada variable mediante la ecuación 2, en este caso substituyendo la desviación estándar del valor medio por la desviación estándar del krigeado. Los errores absolutos σ_R y σ_K se expresan en términos relativos como coeficiente de variación, CV, que es la relación de la desviación estándar respecto del valor medio interanual interpolado. La variabilidad natural de R se expresa como $CV_R=\sigma_R/R$ y el error cartográfico de R se segrega del anterior y se expresa como $CV_K = \sigma_K / R.$

4. **RESULTADOS**

Los valores nodales de R varían entre 17 mm a⁻¹ y 715 mm a⁻¹, con el 90% de los resultados entre 35 mm a⁻¹ y 300 mm a⁻¹ (Fig. 2a). La relación entre recarga media (Figura 2a) y precipitación media (Fig. 2b) es de hasta 0,6 en algunas áreas carbonatadas y disminuye hasta 0,03 en algunas áreas poco permeables con sustrato rocoso cristalino o con formaciones terciarias margosas y en zonas semiáridas del interior y del sureste (Figura 2c). CV_R oscila entre 0,25 y 0,40, con un valor medio de 0,29 (Figura 2d). CV_K oscila entre 0,04 y 0,19, con un valor medio de 0,09 (Figura 2e).

Los resultados obtenidos indican una aportación potencial media de 66 km³ a⁻¹ sobre todo el territorio continental español (493.519 km²), y una aportación neta media de ~32 km³ a⁻¹ sobre las formaciones permeables que afloran. Estas formaciones ocupan el 40% del territorio (IGME, 1993). Aplicando el valor promedio $CV_R=0,293$, la aportación neta media para estas formaciones permeables tiene un rango estimado de variación natural entre 23 y 41 km³ a⁻¹ (Tabla 1). Como se muestra en la Figura 2d, CV_R varía espacialmente a lo largo del territorio, de modo que el intervalo de valores de recarga también varía espacialmente.

5. SIGNIFICADO DE LOS RESULTADOS EN EL MARCO DE LA EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS DE AGUA SUBTERRÁNEA

En España, diversas agencias estatales han estimado la recarga producida por la precipitación desde la segunda mitad del siglo XX utilizando diversas técnicas, pero sin indicar la incertidumbre de estimación. Tradicionalmente, sólo las formaciones geológicas más permeables han sido consideradas en la gestión del agua subterránea. Estas formaciones comprenden una amplia variedad de materiales geológicos, desde pequeñas formaciones detríticas y volcánicas hasta grandes cuencas sedimentarias y macizos carbonatados que conforman acuíferos freáticos con un tiempo medio de renovación



del agua subterránea variable entre varias semanas y años (IGME, 199

1993; MOPTMA, 1993).

Figura 1 – Distribución de datos de entrada: (a-c) valores medios interanuales de deposición total de cloruro atmosférico (A_P , g m⁻² a⁻¹), flujo de cloruro por escorrentía directa (A_E , g m⁻² a⁻¹) y contenido en cloruro del agua de recarga (Cl_R , mg L⁻¹); (d-f) coeficientes de variación adimensionales de A_P , A_E y C_R (CV_{AP} , CV_{AE} y CV_{CR}). (*Input data distribution: (a-c) inter-annual mean values of atmospheric chloride bulk deposition (A_P, g m⁻² year⁻¹), chloride export flux by direct runoff (A_E, g m⁻² year⁻¹), and recharge water chloride content (Cl_R, mg L⁻¹); (d-f) dimensionless coefficients of variations of A_P, A_E, and Cl_R (CV_{AP}, CV_{AE}, and CV_{CR}).)*



Figura 2 – Resultados para el territorio continental español: (a) tasa anual media de recarga difusa por la precipitación calculada mediante CMB (R, mm a⁻¹); (b) tasa anual media de precipitación (P, mm a⁻¹) tomada de MIMAM (2000); (c) relación adimensional R/P; (d) incertidumbre natural adimensional de R, CV_R ; (e) incertidumbre adimensional de la cartografía de R, CV_K ; y (f) comparación de la recarga neta obtenida mediante CMB (R) y la calculada en MIMAM (2000) (Rm) para áreas coincidentes: las formaciones permeables aflorantes; RE=(Rm-R)/Rm es la diferencia relativa adimensional. Datos discretizados en celdas de 10 km x 10 km. (*Mapping results for continental Spain: (a) average yearly rate of diffuse recharge by rainfall calculated by the CMB (R, mm year⁻¹); (b) average yearly rate of precipitation (P, mm year⁻¹) from MIMAM (2000); (c) dimensionless R/P ratio; (d) dimensionless natural uncertainty of R, CV_R; (e) dimensionless mapping uncertainty of R, CV_K; and (f) comparison of CMB (R) and MIMAM (2000) (Rm) net recharge estimates for coincident areas: the outcropping permeable formations; RE=(Rm-R)/Rm is the dimensionless relative difference. Data are discretized in 10 km x 10 km cells.)*

R	ecarga, km³ :	a ⁻¹	Deferencia	Superficie	Relación	CV_R	Computarias
Mínimo	Promedio	Máximo	Kelefelicia	(km ²)	areal (8)	(9)	Comentarios
Territor	o continenta	l español					
46,9	66,2	85,4	Este trabajo	493.519		0,290	CMB espacialmente distribuido
22,6	32,0	41,4	Este trabajo	199.380	0,40	0,293	CMB espacialmente distribuido para las formaciones permeables
	En las UH						
	18,2		Llamas (1967)	217.659			Descarga de manantiales y caudal base de ríos ⁽²⁾
	19,3		Coma (1974)	217.659			Descarga total a ríos y al mar ⁽²⁾
	16,0		Heras (1977)	217.659			Escorrentía total ⁽²⁾
	15,3		Gallego-Anabitarte et al. (1986)	217.659			Escorrentía total ⁽²⁾
	18,7		MOPTMA (1993)	239.566			Modelación de escorrentía total y registros piezométricos ⁽³⁾
	19,7		Informe interno (1998) ⁽¹⁾	239.566			Métodos hidrodinámicos y modelación de escorrentía total ^(3,4)
20,1	28,7	43,9	MIMAM (2000)	252.205	0,51		SWB y modelación lluvia-escorrentía total ⁽⁵⁾
24,4	34,6	44,7	Este trabajo	252.205	0,51	0,293	CMB espacialmente distribuido ⁽⁶⁾
19,3	27,3	35,3	Este trabajo	165.503	0,34	0,294	CMB espacialmente distribuido para las formaciones permeables ⁽⁷⁾
	En las MAS						
	30,5		MIMAM (2006)	340.768	0,69		Datos preliminares para la Directiva 2000/60/EC (WFD, 2000) ⁽⁵⁾
35,8	50,5	65,2	Este trabajo	340.768	0,69	0,292	CMB espacialmente distribuido ⁽⁶⁾
21,1	29,8	38,6	Este trabajo	177.515	0,36	0,293	CMB espacialmente distribuido para las formaciones permeables ⁽⁷⁾

Tabla 1 – Evaluaciones de la recarga realizadas en el territorio continental español, en $km^3 a^{-1}$. UH: unidad hidrogeológica. MAS: masa de agua subterránea. (Recharge estimates in continental Spain, in km^3 year⁻¹. UH: hydrogeological unit. MAS: groundwater body.)

(1) Datos recopilados de MIMAM (2000) (página 138).

(2) Sin evaluación en las UH del norte, noreste y oeste peninsular.

(3) Sin evaluación en las UH del noroeste peninsular y datos preliminares para las UH del oeste peninsular.

(4) Datos preliminares no publicados para Planes Hidrológicos.

(5) Recarga neta.

(6) Suma de recarga neta y recarga potencial estimada dentro del área poligonal de las UH y MAS.

(7) Recarga neta estimada sólo en las formaciones permeables de las UH y MAS.

(8) Superficie del área considerada relativa a la superficie del territorio continental español.

(9) Valor promedio de CV_R para el área considerada.

La superficie evaluada y el número de unidades de gestión hidrogeológica del agua subterránea han variado con el tiempo conforme ha mejorado el conocimiento geológico e hidrogeológico. En la década de 1990, la mayor parte de las formaciones acuíferas fueron integradas en 370 unidades hidrogeológicas (UH) que cubren un área de 252.205 km², el 51% del territorio continental español, de los que 165.503 km², el 34% del territorio, corresponden a superficies de formaciones permeables. MIMAM (2000)proporciona una estimación de la recarga media en las UH para el período 1940-1996 de 29 km³ a⁻¹ (Tabla 1), variando entre 20 y 44 km³ a⁻¹. Esta cifra representa el 30% del total de los recursos hídricos renovables totales estimados en el territorio continental español. La cantidad total de agua almacenada en los acuíferos es probablemente dos órdenes de magnitud mayor (Sahuquillo et al. 2007). La recarga difusa neta media calculada en este trabajo para el área cubierta por formaciones permeables dentro de las UH (34% del territorio) es de 27 km³ a⁻¹, variando entre 19 y 35 km³ a⁻¹, con un CV_R promedio de 0,294 (Tabla 1).

Para la aplicación de la DMA europea (WFD, 2000) se han definido 699 masas de agua subterránea (MAS) que cubren casi el 70% del territorio. Las áreas incluidas consideran las formaciones geológicas permeables catalogadas como UH y otras formaciones geológicas graníticas y metapelíticas de menor permeabilidad donde la meteorización superficial y la fisuración permiten el desarrollo de acuíferos someros de relevancia local. Las formaciones permeables cubren 177.515 km², el 36% del territorio. La estimación fiable de la recarga en las MAS sigue siendo incompleta. MIMAM (2006) y López-Geta (2007) hacen una caracterización preliminar, dando una recarga media de 30 km³ a⁻¹. En el área cubierta por formaciones permeables dentro de las MAS (36% del territorio), la recarga neta media calculada en este trabajo es de 30 km³ a⁻¹, variando entre 21 y 39 km³ a⁻¹, con un CV_R promedio de 0,293 (Tabla 1).

Cuando se compara la recarga estimada en este trabajo (R) con la recarga estimada en MIMAM (2000, 2006) (Rm) para una superficie coincidente (toda la superficie permeable, el 40% del territorio), la diferencia relativa, RE=(Rm-R)/Rm, es -0.04, o sea que la estimación mediante el CMB es un 4% mayor en promedio. Sin embargo la diferencia puede alcanzar ocasionalmente un rango de ± 0.2 (Figura 2f) a consecuencia de los diferentes tipos de incertidumbre que afectan a ambas estimaciones.

El método del CMB está sujeto a dos tipos de incertidumbre que afectan a la caracterización espacial de las variables del balance. La distribución a veces heterogénea de los datos suele ser producto de la

limitación que supone la escasez datos iniciales de A_P y A_E en algunas zonas (Figura 1) y de eliminar posteriormente aquellas muestras de agua de recarga y de escorrentía donde se sospecha que hay aporte de cloruro procedente de la litología y de actividades humanas. El uso de la relación Cl/Br reduce ese error (Alcalá y Custodio, 2008c), pero la escasez de datos propicia un incremento de la incertidumbre espacial de las variables del balance y por tanto de R. El valor medio de CV_K es 0.09, con valores máximos en aquellas zonas costeras y del interior con pocos datos de A_P y Cl_R (Figura 2e).

Sin embargo el CMB contribuye a reducir la incertidumbre de R, ya identificada en MIMAM (2000), en tres tipos de UH: (1) en las zonas montañosas con escasos datos de observación de los acuíferos y con altas fracciones de recarga (Figura 2c), la mayoría catalogadas como UH, donde los datos meteorológicos y ambientales (propiedades del suelo, etc.) suele ser insuficientes para aplicar de forma precisa los métodos de SWB, hidrodinámicos o de fluctuación del nivel freático usados en MIMAM (2000) y descritos por Estrela et al. (1999); (2) en grandes formaciones sedimentarias delimitadas por áreas montañosas, donde la mayor parte de la descarga a través de grandes manantiales y como caudal de base de los ríos, computada como recarga natural por MIMAM (2000), incluye una fracción desconocida de retorno de riegos y/o transferencias desde acuíferos laterales; y (3) en áreas afectadas por actividades humanas, donde los datos piezométricos utilizados para calibrar los modelos numéricos, y por lo tanto las funciones de recarga computadas en MIMAM (2000), pueden suponer una fuente adicional de incertidumbre cuando se utilizan métodos hidrodinámicos.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El método del balance de masa de ión cloruro atmosférico en la zona saturada proporciona una buena estimación de la recarga difusa neta media multianual si se dispone de datos adecuados de A_P y Cl_R. Se ha aplicado con éxito en muy diferentes lugares del mundo a distinta escala espacial y temporal. En el territorio continental español los resultados son coherentes con los obtenidos en otras evaluaciones realizadas por diversas agencias estatales a la misma escala espacial y temporal. Sin embargo la incertidumbre de los resultados es notable, como lo es también para las evaluaciones realizadas con otros métodos, aunque no se indique de forma explícita. Esta incertidumbre crece con la aridez, pero se puede acotar y reducir. El proceso cartográfico de las variables del balance genera un error adicional sobre R, tanto mayor cuanto más deficiente es la distribución espacial de los datos. Este trabajo proporciona una

estimación del coeficiente de variación de R en el entorno de 0,3, junto con la segregación del error adicional sobre R producido por la interpolación espacial de las variables en el entorno de 0,1. La discretización espacial realizada permite contribuir al conocimiento de la recarga de masas de agua subterránea a la vez que contribuye a los objetivos de la DMA, además de su propia finalidad científica.

La generalización de la aplicación del método del CMB en el territorio continental español debe permitir aportar datos precisos de recarga de utilidad para la planificación y gestión de los recursos de agua subterránea. Para ello se requiere que la administración pública facilite, como infraestructura de conocimiento, una red suficiente densa de muestreo de la deposición total atmosférica de cloruro, se mejore la observación del contenido en cloruro del agua de recarga en zonas no catalogadas como MAS y se recopilen datos precisos de E y Cl_E. Las técnicas geoestadísticas utilizadas permitirían optimizar el diseño de las redes de muestreo de las variables en términos de una adecuada disminución de la relación incertidumbre/coste.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está encuadrado en el proyecto CICYT CGL 2009-12910-C03-01 (REDESAC) y parcialmente en los proyectos de la Junta de Andalucía RNM-332 y RNM-3721. El primer autor agradece a la FCT de Portugal el Contrato C2008-IST/CVRM.1 del Programa 'Ciência 2008'. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de dos revisores anónimos.

8. REFERENCIAS

- Alcalá, F.J. (2006): "Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico". Tesis Doctoral, Universitat Politécnica de Catalunya. 719 pp. http://tdx.cat/handle/10803/6240.
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2005): "Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles". Il Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Río Cuarto, Argentina, 67-75.
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2007): "Recarga por la lluvia en los acuíferos costeros españoles mediante balance de ión cloruro en el suelo". Tecnología de la Intrusión de Agua de Mar en Acuíferos Costeros, TIAC'07. IGME, Madrid, 1, 855-869.
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2008a): "Atmospheric chloride deposition in continental Spain". *Hydrol. Processes*, 22, 3636-3650.
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2008b): "Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España". Ingeniería del Agua, 15, 5-11.
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2008c): "Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal". J. Hydrol., 359, 189-207. Alcalá, F.J. y E. Custodio (2012): "Spatial average aquifer recharge through atmospheric intervention of the statement of th
- Alcalá, F.J. y E. Custodio (2012): "Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain". *Hydrol. Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9556.
- Alcalá, F.J., Y. Cantón, S. Contreras, A. Were, P. Serrano-Ortiz, J. Puigdefábregas, A. Solé-Benet, E. Custodio y F. Domingo (2011): "Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain". *Environ. Earth Sci.*, **63**, 541-557.

- Coma, J. (1974): "El Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Hidrología*, 5, 85-104.
- Custodio, E. (2010): Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. *Contributions to Science*, 6, 81-97.
- Custodio, E., M.R. Llamas y J. Samper (1997): La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH/GE e ITGE, Madrid. 455 pp.
- Dettinger, M.D. (1989): Reconnaissance estimates of natural recharge to desert basins in Nevada, U.S.A., by using chloride-balance calculations. J. Hydrol., 106, 55-78.
- Edmunds, W.M. y C.B. Gaye (1994): Estimating the variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. J. Hydrol., 156, 47-59.
- Estrela, T., F. Cabeza⁵ y F. Estrada (1999): "La evaluación de los recursos hídricos en el libro blanco del agua en España". *Ingeniería del Agua*, 6, 125-138.
 Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969): "Chloride concentrations in groundwater,
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969): "Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain". J. Hydrol., 7, 178-197.
- Gallego-Anabitarte, A., A. Menéndez-Rexach y J.M. Díaz-Lema (1986): "El Derecho de Aguas en España". Ministerior de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid. 752 pp.
- Heras, R. (1977): "Experiencias en problemas de regulación de caudales y máximas crecidas". Revista de Obras Públicas, 124, 277-290.
- IGME (1993): El agua subterránea en España: estudio de síntesis. Informe Técnico, Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 591 pp. http://aguas.igme.es/igme/publica/libro20/lib20.htm.
- Llamas, M.R. (1967): Sobre el papel de las aguas subterráneas en España. Agua, 2-19.
- Lerner, D.N., A.S. Issar y I. Simmers (1990): Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. IAH International Contributions to Hydrogeology. Vol. 8. Heise. Hannover. 345 pp.
- Lopez-Geta, J.A. (2007): "Estado actual de la implementación de las Directivas en España. Las Aguas Subterráneas en España ante las Directivas Europeas: Retos y Perspectivas". AIH/GE. Santiago de Compostela. 29-49.
- Matheron, G. (1971): "The theory of regionalized variables and its applications". Les Cahiers du Centre de Morphologie, Mathématique de Fontainebleau. École Nationale Supérieure des Mines de Paris. 5. 212 pp.
 MIMAM (2000): "Libro blanco del agua en España". Ministerio de Medio Ambiente,
- MIMAM (2000): "Libro blanco del agua en España". Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría de Agua y Costas, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad del Agua, Madrid. 637 pp.
- MIMAM (2006): "Síntesis de la información remitida por España para dar cumplimiento a los artículos 5 y 6 de la Directiva Marco del Agua, en materia de aguas subterráneas". Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 87 pp.
- MOPTMA (1993): "Inventario de Recursos de Aguas Subterráneas en España". Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid.
- Sahuquillo, A., E. Custodio y M.R. Llamas (2007): "La gestión de las aguas subterráneas". Fundación Nueva Cultura del Agua. Panel Científico-Técnico de Seguimiento de la Política del Agua. Madrid.
- Scanlon, B.R. (2000): "Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone". Water Resour. Res., 36, 395-409.
- Scanlon, B.R., R.W. Healy y P.G. Cook (2002): "Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge". *Hydrogeol. J.*, 10, 18-39.
 WFD (2000): "Water Framework Directive Directive 2000/60/EC of the European
- WFD (2000): "Water Framework Directive Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council, of 23 October 2000, establishing a framework for Community action in the field of water policy", Official Journal of the European Union L 327/1, 22.12.2000: http://europa.eu.int/comm/environment/water/waterframework/index_en.html.

Consideraciones hidroquímicas sobre la dependencia agua superficial - subterránea en la cuenca del río Andarax (Almería, SE de España)

Hydrochemical considerations about dependence surface water-groundwater in the river Andarax catchment (Almería, SE Spain)

F. Sánchez-Martos, J. Gisbert-Gallego y L. Molina-Sánchez.

Grupo de Investigación "Recursos Hídricos y Geología Ambiental", Universidad de Almería, Campus Universitario, 04120, Almería, <u>fmartos@ual.es</u>, <u>jgisbert@ual.es</u>, <u>lmolina@ual.es</u>

SUMMARY

The groundwater-surface water interactions in semiarid areas are complex and varied and give rise to diverse surface waters. The three longest watercourses of the Andarax catchment exhibit the varied typology that is typical of semiarid areas. The headwaters of the river Andarax flow continuously, while the river is temporal in its middle reach and ephemeral in the lower part. Meanwhile the river Nacimiento is a discontinuous watercourse that has a small permanent flow in its middle reach but only flows along its whole length following intense rain. The rambla de Tabernas carries a series of small surface flows of saline water that derive from highly saline groundwater; that are discontinuous in space but continuous through time. Water quality is also affected by increases in nitrate and salinity in different stretches. Understanding the diversity of situations linked to GW-SW interactions is essential in this semiarid area if its water resources are to be managed properly, so these interactions need to be borne in mind when considering the water quality indicators of the surface waters.

1. INTRODUCCIÓN

Las interacciones agua subterráneas - superficiales en las áreas semiáridas son complejas y poco conocidas. Entender esta interacción ayuda a comprender el comportamiento hidrológico de los ríos mediterráneos, ya que la presencia de agua superficial en estos cauces está, en numerosas ocasiones, relacionada con la dependencia agua superficial - subterránea y la tipología del substrato geológico. Por tanto el conocimiento y la caracterización de sus peculiaridades hidrológicas son necesarios para la gestión y manejo del agua, acorde con unos principios de sostenibilidad. Históricamente estas masas de agua temporales no han estado integradas plenamente en la gestión global del agua en la cuenca. De hecho no se encuentran suficientemente consideradas en normativas como la Directiva Marco del Agua. En áreas semiáridas el impacto puede ser muy significativo y puede crear numerosos problemas desde el punto de vista de la gestión (Sophocleus, 2002). La complejidad de la geología de los acuíferos tiene una profunda influencia en la interacción río-acuífero y en el balance hídrico de la cuenca (Fleckenstein et al. 2006). Incluso las inundaciones pueden alterar el intercambio agua subterráneas - superficiales (Doppler et al. 2007). En todos estos procesos también deben considerarse los efectos notables del paisaje sobre el flujo en las zonas ribereñas y la movilización de los nitratos (Vidon y Hill, 2004).

La cuenca del río Andarax está conformada por tres cauces principales que presentan una caudal superficial de carácter discontínuo: río Andarax, río Nacimiento y rambla de Tabernas. La cuenca presenta una elevada variabilidad climática que ha condicionado la cobertera vegetal, los ecosistemas, la disponibilidad de agua y los distintos usos tradicionales del suelo. Todo ello ha condicionado que la dinámica hidrológica de los principales cauces posean un gran variabilidad temporal y espacial.

En este trabajo se estudia la interacción entre las aguas subterráneas – superficiales en la cuenca del río Andarax, analizándola desde el punto de vista hidrogeoquímico, centrándose en los tres cauces más extensos de la cuenca que poseen un caudal discontinuo y presentan una variedad de tipología. Todo ello permitirá mostrar una amplia variedad de procesos en los que las aguas subterráneas ejercen un papel significativo.

2. EL ÁREA

En la cuenca del Andarax (2.265 km²) aflora una gran variedad de rocas. En Sierra de los Filabres afloran mayoritariamente micasquistos y cuarcitas. En la vertiente de Sierra de Gádor los materiales son mayoritariamente calizo- dolomíticos. Las margas

con intercalaciones arenosas y algunos niveles de yeso están ampliamente extendidas en el valle de la rambla de Tabernas. A lo largo de los valles del Bajo Andarax y el valle del río Nacimiento se extienden materiales detríticos.



Figura 1 - Esquema general de la cuenca del río Andarax donde se sitúan los puntos de muestreo en los tres cauces estudiados. Aguas superficiales: Río Andarax (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final), río Nacimiento (4), rambla de Tabernas (5). Aguas subterráneas: Valle del río Andarax (6: Acuífero Detrítico, 7: Acuífero Carbonatado), valle del río Nacimiento (8), valle de la rambla de Tabernas (9).(Scheme of the Andarax catchment showing sampling points along the three watercourses studied. Surface waters: River Andarax (1: headwaters, 2: middle reach, 3: lower reach), river Nacimiento (4), Tabernas Rambla (5). Groundwaters: Andarax river Valley (6: Detritic Aquifer, 7: Carbonate Aquifer), Nacimiento river Valley (8), valley of the Tabernas (9).)

Los dos acuíferos más significativos del valle del río Andarax corresponden con el Acuífero Carbonatado de Sierra Gádor y el Acuífero Detrítico que se extiende en el Bajo y Medio Andarax. El Acuífero Carbonatado está integrado por materiales calizodolomíticos aflorantes a lo largo del borde de la Sierra de Gádor. El Acuífero Detrítico se extiende a lo largo de todo el sector central del

Tabla 1 – Resultados hidroquímicos de las aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Andarax. E.C. Conductividad

Eléctrica, (1) máximo, (2) media, (3) mínimo y (4) desviación estándar. A: cabecera, B: tramo medio, C: tramo bajo. (Hydrochemical data of surface water and groundwater. E.C. electrical conductivity (mS/cm), (1) max., (2) mean, (3) min., (4) standard deviation. A: headwaters, B: middle reach, C3: lower reach.)

Cuenca río Andarax										
Superficiales	E.C.	Cl	SO_4	HCO ₃	NO ₃	-				
Α	650.0	15.5	109.0	276.0	14.0	(1)				
Cabecera	113.0	1.8	14.0	132.0	0.0	(2)				
	385.3	6.7	66.6	204.4	5.3	(3)				
	191.8	4.4	34.1	53.3	5.5	(4)				
В	1186.0	46.0	501.0	427.0	16.0	(1)				
Medio	480.0	7.3	76.0	180.0	6.0	(2)				
	819.3	23.1	253.0	294.5	10.5	(3)				
	218.4	11.5	123.3	74.8	2.5	(4)				
С	1594.0	90.0	634.0	320.0	21.8	(1)				
Bajo	1016.0	63.0	400.0	273.0	15.0	(2)				
	1366.6	77.8	535.8	301.0	19.1	(3)				
	212.4	9.5	90.0	18.7	2.2	(4)				
Subterráneas	Acuífero	Detrític	:0			-				
	2010.0	160.0	820.0	357.0	30.0	(1)				
	1510.0	106.0	504.0	183.0	9.0	(2)				
	1767.4	130.4	644.3	271.4	21.7	(3)				
	185.1	19.6	130.0	62.4	8.5	(4)				
Acuífero Carbonatado										
	814.0	17.0	248.0	282.0	0.0	(1)				
	305.0	6.4	22.0	149.0	0.0	(2)				
	491.8	10.8	91.5	231.8	0.0	(3)				
	222.5	4.5	105.1	57.6	0.0	(4)				
	Cuenca ri	ío Nacim	iento							
Superficiales	2010.0	134.0	712.0	491.5	13.0	(1)				
	1167.0	75.0	426.0	251.1	1.0	(2)				
	1496.4	96.7	555.7	367.0	5.2	(3)				
	309.4	20.5	113.3	80.7	4.5	(4)				
Subterráneas	1284.0	98.0	584.0	594.1	10.0	(1)				
	1180.0	76.0	398.0	204.6	1.2	(2)				
	1245.3	85.0	477.3	412.2	5.0	(3)				
	56.9	11.5	96.0	196.0	4.5	(4)				
Cu	enca ram	bla de T	abernas			-				
Superficiales	13100.0	2701.0	3292.0	561.4	14.0	(1)				
	7730.0	1333.0	1424.0	130.0	0.0	(2)				
	10234.5	2086.0	2343.6	379.0	2.5	(3)				
	1858.0	512.4	608.0	104.3	5.2	(4)				
Subterráneas	9120.0	1724.0	2240.0	445.0	54.0	(1)				
	6860.0	1485.0	1842.0	405.0	0.0	(2)				
	7583.3	1596.0	2017.3	422.6	9.0	(3)				
	823.7	79.2	141.0	15.3	22.0	(4)				

valle e incluye a los materiales aluviales y deltáicos, junto a los conglomerados arenoso-limosos deltáicos (Sánchez Martos, 1997). En el valle del río Nacimiento las formaciones acuíferas son detríticas que se extienden a lo largo de las áreas más cercanas al cauce. En el valle ocupado por la rambla de Tabernas predominan ampliamente los materiales impermeables y los depósitos acuíferos corresponden con conglomerados y arenas de origen aluviales.

Tienen una elevada extensión superficial pero su potencialidad es baja dado su reducido espesor.

3. MÉTODOS

La red de control hidroquímico utilizada se ha centrado en los tramos que presentan una corriente temporal superficial y las aguas subterráneas en su entorno más cercano (Figura 1). En el valle del río Andarax se han seleccionado 14 puntos de distribuidos a lo largo de 35 kilómetros realizando cuatro muestreos durante un ciclo anual. Se han considerado los datos de aguas subterráneas en el Acuífero Carbonatado de Sierra de Gádor (3 puntos) y en el Acuífero Detrítico (4 puntos). En el valle del río Nacimiento sólo se han muestreado 7 puntos de aguas superficiales y 3 puntos de aguas subterráneas. En la rambla de Tabernas se tienen 11 datos de aguas superficiales y 6 de aguas subterráneas, obtenidos en diferentes periodos. Los parámetros físico-químicos analizados son: Conductividad Eléctrica, Cl, SO₄, HCO₃, NO₃. Un resumen de los parámetros estadísticos básicos se presenta en la Tabla 1.



Figura 2 - Evolución longitudinal de la conductividad eléctrica (μ S·cm⁻¹), SO₄ y NO₃ (mg·L⁻¹) en las aguas superficiales del río Andarax. A: cabecera, B: tramo medio, C: tramo bajo). (Longitudinal evolution of electrical conductivity (μ S•cm⁻¹), SO₄ and NO₃ (mg•L⁻¹) in the surface and groundwaters in the Andarax valley. (A: headwaters, B: middle reach, C: lower reach).)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las aguas subterráneas del Acuífero Carbonatado tienen baja salinidad (305 – 814 μ S·cm⁻¹) y facies bicarbonatada-sulfatada cálcica. En el Acuífero Detrítico del sus aguas son más salinas (1.510 – 2.010 μ S·cm⁻¹) y tienen una variedad de facies muy amplia, con predominio de la facies sulfatada. Las aguas superficiales del río Andarax experimentan un enriquecimiento salino a lo largo del cauce con una evolución desde facies bicarbonatada hasta sulfatada (figura 2). Esta evolución no es gradual, sino que existen algunas variaciones significativas de diferente signo.

En el área de cabecera (Área A en Figura 2) las aguas tienen baja salinidad, aunque experimentan un rápido incremento de conductividad (650 μ S·cm⁻¹) y contenidos en SO₄ (109 mg·L⁻¹) y
NO_3 (14 mg·L⁻¹). El aumento del contenido en NO_3 es muy notable, considerando especialmente su valor medio $(4,5 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1})$ y la baja salinidad de las aguas. Al considerar los contenidos en NO3 de las superficiales se observa que están directamente aguas correlacionados con la salinidad de las aguas ($r^2 = 0.78$) (Figura 3). Sin embargo tres puntos del área de cabecera están por encima de la línea de ajuste, por lo que debe existir alguna influencia local que favorece el incremento del contenido en NO₃. Estos puntos se encuentran en la depresión de Laujar de Andarax, donde existe una intensa actividad agrícola tradicional. Estos máximos valores pueden relacionarse directamente con el lavado del NO₃ que se infiltran en el acuífero como consecuencia de las actividades agrícolas y posteriormente se moviliza hasta alcanzar las aguas superficiales del río Andarax, un proceso identificado en diferentes áreas templadas (Duff y Triska, 2000; Lamontagne et al., 2005).



Figura 3 - (A) Evolución del contenido en NO₃ con respecto a la conductividad eléctrica en el río Andarax. (B) Diagrama triangular para HCO₃- SO₄ (x2)- Cl (x12). Aguas superficiales (1: cabecera, 2: tramo medio, 3: tramo bajo) y aguas subterráneas (4: acuífero detrítico, 5: acuífero carbonatado). ((A) Nitrate content vs electrical conductivity in the river Andarax. (B) Triangle diagram for HCO₃ - SO₄ (x2) - Cl (x12), distinguishing the surface water groups mentioned in the text (1: headwaters, 2: middle reach, 3: lower reach) and the groundwater groups (4: detritic aquifer, 5 carbonate aquifer).)

En la cuenca medía (área B en Figura 2) la conductividad eléctrica del agua disminuye con respecto a los puntos situados en su entorno más próximo (Figura 2). En este sector el río discurre en contacto directo con los materiales carbonatados de Sierra de Gádor. El flujo subterráneo desde el Acuífero Carbonatado hacia el propio río favorece esta disminución de la salinidad, que mantiene una homogeneidad de sus parámetros físico químicos a lo largo de todo el periodo anual de muestreo (Sánchez Martos et al., 2004).

En el tramo bajo (área C en Figura 2) la conductividad se eleva notablemente, con un amplio rango de variación y se alcanzan los contenidos en SO₄ más altos. Por lo tanto, en el área final debe existir algún proceso que favorece el aumento del SO₄ lo que provoca una evolución diferente el resto de los puntos. Esta tendencia se hace patente al considerar tres aniones en el diagrama triangular de la Figura 3b, donde se observa que la evolución de las aguas superficiales en el área de cabecera y el tramo medio son similares. Los puntos están muy alineados: presenta una disminución del porcentaje en HCO₃ con incremento semejante del porcentaje en Cl y SO₄. En el tramo bajo la evolución es diferente, hay un descenso del porcentaje en HCO3 y paulatino aumento del porcentaje en Cl, manteniendo constante la proporción en SO₄. Las aguas del Acuífero Detrítico presentan un mayor contenido en Cl, como consecuencia de la influencia de los materiales margosos, que constituyen la base del Acuífero Detrítico en esta zona. Estos materiales margosos se encuentran tectónicamente elevados y favorecen el flujo de aguas más profundas y más salinas hacia los niveles más superficiales del acuífero. Esta influencia es más intensa durante el estiaje, cuando el caudal del río disminuye y la corriente es discontinua y efímera.

En la cuenca del río Nacimiento las aguas subterráneas se han muestreado en dos galerías situadas aguas arriba y muy cercanas al tramo del río que tiene caudal permanente (Figura 1). Estas aguas subterráneas tienen facies sulfatada magnésica y la conductividad es 1.200 μ S·cm⁻¹. El río Nacimiento solamente tiene un caudal continuo al lo largo de todo su cauce tras lluvias intensas, aunque presenta en su tramo medio un pequeño caudal permanente, donde se han realizado los muestreos. En este tramo permanente las aguas superficiales tienen facies sulfatadas mixtas y su salinidad oscila entre 1.200 – 2.100 μ S•cm⁻¹.



Figura 4 – Relación entre SO₄ y Cl en las aguas de la cuenca del río Nacimiento. (Relationship between SO₄ and Cl in the water of Nacimiento catchment. Groundwater (aguas subterráneas) and surface water (aguas superficiales) samples.)

El tramo del río Nacimiento con corriente superficial permanente depende de la alimentación subterránea del Acuífero Detrítico del valle del río Nacimiento puesto que se encuentra en la zona de descarga del acuífero. Esta situación se ve favorecida por la presencia de materiales metamórficos en el extremo occidental de Sierra Nevada que constituyen la base impermeable del acuífero. La descarga difusa a lo largo del cauce es la responsable de que las aguas superficiales tengan contenidos iónicos más elevados que los aguas subterráneas muestreadas aguas arriba. Esta alimentación difusa implica una homogeneización de las aguas subterráneas, puesto que los iones Cl y el SO₄ poseen una alta relación (r^2 =0.81) para las aguas superficiales. Los contenidos en NO₃ más elevados $(10 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1})$ especialmente en los puntos situados aguas abajo, más cercanos a Alboloduy, probablemente son consecuencia de la influencia de las actividades agrícolas tradicionales que se desarrollan en la zona de ribera. Su lixiviado debe producirse de modo similar al descrito en la cuenca alta del río Andarax.





Figura 5 – (A) Evolución temporal de la conductividad eléctrica en las aguas superficiales de la rambla de Tabernas. (B) Relación entre el Cl y el SO₄ en las aguas superficiales y subterráneas. ((A) Evolution over time of the two surface water monitoring points in the Tabernas rambla. (B) Relationship between Cl and SO₄ vs electrical conductivity (μ S•cm-1) for water in the Tabernas rambla. Groundwater (aguas subterráneas) and surface water samples (aguas superficiales).

Las aguas subterráneas presentes en la rambla de Tabernas (Figura 1) corresponden con surgencias de pequeño caudal pero muy continuo en el tiempo, que drenan los niveles más arenosos que afloran en los depósitos margosos cercanos al cauce. Estas aguas tienen facies clorurada sódica, su contenido salino es muy elevado $(6.800 - 9.100 \ \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1})$, más homogéneo y ligeramente inferior al que presenta las aguas superficiales. En una posición cercana a estas surgencias el cauce de la rambla presenta una pequeña corriente continua lo largo de todo el ciclo anual. Las aguas superficiales poseen una salinidad variable $(7.730 - 13.000 \ \mu \text{S} \cdot \text{cm}^{-1})$, facies cloruradas sódicas con contenidos muy elevadas en Cl y SO4 (tabla 1). La salinidad de las aguas posee una evolución estacional, con aumento en el verano - otoño y descensos bruscos en invierno y primavera (Figura 5a). A pesar de estas variaciones, sus valores de conductividad eléctrica y de la relación entre Cl y SO4 son más elevados que las aguas subterráneas (Figura 5b). Esta evolución representa un proceso de enriquecimiento salino cíclico en el cauce a lo largo del año. La evaporación es máxima en los periodos más

secos por lo que aumenta la salinidad y se depositan sales en el cauce que posteriormente se lavan en los periodos más lluviosos.

Esta descarga subterránea se ha desarrollado en diversas situaciones hidrogeológicas a lo largo del tiempo, ya que existen algunos afloramientos de travertinos cuaternarios asociados a una serie de fracturas de importancia regional (Sanz de Galeano *et al.* 2008) en los que actualmente hay pequeños rezumes de aguas muy salinas con depósitos de sales.

5. CONSIDERACIONES FINALES

Las interacciones agua subterráneas-superficiales en las áreas semiáridas son complejas, variadas y favorecen la diversidad de las aguas superficiales. En los tres cauces más extensos de la cuenca del río Andarax se encuentran buenos ejemplos de esta variedad de tipologías presente en las áreas semiáridas. El río Andarax es continuo en el área de cabecera, temporal en su zona media y efímero en la zona baja. El río Nacimiento es una corriente discontinua, que en su tramo medio presenta un pequeño caudal permanente y sólo tiene un caudal continuo tras lluvias intensas. En la rambla de Tabernas existen una serie pequeñas corrientes superficiales de aguas salinas, discontinuas espacialmente pero con una gran continuidad temporal, dependientes de las aguas subterráneas que son muy salinas.

El conocimiento detallado de la dependencia agua superficialagua subterránea es esencial para gestionar adecuadamente los ecosistemas. En este sentido deben considerarse los ríos que presentan una fuerte dependencia de las aguas subterráneas, ya que el mantenimiento de un buen estado ecológico depende de la influencia de esas aguas subterráneas. Esta influencia puede actuar en diferente sentido, modificando notablemente la salinidad las aguas superficiales y se ve afectada por los efectos antrópicos. Finalmente es necesario resaltar la importancia que tiene el conocimiento de todos los procesos ligados a la interacción agua subterránea – superficial en áreas semiáridas, puesto que la presencia de diferentes tipos de agua, actúa como agente para favorecer la biodiversidad y deben considerarse a la hora de interpretar los indicadores de calidad de las aguas superficiales.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (proyecto CGL2011-22689). A los revisores anónimos que con sus comentarios han mejorado la calidad final del trabajo.

7. REFERENCIAS

- Duff, J.F., Triska, F.J. (2000). "Nitrogen Biogeochemistry and Surface-Subsurface Exchange in Streams". In J.B. Jones and P.J. Mulholland, eds., *Streams and Ground Water*, pp. 197-220. Academic Press, San Diego, CA.
- Doppler, T., Franssen, H., Kaiser, H-P., Kuhlman. U., Stauffer, F. (2007). "Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions". *J Hydrol* 347, 177-187
- Fleckenstein, J.H., Niswonger, R.G. Fogg, G.E. (2006). "River-aquifer interactions, geologic heterogeneity and lowflow management". *Groundwater* 44(6), 837-52
- Lamontagne, S., Leaney, F.W. Herczeg, A.W. (2005) Groundwater-surface water interactions in a large semi-arid floodplain: implications for salinity management. *Hydrol. Process.* 19, 3063–3080
- Sánchez Martos, F. (1997). "Estudio hidrogeoquímico del Bajo Andarax (Almería)". Tesis doctoral, Universidad de Granada
- Sánchez-Martos, F., Pulido-Bosch, A., Vallejos Izquierdo, A., Gisbert Gallego, J., Fernández Cortés, A. (2004). "Consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica de las aguas superficiales en el río Andarax (Almería)". Geotemas 6(4), 185-188
- Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., Morales, S., López-Chicano, M., Azañón, J.M., Martín Rosales, W. (2008). "Travertinos ligados a fallas: ejemplos del desierto de Tabernas (Almeria, Cordillera Bética)". *Geogaceta*, **45**, 31-34
- Sophocleous, M.A. (2002). "Interactions between groundwater and surface water: the state of the science". Hydrogeology Journal 10, 52–67
- Vidon, P.G.F., Hill, A.R. (2004). "Landscape controls on nitrate removal in stream riparian zones". Water Resour Res 40 W03201 doi:10.1029/2003WR002473

Humedales artificiales dependientes del agua subterránea. El caso de La Balsa del Sapo (Campo Dalías, Almería, SE España)

Groundwater-dependent artificial wetlands: the case of the Balsa del Sapo (Campo de Dalías, Almería, SE Spain)

L. Molina-Sánchez⁽¹⁾, L. Daniele⁽²⁾, Á. Vallejos⁽¹⁾ y F. Sánchez-Martos⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Grupo de Investigación "Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Almería, Campus Universitario, 04120, Almería, Imolina@ual.es avallejos@ual.es fmartos@ual.es ⁽²⁾ Departamento de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. 08193 Bellatera, Barcelona, <u>linda.daniele@uab.es</u>

SUMMARY

The Campo de Dalías (Almería) witnessed the development of intensive agriculture in the 1970s and 1980s. The scant development of soils in this area meant that quarrying of clayey deposits for use as substrate in the greenhouses developed alongside the agricultural activities. Lying within the endorheic area of Las Norias, the wetland of Balsa del Sapo has formed in one of these quarries, extending over some 160 hectares. The wetland is fed mainly from groundwater from the Balerma-Las Marinas aquifer that lies in the middle of the Campo de Dalías. The water in the wetland has a sodium chloride facies and widely-variable electrical conductivity (7,500 to 22,000 μ mhos.cm⁻¹). Since 1980, there has been a generalized rise in the water level of this wetland resulting both from the progressive abandonment of pumped boreholes (due to the poor water quality of groundwater abstracted) and to irrigation returns of better water quality of carbonates aquifers. In recent years the rise in water level wetland has been accentuated and it currently lies at 8 meters in depth. This rise has caused flooding of several greenhouses and the basements of nearby dwellings. In 2006, the Administration began pumping at wetland a rate of 180 l/s in order to lower the water level in the wetland. In 2009, when rainfall was very high, pumping was increased to 500 l/s in order to maintain the water level low. The administration has proposed other measures, such as building a drainage tunnel to discharge water from the wetland to the sea, or even constructing a desalination plant to use the water to be exploited for irrigation and so reduce the water deficit of this area.

1. INTRODUCCIÓN

En el Campo de Dalias (Almería, SE de España) se ha producido una intensa actividad agrícola en las décadas de 1970 y 1980, lo que unido al escaso desarrollo de los suelos, favoreció la explotación de los materiales limosos para su uso como suelo en los invernaderos, alcanzándose un volumen de extracciones cercano a 8 millones de m³ (Castro et al., 1999). Estas extracciones dieron lugar a unas extensas canteras a cielo abierto localizadas en las áreas topográficamente más deprimidas. Estos procesos han dado lugar al humedal artificial de la Balsa del Sapo, que se localiza en la parte central del Campo de Dalías. El humedal consta de dos áreas separadas por una carretera local y su génesis se produjo como consecuencia de la extracción masiva y continuada de limos rojos para su uso como suelo artificial de los cultivos bajo plástico (Pulido Bosch et al., 2000).

El auge de la agricultura intensiva y la transformación en regadío de gran superficie (actualmente 20.000 ha) obligó a una intensa explotación de aguas subterráneas. Inicialmente se explotaban los acuíferos más superficiales, como el acuífero Balerma - Las Marinas. Posteriormente, debido a los intensos bombeos, la calidad del agua fue empeorando y se sustituyeron por aguas con mejor calidad de los acuíferos más profundos (Aguadulce y Balanegra). El ascenso del nivel piezométrico en los acuíferos superficiales debido a la disminución de la explotación y al retorno de regadío favoreció el desarrollo de pequeños humedales en las áreas topográficamente más bajas. La superficie inundada, ha ido aumento hasta formar gran humedal artificial (Castro et al., 1999) que ha sido colonizado por la flora y la fauna típicas de zonas húmedas, y de acuerdo con la Convención Ramsar es clasificado como Reserva Natural Concertada (López Martos, 1998). El aumento paulatino de las niveles del agua superficial ha provocado inundaciones que están afectando a viviendas y a invernaderos.

El objetivo de este trabajo es analizar la evolución de la lámina de agua del humedal para identificar su relación con el acuífero, considerando los efectos de esa relación sobre la calidad de las aguas superficiales y discutiendo los procesos hidroquímicos que se identifican en el humedal artificial como

consecuencia de la interacción aguas subterráneas-aguas superficiales.



Figura 1 - Situación y esquema hidrogeológico del Campo de Dalías. (Location and hydrogeological scheme of Campo de Dalías.)

2. SITUACIÓN HIDROGEOLÓGICA

El Campo de Dalías es una llanura litoral de unos 330 km², en forma de semielipse. Al norte limita con la Sierra de Gádor mientras que los bordes restantes los ocupa el mar Mediterráneo. En la parte central del Campo de Dalías existen algunos escarpes más o menos abruptos y una serie de formas endorreicas, de origen tectónico, como la Balsa del Sapo, especialmente en el entorno de las Norias-La Mojonera (Figura 1). En esta área deprimida converge mayoritariamente el drenaje superficial de las ramblas provenientes de la vertiente sur de Sierra de Gádor y sin salida al mar.

Desde el punto de vista hidrogeológico se diferencian tres unidades hidrogeológicas principales (Pulido-Bosch et al., 1992; Molina, 1998): Balerma-Las Marinas, Balanegra y Aguadulce. La unidad de Balerma-Las Marinas es la más extensa (225 km²) y

ocupa la parte central del Campo de Dalías (Figura 1). Esta unidad toma el nombre de las localidades situadas en los extremos occidental y oriental del Campo. El material acuífero está constituido por calcarenitas pliocenas cuyo espesor llega a superar los 100 m, aunque existen depósitos cuaternarios sobre estos materiales, también de comportamiento acuífero. El espesor de los materiales pliocenos decrece, en general, de norte a sur, al tiempo que aumenta la proporción en terrígenos. El sustrato impermeable de esta unidad está integrado por margas pliocenas cuyo espesor puede superar localmente los 700 m. Bajo las margas se encuentran los materiales calizos- dolomíticos del Manto de Gádor, pertenecientes a la Unidad de Balanegra.

En la proximidad de Las Norias (figuras 1, 2 y 3) se encuentran los humedales artificiales denominados, que corresponden a dos "balsas", una occidental (55,8 ha) y otra occidental (59,6 ha), habiéndose estimado una profundidad media de 7 m. A partir de estos se ha estimado el volumen de agua almacenado en 2007, 4,3 hm³ para la balsa occidental y 4,6 hm³ para la oriental (Daniele et al., 2007).



Figura 2 – Situación de los puntos de control piezométrico usados en este estudio 6. (*Location of the monitoring piezometres analysed in this work.*)

El borde meridional del acuífero está constituido por las margas arenosas o los sedimentos cuaternarios, los cuales ocupan la franja costera y separan el acuífero del mar. Los límites con las otras unidades coinciden con fracturas, a lo largo de las cuales y a ambos lados se observan saltos piezométricos (Pulido Bosch, et al. 1989). El volumen anual bombeado en el periodo 1979/1980 a 1981/1982 (medido) es ligeramente superior a 16 hm³. En los años noventa del siglo pasado varió entre 13 y 9 hm³. El Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) dio a conocer en 1989 datos sobre el balance hídrico del conjunto de ambas balsas en el periodo 1986-1987, estimando unas entradas de 27,5 hm³, unas salidas de 26 hm³ y un aumento de las reservas de 1,5 hm³ (ITGE, 1989).

3. DATOS

En este trabajo se han estudiado datos piezométricos del periodo 1986-1987, que proceden del estudio "Caracterización hidroquímica del Campo de Dalías (Almería)" realizado por el Grupo de Investigación Recursos Hídricos y Geología Ambiental de la Universidad de Almería para el Instituto Andaluz de Reforma Agraria (Pulido Bosch, et al. 1989). También se han utilizado datos hidroquímicos de las aguas subterráneas correspondientes a los muestreos realizados en 1991, 1996 (Molina, 1998) y 2001 (Pulido-Bosch et al., 2006). Además, durante el año 2007 se llevó a cabo una campaña de muestro en la que se tomaron 10 muestras para análisis químicos y se midieron los niveles piezométricos de los puntos de control de la Figura 2.

Del humedal en sí se tienen 10 datos hidroquímicos de las dos zonas correspondientes a un amplio intervalo de tiempo (2001, 2002, 2003, 2004 y 2007). Los parámetros medidos in situ con un pHmetro- conductímetro digital Multiline P4 de WTW fueron: temperatura, conductividad eléctrica y pH. En el laboratorio Acme (Vancouver, Canadá) se analizaron los iones Cl, SO₄, HCO₃, Na, Mg, Ca y K.



Figura 3 – Situación de la red de control hidroquímico analizada en la Figura 9. (*Location of the hydrochemical control network analyzed in Figure 9.*)

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los primeros datos piezométricos conocidos de la Unidad Balerma-Las Marinas corresponden a las décadas de 1970 y 1980. En 1982 el nivel freático se encontraba a 5 m s.n.m. prácticamente en toda la unidad. En la Figura 4 se presentan las isopiezas en noviembre de 1986. En el entorno de Las Norias los valores estaban comprendidas entre 10 y 15 m s.n.m. (Molina, 1998). Durante la década de 1990 el sector de Las Norias registró una elevación de las cotas piezométricas hasta 15 y 20 m s.n.m., y en el año 2001 los valores estaban comprendidos entre 20 y 24 m s.n.m. En el periodo anterior comprendido entre los años 1986 y 2001 hay algunos sectores que registraron descensos de nivel relacionados con las extracciones de agua subterránea, mientras que las subidas continuadas están en relación con el abandono de captaciones y con la infiltración del retorno de regadíos, cuando su procedencia es de otro acuífero. En junio de 2007 (Figura 5) las isopiezas tenían una disposición alargada en la dirección NW-SE, con los máximos valores situados en el área N y NW. En el sector de Las Norias se alcanzaron valores próximos a 25 m m.s.m.



Figura 4 - Superficie freática de la Unidad Balerma-Las Marinas en noviembre de 1986. (*Water table piezometry of the Balerma-Las Marinas Unit in November 1986.*)



Figura 5 - Superficie piezométrica de la Unidad Balerma-Las Marinas en junio de 2007. (*Water table piezometry of the Balerma-Las Marinas Unit in June, 2007.*)

La Figura 6 presenta la evolución piezométrica en los puntos de control 766 y 596, ubicados al este y al norte respectivamente del humedal y correspondientes a la Unidad Balerma-Las Marinas. Se observa un ascenso continuado de los niveles en ambos piezómetros, en 15 m s.n.m. en el sondeo 596 y en 10 m s.n.m. en el sondeo 766 En los piezómetros 360 (ubicado en la Unidad de Balanegra) y 537 (ubicado en la Unidad de Aguadulce) la evolución ocurre en sentido opuesto, observándose un descenso del nivel piezométrico hasta alcanzar cotas negativas (–20 m s.n.m en el punto 537 y -35 m s.n.m. en el punto 360). La diferente evolución temporal del nivel en una y otras unidades se atribuye al abandono de la explotación de la Unidad de Balerma-Las Marinas en el año 1990 y a la concentración de las extracciones en las unidades inferiores (Balanegra y Aguadulce), las cuales poseen aguas de mejor calidad.



Figura 6 - Evolución piezométrica de los puntos acuíferos números 766, 596, 360 y 537 (ver situación geográfica en Figura 2). (*Evolution of piezometric level in the monitoring boreholes 766, 596, 360 and 537 (see location in Figure 2).*)

El control en continuo de la lámina de agua en los humedales se inició en octubre de 2003. Su evolución es muy similar en las dos balsas, con una tendencia ascendente intensa en el periodo 2004-2006 (0,5 m/año). Ello ha provocado la inundación de varias hectáreas de invernadero en cultivo y de algunas viviendas. Ante esta situación de riesgo, el año 2006 la administración inició el bombeo directo del agua superficial, con caudales máximos de 180 L/s, para mantener descensos de 2-3 m. Como consecuencia de estos bombeos se corrigió la situación y en 2006 y 2007 los niveles descendieron unos 0,70 m, con lo cual se eliminó el proceso progresivo de inundación de los invernaderos y disminuyó el riesgo de inundación como consecuencia de las posibles avenidas que puedan ocurrir en las ramblas que convergen en la zona endorreica. En 2009 y 2010 se produjo una subida generalizada en los niveles (1 m/año) debida al incremento notable de las precipitaciones en el año hidrológico 2009-2010

(Figura 7) y también al mal funcionamiento del sistema de bombeo.

Ante situación de urgencia las diferentes esta administraciones han planteado diferentes alternativas. En 2009 el Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino anunció el inicio de un proceso de información pública para la construcción de un una desalobradora en la Balsa del Sapo. En 2011 el Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino promulgó otro decreto para la construcción de un túnel de desagüe de la Balsa del Sapo. Finalmente, en 2012 la Administración Autonómica (Junta de Andalucía) ha propuesto por vía de urgencia la construcción de una nueva estación de bombeo de 500 L/s mientras se construye el túnel, ya que los niveles continúan ascendiendo. Son opciones de muy diferente signo, tendentes a disminuir los niveles de inundación del entorno de los humedales, pero que en algunos casos no plantean un uso racional de esta agua en un área donde el desarrollo agrícola está ligado directamente a su buen uso.



Figura 7 - Evolución de la profundidad (altura de la lámina de agua) del humedal y de la pluviometría estación de La Mojonera) en el periodo 2003 - 2011. (*Evolution of water depth (as water height) in the wetland and of rainfall (La Mojonera rain station) from 2003 to 2011.*)

Para plantear un uso racional del agua es necesario conocer el quimismo de las aguas del humedal. Esto, junto con la evolución similar entre niveles de aguas subterráneas y aguas superficiales, se ha planteado estudiar el quimismo de sus aguas. Para identificar los tipos de aguas presentes en el humedal y estudiar su relación con el acuífero de Balerma – Las Marinas se han representado los datos químicos en un diagrama de Schöeller-Berkaloff (Figura 8 donde se observa la evolución temporal de las aguas en el acuífero (en 1996,1991, 2001 y 2007) y en el humedal (2001, 2002, 2003, 2004 y 2007). La facies predominante de ambos tipos de aguas es la clorurada-sódica. Los los componentes iónicos más notables corresponden con los iones Na, Cl, Mg y SO₄.

Al representar conjuntamente la relación entre los contenidos en el ion Cl y SO₄ (Figura 9) de todos los puntos muestreados se observa una relación directa y similar entre las aguas subterráneas y las superficiales. Además se observa que tanto las unas como las otras tienen valores de la relación entre los iones Cl y SO4 superiores a los del agua de mar. La salinización de las aguas subterráneas en la Unidad Balerma-Las Marinas está asociada a procesos de disolución y precipitación de sales y a la mezcla de aguas de diferentes orígenes, con una notable influencia de evaporitas (Molina, 1998). Esta relación directa en el quimismo de las aguas subterráneas y superficiales es congruente con la evolución de niveles comentada anteriormente. Un aspecto significativo es la notable variabilidad temporal que presenta el quimismo del agua superficial, que experimenta un paulatino descenso del contenido iónico entre el año 2001 (15000 μ S·cm⁻¹) y el 2009 (7950 μ S·cm⁻¹). Este descenso probablemente esté asociado con el aumento de lámina de agua. A todo ello se une la elevada pluviometría durante los años 2009 y 2010, lo que favorece la dilución de las aguas superficiales y disminuye la concentración salina generada en las primeras fases de formación

del humedal, cuando la lámina del agua tenía pocos cm de espesor.



Figura 8 - Diagrama de Schöeller-Berkaloff de las aguas subterráneas de la red de control del agua subterránea en muestreo (2007) y del humedal, indicando la fecha del muestreo. La situación de los puntos de control se muestra en la Figura 3. (Schöeller-Berkaloff diagrams of the groundwaters from the monitoring network and of wetland water. The location of the monitoring boreholes is shown in Figure 2.)



Figura 9 – Relación entre Cl y SO₄ en las aguas superficiales y las aguas subterráneas estudiadas. Se indican las diferentes fechas de muestreo. (The Cl vs. SO₄ relationship in groundwater and surface water is shown, indicating dates of different samplings.).

5. CONCLUSIONES

La intensa actividad agrícola desarrollada en el Campo de Dalías en las últimas décadas fomentó el desarrollo de canteras para la extracción de limos para el desarrollo de los suelos en los invernaderos. Paralelamente, la mala calidad del agua subterránea del acuífero más superficial provocó que se abandonaran progresivamente las captaciones y se usaran aguas con mejor calidad de otras unidades más profundas. Todo ello produjo una subida generalizada de niveles piezométricos en el acuífero más superficial y propició la formación de humedales con una gran dependencia de las aguas subterráneas. A todo esto se unió la pluviometría elevada en los años 2009- 2010, lo que ha provocado la inundación de los invernaderos, sótanos y viviendas muy cercanos al humedal. Esta interacción se ha identificado mediante el quimismo de las aguas superficiales y subterráneas, que muestran valores similares de ciertas relaciones iónicas, aunque su salinidad total sea diferente. Dado que los acuíferos inferiores carbonatados del Campo de Dalías están intensamente sobreexplotados la mejor solución, sería la construcción de una desalobradora para paliar el déficit hídrico existente en el área.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado parcialmente por el Ministerio de Ciencia e Innovación (proyecto CGL2011-22689). Se agradece las los comentarios de los revisores que han contribuido a mejorar el trabajo final.

5. REFERENCIAS

- Castro, H. Carrique, E. Aguilera, P.A. Ortega, M. Casas J.J. Rescia, A. Schemitz, M.F. Pineda F.D. (1999). "Humedales Almerienses: importancia, problemática y gestión". En : Pulido-Bosch, A., Calaforra, J.M.; Pulido-Leboeuf, P. Jornadas sobre el Agua. Encuentro Meidioambiental Almeriense. Grupo Recursos Hídricos y Geología Ambiental (U. Almería).Almería 31-46.
- Daniele, L. Pulido-Bosch, A., Vallejos, A. Murray K., Molina-Sánchez L. (2007). "Estudio de la evolución de un humedal en una región semiárida mediante SIG. El caso de la Cañada de Las Norias (Campo Dalías, SE, España)". *Geogaceta*, 41, 63-66.
- ITGE (1989). "Síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías (Almería). Propuesta de primeras actuaciones de investigación y gestión". Ministerio de Industria y Energía. Madrid. Informe interno. 149 pp.
- López Martos, J. M. (1998). "La Cañada de Las Norias, hacia un nuevo modelo de protección. Encuentro Medio Ambiental Almeriense: En busca de Soluciones". Ponencias Marco. Encuentro Meidioambiental Almeriense. Grupo Recursos Hídricos y Geología Ambiental (U. Almería). Almería. 149 pp. Inédito Molina, L. (1998). "Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías
- Molina, L. (1998). "Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)". Tesis Doctoral Univ. Granada. 340 pp.

Pulido Bosch, A., Martínez Vidal, J.L., Navarrete, F., Benavente, J., Molina, L., González, V., Macías, A. y Padilla, A. (1989). Caracterización hidrogeoquímica del Campo de Dalías (Almería). I.A.R.A. - Junta de Andalucía. Sevilla. ISBN 8487193-03-X. 265 p

- Pulido-Bosch, A. Pulido-Leboeuf, P. Molina-Sánchez L. Vallejos, A. y Martín Rosales, W. (2000). "Intensive agriculture, wetlands, quarris and water management. A case study (Campo Dalías, SE Spain)". *Environmental Geology*, **40**, 1-2, 163-168.
- Pulido-Bosch, A. Navarrete, F., Molina, L. y Martínez Vidal, J.L. (1992). "Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalías (Almería, SE Spain)". *Wat. Sci. Tech.*, 24, 11: 87-96.
- Pulido-Bosch, A. Vallejos, A. Gisbert Gallejo, J. Molina-Sánchez L. Calaforra Chordi, J.M. Navzarrete, F. Mártín Rosales, W. Daniele, L. Molina García, J.M.y Pulido Leboeuf, P.(2006). "Recarga en Sierra de Gádor e hidrogeoquímica de los acuíferos del Campo de Dalfas". Ed.: Estación Experimental Cajamar. Almería. ISBN 84-95531-29-1337 pp.

Aplicación de un modelo hidrológico distribuido al análisis de avenidas en la cuenca del río Nervión. País Vasco

Application of a distributed hydrological model to the analysis of flood discharges for the Nervion River, Basque Country

H. Llanos⁽¹⁾, K. M. Bâ⁽²⁾ y A. Castiella⁽¹⁾

⁽¹⁾Universidad del País Vasco, Departamento de Geodinámica, 01006 Vitoria-Gasteiz, <u>gppllach@vc.ehu.es</u> ⁽²⁾Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería (CIRA), C.U. Toluca, <u>khalidouba@yahoo.com</u>

SUMMARY

We analyze the degree of adaptability of the Cequeau distributed hydrological model to the particular water resources conditions of the Nervion river of the Basque Cantabrian. With an area of 536 km², this watershed is characterized by a system heavily influenced by rainfall due to the steep topography of the high lands, and the uneven degree of land use. This leads to a very low flow rate regulation and consequently the generation of significant events of flooding with a frequency higher than desired. The study focused on the runoff computed at one hour step for the four existing sub basins equipped with continuous recording stations. We used a number of meteorological events characterized by intense precipitation during a period of five years. An important objective was to evaluate the precipitation as snow, which occasionally occurs in the whole basin, and to simulate the influence of the subsequent snowmelt runoff generation. The results were satisfactory for all the analyzed events and this fact demonstrates the suitability of the Cequeau model in the studied watershed.

Keywords: Nervion watershed, hydrology, mathematical models, Cequeau, Basque Country

1. INTRODUCCIÓN

La determinación y predicción de los picos de crecida de una cuenca vertiente debiera ser uno de los objetivos principales dentro de la planificación hidráulica de una determinada comunidad, entre otros, para el diseño de sistemas de drenaje, el control de las propias avenidas, y el diseño de estructuras hidráulicas diversas (UNESCO 1995). En este sentido el País Vasco no es ajeno a esta problemática donde con cierta regularidad se han venido produciendo inundaciones en los últimos años que evidencian las no siempre acertadas decisiones que se vienen tomando en materia de política hidráulica. Esta, entre otras, es la causa que ha motivado la realización del presente trabajo con el que se trata de avanzar en el conocimiento del comportamiento de una cuenca emblemática por excelencia, la cuenca del río Nervión, representándola como un sistema interconectado de componentes hidráulicas e hidrológicas, y cuyas características climáticas y regímenes hidráulicos pueden considerarse como representativos al menos de buena parte las cuencas de la vertiente cantábrica de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

En función de la cantidad de información existente, para el análisis de los hidrogramas de avenidas pueden presentarse distintas situaciones o supuestos de estudio con diferente grado de complejidad y exigencia, para los cuales existe toda una gama de procedimientos de cálculo, entre los que cabe reseñar, por suministrar resultados en general más ajustados a la realidad, los modelos matemáticos, los cuales permiten examinar más correctamente los fenómenos hidrológicos en su verdadera dimensión.

En la actualidad existen numerosos modelos de simulación con diferente grado de aproximación para reproducir un sistema hidrológico, encuadrados en dos grandes grupos: los modelos agregados y los distribuidos (Llamas 1985). En los agregados las variables hidrometeorológicas y demás características que componen el medio físico son promediadas en el conjunto de la cuenca. Por el contrario, en los modelos distribuidos, que representan un notable avance en la investigación de los procesos hidrológicos, se tiene en consideración la variabilidad espacial de la lluvia y de los diferentes parámetros que intervienen en cada proceso tales como evapotranspiración, infiltración, escorrentías hipodérmica y subterránea, etc. Esta característica de los modelos distribuidos es el resultado del hecho incuestionble de que en una misma cuenca hidrológica existe una variabilidad espacial natural, tanto de la estructura de la red de drenaje como de la precipitación, condicionada por las desigualdades orográficas del territorio.

A pesar de que la tendencia actual en los estudios hidrológicos a nivel de cuenca es la utilización de los modelos distribuidos, sin embargo aún se siguen aplicando los modelos agregados en los que la variabilidad espacial de las variables intervinientes se pierde al quedar promediadas en el conjunto de la cuenca (HEC 1981; Jordan y Wisner 1983; USACE 1991; Quinn *et al.* 1995). Por ello, en la presente investigación se muestran los resultados de la aplicación de un modelo determinista de tipo distribuido, el modelo Cequeau (Morin *et al.* 1981), para la simulación horaria de los caudales de avenida en las diferentes subcuencas integrantes de la cuenca del río Nervión (figura 1) cara a su posible y posterior empleo como elemento operacional en la previsión de avenidas.



Figura 1 – Localización de la cuenca del río Nervión en el contexto geopolítico de la comunidad autónoma del País Vasco. (Localization of the Nervion river basin in the geopolitical context of the Basque Country).

2. DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA DEL NERVIÓN

La cuenca del río Nervión, que forma parte del sistema hidrológico Nervión Ibaizábal, constituye una de las arterias fluviales más importante de la Comunidad Autónoma Vasca, ya que abarca un gran sector de la superficie de la provincia de Bizkaia y parte de la de Araba, internándose incluso en territorio burgalés por su extremo Suroeste, si bien con carácter puntual (figura 1). Su importancia se ha visto incrementada por el elevado número de núcleos poblacionales e industriales que de antaño se han asentado en sus márgenes especialmente en los tramos bajos de la cuenca cercanos a su confluencia con la cuenca del río Ibaizabal en la localidad de Basauri. Dado que se encuentra limitada por la divisoria principal de aguas existente entre las vertientes cantábrica (Norte) y mediterránea (Sur) y situarse su desembocadura relativamente cerca de la costa a una baja cota sobre el nivel del mar (≈35 m), los cauces que la integran deben salvar en su relativamente corto recorrido grandes desniveles, entorno a los 1000 m., por lo que presentan pendientes acusadas. Estos factores, unidos a las características climáticas existentes en el territorio, son la causa de su elevada torrencialidad y de frecuentes crecidas, como las que tuvieron lugar en el mes de agosto de 1983 y posteriormente, y que causaron graves daños materiales y pérdidas humanas (DGPV 1985; DFV 1984).



Figura 2 – Mapa de cultivos y aprovechamientos (MAPA 1987) y cartografía hidrogeológica simplificada (modificada de ITGE 1990) adaptada para el estudio de la cuenca del río Nervión. (Cultivations and exploitation map (MAPA 1987) and simplified hydrogeological cartography (modified from ITGE 1990) adapted for the study of the Nervion river basin).

La cuenca del Nervión hasta su confluencia con el río Ibaizabal tiene una superficie de 536 km² extendiéndose el cauce en dirección Sur Norte con un recorrido de unos 50 km desde la sierra de Guillarte (Araba) que constituye el límite más meridional de la divisoria de aguas en territorio vasco. En un primer tramo de su cabecera el río normalmente no lleva agua, salvo en períodos de intensas lluvias o deshielos, y pasa a presentar un régimen permanente únicamente al pie de los escarpes de la peña de Orduña, tras salvar una cascada superior a los 100 m de desnivel. A continuación, una vez atravesada la depresión de Orduña, condicionada por la existencia de una estructura diapírica (ITGE 1990; EVE 1996), llega a la localidad de Llodio, donde recibe las aportaciones de los ríos Altube y Arnauri procedentes del macizo del monte Gorbeia. Finalmente, tras su confluencia en Ugau con los arroyos Larunbe y Zeberio que derivan respectivamente de las elevaciones de Ganekogorta (1000 m) y Untzeta (762 m), alcanza la

localidad de Zaratamo donde se ubica una de las estaciones de aforo tenidas en cuenta en el presente estudio.

La cuenca se encuentra intensamente intervenida por el hombre siendo los principales usos del suelo los agropecuarios y forestales con repoblaciones de coníferas, especialmente de pino (figura 2). Además, se caracteriza por estar muy industrializada en su parte media y baja, desde la localidad de Amurrio, pero especialmente en su tramo final entre Llodio y Basauri donde se encuentran varios de los núcleos poblacionales e industriales más densos de Bizkaia que constituyen el Área Metropolitana de Bilbao.

Desde el punto de vista geológico la cuenca pertenece a la parte central de la Cuenca Vasco Cantábrica (ITGE 1990; EVE 1996) limitada de Norte a Sur por dos grandes unidades estructurales, el Sinclinorio de Bizkaia y la Plataforma Monoclinal Alavesa, entre las que se aloja el llamado Anticlinorio de Bilbao, el cual constituye una amplia banda de materiales cretácicos sumamente compleja que, en dirección Noroeste Sureste, cubre parte de la zona de estudio. Los materiales con una mayor representación son de naturaleza calcárea y alternan con secuencias de arcillas, margas arcillosas y areniscas en respuesta a los distintos cambios que tuvieron lugar en las condiciones de sedimentación en la Cuenca Vasco Cantábrica, lo que dio lugar a numerosos e importantes cambios laterales de facies entre las unidades sedimentarias (figura 2).

Para analizar el comportamiento de la cuenca es preciso establecer las características hidráulicas de los materiales aflorantes. En este sentido, la cuenca se encuentra afectada por la existencia de dos unidades hidrogeológicas de importancia regional constituidas por calizas de desigual litología y edad, la unidad de Itxina perteneciente al macizo Gorbea y la de Subijana que engloba las sierras de Arkamo y Badaia (Antigüedad 1986; EVE 1996; Garfias y Llanos 1998, 2001), cuyos materiales, caracterizados por el desarrollo de permeabilidad por fracturación, inciden indirectamente en la dinámica fluvial.

En efecto, el grado de afectación es variable dependiendo del nivel de karstificación de sus materiales y de su ubicación espacial en la cuenca. Así, la de Itxina, caracterizada por una circulación subterránea aprovechando la importante red de fracturas y grandes conductos que vehiculan con gran celeridad sus recursos hídricos hacia la cabecera del arroyo Arnauri a través del manantial de Aldabide (Antigüedad 1986; Llanos y Garfias 1998; Garfias *et al.* 2010), condiciona un claro aunque pequeño desfase en el régimen hídrico general de la cuenca. En el caso de la unidad de Subijana, presente en el curso alto de la cuenca por encima de la estructura diapírica de Orduña, forma parte de una gran plataforma de materiales calizos cuyas condiciones estructurales posibilitan un mayor efecto como consecuencia de un tránsito de tipo difuso que proporciona una mayor ralentización a sus recursos a través de sus niveles karstificados (Llanos y Garfias 2008).

3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO CEQUEAU

El modelo hidrológico Cequeau ha sido desarrollado en el Instituto Nacional para la Investigación Científica del Agua (INRS-EAU) dependiente de la Universidad de Québec, Canadá, para reproducir el fenómeno de la escorrentía en una cuenca vertiente (Morin *et al.* 1981; Morin y Paquet 2007). Se trata de un modelo de parámetros distribuidos de uso flexible, que permite simular tanto los hidrogramas de descarga como importantes aspectos de la calidad del agua y su evolución a lo largo de un cauce, todo ello a pasos de tiempo variables que van desde una hora hasta un día. El modelo ha sido utilizado en varias cuencas de diferentes países de América, Europa y Africa para la gestión de recursos (Morin *et al.* 1982; Ayadi y Bargaoui 1998; Llanos *et al.* 1999; Bâ *et al.* 2001, 2009) y, así mismo, ha sido integrado en estudios de la Organización Meteorológica Mundial (WMO 1992) para su uso alternativo y/o comparación con otros modelos hidrológicos.

Al ser un modelo distribuido tiene en cuenta las características fisiográficas de la cuenca y sus variaciones, tanto en el espacio como en el tiempo, como la cubierta vegetal y usos del suelo, hidrogeología, red de drenaje, etc. Un ejemplo de ello son los documentos gráficos representados en la figura 2 citados con

anterioridad. Ello es posible gracias a que posibilita la descomposición de la cuenca en elementos cuadrados enteros, de igual dimensión, y en elementos parciales que resultan de la subdivisión de un elemento entero en un máximo de cuatro elementos menores definidos por la existencia bien de divisorias hidrográficas naturales o de infraestructuras hidráulicas diversas. De este modo permite considerar la influencia de la topografía en la generación de la escorrentía y calcular los caudales tanto en puntos de la cuenca donde se realiza un control continuo de los mismos como en puntos no aforados. Sin embargo, dada la dimensión de los elementos cuadrados utilizada en el presente estudio (2 km de lado), en realidad un poco grande si se tiene en cuenta la superficie total de la cuenca (536 km²), la aplicación del modelo debiera considerarse más bien como cuasi distribuida.

Para la transformación de la lluvia en escorrentía se requiere de datos fisiográficos, meteorológicos e hidrológicos. En el primer caso hay que cuantificar para cada uno de los elementos cuadrados la altitud absoluta y el porcentaje de bosques, cultivos, lagos, embalses y humedales naturales. Además, hay que integrar las características hidrogeológicas, estableciendo sectores con litologías similares, para definir los parámetros que controlan la infiltración. De los datos meteorológicos hay que considerar tanto la precipitación líquida como la sólida en forma de nieve, además de las series de temperaturas del aire, máximas y mínimas. En cuanto a los datos hidrológicos se deben conocer las aportaciones registradas en las estaciones de aforo que se desean analizar, a fin de verificar el grado de ajuste con los caudales calculados por el modelo.



Figura 3 – Esquema estructural simplificado del modelo Cequeau: funciones de producción y de transferencia. (*Simplified structural diagram of the Cequeau model: production and transfer functions*).

Se encuentra estructurado en dos módulos, funciones de producción y de transferencia (figura 3), que describen los procesos físicos y el movimiento que sigue el agua de precipitación desde que alcanza la superficie de la cuenca hasta su llegada a la desembocadura bajo la forma de escorrentía superficial y/o subterránea. Dichos procesos son simulados, mediante la representación del suelo y del conjunto de materiales subyacentes bajo la forma de reservorios comunicantes, con la ayuda de expresiones matemáticas que reproducen las diferentes componentes que intervienen en el ciclo hidrológico, como son la formación y fusión del stock de nieve, la evaporación y evapotranspiración, el agua en las zonas saturada y no saturada y los volumenes almacenados en lagos y áreas pantanosas..

En la primera etapa se establece para el recipiente denominado suelo (figura 3) la lámina de agua procedente de la precipitación líquida y la derivada de la fusión de nieve, cuando exista, la cual se adiciona a la reserva de agua en el suelo, operación que realiza el modelo para cada elemento de la cuenca e intervalo de tiempo, en nuestro caso horario. El volumen de agua disponible sobre cada elemento cuadrado se obtiene por interpolación de los datos de las precipitaciones observadas en tres de las estaciones meteorológicas más cercanas, teniendo en cuenta las expresiones:

$$Vt = \frac{1}{1/D_1 + 1/D_2 + 1/D_3} \tag{1}$$

con
$$F_1 = Vt / D_1$$
 $F_2 = Vt / D_2$ $F_3 = Vt / D_3$ (2)

donde D_1 , D_2 y D_3 son las distancias entre el elemento cuadrado y las tres estaciones más cercanas, F_1 , F_2 y F_3 son los factores de ponderación correspondientes y Vt es la variable temporal. Este procedimiento de cálculo permite obtener factores de ponderación cuya suma es igual a 1 y que varían inversamente con la distancia.

Para calcular el agua proveniente de la fusión de la capa de nieve el modelo efectua en una primera fase el balance de la cantidad de nieve existente en cada elemento cuadrado, pero de manera separada para las zonas boscosas y no boscosas, que en lo sucesivo denominaremos de bosque y de descampado. En este sentido, la lámina de fusión total es la combinación de dos láminas producidas en bosque y descampado ponderadas en función de las superficies respectivas de cada zona. Para cada elemento cuadrado las ecuaciones del balance son:

$$Snc_i = Snc_{i-1} + Pjn_i - Tec_i$$
(3)

$$Snd_i = Snd_{i-1} + Pjn_i - Ted_i \tag{4}$$

donde *Snc* y *Snd* son respectivamente los stocks de nieve en bosque y descampado al fin de los pasos de tiempo i y i-1, Pjn_i es la precipitación sólida en el paso de tiempo i y Tec_i y Ted_i son las fusiones resultantes en bosque y descampado en el paso de tiempo i.

Por su parte, la precipitación sólida en cada elemento cuadrado se estima a partir de las precipitaciones sólidas medidas en las estaciones meteorológicas más próximas, siguiendo el método de interpolación descrito con anterioridad para las precipitaciones líquidas, o, en su defecto, a partir de la precipitación líquida.

Esta es precisamente una de las características del modelo Cequeau que lo diferencian de otros modelos hidrológicos, distribuidos o nó, y que permite considerar el fenómeno de las precipitación en forma de nieve y su posterior fusión en su verdadera dimensión en base a los registros de la temperatura.

En efecto, si la temperatura media del aire sobre un elemento cuadrado es inferior a un umbral que se fija en base a uno de los parámetros del modelo, el agua de lluvia, en el caso de que exista, es transformada en precipitación sólida y se añade al stock de nieve existente justo antes de que se inicie el cálculo de la fusión en el paso de tiempo *i* posterior.

Ahora bien, al comienzo del periodo de fusión hay que tener en cuenta dos importantes fenómenos que pueden ralentizar la disponibilidad inmediata del agua de fusión. En priner lugar, la acumulación de nieve, que tiene una debil conductividad térmica, debe calentarse hasta alcanzar una temperatura media próxima al del umbral de transformación. Dicha temperatura para el paso de tiempo considerado está representada en el modelo por el índice $Qnui_T$ que se determina a partir de la temperatura media del aire (Tje) del paso de tiempo considerado, del índice de stock del paso de tiempo anterior, y del coeficiente de déficit calorífico fijado mediante el parámetro Ttd, tal que:

$$Qnui_T = Qnui_T \cdot Ttd + Tje \cdot (1 - Ttd)$$
⁽⁵⁾

Además, para que la lámina de fusión que se crea en superficie pueda alcanzar el nivel del suelo es necesario que se produzca el reblandecimiento del stock de nieve, esto es, la saturación gradual de la nieve por agua en fase líquida. El reblandecimieno está representado por el parámetro $Qnui_R$ que se calcula en base al índice del paso de tiempo precedente, a la temperatura media del aire (*Tje*) del paso de tiempo y a la temperatura de reblandecimiento del stock de nieve que se fija mediante el parámetro *Tts*, tal que:

$$Qnui_R = Qnui_R + \max(0, Tje - Tts)$$
(6)

Una vez establecidos los índices $Qnui_T$ y $Qnui_R$ y antes de evaluar el volumen de agua procedente de la fusión de nieve el modelo efectua el cálculo de la tasa de absorción de las precipitaciones líquidas por parte del stock de nieve, de tal modo que si la temperatura del stock de nieve no alcanza el umbral de la temperatura de fusión la precipitación líquida puede ser absorbida completa o parcialmente por el stock de nieve. Este proceso se efectúa calculando en base al índice $Qnui_T$ las cantidades variables de agua que pueden ser absorbidas por los stocks de nieve existentes en bosque (Tnc) y en descampado (Tnd), de modo que si la precipitación líquida es inferior a estas cantidades será completamente absorbida y su registro original igualado a cero. En caso contrario, los stocks de nieve en bosque y descampado serán aumentados respectivamentre en Tnc y Tnd y, consecuentemente, la precipitación líquida disponible será diminuida en esos mismos valores.

Bajo estos supuestos, los potenciales equivalente en agua (mm) derivados de la fusión de nieve existente tanto en bosque (Tec_p) como en descampado (Ted_p) se establecen respectivamente mediante:

$$Tec_{n} = Tfc \cdot \max(0, Tje - Tsc) \cdot Hr$$
⁽⁷⁾

$$Ted_p = Tfd \cdot \max(0, Tje - Tsd) \cdot Hr$$
 (8)

donde Tfc y Tfd son las tasas potenciales de fusión en bosque y descampado (mm/°C/paso de tiempo), Tje es la temperarura media (°C) durante el paso de tiempo horario considerado en el elemento cuadrado, Tsc y Tsd son los umbrales de la temperatura de fusión en bosque y descampado (°C) y Hr es el factor de modulación que tiene en cuenta la potencial radiación solar incidente, el cual se calcula con:

$$Hr = \frac{2}{\pi} \cos^{-1} \left[-tg \left(\sin^{-1} \left(\frac{23,45\pi}{180} \sin \left(\frac{2\pi}{365} (J - Jni) \right) \right) \right) tgX la \right]$$
(9)

donde J es el periodo (días) del año en se efectúa la simulación, Xla es la latitud media de la cuenca y Jni es un parámetro que permite desplazar la fecha de insolación máxima anual para acelerar o ralentizar la fusión de nieve.

Sin embargo, la fusión potencial calculada con las ecuaciones (7) y (8) no se incorpora al suelo más que si el índice de reblandecimiento $Qnui_R$ alcanza el umbral deseado, momento que coincide cuando el reblandecimiento de los stocks de nieve se ha completado en su totalidad. En caso contrario se debe determinar la fusión y los equivalentes reales correspondientes de acuerdo con los cálculos siguientes:

a) Si el stock de nieve es reducido, de hasta 10 milímetros de espesor, se supone que hay fusión de tipo potencial.

b) Si el índice de reblandecimiento no alcanza el umbral deseado, los equivalentes potenciales Tec_p y Ted_p verán disminuidos sus volúmenes de acuerdo con:

$$Tec_r = Tec_p \cdot \min\left[1, \frac{Qnui_R \cdot Tfc}{Snc+1}\right]$$
 (10)

$$Ted_r = Ted_p \cdot \min\left[1, \frac{Qnui_R \cdot Tfd}{Snd + 1}\right]$$
 (11)

donde Tec_r y Ted_r son los equivalentes en agua reales derivados de la fusión nival en bosque y descampado (mm/hora)), Tec_p y Ted_p los correspondientes potenciales ya comentados (mm/hora), $Qnui_R$ es el índice de reblandecimiento, Tfc y Tfd son las tasas potenciales de fusión en bosque y descampado (mm/°C/hora), y Snc y Snd los stocks de nieve en bosque y descampado (mm).

Finalmente, el agua disponible para su incorporación al horizonte suelo se obtiene añadiendo a la precipitación líquida, no retenida en los stocks de nieve, los equivalente derivados de la fusión evaluados en función de las superficies que ocupan los stocks en bosque y descampado.

Es necesario reseñar que el conjunto de estos cálculos se efectúa en todos y cada uno de los elementos cuadrados en que se discretiza la cuenca y para cada paso de tiempo del periodo de simulación considerado.

Por su parte, las pérdidas ocasionadas por la acción combinada de la evaporación y la transpiración de la vegetación se calculan a partir de la fórmula de Thornthwaite para intervalo diario (Thornthwaite y Mather 1957), modificada teniendo en cuenta la duración potencial de la insolación en función de la latitud y del día del año, así como del agua disponible en la zona superficial del suelo, tal que:

$$Ethorn^{d} = \frac{10}{30,4} 1,62 \left[\frac{10Tje}{Xit} \right]^{Xaa}$$
 (12)

siendo *Ethorn^d* la evapotranspiración potencial del día (mm), *Tje* la temperatura media del paso de tiempo sobre el elemento considerado (°C), *Xaa* un exponente (adim), *Xit* valor del índice de Thornthwaite (adim) y 30,4 el número de días por mes. En el caso de las simulaciones con un paso de tiempo inferior al día, como el presente, la evaporación potencial para cada intervalo de tiempo seleccionado es estimado de acuerdo con:

$$Ethorn^{S} = Ethorn^{d} \frac{Step}{24}$$
(13)

siendo $Ethorn^{S}$ la evapotranspiración potencial para el paso de tiempo horario (mm) y *Step* el paso de tiempo considerado en la simulación (hora).

Finalmente, la evaporación real se obtiene modificando la potencial teniendo en cuenta la cantidad de agua en el reservorio suelo y en función de la duración potencial de la insolación según la latitud geográfica de la cuenca vertiente y del periodo del año.

Siguiendo con el esquema precedente (figura 3), las escorrentías superficial y retardada dependerán del nivel de agua en el suelo, de los coeficientes empíricos de vaciado y de las propias cotas de vaciado de este reservorio, de acuerdo con las expresiones:

$$Es = Hs - Hsol \tag{14}$$

$$Er_{1} = max(0, [Hs - H int] \cdot Cvsi)$$
⁽¹⁵⁾

$$Er_2 = [Hs - Er_1] \cdot Cvsb \tag{16}$$

siendo *Es* la escorrentia superficial (mm), *Hs* el nivel de agua en el suelo, *Hsol* la altura del reservorio suelo (mm), Er_1 y Er_2 las escorrentias retardadas procedentes de los orificios alto y bajo (mm), *Hint* el umbral de vaciado alto (mm) y *Cvsi* y *Cvsb* los coeficientes de vaciado alto y bajo (adim)

En este sentido, la escorrentía superficial tiene lugar cuando la altura de agua disponible en el suelo es superior a la altura del reservorio, es decir, cuando la intensidad de la lluvia es mayor que la capacidad de infiltración del suelo. La escorrentía retardada se produce si la altura de agua en el reservorio es superior al umbral del orificio de vaciado, esto es, cuando el volumen de agua infiltrada es mayor que el déficit de humedad del suelo. De acuerdo con ello, las escorrentías superficial e hipodérmica generadas en cada elemento son adicionadas al movimiento de agua que tiene lugar en las superficies impermeables, para dar lugar a una parte de la lámina de agua finalmente disponible para su incorporación a los cauces.

Existe todavía una parte de agua procedente del suelo que, siempre y cuando exista un acuífero subyacente, se va a infiltrar a través de la zona no saturada, alimentando directamente a un segundo reservorio, el acuífero (figura 3). Las salidas o aportaciones que se deriven de dicho reservorio dependerán de la posición del nivel piezométrico en el acuífero, de sus coeficientes de vaciado y de dos alturas de vaciado definidas para diferentes situaciones hidráulicas, tal que:

$$Snaph = Cvnh \cdot max[0, Hn - Hnap]$$
(17)

$$Hn = Hn - Snaph \tag{18}$$

$$Snapb = Cvnb \cdot Hn \tag{19}$$

siendo *Snaph* y *Snapb* las escorrentias (mm) de vaciado alto (rápido) y bajo (lento), *Cvnh* y *Cvnb* los coeficientes de vaciado alto y bajo (adim), *Hn* la cota del nivel piezométrico (mm) y *Hnap* el nivel de vaciado alto del reservorio (mm).

Estas aportaciones se suman a las láminas de agua precedentes, determinando la cantidad total de agua disponible para su incorporación a los cauces. Dicha incorporación se efectúa de elemento en elemento, de acuerdo con la estructura de la función de transferencia. Este proceso, que puede seguirse en la figura 3, está básicamente controlado por dos parámetros, el tiempo de concentración de la cuenca y un coeficiente de transferencia específico para cada celda relacionado con las características hidráulicas de la misma, de acuerdo con:

$$Xkt_{i} = 1 - \exp\left[-\min\left(36, \frac{Exxkt \cdot Rma}{\max(Sl, Slac)} \cdot \frac{100}{Cekm^{2}}\right)\right]$$
(20)

siendo Xkt_i el coeficiente de transferencia del elemento *i* (adim), *Exxkt* el parámetro de cálculo del coeficiente (adim), *Rma* el porcentaje acumulado de la superficie de los elementos situados aguas arriba (%), *Sl* y *Slac* la superficie y porcentaje de la superficie de agua en el elemento (km², %), y *Cekm²* la superficie de los elementos enteros (km²)



Figura 4 – Establecimiento de flujos para el conjunto de subcuencas vertientes integrantes del río Nervión. (Flow establishment for the flowing sub-basins part of the Nervion river).

Por consiguiente la función de producción está orientada a la obtención de un volumen de agua disponible para ser inmediatamente transferida. Esta transferencia se efectúa de elemento en elemento. El volumen de agua disponible sobre cada elemento parcial se obtiene multiplicando la lámina de agua producida sobre el elemento entero por la superficie del elemento parcial considerado. Este volumen es añadido a los volúmenes entrantes a este elemento, procedentes de los elementos parciales adyacentes situados en una posición estructural e hidráulica superior (figuras 3 y 4).

4. APLICACIÓN A LA CUENCA DEL NERVIÓN

Inicialmente junto a la cuenca del río Nervión se trató de incluir las subcuencas del río Ibaizabal y la correspondiente exutoria que totaliza el conjunto de las aportaciones del sistema hídrico Nervión-Ibaizabal, con un esquema de trabajo comparable al de un estudio anterior en el que se analizó sus recursos globales (Llanos et al. 2010). En el presente estudio dicho esquema permitiría analizar los caudales de avenida a la entrada del barrio de Lapeña, principal punto estratégico en su acceso a Bilbao, ya que a partir de él se han producido históricamente las mayores afecciones como consecuencia de las inundaciones que han tenido lugar en las últimas décadas.

Sin embargo, este plan de trabajo se desechó al no disponer de la información adecuada correspondiente a las operaciones del transvase que se efectúa desde los embalses de Ulibarri y Urrunaga

(ASZ 1958; CAGB 1995) ubicados en la vecina cuenca del Zadorra (figura 1), dado que, al parecer, no se lleva un riguroso control de tiempos, en las maniobras de transferencia que diariamente se realizan. En consecuencia, y como ya se adelantó en el epígrafe introductorio, el estudio se abordó únicamente en la cuenca del río Nervión.

El análisis se centró en un total de seis eventos seleccionados por su carácter extremo que tuvieron lugar en la cuenca durante un periodo comprendido entre los años 1993 y 1997 de los que se disponía información (tabla 1). Dichos eventos cubren una variada gama de posibles regímenes hidráulicos en la cuenca. De entre ellos, por su importancia volumétrica, cabe mencionar el acontecido en el mes de diciembre de 1996 cuyas aportaciones en algún momento hicieron reavivar una vez más el fantasma de las inundaciones en situaciones de emergencia como las que tuvieron lugar en agosto de 1983 (DFV 1984; DGPV 1985). Así mismo, incluye el periodo de febrero de 1996 en el que, como se tratará más adelante, buena parte de los volumenes puestos en juego corresponden a escorrentias procedentes de la fusión nival.

Dadas las características estructurales del modelo se incorporó de manera sectorial la información básica que incluye las características de la red de drenaje y los datos fisiográficos e hidrometeorológicos, con los que estimar para cada elemento en que se descompone la cuenca los parámetros que intervienen en el cálculo de la escorrentía. Así, considerando la superficie del sistema y la desigual topografía de las subcuencas que lo componen, se establecieron a partir de un mallado regular 159 elementos cuadrados de 2 km de lado (figura 4). Para la estimación de la cota media de cada elemento se utilizó la cartografía nacional a escala 1:50.000, y el resto de información fisiográfica, en términos de porcentajes, se obtuvo a partir de los mapas temáticos va comentados editados por el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA 1987) y el Instituo Tecnológico Geominero de España (ITGE 1990) que incluyen aspectos tales como la vegetación y usos del suelo y las características geológicas e hidrogeológicas (figura 2).

Por otra parte, hubo que definir la dirección de los flujos en el interior de la cuenca, para lo cual se subdividieron algunos de los elementos cuadrados en elementos parciales teniendo en cuenta las diferentes divisorias existentes y el propio trazado de los cauces, lo que permitió dar la adecuada importancia a la topografía en el proceso. El resultado de ello es que a cada elemento parcial se le asignaron dos variables, el porcentaje de superficie que ocupa en el elemento cuadrado al que pertenece y el código alfanumérico del elemento parcial al que transfiere la escorrentía en él generada, estableciéndose una jerarquización de la red de drenaje, elemento por elemento, cuya esquematización para el conjunto de la cuenca en estudio se muestra en la figura 4. En dicha figura el modo como tienen lugar los flujos queda definido por el sentido de las flechas dispuestas entre elementos adyacentes estando su distribución condicionada por la presencia de divisorias internas y la propia red de drenaje, las cuales se encuentran representadas por el trazo de las lineas discontinuas y continuas respectivamente.

Las simulaciones se abordaron teniendo en cuenta las diferentes subcuencas en las que existen datos hidrometeorológicos procedentes tanto de la Diputación Foral de Bizkaia como del Instituto Nacional de Meteorología y del Servicio Vasco de Meteorología. En la figura 4 se especifican las localizaciones de las estaciones de control de aforos y de las estaciones meteorológicas situadas tanto en el interior como en la periferia de la cuenca. En total se consideraron cuatro estaciones de aforo y siete estaciones meteorológicas. Las de aforo, cuyas coordenadas numéricas columna-fila se indican en la figura 4, corresponden a ubicaciones próximas a las localidades de Saratxo, Gardea, Zarátamo y Orozko controlando superficies de cuenca de 89.9, 189.1, 507.9 y 115.9 km² a unas cotas de 224, 142, 55 y 190 m.s.n.m. respectivamente. Las tres primeras se encuentran alineadas a lo largo del cauce principal en tanto que la de Orozko controla el río Altube en el término de Larrabiti situado entre Baranbio y Orozko (figura 4).

Tabla 1 – Resultados numéricos de las simulaciones de caudales efectuadas por estaciones de aforo y periodos de estudio considerados. (Numerical results of the flow simulations carried out for the gauging-stations and analysis periods considered in the present study).

Parámetro	Nash	Pearson	Cmax _{ob}	Cmaxca	Cmedob	Cmedcal
Período	(NTD)	(R)		— (m ³	/seg) –	
Saratxo 24-30 dic93	0,891	0,960	73,67	72,66	14,01	16,73
Orozko 7-13 abr94	0,869	0,983	40,63	43,59	11,21	8,209
Zarata. 24 feb a 9 mar95	0,877	0,958	146,7	151,9	44,35	48,54
Zaratamo feb-96 ajuste-1	0,122	0,492	117,3	151,4	23,49	32,62
Zaratamo feb-96 ajuste-2	0,264	0,645	117,3	134,2	23,49	28,77
Zaratamo feb-96 ajuste-3	0,717	0,873	117,3	112,3	23,49	26,45
Zaratamo 4-10 dic96	0,792	0,926	536,9	429,6	98,33	82,54
Gardea 4-10 dic96	0,825	0,942	145,0	135,1	32,57	31,24
Orozko 4-10 dic96	0,800	0,933	86,20	83,92	22,85	18,82
Saratxo 4-10 dic96	0,759	0,895	63,93	66,39	14,67	15,54
Gardea 16-18 jul97	0,966	0,994	69,71	65,14	13,27	11,09

De las estaciones meteorológicas, todas ellas pertenecientes a la red automática de la Comunidad Autónoma del País Vasco, cinco se situan en el interior de la cuenca, de las cuales cuatro forman parte de los equipamientos instalados en las propias estaciones de aforos y una se localiza en Llodio en las cercanias de la confluencia del arroyo Arnauri y el río Nervión. Las dos restantes corresponden a los asentamentos de Altube e Igorre-Urkizu situados en el exterior de la cuenca a escasa distancia de la divisoria de aguas. La información diezminutaria de base de todas ellas, convenientemente adaptada al paso horario del proyecto, fue transformada en caudal por el modelo una vez completada su calibración.

Por otra parte, para la adecuada aplicación de un modelo matemático el proceso de calibración de sus parámetros es una parte esencial de su desarrollo, por lo que un modelo con deficiencias en la calibración proporcionará obviamente siempre resultados erróneos. Con tal fin una parte de las observaciones se utilizaron en la etapa de calibración, en concreto la relativa a los tres primeros eventos que tuvieron lugar durante los años 1993, 1994 y 1995; el resto de información disponible correspondiente al periodo comprendido entre 1996 y 1997, que incluye un número igual de eventos, se destinó a la validación de los parámetros (tabla 1). Así mismo, como se tratará más adelante, dadas las características climáticas prevalecientes durante parte del mes de febrero de 1996 caracterizadas por la ocurrencia de precipitaciones en forma de nieve hubo que utilizar de manera adicional dicho evento para adaptar el modelo ya calibrado a este tipo de nuevas condiciones.

La calibración se efectuó mediante un algoritmo de optimización automática, incluido en el modelo, basado en el método de Powell (Powell 1964), que permite la optimización simultánea de un máximo de veintiun parámetros. Esta aproximación al valor real de los parámetros se realiza maximizando o minimizando una de las cuatro funciones objetivo de las que dispone el modelo al objeto de reproducir los caudales observados con un mínimo de error. En concreto, en el presente estudio la función a minimizar se obtuvo calculando la suma de los cuadrados de las diferencias entre los caudales horarios observados y calculados por el modelo para todo periodo de simulación, de acuerdo con:

$$F = \sum_{n=1}^{nd} \sum_{i=1}^{24} (Qo_{ni} - Qc_{ni})^2$$
(21)

siendo Qo_{ni} y Qc_{ni} los caudales observados y calculados en la hora *i* del día *n* y *nd* el número de días simulados. Así mismo, en algún caso, especialmente en el periodo de febrero de 1996 con presencia de nieve (tabla 1), la calibración se completó por el método de ensayo y error mediante ejecuciones sucesivas del modelo variando el valor de alguno de los parámetros intervinientes.

Como elementos de verificación del grado de ajuste se han considerado dos criterios numéricos que proporcionan buenos elementos de juicio de la calidad de los resultados obtenidos. Entre los criterios existentes, recomendados por la Organización Meteorológica Mundial (WMO 1986, 1992) para la verificación del grado de correspondencia en la modelación de procesos hidrológicos, se han utilizado el Índice de Nash NTD (Nash y Sutcliffe 1970), incluido en el modelo, y el Coeficiente de Correlación de Pearson R (Legates y McCabe 1999), este último aplicado en principio a modo de comparación, tal que:

$$NTD = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}$$
(22)

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})(S_i - \overline{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (S_i - \overline{S})^2}}$$
(23)

donde O_i y S_i corresponden a los caudales observados y simulados por el modelo, y $\overline{O_i}$ y $\overline{S_i}$ son sus valores medios respectivos. El valor numérico de estos criterios puede variar entre 0 y 1 considerándose que la simulación es matemáticamente perfecta cuando coincide con la unidad.

A la vista de la tabla 1, en la que se consignan por periodos y por estaciones los resultados de los dos criterios numéricos utilizados y los correspondientes caudales máximos y medios, observados y calculados, se deduce que las simulaciones en conjunto han sido muy aceptables. En particular, los valores obtenidos mediante la aplicación de uno y otro criterio muestran la misma tendencia y oscilan, si exceptuamos los resultados correspondientes a los dos primeros ajustes de febrero de 1996, de 0,717 a 0,966 y de 0,873 a 0,994 para el primero y segundo criterio respectivamente. Esta diferencia, a la baja, para el primero de ellos generalizada para el conjunto de periodos analizados tanto en la calibración como en la validación está relacionada con el carácter más garantista o conservador del índice de Nash que el de Pearson debido a su mayor sensibilidad respecto al sincronismo existente entre los caudales punta de los hidrogramas observados y calculados por el modelo.

Si analizamos los caudales, se constata que las diferencias encontradas, de más y de menos en tanto por cien, tanto para los caudales punta como para los caudales promedio, oscilan entre el 2% y el 7% en valor absoluto, lo que confirma igualmente el aceptable grado de ajuste obtenido en la simulación. Dejando a parte los dos primeros ajustes de febrero de 1996, a esta conclusión se llega si se exceptua el resultado, de menos cercano al 20%, obtenido con los caudales punta en Zaratamo para la importante crecida de diciembre de 1996, que contrasta con un bajo porcentaje (3,6%) si se comparan los respectivos caudales medios.

Dado que en otras ocasiones, incluso en condiciones complejas con procesos de fusión nival, las diferencias encontradas para la estación de Zaratamo están dentro de la norma, entorno al 4%, cabe pensar que en situaciones de elevadas aportaciones, como la presente, con caudales punta entorno a los 400 m³/seg o más, se podría producir una clara sobreestimación de los mismos. A ello contribuiría el tipo de la estación constituída básicamente por una sencilla placa con resalte a modo de vertedero de pared gruesa dispuesta en una sección natural de unos 20 m. de anchura, características éstas que, sin ningún desmerecimiento, contrastan con las de otras instalaciones más modernas y mejor acondicionadas para idéntico propósito.

Al margen de los procedimientos numéricos ya tratados se han considerado de forma complementaria los métodos gráficos que permiten el análisis visual a partir de la representación simultánea de los hidrogramas observados y calculados por el modelo. En la figura 5, que incluye varios de los periodos integrantes de la validación y de la calibración, se observa una muy buena correspondencia entre los caudales observados y simulados. No obstante, se constata ciertas aunque escasas diferencias en algunos de los picos de los hidrogramas debido a una ligera subestimación de los caudales por parte del modelo.



Figura 5 – Hidrogramas horarios observados y calculados por estaciones de aforo y periodos de estudio considerados. (Observed and calculated hour hydrographs in the gauging-stations for the analysis periods of the present study).

Esta característica en varios casos se invierte tras el caudal punta, lo que se ha tratado de minimizar durante la calibración incrementando el nivel y el coeficiente de vaciado del orificio de salida alto del reservorio suelo en aquellos elementos con una mayor presencia de litologías permeables. La sobreestimación se observa en Saratxo y en algunos hidrogramas de Gardea y Zaratamo, y estaría relacionada con el control que ejercen las formaciones carbonatadas en el régimen de la mitad occidental de la cuenca. Excepción a esta norma lo constituye la estación de Orozko (subcuenca del río Altube) dado que gran parte de su superficie se encuentra ocupada por limolitas y margas impermeables.

En el caso del resultado obtenido en una primera instancia en la estación de aforos de Zaratamo con los registros contabilizados durante el mes de febrero de 1996 utilizando los valores de los parámetros establecidos en la calibración del modelo, se constata la existencia de un notable desfase y una clara sobreestimación de los caudales, que se derivan de los procesos de precipitación en forma de nieve y su posterior fusión que tuvieron lugar en la cuenca en la segunda mitad del periodo estudiado.

Ello se debe a la incompleta dotación de las estaciones pluviométricas automáticas de la región en cuyos registros no queda reflejado dicho proceso, contabilizándose únicamente el equivalente en agua instantáneo que, al tratar de incorporarlo erróneamente como señal de entrada al modelo, proporciona un claro desfase temporal. Esta deficiencia instrumental obligó a profundizar en los elementos que intervienen en la función de producción del modelo variando mediante sucesivos tanteos de ensayo y error algunas de las variables ya descritas.

En concreto, la condición previa y constante para todo el periodo era establecer el mecanismo de transformación de la lluvia en precipitación sólida para lo cual se fijo la temperatura media del aire en -0.5°C. A partir de aquí incrementando progresivamente el umbral de la temperatura de fusión se alcanzaron en las sucesivas calibraciones efectuadas mayores niveles de correspondencia entre los caudales observados y simulados. En efecto, los resultados de los ajustes 1, 2 y 3 mostrados en la figura 6 corresponden a temperaturas de fusión de 0°C, 2.5°C y 5°C respectivamente e ilustran adecuadamente el proceso de calibración que coincide, paralelamente al mismo, con una ganancia sustancial de los resultados aportados por los criterios numéricos que varian de 0,122 a 0,717 y de 0,492 a 0,873 para el índice de Nash y el coeficiente de Pearson (tabla 1).



Figura 6 – Hidrogramas horarios observado y calculados en la estación de aforos de Zaratamo a lo largo del mes febrero de 1996 durante el cual tuvieron lugar precipitaciones en forma de nieve desigualmente repartidas pero intensas entre los días 19 y 23. (*Observed and calculated hour hydrographs in the gauging-station of Zaratamo in february of 1996.* Snow precipitations took place irregularly distributed among the month but being intense the 19^{th} and 23^{th} day).

5. CONCLUSIONES

Como conclusión general del presente estudio hay que resaltar que los resultados obtenidos hasta el momento son sin ningún género de dudas muy alentadores y ponen de manifiesto la gran utilidad del modelo Cequeau, ya que permite estimar las variables que intervienen en el ciclo del agua en cualquier punto de una cuenca vertiente.

Las simulaciones obtenidas con cinco de las crecidas del periodo comprendido entre 1993 y 1997 son muy aceptables, con valores promedio para los índices Nash y Pearson, utilizados como criterios de ajuste, superiores a 0.8 y 0.9 respectivamente. La excepción a esta norma está representada por las crecidas que se sucedieron en febrero de 1996, parte de las cuales tuvieron lugar en relación con precipitaciones de nieve, cuya cuantía quedó reflejada de manera instantánea como volumen de agua equivalente en las estaciones meteorológicas de referencia, hecho que se manifestó en una primera fase de la calibración por un importante desfase entre los caudales observados y simulados por el modelo.

A este respecto cabe indicar la versatilidad del modelo Cequeau que puede llegar a considerar la existencia de precipitación en forma de nieve, fijando el umbral de la temperatura de transformación correspondiente, y establecer mediante sucesivos ajustes el momento de su incorporación real como escorrentía modificando la temperatura que condiciona la fusión de nieve, con lo que incluso para este evento ocasional el resultado final fue igualmente satisfactorio.

Por consiguiente, son escasos los argumentos que pueden aducirse en contra de su empleo, a no ser el elevado número de parámetros que considera y que requieren de una calibración minuciosa además del tiempo que supone la compartimentación de la cuenca y el diseño de los flujos dentro de un esquema general de drenaje, características estas propias de los modelos distribuidos y que suponen un plus de laboriosidad, pero que, sin embargo, facilitan de un modo más realista el análisis de los procesos hidrológicos.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al profesor Guy Morin la utilización del programa Cequeau, así como la cesión de diversa información hidrometeorológica a la Excma. Diputación Foral de Bizkaia, al Centro Territorial del País Vasco de la Agencia Estatal de Meteorología y al Servicio Vasco de Meteorología.

7. REFERENCIAS

- Antigüedad, I. (1986): "Estudio hidrogeológico de la cuenca Nervión-Ibaizabal. Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos". Tesis Doctoral Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea, 336 p.
- ASZ (1958): "Obras del salto de Barazar y plan general de los aprovechamientos de las aguas del Zadorra y Bayas". Aguas y Saltos del Zadorra SA, Madrid, 26 p.
- Ayadi, M. and M. Bargaoui (1998): "Modélisation des écoulements de l'oued Miliane par le modèle Cequeau". *Journal des Sciences Hydrologiques*, 43,5, 741-757.
- Bâ, K.M., C. Diaz y V. Rodríguez (2001): "Simulación de caudales de los ríos Amacuzac y San Jerónimo en el Estado de México, México". *Ingeniería Hidráulica en México*, XVI, 4, 117-126.
- Bâ, K.M., E. Quentin, A. Carsteanu, L. Ojeda, C. Diaz-Delgado and J.H., Guerra-Cobian (2009): "Modelling a large watershed using the CEQUEAU model and GIS. Case of the Senegal River at Bakel. *Geophysical Research Abstracts*, 11, Egu2009-0.
- CAGB (1995): "Memoria del ejercicio 1994". Consorcio Aguas del Gran Bilbao, Bilbao, 131 p.
- DGPV (1985): "La administración del estado y las inundaciones de agosto de 1983". Delegación del Gobierno del País Vasco, Madrid, 247 p.
- DFV (1984): "Lluvias torrenciales agosto-1983. Cuantificación de la catástrofe". Diputación Foral de Vizcaya, Bilbao, 261 p.
- EVE (1996): "Mapa hidrogeológico del País Vasco. Euskal Herriko Mapa Hidrogeologikoa". (J. Aguayo, I. Antigüedad, I. Arrate, I. Arrizabalaga, A. Cimadevilla, A. Eraso, A. García de Cortázar, V. Iribar, H. Llanos, T. Morales & P. Tamés, auts.). Ente Vasco de la Energía, Eusko Jaurlaritza Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 350 p.
- Garfias, J., C. André, H. Llanos and I. Herrera (1998): "A dual-porosity approach to simulate ground-water flow in fractured porous media: application in the Itxina karstic aquifer, Spain". In: Hydrology in the Humid Tropic Environment. (A.I. Johnson and C.A. Fernández Jauregui, eds.). IAHS International Association of Hydrological Sciences Pub, 253, 367-377. Kingston, Jamaica.
- Garfias Soliz, J. and H. Llanos Acebo (2001): "A model of cells as practical approach to simulate spring flow in the Itxina karstic aquifer, Basque Country, Spain". Ground Water, 39, 3, 339-347.

- Garfias-Soliz, J., H. Llanos-Acebo and R. Martel (2010): "Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers". *Hydrological Processes*, 24, 300-316.
- HEC (1981): "Hec-1. Flood hydrograph package. User's manual". Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers.
- ITGE (1990): "Mapa geológico nacional a escala 1:200.000, hoja de Bilbao". Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Jordan, J.P. and P. Wisner (1983): "Description du modèle Otthymo et exemples d'application". Ecol. Pol. Fed. Laus, Lausanne, IGR-172, 117 p.
- Legates, D.R. and G.J. McCabe Jr. (1999): "Evaluating the use of *goodness-of-fit* measures in hydrologic and hydroclimatic model validation". *Water Resour. Res.*, 35, 1, 233–241.
- Llamas, J. (1985): "Hydrologie générale: principes et applications". Gaëtan Morin, Québec.
- Llanos, H. y J. Garfias (1998): "Análisis temporal y simulación de hidrogramas del manantial de Aldabide (sistema kárstico de Itxina País Vasco)". Karaitza, 7, 36-42.
- Llanos, H., K.M. Bâ y A. Canalejo (1999): "Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Ega (País Vasco y Navarra)". *Ingeniería del Agua*, 6, 3, 241–250.
- Llanos, H y J. Garfias (2008): "Fracturation geostatistical analysis in Badaia and Entzia mountain range's karstic massifs (Basque Country)". Geo-Temas, 10, 813-816.
- Llanos Acebo, H, K. Bâ Mamadou y A. Castiella Canalejo (2010): "Modelación hidrológica del sistema de cuencas de los ríos Nervión e Ibaizabal. Vertiente cantábrica del País Vasco". In: Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura (Marcelo Varni, Ilda Entraigas y Luis Vives, eds.), 827-834. Instituto de Hidrología de Llanuras Dr. Eduardo J. Usunoff. Azul, Buenos Aires, Argentina.
- MAPA (1987): "Mapa de cultivos y aprovechamientos del País Vasco". Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Dirección General de Producción Agraria, Madrid.
- Morin, G., J.P. Fortin, J.P Lardeau, W Sochanski and S. Paquette (1981): "Modèle Cequeau, manuel d'utilisation". INRS-Eau, Ste-Foy, Québec.
- Morin, G., J.P. Fortin and W. Sochanski (1982): "Simulation des débits du ruisseau des Eaux Volées et de sous-bassins". Rapport 152 rédigé pour Environnement Canada, Québec, 63 p.
- Morin, G. and P. Paquet (2007): "Modèle hydrologique Cequeau". INRS-ETE, rapport de recherche R000926, Québec, 458 p.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe (1970): "River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles". *Jour. Hydrol.*, 10, 3, 282-290.
- Powell, M.J.D. (1964): "An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives". *Computer Jour.*, 7, 155-162.
- Quinn, P., K.J. Beven and R. Lamb (1995): "The ln(a/tanβ) index: how to calculate it and how to use it within the Topmodel framework". *Hydrol. Processes*, 9, 161-182.
- Thornthwaite, C.W. and J.R. Mather (1957): "Instuctions and tables for computing potential evapotanspiration and the water balance". *Climatology*, 10, 3, Centerton N.J.
- UNESCO (1995): "El programa hidrológico internacional de la Unesco en América Latina y el Caribe". Pub. Unesco, París.
- USACE (1991): "Model streamflow synthesis and reservoir regulation SSARR". US. Army Corps of Engineers North Pacific Division, Oregon.
- WMO (1986): "Intercomparison of models of snowmelt runoff". Operational Hydrology WMO nº-646, Geneva, Switzerland.
- WMO (1992): "Simulated real-time intercomparison of hydrological models". Operational Hydrology WMO n°-779, Geneva, Switzerland.

Aproximación a un Hidrograma Unitario Geomorfológico de Depósitos Sintético. An Approach to a Synthetic Reservoir Geomorphological Unit Hydrograph.

U. Agirre ⁽²⁾, J. J. López ⁽¹⁾, F. Gimena ⁽¹⁾ y M. Goñi ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía, 31006-PAMPLONA, jjlr@unavarra.es ⁽²⁾ Proyectos y legalizaciones Solla Galdeano S.L. Plaza Larre 16, 1. 31191 Beriain (Navarra).

SUMMARY

In recent years a model of Unit Hydrograph (UH) has been successfully developed and tested. This model is based on a combination of linear deposits to the various sub-watersheds a watershed can be divided into with respect to their river network, called Reservoir Geomorphological Unit Hidrograph (RGUH). This model of UH shows a number of advantages for modelling the direct runoff in a watershed, mainly due to its simplicity (only depends on one parameter) and the incorporation of the watershed's morphological structure to the model formulation itself. So far the model is developed for gauged watersheds, i.e., requires flow data. The objective set in this paper is to develop a Unit Hydrograph with this conceptual basis but depending only on watershed parameters, i.e., for un-gauged watersheds. The aim, therefore, is to obtain the Synthetic Reservoir Geomorphological Unit Hydrograph (SRGUH). This work has been developed in four watersheds, which are gauged by gauging stations that are part of the Hydro-meteorological Network of the Provincial Council of Gipuzkoa: Agauntza (69.64 km2), Aixola (4.70 km2), Arriaran (2.77 km2) and Oiartzun (56.06 km2) are watersheds representative of the area in size and morphology, as well as climate, land use and exploitation. An expression of uncertain parameter of model, t, is obtained; this depends on two components: one with respect to the hyetograph in question, and the other to the response time of the watershed. The results obtained with the proposed model are quite satisfactory, better than those obtained with other models in the literature or established in regulations.

1. INTRODUCCIÓN

Como es conocido, las avenidas son producto de la respuesta de una cuenca ante un fenómeno de precipitación intensa y se traducen en subidas del nivel de la lámina de agua de los cauces. Este fenómeno se da con cierta periodicidad y en ocasiones provoca inundaciones de los cauces y sus márgenes, dando lugar a la anegación de espacios urbanos, industriales y rurales.

Es en el denominado diseño hidrológico, donde se trata de calcular con la mayor precisión posible, el caudal esperado en un punto del territorio asociado a un episodio tormentoso de determinada magnitud. La técnica Hidrograma Unitario (HU), establecida por Sherman en 1932, probablemente sea la metodología más utilizada para este fin. A lo largo de las distintas décadas del siglo XX, se han ido desarrollando distintos modelos, como los de Snyder (1938); Clark (1945); SCS (Mockus, 1972); Témez (1978); que se han incorporado a normativas o a modelos para la estimación del caudal de diseño.

Debido al carácter lineal de la teoría del HU, la aplicación del modelo de depósito lineal ha sido y es muy frecuente a la hora de determinar el hidrograma unitario de una cuenca. Singh (1988) hacen una detallada recopilación de métodos que utilizan esta consideración, ya sean a nivel de un único depósito (Clark 1945) o de asociaciones en serie o paralelo (Nash, 1957; Dooge, 1959). Más recientemente modelos de este último tipo, donde se trata la cuenca como una sucesión de depósitos lineales, han sido presentados por Wang y Chen (1996) y por Jeng y Coon (2003) demostrando la vigencia y utilidad de estos métodos.

Por otra parte, volviendo al proceso lluvia-escorrentía, en los últimos años, como indica Bras (1990), los esfuerzos de la hidrología y geomorfología se han unido para relacionar la respuesta media conjunta de una cuenca en función de unas características geomorfológicas dadas. Esta unión teórica normalmente se basa en la asunción de la cuenca como un sistema lineal y en la existencia de un Hidrograma Unitario Instantáneo, HUI, como la respuesta media conjunta de la cuenca. El HUI, por tanto es la respuesta hipotética a una profundidad unitaria de exceso de precipitación depositada instantáneamente en toda la superficie de la cuenca (Chow, 1988).

Los primeros en desarrollar esta idea mediante el denominado Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico, HUIG, fueron Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979). Estos obtienen el HUI de una cuenca a partir de la función de distribución de probabilidad del tiempo de viaje del agua superficial a lo largo de la cuenca. Una profundización de éste análisis de la respuesta geomorfológica en los hidrogramas de salida lo realizan posteriormente Valdes et al., (1979). Gupta et al. (1980) y Maidment (2002) reafirman este concepto de HUIG. Estos HUIG presentan como similitud la necesidad de determinar la velocidad de circulación para el cálculo del hidrograma unitario. Esto supone una de las limitaciones más importantes de este tipo de HUI, como se desprende del análisis realizado por Al-Wagdany y Rao (1998).

En los últimos años se ha desarrollado el denominado Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico de Depósitos (HUIGD), aplicado y analizado en pequeñas cuencas de Navarra y Gipuzkoa con resultados satisfactorios (López et al. 2005 y Agirre et al. 2005). En síntesis, el HUIGD se basa en la división de la cuenca en subcuencas, que se agrupan en órdenes de acuerdo a la posición que ocupan a lo largo de la red de drenaje. Cada orden se puede representar mediante un depósito lineal, cuyo tamaño se correlacionará con el área que ocupa. Así se establece una sucesión de depósitos en cascada con una formulación que conforma un sistema cuya solución (caudal de salida) depende únicamente de un parámetro. Este modelo de HU muestra una serie de ventajas para modelar la circulación de la escorrentía directa en cuencas de marcado relieve donde la influencia de la geomorfología en la respuesta hidrológica resulta más evidente, así se demuestra en López et al. (2012). Esto es debido a la sencillez del modelo, solo depende de un parámetro, y a la incorporación de la estructura morfológica de la cuenca a la propia formulación del modelo.

En este trabajo se pretende ampliar el ámbito de aplicación de este modelo, ya que hasta ahora el HUIGD requiere datos de caudal para su aplicación. Por tanto, el objetivo de este artículo es desarrollar un Hidrograma Unitario Sintético (HUS), basado en el HUIGD, que se pueda aplicar sin datos de caudal.

2. DESCRIPCIÓN DE LAS CUENCAS

Este trabajo se ha desarrollado en cuatro cuencas que difieren en tamaño y forma, pero poseen características representativas de las cuencas de la vertiente Cantábrica. Las cuencas, que se han nombrado de acuerdo al curso de agua en el que se sitúan las estaciones de aforo son Agauntza, Aixola, Arriaran y Oiartzun, se localizan dentro de Gipuzkoa tal como se puede observar en la siguiente Figura 1.



AGAUNTZA

Figura 1 - Localización de las cuencas en Gipuzkoa. (Location of the watersheds in Gipuzkoa.)

Las cuatro cuencas se pueden considerar representativas de la tipología de cuencas de cabecera de la provincia de Gipuzkoa, que se pueden asociar de una forma más general a la vertiente cantábrica, en lo que se refiere al tamaño, morfología, clima, usos y aprovechamientos del suelo, etc.. En la Tabla 1 se presentan las características fisiográficas más representativas de las cuencas.

 Tabla 1 - Principales características morfológicas de las cuencas.

 (Main morphological characterístics of the watersheds.)

CUENCA	Agauntza	Aixola	Arriaran	Oiartzun
Área (Km ²)	69.64	4.70	2.77	56.06
Longitud cauce (m)	22958	3987	3079	14668
Cota mínima (m)	184	315	292	11
Cota máxima (m)	1287	740	784	831
Pendiente cuenca (%)	50-41	44.25	51.15	43.11

Una mayor información sobre estas cuencas en particular y sobre esta zona en general puede ser consultada en el el libro "Geomorfología y Edafología de Gipuzkoa" (Diputación Foral de Gipuzkoa, 1991) y, en referencia a los caudales de los ríos, las memorias anuales de los ríos de Gipuzkoa publicado por la Diputación Foral de Gipuzkoa.



Figura 2 - Esquema de la estación tipo de la Red Hidrometeorológica de la D.F. de Gipuzkoa. (Schema type Station of the Hydrometeorological Network of Gipuzkoa.)

Las cuencas seleccionadas en este estudio pertenecen a la Red Hidrometeorológica de la Diputación Foral de Gipuzkoa. Todas las estaciones están automatizadas y además del almacenamiento de los datos, se efectúa la transmisión de datos a través de una red de radio, llegando en tiempo real a la Diputación. El equipamiento tipo de estas de estaciones se representa en la Figura 2. En ellas existen aparatos que miden tanto las variables hidrometeorológicas, precipitación, caudal, etc.; como parámetros químicos encaminados al control de la calidad del agua. Los datos relativos a la precipitación se han medido en pluviómetros automáticos de cazoletas basculantes con un depósito totalizador acoplado, de forma que se controla y corrige la medida del mismo. Además, existen distribuidos por todo el territorio totalizadores que ayudan a entender la distribución espacial de la precipitación. El nivel se mide por medio de sensores de distintos tipos acoplados a limnímetros digitales y analógicos duplicados, cuyas medidas son revisadas y calibradas con regleta y molinete, traduciéndose esta medida a caudal gracias a la curva de gasto construida en base a medidas directas del caudal.

En la Tabla 2 se muestra la referencia de las estaciones meteorológicas utilizadas en cada cuenca, así como la duración de las series.

<i>Tabla 2 –</i> Referencia de las estaciones meteorológicas utilizadas y
periodo de la serie estudiado. (Reference weather stations used
and period of the series studied)

and period of the series shuded.)						
Cuenca	Estación Pluviometria	Estación Escorrentía	Periodo de datos			
Agauntza	C2Z1, LARE	C2Z1	01/10/1989-30/09/2001			
Oiartzun	E1Z1, OIAR	E1Z1	01/10/1998-30/09/2001			
Aixola	A2Z1	A2Z1	01/10/1986-30/09/2001			
Arriaran	C1P3	C1P3	01/10/1998-30/09/2003			

De las estaciones mencionadas y de la serie de datos indicada, se han seleccionado una serie de eventos lluvia-escorrentía para cada cuenca. Los criterios de selección han sido fundamentalmente a dos: que fueran de cierta magnitud, y que respondieran a las características adecuadas a la metodología del HU, modelo de escorrentía directa. De esta forma se han seleccionado 13 eventos en Agauntza, 11 en Oiartzun, 10 en Aixola y 10 en Arriaran. La designación de estos eventos se ha establecido con las tres primeras letras del nombre de la cuenca, el año, el mes y el día.

3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Formulación del HUIGD

La expresión del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico de Depósitos (HUIGD) (López *et al.*, 2012), obtenida a partir del HUGD de López *et al.* (2005) viene dada por:

$$Q_{1}(t) = \frac{1}{k \cdot A_{T}} e^{-\frac{t}{k}} \sum_{i=1}^{n} \left[\frac{t}{k}\right]^{i-1} \frac{A_{i}}{(i-1)!}$$
(1)

Donde *n* es el número de orden de la cuenca; A_i , es el área de cada subcuenca, *i*; y A_T , el área de la cuenca total. La gran virtud de este modelo, como ya se ha puesto de manifiesto en otras publicaciones (López *et al.*, 2005; Agirre *et al.*, 2005; y López *et al.*, 2012), es que únicamente depende de un solo parámetro incierto, *k*, coeficiente de almacenamiento con dimensiones de tiempo [T].

El número y tamaño de los depósitos, n y A_i , están relacionados con el grado de detalle con el que se realiza la delimitación de las subcuencas. Se ha comprobado que el número de órdenes en los que se clasifica la cuenca no tiene una influencia notable en el HUI generado, siempre que se supere un umbral mínimo, que se ha propuesto en 5 órdenes (López *et al.*, 2005). Por encima de este umbral, la precisión que se obtiene en el hidrograma de salida es similar y el proceso de delimitación se complica directamente al aumentar el grado de división. El método para el establecimiento del orden de una cuenca, o del número de depósitos, se basa en el concepto de Área Generadora de Cauce (AGC), de forma que se establece un valor mínimo de área por debajo del cual no se define una subcuenca.

Para cuencas aforadas, la estimación del valor del parámetro k se puede realizar de forma sencilla a partir del HED y del YPE observados en la cuenca. Tal y como indican Chow *et al.* (1988), por el carácter lineal del HU, se cumple que la diferencia de tiempo entre los centroides de las áreas bajo el HED, t_{HED} , y el YPE, t_{YPE} , observado es igual a la diferencia de tiempos entre los centroides de las áreas bajo el HU, t_{HU} , y el yetograma unitario, t_{YU} . De forma que:

$$t_{HU} - t_{YU} = t_{HED} - t_{YPE} \tag{2}$$

Así, la expresión mediante la cual se obtiene el valor de k queda definida por:

$$k = \frac{A_T}{\sum_{i=1}^{n} i \cdot A_i} [t_{HED} - t_{YPE}]$$
(3)

Donde; A_i : área de orden *i*; A_T : área total de la cuenca; t_{HED} : Momento de primer orden o centro de gravedad del HED; t_{YPE} : Momento de primer orden o centro de gravedad del YPE. Por lo tanto, conociendo el número y áreas de los órdenes, así como el tiempo de desfase entre los centros de gravedad del HED y el YPE se obtiene el valor de *k*.

Como se puede observar analizando la ecuación (3), el valor del parámetro k está directamente relacionado con el número de depósitos de los que consta el sistema. Tal y como se desprende de dicha ecuación, el valor de k depende del número de depósitos en los que se subdivide la cuenca. Para poder comparar los valores obtenidos en las distintas cuencas de forma independiente al grado de subdivisión de las cuencas, se ha formulado con un parámetro, τ (Agirre *et al.* 2005) que relaciona el parámetro k y el número de ordenes, n, según:

$$\tau = k \cdot n \tag{4}$$

Por lo que la expresión (3) se convierte en:

$$\tau = n \cdot \frac{A_T}{\sum_{i=1}^{n} i \cdot A_i} [t_{HED} - t_{YPE}]$$
(5)

 τ , tiene dimensión de tiempo [T] y viene a representar un tiempo de respuesta de la cuenca a una lluvia dada. La expresión del HUIGD (1) con el parámetro τ queda:

$$Q_{1}(t) = Q_{HUIGD}(t) = \frac{n}{\tau \cdot A_{T}} e^{-\frac{n}{\tau} \sum_{i=1}^{i=n} \left[\frac{n}{\tau}t\right]^{i-1}} \frac{A_{i}}{(i-1)!}$$
(6)

Determinación del HUIGD en las cuencas de estudio

En la Figura 7 se presenta un cuadro para cada cuenca objeto de estudio en el que se presentan: la cuenca dividida en órdenes; un esquema gráfico del modelo de depósitos en cascadas para la división establecida; y la ecuación particularizada para dicha división. En este caso, para las cuatro cuencas se ha asumido un valor del AGC en torno al 2%.

Desarrollo del HUIGD Sintético.

El HUIGD de López *et al.* (2005), por lo tanto, sólo depende de un único parámetro, τ , con dimensión de tiempo [T], que vienen a representar el tiempo de respuesta hidrológica superficial de una cuenca. Según la expresión (5) este tiempo depende de las siguientes características:

- *n*: número de orden, establecido en función de la topografía de la cuenca, conocido.
- *A_i*: área de cada orden (suma de las subcuencas de cada orden), conocido.
- A_T : área total de la cuenca, conocido.
- t_{YPE}: centro de gravedad del YPE, conocido. La lluvia siempre es conocida, o es una lluvia sintética de diseño, o es una lluvia registrada.
- t_{HED} : centro de gravedad del HED, no es conocido.

Un hidrograma unitario sintético es aquel que se puede determinar sin necesidad de datos de aforo o de caudales. En el caso del HUIGD el único parámetro incierto es el centro de gravedad del hidrograma de escorrentía directa (HED), t_{HED} , y, por lo tanto, es necesario caracterizarlo para obtener HUIGD Sintético. A priori parece lógico pensar que este tiempo dependerá de las características de la lluvia, por ello se realiza una regresión lineal, para las cuatro cuencas de Gipuzkoa, entre el t_{HED} , y varias características del yetograma de lluvia efectiva, como: la altura total de lluvia efectiva,

 P_{YPE} ; la duración del yetograma, D_{YPE} ; y el tiempo del c.d.g. del yetograma de lluvia efectiva, t_{YPE} . Con los resultados de este análisis se comprueba que la mejor correlación la proporciona t_{HED} frente a t_{YPE} , con valores de R^2 superiores a 0.95; la correlación con la duración de la lluvia, D_{YPE} , es buena aunque con valores de R sensiblemente menores, entre 0.8 y 0.9; y, por último la correlación frente a la altura de precipitación, P_{YPE} , no resulta adecuada, con valores de R^2 entre 0.1 y 0.6. En las Figuras 3, 4, 5 y 6 se muestran las regresiones lineales para las cuatro cuencas t_{HED} - t_{YPE} .



Figura 3 - Regressión lineal t_{HED} - t_{YPE} para la cuenca de Agauntza. (Linear regression t_{HED} - t_{YPE} for Agauntza watershed.)



Figura 4 - Regressión lineal t_{HED} - t_{YPE} para la cuenca de Oiartzun. (Linear regression t_{HED} - t_{YPE} for Oiartzun watershed.)



Figura 5 - Regressión lineal t_{HED} - t_{YPE} para la cuenca de Aixola. (*Linear regression* t_{HED} - t_{YPE} for Aixola watershed)



Figura 6 - Regressión lineal t_{HED} - t_{YPE} para la cuenca de Arriaran. (*Linear regression t_{HED}*- t_{YPE} for Arriaran watershed.)



Figura 7 - Obtención del HUIGD en cada cuenca. (Determination of HUIGD in each watershed).

Se puede afirmar que existe una relación lineal entre el t_{HED} y el t_{YPE} , tal como se expresa en la ecuación (7).

$$t_{HED} = \alpha t_{YPE} + \beta \tag{7}$$

donde: t_{HED} : centro de gravedad del HED.

 t_{YPE} : centro de gravedad del YPE.

 α : pendiente de la recta.

 β : ordenada en el origen de la recta.



Figura 8 - Regressión gráfica de la relación tipo entre t_{HED} - t_{YPE} . (Linear regression t_{HED} - t_{YPE} for Arriaran watershed.)

De la ecuación de la recta (7) se puede diferenciar claramente dos componentes: una variable, αt_{YPE} ; y otra constante, β , que es el término independiente de la recta que representa la ordenada en el origen.

Con respecto al primer término, αt_{YPE} , α representa la pendiente de la recta, un factor dinámico que depende las respuestas del HED y del YPE, es una componente que varía en función de las características de la lluvia. El término independiente β constituye la componente constante de la ecuación, tiene dimensiones de tiempo [T] y las mismas unidades que t_{HED} . Como ya se ha comentado, es la ordenada en el origen de la recta, es decir, el valor de t_{HED} cuando t_{YPE} =0. Representa, por lo tanto, el tiempo del centro de gravedad del hidrograma unitario instantáneo, en este caso, del HUIGD y, según las hipótesis de partida de esta técnica, dependerá únicamente de las características físicas de la cuenca.

El establecimiento del HUIGDS, por lo tanto, pasa por determinar los valores de los parámetros α y β de la ecuación de la recta (7). El valor de la pendiente, α , se puede asumir como 1.1, próximo al valor medio de los valores obtenidos de las rectas de regresión. Por otra parte, β , representa la ordenada en el origen de la recta, es decir, es el tiempo del HED en el momento inicial (*t*=0), por lo tanto se puede considerar como el tiempo característico del HUI. Para fijar el valor de este coeficiente, β , se ha estimado mediante distintas formulaciones de tiempos característicos y ajustando posteriormente los puntos a una recta, de esta forma se ha comprobado que los mejores resultados los ha dado la fórmula de Témez para el tiempo de concentración. Las ecuaciones de las rectas así obtenidas se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3 – Ecuaciones de las rectas de regresión observadas con la ecuación de Témez para β . (*Equations of the regression lines observed and Témez equation for* β .)

	Ec Observada	as	Ec con Téme	Z
	Ecuación	R^2	Ecuación	R^2
Agauntza	$t_{HED} = 1.09 t_{YPE} + 382.05$	0.9699	$t_{HED} = 1.12 t_{YPE} + 346.80$	0.9692
Aixola	t_{HED} =1.16 t_{YPE} +63.42	0.9462	$t_{HED} = 1.14 t_{YPE} + 78.80$	0.9457
Arriaran	t_{HED} =1.11 t_{YPE} +181.15	0.9906	$t_{HED} = 1.18 t_{YPE} + 59.94$	0.9860
Oiartzun	t_{HED} =1.13 t_{YPE} +166.40	0.9579	t_{HED} =1.09 t_{YPE} +239.27	0.9560

De esta forma, sustituyendo β por la expresión de Témez para el tiempo de concentración, la ecuación (7) para el t_{HED} se transforma en la (8),

$$t_{HED} = 1.10 t_{YPE} + \left[0.3 \cdot \frac{L}{S_c^{0.25}} \right]$$
(8)

Donde; t_{HED} es el centroide del HED; *L* es la longitud del cauce principal en m; S_c es la pendiente del cauce principal en m/m; t_{YPE} es el centroide del YPE en min.

8. RESULTADOS

En los eventos observados, para separar la escorrentía directa del flujo base se ha utilizando la metodología del flujo base fijo (Chow *et al.*, 1988). Una vez determinado el hidrograma de escorrentía directa (HED) se ha aplicado el procedimiento del SCS (Mockus, 1972) para la obtención de la precipitación efectiva, ajustando los valores de los parámetros del método al HED estimado (I_a y CN). Al aplicar la metodología del SCS se observa como en general las perdidas iniciales no se corresponden con lo observado, por lo que se definen las perdidas iniciales como la precipitación que ocurre hasta el inicio de la escorrentía directa, asegurando que la escorrentía directa y precipitación efectiva coincidan en el momento inicial (principio básico de la técnica del HU). Este cambio implica modificar la relación I_a =0.2 S.

Para evaluar la bondad de ajuste de los hidrogramas simulados a los observados se utiliza el índice de eficiencia de Nash y Suttcliffe (1970), que refiere el grado de error obtenido de forma normalizada y adimensional. La mayor ventaja de este índice es que al estar normalizado de $-\infty$ a 1 (indicador del máximo grado de ajuste), se pueden comparar tormentas de distinta magnitud y diferente cuenca sobre una misma escala. Su formulación es la siguiente.

$$E = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n} \left(\mathcal{Q}_{obs} - \overline{\mathcal{Q}}_{obs}\right)_{i}^{2}\right] - \left[\sum_{i=1}^{n} \left(\mathcal{Q}_{obs} - \mathcal{Q}_{sim}\right)_{i}^{2}\right]}{\left[\sum_{i=1}^{n} \left(\mathcal{Q}_{obs} - \overline{\mathcal{Q}}_{obs}\right)_{i}^{2}\right]}$$
(8)

Donde; Q_{sim} es el caudal simulado; Q_{obs} es el caudal observado; y \overline{Q}_{obs} es el caudal medio observado.

Aplicación del HUIGD en las cuencas.

En primer lugar se evalúa la aplicabilidad del HUIGD en las cuencas objeto de estudio, para lo cual se aplica dicho HUI a todos los eventos de cada cuenca, optimizando el valor del parámetro del modelo, τ . En la Tabla 4 se muestran un resumen de los resultados de la aplicación del HUIGD en las cuatro cuencas, con los valores medios y desviaciones típicas del parámetro τ y del índice de eficiencia, *E*. Como se puede ver, el valor medio de eficiencia se sitúa alrededor de 0.9 lo que indica un buen comportamiento del modelo en dichas cuencas.

Tabla 4 – Valores medios de eficiencia, *E*, y del parámetro, τ , para las cuatro cuencas. (*Mean values of efficiency*, *E*, and of the parameter, τ , for the four watersheds.)

	Efici	encia E	$ au(\min)$		
	Media	desv típica	media	desv típica	
Agauntza	0.90	0.041	397.9	117.7	
Oiartzun	0.86	0.099	329.7	205.3	
Aixola	0.87	0.061	90.8	37.2	
Arriaran	0.91	0.066	277.2	73.2	

Comparación del HUIGDS con el del SCS y el de Témez.

Se analiza la capacidad del HUIGDS mediante la comparación con métodos que están incluidos en normativas o en metodologías consolidadas, como el HU del SCS (Mockus, 1972) aplicado en toda la metodología y los modelos del USDA, y el HU de Témez incluido en la normativa española (Témez, 1978).

Desarrollado en 1972 por el Soil Conservation Service, el hidrograma unitario adimensional del SCS es el HUS más conocido y ampliamente utilizado en el diseño hidrológico. Según este método, el hidrograma unitario de respuesta de la cuenca se expresa en función del caudal y tiempo pico, Q_p y t_p . Una vez calculados

estos, se calculan las ordenadas del hidrograma en base a las relaciones entre las ordenadas del hidrograma unitario adimensional y q/Q_p y t/t_p , que se están tabulados, obteniendo el HUS necesario para el cálculo. Para su desarrollo es necesario calcular tanto el tiempo al pico (t_p) como el caudal pico (Q_p) . Las expresiones para ello son:

$$Q_p = \frac{0.208 A}{t_p} \tag{9}$$

Siendo Q_p el caudal punta (m3/s) por cada mm de lluvia; A el área en Km²; y t_p el tiempo al pico en horas. Para el cálculo del tiempo al pico se ha recurrido a la expresión utilizada para el cálculo del t_d por el SCS, que se relaciona con el tiempo al pico como:

$$t_d = \frac{L^{0.8} \left(2540 - 22.86 \ CN\right)^{0.7}}{14104 \ CN^{0.7} S_w^{0.5}} \tag{10}$$

Siendo: t_d el tiempo de desfase en horas; L la longitud del cauce en metros; CN el Número de Curva calculado para la tormenta; S_w la pendiente media de la cuenca (%).

Introduciendo los valores calibrados de CN de las tormentas se obtiene el valor de t_p y Q_p .

Por otra parte, el HUS de Témez es un hidrograma unitario triangular que, al igual que en el caso anterior, es preciso estimar el Q_p , y t_p para determinar el hidrograma. El primero se estima mediante la expresión (11), y el segundo a través del tiempo de concentración (12) y de la expresión (13).

$$Q_p = \frac{A}{1.8 t_b} \tag{11}$$

Siendo A el área de la cuenca en km² y Q_p el caudal en m³/s por mm de lluvia.

$$t_c = 0.3 \left[\frac{L}{S_c^{0.25}} \right]^{0.76}$$
(12)

$$t_p = \frac{t_y}{2} + 0.35t_c \tag{13}$$

Todos los tiempos en horas. L es la longitud del cauce principal en Km; S_c : es la pendiente media del cauce principal en m/m. El tiempo base del HUT, en horas, t_b , viene dado por:

$$t_b = t_y + t_c \tag{14}$$

Se han aplicado los tres HU Sintéticos: HUIGDS, adimensional del SCS y el de Témez, a todos los eventos de las cuatro cuencas. Para ver la bondad del ajuste a los hidrogramas observados se ha estimado en cada caso el error medio absoluto y el índice de eficiencia, E, dado por (8). Los valores que se obtienen para cada índice siempre son mejores significativamente, salvo alguna excepción, para el HUIGDS. En la Figura 9 se presentan los valores de Eficiencia, E, para todos los eventos de las cuatro cuencas. También se ha comprobado que los caudales pico los reproduce mejor.

AGRADECIMIENTOS

A Patxi Tamés y Andoni Da Silva, técnicos de la Sección de Obras Hidráulicas de la Diputación Foral de Guipúzcoa, por la ayuda y disposición mostrada a la hora de facilitar información meteorológica e hidrológica de la zona.

9. CONCLUSIONES

En primer lugar y como paso previo, se ha constatado la validez del HUIGD para reproducir los hidrogramas registrados utilizando los datos conocidos de caudal para calibrar el único parámetro incierto.

Se ha desarrollado una nueva formulación para obtener un HUI Sintético basado en el HUIGD. Esta formulación establece una expresión para determinar el tiempo de desfase de la cuenca en función de dos componentes, uno que depende de características pluviométricas (variables para cada una de las tormentas), y otro que depende de las características fisiográficas de la cuenca, fijas para cada cuenca. Aplicado este HUIGDS a las cuencas objeto de estudio, y comparado con otros dos HU Sintéticos: el adimensional del SCS, aplicado en toda la metodología y en los modelos hidrológicos del USDA, y el de Témez, adoptado por la normativa española de drenajes en carreteras, se ha comprobado que da resultados muy aceptables, mejores que los de referencia.



Figura 8 – Representación de la Eficiencia, *E*, para todos los eventos de las cuatro cuencas. (*Representation of Efficiency*, *E*, *for all events of the four watersheds.*)

10. REFERENCIAS

- Agirre, U., M. Goñi, J.J. López y F.N. Gimena (2005): Application of a unit hydrograph based on subwatershed division and comparision with Nash's instantaneous unit hydrograph. Catena. Vol. 64 2-3, 321-332
- Al-Wahdany, A.S. y A.R. Rao (1998): Correlation of the velocity parameter of three geomorphological unit hydrograph models. Hydrological processes, 12. 651-659.
 Bras R.L. (1990): Hydrology. An Introduction to Hydrologic Science. Addison-Wesley.
- New V.T., D.R. Maidment y L.W. Mays (1988): Applied Hydrology. McGraw-Hill
- Book Co., New York, NY.
- Clark C.O. (1945): Storage and the unit hydrograph. Transactions of the American Society Of Civil Engineers 110, 1419-1446.
- Dooge J.C.I. (1959): A general theory of the unit hydrograph. Journal of Geophysical Research. 64 (2),241-256.
 Gupta, V.K., E. Waymire y C.T. Wang (1980): Representation of an Instantaneous Unit
- Hydrograph from Geomorphology. Water Resour. Res. 16 (5), 855-862. Jeng, R. I. y G.C. Coon (2003): True form of Instantaneous Unit Hydrograph of Linear
- Reservoirs. Journal of Irrigtaion and Drainage Engineering, (ASCE). 129 (1), 11-17.
- López, J.J., F.N. Gimena, M. Goñi y U. Agirre (2005): Analysis of a Unit Hydrograph model based on watyershed geomorpholgy represented as a cascade of reservoirs. Agricultural Water Management, vol. 77 1-3, 128-143.
- López, J.J., F.N. Gimena, J.V. Giráldez, J.L. Ayuso y M. Goñi (2012): Comparative analysis of a geomorphology-based instantaneous unit hydrograph in small mountainous watersheds. Hydrological Processes. 26:2909-2924.
- Maidment, D. (2002): Arc Hydro: GIS for Water Resources. ESRI Press
- Mockus V. (1972): Estimation of direct runoff from storm rainfall. Hydrology. Sect. 4, Soil Conservation Service National Engineering Handbook, USDA, Washington, D.C.
- Nash J.E. (1957): The form of the instantaneous unit hidrograph. Int. Assoc. Sci. Hydrology. 45 (3), 114-121.
- Nash, J.E. y J.V. Sutcliffe (1970): River flow forecasting through conceptual models I: A discussion of principles, J. Hydrol., Vol. (10), 282-290.
- Rodríguez-Iturbe, I. y J.B. Valdés (1979): The Geomorphologic Structure of Hydrology Response. Water Resour. Res. 15 (6): 1409-1420.
- Sherman, L.K. (1932): Stream flow from rainfall by unit graph method. Engineering News-Record 108:501-5.
- Snyder, F.F. (1938): Synthetic unit-graphs. Transactions American Geopohysics Union 19:447-454.
- Témez J.R. (1978): Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo-Dirección General de carreteras. Madrid.
- Valdes, J.B., Y. Fiallo y I. Rodríguez-Iturbe (1979): A Rainfall-runoff analusis of the Geomorphologic IUH. Water Resources Research, Vol. 15, No. 6.
- Wang, G.T. y S. Chen (1996): A linear spatially distributed model for a surface rainfallrunoff system. Journal of Hydrology 185, 183-198.



Figura 9 - Aplicaciones del HUIGDS, el HUS del SCS y el HUS de Témez en Agauntza (Applications of the IUHGDS, of the SCS UH and of the Témez UH in Agauntza.)



Figura 10 - Aplicationes del HUIGDS, el HUS del SCS y el HUS de Témez en Oiartzun (Applications of the IUHGDS, of the SCS UH and of the Témez UH in Oiartzun.)



Figura 11 - Aplicaciones del HUIGDS, el HUS del SCS y el HUS de Témez en Aixola (Applications of the IUHGDS, of the SCS UH and of the Témez UH in Aixola.)



Figura 12 - Aplicaciones del HUIGDS, el HUS del SCS y el HUS de Témez en Arriaran (Applications of the IUHGDS, of the SCS UH and of the Témez UH in Arriaran.)

Calibración del modelo hidrológico R³GeM mediante el diagrama combinatorio Calibration of R³GeM hydrological model by combinatorial diagram

M. Goñi⁽¹⁾, F. Gimena⁽¹⁾ y J. J. López⁽¹⁾.

⁽¹⁾Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía, 31006-PAMPLONA, mikel.goni@unavarra.es

SUMMARY

This paper presents the results of applying R³GeM model to two watersheds in the province of Gipuzkoa and calibrating in one of these watersheds. R³GeM is a five-parameter hydrological model that simulates surface and subsurface runoff events. The model identifies the areas in a state of saturation at each instant to separate rainfall into different components, which makes it a suitable model to be applied to humid weather watersheds. The model has been applied to 37 events in Aixola's watershed achieving average efficiencies of 0.93, which indicates its good operation. Also presented in this paper is a graphic methodology, called combinatorial diagram, for the analysis of the parameters with more effect in the calibration process. The key parameter for calibration has been identified with this methodology, which has made it possible to calibrate the model in Aixola's watershed by fixing four of the parameters and by varying one of them depending on the characteristics of the event.

1. INTRODUCCIÓN

En la modelación de eventos hidrológicos que no están asociados a precipitaciones de alta intensidad y corta duración es necesario estudiar todos los fenómenos de generación de escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea). En este supuesto el agua subsuperficial desempeñar un papel significativo (Sidle et al., 2000). En cuencas forestales de climas húmedos los suelos suelen tener una alta capacidad de infiltración debido a la presencia de vegetación. Cuando esta infiltración de agua en movimiento vertical alcanza un medio impermeable o semi-permeable se genera el flujo lateral o subsuperficial (Beven y Germann, 1982; Mosley, 1982; Tani, 1987; Tsukamoto y Ohta, 1988; Tsuboyama et al., 1994). Este flujo subsuperficial vuelve a aparecer en la superficie en aquellas zonas donde se acumula. Esto provoca que la región donde reaparece el flujo subsuperficial se satura y la precipitación que cae directamente sobre ella no se infiltra en el terreno circulando superficialmente (Kirkby y Chorley, 1967; Dunne y Black, 1970). Estas regiones presentan un dinamismo durante un evento de lluvia, se localizan cerca de los cauces y en depresiones de la cuenca (Dunne et al., 1975) y se las denominan áreas contributivas de escorrentía superficial. Su dinámica viene controlada por la topografía, suelos, humedad antecedente y características de la precipitación.

Varios autores han propuesto modelos para incorporar el flujo subsuperficial en la componente de la escorrentía simulada. Yue y Hashino (2000) proponen un modelo que mantiene la linealidad en la respuesta de la escorrentía a la precipitación de tres tanques en serie y uno en paralelo para simular las componentes de escorrentía superficial, subsuperfical rápida, subsuperficial lenta y subterránea. En el modelo TOPMODEL de Beven y Kirkby (1979) la topografía de la cuenca es el factor relevante en la generación y control de la escorrentía, produciéndose flujo superficial únicamente en aquellas zonas de la cuenca en las que se alcanza la saturación. A partir de la base de este modelo se han descrito muchas variaciones para incorporar o modificar parte de los procesos implicados. Troch et al. (1994) utilizan una versión distribuida de TOPMODEL junto con un módulo de circulación en función de la red de drenaje. Band et al (1993) incorporan módulos para simular la fotosíntesis y evapotranspiración de un bosque. Ambroise et al (1996b) incorporan módulos de evapotranspiración, deshielo y circulación. En 1997 Beven realiza una revisión crítica de TOPMODEL. Otros autores como Ambroise et al (1996a), Iorgulescu y Musy, (1997) y Wang et al. (2005) analizan diferentes tipos de perfiles de transmisividad. Piñol et al. (1997) presentan variaciones en el índice topográfico para representar mejor la expansión del área contributiva. Lane et al. (2004) trabajan con la obtención del índice topográfico para tener en cuenta la conectividad de las áreas contributivas. Ostendorf y Manderscheid (1997) presentan una variación de TOPMODEL donde solo una parte de la cuenca trabaja dinámicamente modificando las áreas contributivas. Woods *et al.* (1997) presentan una variación del índice topográfico. Niu *et al.* (2005) presentan una el modelo SIMTOP que se basa en una simplificación de TOPMODEL para usarlo con modelos climáticos globales y donde usan una distribución del índice topográfico exponencial. Chen *et al.* (2007) también representan la distribución del índice topográfico mediante una función, en este caso parábolica, redefiniendo este índice como un índice de dificultad relativa para la generación de escorrentía.

De la manera el Reservoir Rainfall-Runoff misma Geomorphological Model, R3GeM (Goñi eta al, 2012a, b), considera que se genera escorrentía superficial en las zonas de la cuenca saturadas. Estas áreas contributivas están controladas por el nivel freático aparente que se define como la profundidad a la que se encuentra el inicio de la zona saturada y no tiene porque corresponderse con la presencia de una capa freática regional. Se trata de un nivel freático local e incluso transitorio, de carácter efectivo, determinado por un cambio brusco en la conductividad del terreno. En un episodio de lluvia ocurre que el nivel freático aparente del terreno se va elevando hasta llegar a la superficie, instante en el que se considera saturada y la precipitación se convierte en flujo superficial. Las áreas contributivas son variables en el tiempo, se expande a medida que hay una elevación del nivel freático aparente y se contraen cuando la recarga de éste es inferior al flujo de salida.

En este trabajo se presenta la metodología que ha permitido realizar un análisis de los parámetros del modelo R³GeM para identificar los parámetros clave en el proceso de calibración. La metodología ha sido la del diagrama combinatorio que consiste en generar un gráfico donde se visualiza claramente la influencia de un parámetro individualmente y en combinación con el resto de parámetros del modelo.

2. DESCRIPCIÓN DE LA CUENCA

Este trabajo se ha desarrollado en la cuenca de Aixola (Figura 1) en la provincia de Gipuzkoa. La cuenca de Aixola forma parte de la red Hidrometeorológica de la Diputación de Foral de Gipuzkoa, dispone de un pluviómetro y de una estación de aforos de vertedero doble triangular (tipo Crump), que permite obtener los datos de caudal a partir de la altura de la lámina de agua. Tanto la precipitación como el caudal se registran cada diez minutos. La cuenca está situada en el límite oeste de la provincia de Gipuzkoa y de uso mayoritariamente forestal (> 85% superficie) tiene una superficie de 4,70 km², con cotas extremas de 315 y 740 metros, una pendiente media del 44,25 % y una precipitación media anual de 1600 mm.



Figura 1 - Localización de la cuenca de Aixola. (Location of the Aixola watershed.)

Se han seleccionado diferentes eventos de magnitud y duración comprendidos entre 41 y 243 mm y 39 horas y 21 días respectivamente. Se ha comprobando que los eventos no hayan sido producidos por precipitaciones de nieve. Aunque el modelo R³GeM simula tanto la escorrentía superficial como subsuperficial no tiene en cuenta el flujo base o flujo subterráneo que pueda existir en la cuenca, por lo que para poder comparar las simulaciones con los datos registrados se ha estimado el flujo subterráneo en cada uno de los eventos. La extracción del flujo base se ha realizado utilizando un filtro recursivo calibrado, concretamente, el propuesto por Eckhardt (2005) de dos parámetros.

De la serie de datos disponible se han seleccionado una serie de treinta y siete eventos de la cuenca de Aixola.

3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO R³GeM

El modelo R³GeM contempla dos tipos de circulación: La escorrentía superficial y escorrentía subsuperficial. Considera la saturación del terreno como causa principal de la generación de escorrentía superficial (flujo superficial de saturación). La simulación se realiza en intervalos discretos de tiempo, siendo en general igual al intervalo de registro de la precipitación.

Como primer paso el modelo identifica las zonas que están saturadas en función del estado de saturación de la cuenca. Así, cuando la cuenca alcanza su máxima capacidad de almacenamiento, S_C , la lluvia que cae en toda la superficie de la cuenca se transforma en escorrentía superficial. Para determinar que superficie corresponde a cada almacenamiento utiliza el índice topográfico. El almacenamiento se relaciona linealmente con los valores del índice topográfico de la cuenca (Kirkby, 1975; Kirkby y Weyman, 1974, Beven, 1994). Cuando el almacenamiento en la cuenca es nulo le corresponde el mayor valor del índice topográfico y cuando el almacenamiento de la cuenca alcanza la máxima capacidad de almacenamiento le corresponde el menor valor del índice topográfico. De esta manera, conociendo el almacenamiento en la cuenca en cada instante, éste se relaciona directamente con el porcentaje de cuenca saturado. La simulación no parte de un almacenamiento nulo sino que parte de un almacenamiento inicial S_0 Este dato por una parte indica el estado de saturación inicial de la cuenca, pero también sirve para marcar un límite en los índices topográficos que siempre están en condiciones de saturación como pueden ser los propios cauces. Debido a que el valor de S_0 no puede ser superior a la capacidad máxima de almacenamiento, S_C , en el modelo este parámetro se normaliza con respecto a S_C , definiendo como parámetro del modelo la relación S_0/S_C .

Una vez identificadas las áreas que están saturadas, aquellas que superan el valor del índice topográfico que indica la saturación del terreno en cada momento, la lluvia que cae sobre esas áreas se transforma en escorrentía superficial.

La lluvia que cae sobre las áreas no saturadas se infiltra en el terreno. La parte de la precipitación que no infiltra en el terreno, P_s , circula superficialmente hasta la salida de la cuenca, Q_s . Para la circulación de esta agua se ha utilizado la técnica del hidrograma unitario, más concretamente, el hidrograma unitario geomorfológico de depósitos (Agirre, *et al.*, 2005, López *et al.* 2005, López *et al.* 2012). En la ecuación 1 se muestra la formulación del hidrograma unitario geomorfológico de depósitos

$$h_{S}(t) = \frac{\alpha e^{-\alpha \frac{t}{\tau_{S}}}}{\tau_{S}} \sum_{i=1}^{n} \left[\frac{A_{i}}{(i-1)!} \left[\alpha \frac{t}{\tau_{S}} \right]^{i-1} \right]$$
(1)

$$\alpha = \sum_{i}^{n} i A_{i} / \sum_{i}^{n} A_{i}$$
⁽²⁾

Donde h_s es el hidrograma unitario instantáneo de la escorrentía superficial, *n* es el número de órdenes en el que se ha dividido la cuenca y A_i es la superficie del orden *i*. La velocidad de circulación superficial es determinada por el parámetro, τ_s , que indica el tiempo medio de circulación.

Del agua que infiltra en el terreno, F, una parte es retenida en el suelo que queda almacenada y posteriormente sufrirá otro tipo de procesos como pueden ser la percolación profunda, exfiltración o evapotranspiración pero que en este modelo no se contempla por lo que se consideran simplemente como pérdidas. La otra parte es la que circulará subsuperficialmente, F_{Sb} , hasta la salida de la cuenca. Para separar las dos partes se realiza de manera proporcional respecto a un parámetro, ϕ , que indica la proporción lineal del agua infiltrada que queda retenida y no circula subsuperficialmente.

Para la circulación del agua subsuperficial, Q_{Sb} , supone un solo depósito para toda la cuenca que se vacía de manera lineal con respecto al almacenamiento del mismo. La velocidad de vaciado viene determinada por el parámetro τ_{Sb} .

El caudal de salida de la cuenca será la suma de la componente superficial y subsuperficial. En este caso también se realiza la suma del flujo base extraído anteriormente para poder compararlo con el hidrograma observado.

Por último se estima la saturación de la cuenca en función del nivel freático aparente como la diferencia entre el agua que ha infiltrado y puede circular subsuperficialmente con respecto al agua subsuperficial que ya ha salido de la cuenca. Una vez que se conoce el estado de saturación de la cuenca, se vuelve a estimar el porcentaje de cuenca que está en condiciones de saturación.

En la figura 2 se muestra el esquema de funcionamiento del modelo R³GeM.



Figura 2 – Representación del modelo R³GeM. (Model R³GeM's representation.)

4. RESULTADOS

Aplicación del modelo

Primero se ha realizado la aplicación del modelo a los treinta y siete eventos de la cuenca de Aixola. Se realizado una optimización de los parámetros para maximizar la eficiencia (Nash y Suttcliffe, 1970) (Ecuación 3) en cada uno de los eventos. La optimización se ha realizado mediante el método de Powel (1964) adaptado para varias variables (Press, 1986) Los cinco parámetros del modelo que se han optimizado han sido: la capacidad de almacenamiento máxima de la cuenca, S_C , la relación del almacenamiento inicial con respecto a la capacidad máxima de almacenamiento, S_0/S_C , la proporción de agua infiltrada que queda retenida y no circula subsuperficialmente, ϕ , el tiempo medio de circulación de la escorrentía subsuperficial, τ_{Sb} , y el tiempo medio de circulación de la escorrentía superficial, τ_S .

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{m} (Q_{Obs,i} - Q_{Sim,i})^2}{\sum_{i=1}^{m} (Q_{Obs,i} - \overline{Q}_{Obs})^2}$$
(3)

Donde; $Q_{Sim,i}$ es el caudal simulado en el instante *i*; $Q_{Obs,i}$ es el caudal observado en el instante *i*; y \overline{Q}_{Obs} es el caudal medio observado.

Una vez aplicada la optimización a cada uno de los eventos se han conseguido el conjunto de parámetros óptimo para cada uno de ellos. En la figura 3 se representan la eficiencia y la distribución de estos parámetros con los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 %.



La eficiencia media alcanzada en el conjunto de los eventos ha sido de 0.934 lo que demuestra que el modelo simula adecuadamente los eventos. En la figura 4 se muestran cuatro eventos de ejemplo.

Análisis de los parámetros del modelo mediante el diagrama combinatorio

El objetivo de la calibración de un modelo es obtener un conjunto de parámetros que permitan realizar simulaciones cuando no se dispongan de datos observados. Para realizar una buena calibración es necesario primero identificar a que parámetros es más sensible el modelo, para centrar el esfuerzo de la calibración en estos parámetros. La metodología del diagrama combinatorio permite analizar la influencia de cada parámetro individualmente y en combinación con el resto de los parámetros. La ventaja de esta metodología es que el análisis se realiza sobre un conjunto de eventos y se observa la influencia sobre la función objetivo, en este caso la eficiencia.



Figura 4 – Simulaciones óptimas frente al caudal observado de cuatro eventos. (Optimal model runs represented along with observed discharge for four events.)

Para generar el diagrama combinatorio (Figura 5) primero se define un valor constante para cada parámetro. Este valor se ha definido con el valor de la mediana del conjunto de los valores óptimos (Tabla 1). A partir de los valores de los parámetros que da la mediana de la distribución de parámetros óptimos se han realizado las simulaciones y obtenidos las eficiencias en cada uno de los eventos (columna 1 de la figura 5). En el siguiente paso, manteniendo constantes cuatro de los parámetros se ha optimizado uno de los parámetros. Este proceso se ha realizado para todas las combinaciones posibles (columnas 2-6 de la figura 5). Posteriormente manteniendo constates tres de los parámetros se ha optimizado los otros dos parámetros. Al igual que el caso anterior, este proceso se realiza para todas combinaciones posibles (columnas 7-16 de la figura 5). En el siguiente paso son dos los parámetros que se mantienen constantes (columnas 17-26 de la figura 5), uno en el siguiente (columnas 27-31 de la figura 5), y finalmente se optimizan los cinco parámetros (última columna de la figura 5).

Tabla 1 – Mediana del conjunto de parámetros óptimos. (Median of optimal parameters' set.)

	S _C (mm)	S_0/S_C	ø	$ au_{Sb}$ (min)	τ _s (min)
Percentil 50	52.80	0.6950	0.8122	1385.97	100.54

En la figura 5 se representa el diagrama combinatorio de parámetros. En la parte inferior de cada columna del diagrama combinatorio de parámetros se indican los parámetros que se han variado para optimizar el conjunto de eventos, y en la parte superior se representa la distribución de las eficiencias alcanzadas mediante los percentiles del 10, 25, 50, 75 y 90% y la media de las eficiencias.

También se observa que manteniendo los cinco parámetros constantes en todas las simulaciones las eficiencias obtenidas no son buenas y dan como resultado una media de 0.572. Cuando se optimiza un parámetro aunque los cuatro restantes se mantengan constates la eficiencia media alcanzada mejora notablemente para los parámetros ϕ , S_C , $y S_0/S_C$, mejora algo para el parámetro τ_{Sb} y apenas mejora cuando se optimiza el parámetro τ_S . Si se observa el gráfico en general, destaca el hecho que las mejores eficiencias medias siempre se alcanzan cuando el parámetro ϕ es optimizado. También se observa que dejar de optimizar el parámetro S_0/S_C es el que menor influencia tiene en la eficiencia media alcanzada y aunque este parámetro de manera individual tiene mucha influencia en combinación con el resto de parámetros su influencia es menor.



Figura 5 – Diagrama combinatorio de parámetros del modelo R³GeM de la función objetivo *E.* (*Parameter Combinatorial Diagram of model R³GeM of objective function E.*)

Se puede concluir observando está figura que el parámetro ϕ es el parámetro de mayor influencia, seguido de $S_{C.}$

También se puede representar mediante el diagrama combinatorio la distribución de valores obtenidos de un determinado parámetro. En la figura 6 se muestra la distribución de los valores del parámetro ϕ .



Figura 6 – Distribución del parámetro ϕ asociado al diagrama combinatorio de parámetros del modelo R³GeM (Distribution of parameter ϕ asociated of Parameter Combinatorial Diagram of model R³GeM.).

Como se puede observar en la figura 6 el valor solo varia en aquellos casos que se actúa sobre el parámetro, manteniéndose constante en el resto de los casos. En importante observar como al aumentar el número de parámetros que se optimiza aumenta la dispersión de los valores del parámetro. Esto puede deberse a la interacción de los parámetros en los procesos propios del modelo.

En la figura 7 se muestra la comparación entre la distribución de las eficiencias y de los parámetros obtenidos mediante la optimización de todos los parámetros o mediante la optimización del parámetro ϕ únicamente.



eventos frente a la distribución obtenida optimizando únicamente el parámetro \phi. (Efficiency and distribution of the optimal parameter values compared with the distributions obtained optimizing only parameter ϕ)

Con los resultados de este análisis se ha concluido que utilizar un único conjunto de parámetros para todos los eventos no da buenos resultados. Esta conclusión es bastante lógica ya que es de esperar que las condiciones de la cuenca cambien de un evento a otro.

Calibración del modelo R³GeM

Una vez realizado el análisis para proceder con la calibración se ha decidido fijar cuatro de los parámetros S_C , S_0/S_C , τ_{Sb} y τ_S y variar el parámetro ϕ en cada evento. Esta decisión viene motivada por las conclusiones que se obtienen del diagrama combinatorio de parámetros donde se observa que si se mantienen todos los parámetros constantes las simulaciones son en general pobres pero con solo ajustar el parámetro ϕ las eficiencias mejoran más que con cualquier otro parámetro. Intentar ajustar más o todos los parámetros aumentaría la incertidumbre para definirlos y la mejora no sería mucho mayor.

Teniendo en cuenta que el parámetro ϕ controla la proporción de pérdidas del agua infiltrada, se han buscado relacionar este parámetro del modelo R³GeM con valores que pueda indicar el estado inicial de la cuenca y las características propias del evento de lluvia. Para ello, se propone las siguientes expresiones empíricas, (4) y (5):

$$\phi_F = \chi + a \tag{4}$$

$$\chi = b_1 P_T + [b_2 P_{21} + b_3 Q_0 D] / [I_M \sigma_P / T_P]^2$$
(5)

donde:

 ϕ_E : Parámetro ϕ del modelo R³GeM obtenido a partir de la ecuación empírica

 χ : Variable intermedia para cada evento

a : Termino independiente de la recta de ajuste entre la variable χ con el parámetro ϕ

 P_{T} : Precipitación total del evento en mm

 P_{21} : Precipitación en los veintiún días anteriores al evento en mm

 Q_0 : Caudal al inicio del evento en mm/s

D: Duración del evento de lluvia en segundos

 I_M : Intensidad media de los pulsos no nulos del evento en mm/h

 σ_p : Desviación típica de la distribución de la lluvia del evento en min

 T_p : Momento de primer orden de la distribución de la lluvia del evento en min

 b_1 , b_2 y b_3 : Parámetros de ajuste de la ecuación en mm⁻¹ para b_1 y en mm/h² para b_2 y b_3

Para la calibración del modelo R³GeM en la cuenca de Aixola se han seleccionado doce eventos de los treinta y siete disponibles de la optimización inicial anteriormente desarrollada. A partir de la distribución de óptimos obtenidas se ha elegido la mediana para los parámetros de almacenamiento S_C y S_0/S_C y los de tiempos de circulación τ_{5b} y τ_5 de los doce eventos seleccionados (Tabla2).

Tabla 2 – Mediana del conjunto de parámetros óptimos. (Median of optimal parameters' set.).)

	S_C	S_0/S_C	$ au_{Sb}$	$ au_S$
	(mm)		(min)	(min)
Percentil 50	59.67	0.6970	1478.34	110.15

Manteniendo constante el valor de estos cuatro parámetros se ha vuelto a optimizar las simulaciones ajustando únicamente el valor de ϕ . Con los valores del parámetro ϕ obtenidos y las características de los eventos (Tabla 3) se ha ajustado los parámetros de ajuste b_1 , b_2 y b_3 de la ecuación 5 buscando la máxima correlación entre los valores del parámetro ϕ optimizados y los valores de la ecuación empírica (Tabla 3 y figura 8). De esta manera se ha definido la expresión para la estimación del parámetro ϕ en la cuenca de Aixola (Ecuación 6).

$$\phi_E = 0.8029 + 3.3149 \cdot 10^{-4} P_T + \frac{\left[9.6736 \cdot 10^{-5} P_{21} + 9.1221 \cdot 10^{-3} Q_0 D\right]}{\left[I_M \sigma_P / T_P\right]^2}$$
(6)

Tabla 3 – Optimización del parámetro ϕ manteniendo los otros parámetros con la mediana. Valores de las variables observadas en los doce eventos utilizados en la calibración. (Optimization of parameter ϕ when the remaining parameters are given their median values. Values of the variables observed for the twelve calibration events.)

Evento	ϕ_{Opt_Med}	P_T	P_{21}	$Q_0 D$	I_M	$\sigma_{_P}/T_{_P}$	$\phi_{_E}$
		(mm)	(mm)	(mm)	(mm/h)		
Aix_01	0.8365	193.30	15.40	7.01	1.90	0.8193	0.8399
Aix_04	0.6524	59.00	210.00	11.20	1.86	0.4657	0.6598
Aix_10	0.7687	72.00	101.80	10.78	2.25	0.5535	0.7571
Aix_11	0.8349	281.60	33.20	19.30	2.31	0.7334	0.8336
Aix_14	0.8189	60.20	61.60	2.92	2.56	0.6756	0.8120
Aix_17	0.7919	59.60	188.20	3.20	3.06	0.4388	0.7964
Aix_20	0.7992	100.80	333.00	19.86	3.02	0.5402	0.7564
Aix_22	0.8226	68.80	91.00	1.22	3.62	0.6593	0.8223
Aix_25	0.7754	111.80	198.20	9.21	2.31	0.5863	0.7839
Aix_32	0.7707	91.80	38.80	4.52	1.81	0.5394	0.7862
Aix_35	0.7933	73.90	106.70	2.64	2.48	0.4883	0.8039
Aix_37	0.7104	113.50	75.50	11.21	1.40	0.6919	0.7236

Una vez calibrado el modelo a partir de los doce eventos, con los valores de la tabla 2 y la ecuación 6 se han validado los resultados de esta calibración en los veinticinco eventos restantes. En la figura 9 se representan las eficiencias alcanzadas en cada evento en los eventos calibrados y en los validados junto con la eficiencia máxima alcanzada en la optimización.

En la figura 9 se aprecia como tanto en los eventos calibrados como en los validados las eficiencias aunque inferiores a los óptimos son en general buenas excepto en cuatro eventos validados donde la eficiencia alcanzada en las simulaciones no ha sido buena. En la figura 10 se muestran los hidrogramas resultantes de cuatro eventos, Los eventos Aix_17 y Aix_32 se corresponden a eventos con los que se ha calibrado el evento y los eventos Aix_15 y Aix_34 con los que se ha validado el modelo.



Figura 8 – Valores del parámetro ϕ obtenidos mediante optimización frente los obtenidos mediante la ecuación empírica. (Values of parameter ϕ _obtained through optimization against those obtained using the empirical equation.)



Figura 9– Eficiencias en los eventos calibrados y validados respecto a la eficiencia máxima alcanzada en la optimización de cada evento. (*Efficiencies of the calibration and validation events compared to the maximum efficiency values obtained optimizing each event.*)



Figura 10– Simulaciones resultantes de la calibración y validación del modelo. Los eventos Aix_17 y Aix_32 se corresponden a eventos con los que se ha calibrado el modelo y los eventos Aix_15 y Aix_34 eventos en los que se ha validado el modelo. (*Calibration and validation model runs. Events Aix_17 and Aix_32 correspond to events used for calibration, whereas Aix_15 and Aix_34 were used for model validation.*)

5. CONCLUSIONES

En primer lugar y como paso previo, se ha constatado la validez del R³GeM como modelo para simular los hidrogramas de eventos de gran magnitud y larga duración donde la escorrentía por saturación y el flujo subsuperficial tienen más importancia.

El análisis mediante el diagrama combinatorio permite visualizar rápidamente la influencia de cada parámetro individualmente y en combinación con el resto de los parámetros.

Del análisis se concluye que el parámetro ϕ es el parámetro más influyente en los resultados del modelo.

Se ha calibrado el modelo para la cuenca de Aixola proponiendo una expresión que relaciona el parámetro ϕ del modelo con las características del evento.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen al Departamento para el Desarrollo Sostenible de la Diputación Foral de Gipuzkoa, en especial a Patxi Tames y Andoni Da Silva con los que se ha trabajado en el marco del proyecto "Análisis y cuantificación de la escorrentía superficial en pequeñas cuencas del territorio histórico de Gipuzkoa" por toda la información y ayuda facilitada.

6. REFERENCIAS

- Agirre, U., Goñi, M., Lopez, J.J., Gimena, F.N., (2005). Application of a unit hydrograph based on subwatershed division and comparison with Nash's instantaneous unit hydrograph. Catena, 64(2-3): 321-332.
- Ambroise, B., Beven, K., Freer, J., (1996a). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. Water Resources Research, 32(7): 2135-2145.
- Ambroise, B., Freer, J., Beven, K., (1996b). Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. Water Resources Research, 32(7): 2147-2159.
- Band, L.E., Patterson, P., Nemani, R., Running, S.W., (1993). Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. Agricultural and Forest Meteorology, 63(1-2): 93-126.
- Beven, K., (1994). TOPMODEL and GRIDTAB: A user's guide to the distribution versions (94.01). Tech. Rep. TR/10/94.
- Beven, K., (1997). TOPMODEL: A critique. Hydrological Processes, 11(9): 1069-1085. Beven, K., Germann, P., (1982). Macropores and water flow in soils. Water Resources
- Research, 18(5): 1311-1325. Beven, K.J., Kirkby, M.J., (1979). A Physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol Sci Bull Sci Hydrol 24(1): 43-69
- of basin hydrology. Hydrol Sci Bull Sci Hydrol, 24(1): 43-69. Chen, X., Chen, Y.D., Xu, C.Y., (2007). A distributed monthly hydrological model for integrating spatial variations of basin topography and rainfall. Hydrological Processes, 21(2): 242-252.
- Dunne, T., Black, R.D., (1970). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resour. Res., 6(2): 478-490.
- Dunne, T., Moore, T.R., Taylor, C.H., (1975). Recognition and prediction of runoffproducing zones in humid regions. Hydrol Sci BULL Sci Hydrol, 20(3): 305-327.
- Eckhardt, K., (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. Hydrological Processes, 19(2): 507-515.
- Goñi M., López J.J., Gimena F.N. (2012a). Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model. I: Parameter application and analysis. Hydrological Processes, In Press.
- Goñi M., López J.J., Gimena F.N. (2012b). Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model. II: Analysis, calibration and validation. Hydrological Processes, . In Press.
- Iorgulescu, I., Musy, A., (1997). Generalization of topmodel for a power law transmissivity profile. Hydrological Processes, 11(9): 1353-1355.

- Kirkby, M. J. (1975). Hydrograph modelling strategies. in Peel, R., Chisholm, M., and Haggett, P. (Eds), Process in Physical and Human Geography, Heinemann, London. pp. 69-90.
- Kirkby, M. J., Weyman, D. R. (1974). Measurements of contributing area in very small drainage basins. Seminar Series B, No. 3. Department of Geography. University of Bristol, Bristol.
- Kirkby, M.J., Chorley, R.J., (1967). Throughflow, overland flow and erosion. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 12(3): 5-21.
- Lane, S.N., Brookes, C.J., Kirkby, M.J., Holden, J., (2004). A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. Hydrological Processes, 18(1): 191-201.
- Llorens, P., Gallart, F., Latron, J., Poyatos, R., Rubio, C., Garcia-Pintado, J., (2006). TOPBAL: A TOPMODEL version developed for an improved simulation of the water balance of diverse vegetation types. In: E.G. Union (Editor), European Geosciences Union 2006, Vienna.
- Lloyd, C.D., Atkinson, P.M., (2002). Deriving DSMs from LiDAR data with kriging. International Journal of Remote Sensing, 23(12): 2519-2524.
- López, J.J., F.N. Gimena, , J.V. Giráldez J.L. Ayuso y M. Goñi (2012): Comparative analysis of a geomorphology-based instantaneous unit hydrograph in small mountainous watersheds. Hydrological Processes. 26:2909-2924.
- López, J.J., Gimena, F.N., Goñi, M., Agirre, U., (2005). Analysis of a unit hydrograph model based on watershed geomorphology represented as a cascade of reservoirs. Agricultural Water Management, 77(1-3): 128-143.
- Mosley, M.P., (1982). subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. Journal of Hydrology, 55(1-4): 65-92.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3): 282-290.Niu, G.Y., Yang, Z.L., Dickinson, R.E., Gulden, L.E., (2005). A simple TOPMODEL-
- Niu, G.Y., Yang, Z.L., Dickinson, R.E., Gulden, L.E., (2005). A simple TOPMODELbased runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. Journal of Geophysical Research D: Atmospheres, 110(21): 1-15.
- Ostendorf, B., Manderscheid, B., (1997). Seasonal modelling of catchment water balance: A two-level cascading modification of topmodel to increase the realism of spatio-temporal processes. Hydrological Processes, 11(9): 1231-1242.
- Piñol, J., Beven, K., Freer, J., (1997). Modelling the hydrological response of mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. Hydrological Processes, 11(9): 1287-1306.
- Powell, M.J.D., 1964. An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. The Computer Journal, 7: 155-162.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1986. Direction Set (Powell's) Methods in multidimensions. Numerical Recipes in Fortran 77: the Art of Scientific Computing: 406-413.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T., (2000). Stormflow generation in steep forested headwaters: A linked hydrogeomorphic paradigm. Hydrological Processes, 14(3): 369-385.
- Tani, M., (1987). On researching effects of forest soil on runoff properties. Water Science, 177: 35-61.
- Troch, P.A., Smith, J.A., Wood, E.F., de Troch, F.P., (1994). Hydrologic controls of large floods in a small basin: central Appalachian case study. Journal of Hydrology, 156(1-4): 285-309.
- 156(1-4): 285-309. Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S., Hosoda, I., (1994). Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. Water Resources Research, 30(4): 879-890.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T., (1988). Runoff processes on a steep forested slope. J. Hydrology, 102(1-4, Sep.30, 1988, p.165-178.).
- Wang, J., Endreny, T.A., Hassett, J.M., (2005). A flexible modeling package for topographically based watershed hydrology. Journal of Hydrology, 314(1-4): 78-91.
- Wang, J., Endreny, T.A., Hassett, J.M., (2006). Power function decay of hydraulic conductivity for a TOPMODEL-based infiltration routine. Hydrological Processes, 20(18): 3825-3834.
- Woods, R.A., Sivapalan, M., Robinson, J.S., (1997). Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. Water Resources Research, 33(5): 1061-1073.
- Yue, S., Hashino, M., (2000). Unit hydrographs to model quick and slow runoff components of streamflow. Journal of Hydrology, 227(1-4): 195-206.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A

Agirre, U.	
Alcalá, F. J.	
Álvarez-Álvarez, L.	
Antigüedad, I.	
Aravena, R.	
Astui, O.	

B

Bâ. K. M	
Boy. M	
Brusi. D.	
,	

С

Castiella, A	
Custodio, E	435, 439, 535, 549

D

Daniele, L	559
de Gonzalo-Aranoa, C.	
De la Hera Portillo, A.	
Díaz Teijeiro, M. F	
Díaz-Noriega, R.	

E

Erro, J.	
Espinosa, S	

F

Fernández-Álvarez, J. P.	
Folch, A.	
Font E	
1 0110, 2211	

G

García, A	
García-Viñas, J. I.	
Gastón-González, A	
Gimena, F	
Gisbert-Gallego, J.	
González-Ramón, A	
Goñi, M	
Gorria, C.	

H

Heredia, J.	
Higueras, H.	
Hornero, J	
Huelin-Rueda, P	

L

Lambán, L. J Llanos, H López, J. J447, 479, 571,	535 563 581
Μ	
Manzano, M.	505 471 485 513 485 521 559 421 427 505 541
N	
Naranjo, G	435
0	
Ortega, L427, 455, 463, 501,	505
Р	
Pérez-Paricio, A Puig, R.	485 439
R	
Rebolé, J. P	479 521 485 505 513
S	
Sánchez-Martos, F	559 439
V	
Vallejos, A	559
Z	
Zabaleta, A 421,	513



Chairpersons:

Albert Casas Ponsati Alex Marcuello Pascual Fernando Monteiro Santos Manuel Senos Matias

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Simulación numérica acoplada de la extracción de un fluido en un acuífero y de su anomalía gravimétrica asociada. Coupled numerical simulation of fluid extraction in an aquifer and its associated gravimetric anomaly
Métodos geoeléctricos aplicados a la caracterización y seguimiento de la planta piloto de almacenamiento de CO2 (Hontomín, Burgos) Geoelectrical Methods applied to characterize and monitor the Pilot CO2 Storage Plant (Hontomín, Burgos)595 Alex Marcuello, Juanjo Ledo, Pilar Queralt, Xènia Ogaya, Lena Escalas, Perla Piña, David Bosch, Eloi Vilamajó, Fabián Bellmunt
Sistemas GPR 3D multicanal: Aplicaciones en ingeniería y arqueología Multichannel 3D GPR array systems: From engineering to archaeology
Ensayo de geofísica pasiva en la cuenca neógena del Vallès-Penedès (Centro de Catalunya) Passive geophysical test in Neogene basin of Vallès-Penedès (Centre of Catalunya)
Estudio GPR de la estructura interna del campo dunar de Xagó, costa norte española GPR survey of the internal structure of Xagó dune field, Spanish north coast
Prospección geofísica multisistema en el yacimiento arqueológico de Irulegi (Lakidain, Nafarroa) Multi-system geophysical survey at the archaeological site of Irulegi, Navarre
Interpretación integrada de la geofísica realizada en las lagunas de Estaña (Huesca) Integrated interpretation of the geophysical works carried out at the Estaña lakes (Huesca Spain)
Evaluación de puentes de arco de fábrica mediante GPR: El Puente Lubians (Galicia, España) Evaluation of masonry arch bridges by GPR: The Lubians Bridge (Galicia, Spain)
Análisis comparativo de la resolución de las técnicas SASW, ReMi y <i>crosshole</i> para reconocer el perfil de rigidez en un terrene unhane
Comparision of the resolution of SASW, ReMi and crosshole techniques in order to establish the stiffness profile of an urban terrain
Correlaciones empíricas entre la velocidad de propagación de las ondas S (Vs) y otros parámetros geotécnicos para
los suelos de Madrid Emprirical correlations of shear wave velocity (Vs) with other geotechnical parameters of soils in Madrid
Impacto mediático de la geofísica aplicada. Caso: la prospección geofísica en el Parque Federico García Lorca, Alfacar (Granada) <i>Media impact of applied geophysics. Case: geophysical prospecting in the Federico García Lorca Park, Alfacar</i> (Granada)
Geofísica para la caracterización hidrogeológica de la Cuenca de Lerma (Zaragoza) Geophysics for the hydrogeological study of the Lerma Basin (Zaragoza)

Correcciones en microgravimetría relativa para investigación hidrogeológica	
<i>Corrections in relative microgravity for hydrogeological research</i>	59
J. L. Plata, F. M. Rubio, P. Ibarra	

Alterações nos Gradientes de Temperatura Provocadas por Circulação de Água no Solo <i>Thermal Gradient Changes Caused by Water in the Soil</i>
Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal Introducing an advanced multi-channel GPR methodology for mapping utilities within a footpath
Detección y caracterización de fallas activas mediante tomografía de resistividad Detection and characterization of active faults by resistivity tomography
Transecta magnetotelúrica Topoiberia: distribución de resistividades corticales bajo la Cordillera Cantábrica occidental, El Bierzo, Montes de León y Sanabria <i>Topoiberia Magnetotelluric Transect: a cortical distribution of resistivities in the western Cantabrian Mountains, El</i> <i>Bierzo, Montes de Leon and Sanabria</i>
Determinación de la detectabilidad y de las capacidades de monitoreo del método CSEM en el Laboratorio de Investigación sobre el almacenamiento geológico de CO2 en Hontomín (Burgos) Assessing the detectability and monitoring capabilities of the CSEM method at the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos)
Densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes en el área metropolitana de Granada (España) Soil densification due to seismic movement in Granada (Spain)
Evaluación de estructuras seleccionadas en la Depresión Intermedia como posibles almacenes de CO2. Estudios preliminares: modelización gravimétrica 3D <i>Assessment of Depresion Intermedia structures as potential CO2 storage sites. Preliminary studies: 3D gravimetric modelling</i>
Un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural en las series temporales magnetotelúricas A new method to identify cultural noise sources in magnetotelluric time-series
Magnetotelluric characterization of a deep saline aquifer: using a priori information to determine its capability as CO2 storage site
Resultados preliminares de la caracterización magnetotelúrica 3-D del subsuelo de la Planta de Desarrollo Tecnológico de Hontomín (Burgos) para el almacenamiento geológico de CO ₂ Preliminary results of the 3-D magnetotelluric characterization of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos) for geological storage of CO ₂
Mapping of water content distribution in sandy soil through electrical resistivity measurements
The origins of groundwater salinity in some valleys at Santiago Island (Cape Verde)
Simulación numérica acoplada de la extracción de un fluido en un acuífero y de su anomalía gravimétrica asociada.

Coupled numerical simulation of fluid extraction in an aquifer and its associated gravimetric anomaly.

José Paulino Fernández Álvarez⁽¹⁾ y Adriana Sánchez Morán⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Explotación de Minas. Área de investigación y prospección de yacimientos.

Universidad de Oviedo. adriana@hydrogeophysicsndt.com

SUMMARY

Fluid injection or extraction in a porous medium is an extremely important problem for different fields: groundwater use, artificial recharge and CO_2 capture, just to mention a few. The hydrogeological monitoring of these events is expensive or simply impossible in many instances. The mass variation linked to the piezometric head change generates gravimetric anomalies that can be detected using modern existing microgravity instruments of improved precision offering, therefore, a complementary monitoring strategy.

This paper describes how a finite element coupled numerical simulation of an injection/extraction process in a porous media can be coupled to the corresponding gravimetric simulation of its anomaly. This is performed using COMSOL. The result allows the use of microgravity measurements for calibrating hydraulic parameters or, at least, for adding consistency to the inversion process, following the task of following the evolution of the fluid in the medium.

1. INTRODUCCIÓN

El uso de las técnicas geofísicas para la caracterización del movimiento de los fluidos en el terreno, permite efectuar un seguimiento hidrogeológico de los diferentes fenómenos asociados a las aguas subterráneas. De igual forma, permite monitorizar otros procesos de interés, como la prospección de recursos (petróleo y gas) o el seguimiento y control de la inyección o extracción de fluidos en medios porosos (inyección de CO_2 , explotación de acuíferos).

Su uso es especialmente útil cuando el seguimiento mediante las técnicas tradicionales es caro o incluso inviable, debido a diversos factores, como la inaccesibilidad a las zonas de estudio, trabajos en zonas urbanas, escasez de datos, etc.

Dado que existe una relación directa entre las propiedades geofisicas del terreno y ciertos parámetros hidrogeológicos, especialmente en los relacionados con la estructura interna y con la presencia y movimiento de fluidos y contaminantes, se puede pretender realizar una estimación cuantitativa de estos parámetros, véase Christiansen et al. (2011), normalmente limitada a la toma de datos en el terreno.

Esto permitiría efectuar posteriormente la calibración de los modelos hidrogeológicos, basándose en parámetros hidráulicos que derivan de datos geofísicos, lo cual recibe el nombre de "inversión hidrogeofísica" o "inversión conjunta de parámetros" ("joint inversion"), cuyo esquema de trabajo se muestra en la Figura 1.



Figura 1 - Inversión hidrogeofísica: a partir de los resultados de un modelo geofísico se puede obtener una primera estimación de los parámetros hidráulicos a introducir en un modelo hidrológico. (Hydrogeophysical inversion) (Modificado de Binley et al. 2010)

2. CONTEXTO Y OBJETIVOS

En el contexto de este estudio, está previsto que en el pozo Montsacro, situado en Asturias, y propiedad de la empresa minera HUNOSA, se realice una inyección de CO_2 en una capa de carbón no explotada, con el fin de valorar la posibilidad de capturar dicho gas y de recuperar simultáneamente CH_4 .

Se pretende realizar el seguimiento mediante técnicas geofísicas (en concreto gravimetría) de la evolución del fluido en el interior de la capa tras la inyección, para lo cual se están efectuando varias campañas de toma de datos topográficos y gravimétricos a lo largo de las galerías del interior de la mina.

Los gravímetros actuales, con una precisión del orden de micro-gales, permiten obtener datos reales de la anomalía gravimétrica generada por los cambios de densidad del terreno, debido a la existencia de cavidades, mineralizaciones o fluidos, lo que va a permitir modelizar numéricamente el comportamiento del fluido inyectado en la capa tras la inyección.

En este estudio se pretende seleccionar un código de simulación que permita calcular, mediante el método de elementos finitos, la anomalía gravimétrica asociada a la variación de la densidad del subsuelo tras la inyección.

Se pretenden dar así los primeros pasos para realizar la inversión hidrogeofísica, que permitirá posteriormente calibrar los parámetros hidráulicos del subsuelo a partir de los datos geofísicos experimentales obtenidos en el pozo Montsacro.

3. SELECCIÓN DEL CÓDIGO

Para simular un problema de este tipo, se requiere un código de simulación capaz de resolver:

- Un problema directo hidrogeológico: se ha obtenido en primer lugar, la variación piezométrica asociada a la extracción de agua de una capa horizontal a través de un pozo de bombeo a caudal constante. Este modelo admite solución analítica.
- Un problema directo gravimétrico: por otra parte, se ha calculado la anomalía generada por la existencia de una lámina de baja densidad en el subsuelo. Este modelo admite solución analítica.
- El acoplamiento entre ambas físicas: finalmente se ha modelizado la anomalía gravimétrica asociada al cambio de densidad en el subsuelo producido por la extracción de agua a través de un pozo de bombeo en una capa

Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias, España. pauli@uniovi.es ⁽²⁾ Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos.

horizontal. Esto se ha realizado dentro de la misma simulación, sin necesidad de emplear dos códigos distintos.

Por las características que presenta, para efectuar estas simulaciones se ha seleccionado el código COMSOL Multiphysics, un entorno de modelización que permite el acoplamiento entre diferentes físicas sobre diferentes geometrías, con un mallado muy flexible. La interacción entre los diferentes fenómenos físicos se consigue mediante el acceso a las ecuaciones de gobierno, permitiendo la creación y modificación de las variables y parámetros, en función del problema a resolver, mediante un lenguaje de programación de tipo Java o Matlab[®].

Se basa en el método de elementos finitos, que permite encontrar una solución aproximada a un problema en derivadas parciales, que describen muchos de los fenómenos físicos conocidos, resolviendo así numerosos problemas de ingeniería.

Tras la ejecución de las simulaciones, es necesario efectuar la verificación analítica de los resultados obtenidos, comprobando así que este software de modelización es capaz de resolver de forma numérica los problemas planteados, con un margen de precisión tolerable.

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Ecuación general de flujo subterráneo

En el caso del flujo subterráneo en medio poroso, los principios físicos relevantes son la ley de Darcy y la ley de conservación de la masa, visto en Fitts (2002). Combinando las relaciones matemáticas que describen estos principios, es posible llegar a la ecuación general de flujo subterráneo, en la que se basa la resolución por métodos numéricos del problema hidrogeológico, y que se muestra a continuación.

$$\rho \cdot S_{SC} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \left\{ -\frac{k_0}{\mu} (\nabla p - \rho \cdot g \cdot \nabla D) \right\} = Q_m \tag{1}$$

Donde ρ es la densidad del fluido (kg·m⁻³), S_{SC} el coeficiente de almacenamiento específico (Pa⁻¹), p la presión (Pa), k_0 la permeabilidad intrínseca (m²), μ la viscosidad dinámica (Pa·s), g la aceleración de la gravedad (m·s⁻²), D el campo potencial debido a la cota (m) y Q_m la fuente de masa (kg·m⁻³·s⁻¹).

En el primer término de la ecuación aparece la derivada temporal de la presión, la variable dependiente, y representa la variación de masa por unidad de volumen a lo largo del tiempo. El segundo término, donde intervienen las derivadas espaciales, muestra la variación de la presión en función de la posición, y representa el flujo por unidad de volumen, es decir, las entradas y salidas de masa del sistema. En el segundo miembro de la ecuación aparece la fuente de masa, que en este caso estaría representada por la inyección o extracción de fluido a través del pozo.

Solución de Theis para pozo de bombeo

Para la verificación analítica de los resultados obtenidos en las simulaciones numéricas del problema hidrológico, se ha utilizado el método de Theis, en Kresic (2011), que describe el flujo subterráneo en estado transitorio hacia un pozo totalmente penetrante en un acuífero confinado, y que es la base para numerosos métodos de análisis de ensayos de bombeo.

La solución de Theis permite obtener el descenso de los niveles piezométricos en cualquier instante tras el comienzo del bombeo, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u) \tag{2}$$

Donde *s* (m) es el descenso, Q la tasa de bombeo constante durante el ensayo (m³·s⁻¹), T la transmisividad (m⁻¹), y W(u) es la función de pozo o función de Theis, que depende del parámetro adimensional u, que se define como:

1

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t} \tag{3}$$

Donde r es la distancia del pozo de bombeo al punto de medida (m), S es el coeficiente de almacenamiento (adimensional), y t es el tiempo transcurrido desde el inicio del bombeo (s).

Así, la función de pozo se define como la integral exponencial:

$$W(u) = -\int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$
⁽⁴⁾

0Variación de masa unitaria

Para calcular la anomalía gravimétrica asociada a la extracción de un fluido de una capa horizontal, es necesario obtener la variación de la densidad del subsuelo asociada al descenso de los niveles piezométricos, calculados en la resolución del problema directo hidrogeológico.

Una variación de los niveles piezométricos lleva asociada una variación en la cantidad de masa de fluido contenida en el terreno, y por tanto, en la densidad del subsuelo.

Esta variación de la densidad produce anomalías en la componente vertical de la aceleración de la gravedad, del orden de microgales, detectables mediante los gravímetros actuales, de gran precisión.

De este modo ésta es la variable que va a permitir enlazar el problema hidrológico y el gravimétrico, y que permitirá acoplar ambos problemas en la misma simulación.

Para obtenerla, se parte de la propia definición de coeficiente de almacenamiento específico, que es el volumen de fluido (ΔV_U) que es necesario extraer o introducir en un volumen unitario de acuífero para que su nivel piezométrico descienda o ascienda 1 m (Δh).

Así, el volumen total de fluido desalojado a través de un pozo de bombeo, por unidad de acuífero (ΔV_U), se corresponde con este coeficiente, multiplicado por el descenso total de los niveles (Δh).

$$\Delta V_{U} = S_{s} \cdot \Delta h \tag{5}$$

Por tanto, la variación de masa por unidad de volumen de acuífero, se obtiene multiplicando este volumen por la densidad del fluido, en este caso agua.

$$\Delta m_U = \rho \cdot S_S \cdot \Delta h \tag{6}$$

A este valor se le ha denominado "densidad equivalente", y será la variable que, una vez implementada en el programa, permitirá acoplar ambos problemas.

Ecuación de Poisson para potencial gravitatorio

El potencial gravitatorio satisface la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 U = 4 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \tag{7}$$

Donde U es el potencial gravitatorio (J·kg⁻¹), G la constante de gravitación universal (6.67e-11 J·m·kg⁻¹) y ρ la distribución de la densidad de masa (kg·m⁻³).

Anomalía de Bouguer para lámina finita

Para la verificación analítica de los resultados numéricos obtenidos en la simulación del problema gravimétrico, se ha utilizado la deducción de la anomalía de Bouguer para una lámina infinita, véase Burger (1992).

Adaptando los límites de integración a las dimensiones de una lámina bidimensional horizontal, finita a lo largo del eje x, y considerando un punto de observación situado a una altura H fuera de este dominio, se obtiene finalmente la anomalía gravimétrica generada por la existencia de una lámina de baja densidad en el subsuelo, cuya formulación se muestra a continuación:

$$g_{z} = 2 \cdot G \cdot \left(\rho \cdot dz\right) \int_{arctg - L \\ H}^{arctg - L \\ H} d\theta = 2 \cdot G \cdot \left(\rho \cdot dz\right) \left[arctg + L \\ H - arctg - L \\ H\right]$$
(8)

Donde g_z es la componente vertical de la aceleración de la gravedad (m·s⁻²), ($\rho \cdot dz$) la densidad por unidad de área (kg·m⁻²), *L* la distancia entre el punto medio de la lámina y cada uno de sus extremos, a lo largo del eje x (m), y *H* la distancia entre la lámina y el punto de estudio (m).

5. PROBLEMA DIRECTO HIDROGEOLÓGICO

Modelo conceptual

Se ha calculado la variación piezométrica asociada a la extracción de agua de una capa horizontal a través de un pozo de bombeo a caudal constante. Se ha implementado además, sobre este problema, la variable "densidad equivalente", correspondiente a la variación de masa por unidad de volumen de acuífero, para obtener la redistribución de las densidades, que generará la anomalía gravimétrica una vez acoplado el problema gravimétrico.

Para la simulación en COMSOL se ha considerado un problema bidimensional, de modo que se ha creado un dominio cuadrado de 10000 m de lado, que representa el acuífero horizontal confinado por el que circulará el fluido, con un espesor constante de 10 m.

Se ha trabajado en régimen transitorio, creando un pozo de bombeo en el centro de la capa, de radio 0.22 m, para simular la extracción de agua durante 100 días, con un caudal constante de $100 \text{ m}^3/\text{día}$.

Se establecen los parámetros del material y del fluido, mostrados en la siguiente tabla:

<i>Tabla 1 - Parametros hidraulicos (Hydraulic Parameters)</i>
--

Parámetro	Unidades (SI)	Valor
Densidad del fluido (p)	kg∙m ⁻³	1000
Viscosidad dinámica (µ)	Pa·s	0.001
Permeabilidad (k ₀)	m^2	1.18E-12
Porosidad (ɛ)	-	0.2
Coeficiente de almacenamiento específico (S_S)	m ⁻¹	1E-5

Se establecen las condiciones iniciales (H=50 m), y las siguientes condiciones de contorno:

- Tipo 1 o Dirichlet: se impone un potencial hidráulico H = 50 m en los bordes externos del dominio.
- Tipo 2 o Neumann: se impone un flujo de 100 m³/día en los bordes del pozo de bombeo.

Resultados

Una vez ejecutada la simulación, se muestran los resultados obtenidos sobre el dominio bidimensional, en el entorno del pozo de bombeo (Fig. 2):



Figura 2 – Isopiezas generadas por la extracción de agua de un acuífero horizontal bidimensional, en el entorno del pozo de bombeo, vista en planta. (Hydraulic head isolines)

Estudiando los resultados a la largo de un plano perpendicular al dominio, que pasa por el pozo de extracción, se representa en la

siguiente figura (Fig. 3) el nivel piezométrico a lo largo del eje x, observándose el típico cono de descensos asociado a un pozo de bombeo.



Figura 3 - Cono de descensos asociado a la extracción de agua de un acuífero horizontal bidimensional, vista transversal. (Cone of drawdow)

Tras implementar en el programa la variable "densidad equivalente", en la Figura 4 se representa la variación de la densidad asociada a la variación de los niveles piezométricos en valores absolutos. Se aprecia que tiene una forma inversa al cono de descensos, dado que es en el entorno del pozo donde se produce el mayor desalojo de agua, y es por tanto donde se genera la mayor variación de densidad.



Figura 4 - Variación de "densidad equivalente" asociada al descenso de los niveles piezométricos por bombeo en un acuífero horizontal bidimensional. (Variation of "equivalent density")

Verificación analítica

Se ha efectuado la comparación entre los resultados obtenidos en la simulación numérica con los obtenidos analíticamente mediante la solución de Theis para un pozo de bombeo en acuífero confinado a caudal constante, que se muestra en la figura 5.

Como se puede apreciar, la solución numérica se ajusta muy bien a la analítica, con un margen de error inferior al 1%, fundamentalmente debido a las condiciones de contorno.



Figura 5 - Verificación analítica del problema hidrogeológico mediante la solución de Theis para un pozo de bombeo en acuífero confinado. (Analytical verification of the hydrological problem)

6. PROBLEMA DIRECTO GRAVIMÉTRICO

Modelo conceptual

Para comprobar que COMSOL es capaz de resolver correctamente un problema de este tipo, se ha calculado y verificado analíticamente la anomalía gravimétrica generada por la existencia de una lámina bidimensional de baja densidad en el subsuelo.

Para la simulación, dado que el punto donde se manifiesta la variación de g_z se ubica fuera de la lámina, se ha considerado un problema tridimensional, creando un cubo de 10000 m de lado, que representa el volumen de terreno en el que se encuentran tanto la lámina, de menor densidad que los materiales que la rodean, como los puntos de observación de la anomalía generada.

Por la propia naturaleza de las ecuaciones de gobierno, se trabaja en régimen estacionario.

Se imponen a continuación las siguientes condiciones de contorno:

- Tipo 1 o Dirichlet: se asigna un potencial gravimétrico U = 50 J·kg⁻¹ en los bordes externos del dominio.
- Tipo 2 o Neumann: se modeliza la existencia de una lámina de baja densidad en el plano xy, mediante una condición Neumann, restringida a lo largo del eje x, desde x=4000 hasta x=6000, donde $\Delta \rho = -100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Resultados

Tras ejecutar la simulación, se estudian los resultados en un plano xz, perpendicular a la lámina de baja densidad, en el entorno de la misma, mostrando en la figura 6 las isolíneas del potencial gravitatorio, así como los vectores de campo, perpendiculares al potencial y dirigidos hacia la ausencia de masa simulada por la lámina.



Figura 6 - Potencial gravitatorio y vectores de campo generados por la existencia de una lámina horizontal bidimensional de baja densidad, comprendida entre x=4000 y x=6000. (Gravitational potential and field lines)

Representando la componente vertical del campo gravitatorio, g_z , a lo largo de una línea contenida en este plano xz, situada a 1000 m de altura sobre la lámina de baja densidad (una posible galería de estudio) se obtiene finalmente la gráfica que representa la anomalía gravimétrica generada, que se muestra en la figura 7.



Figura 7 – Valores de la anomalía gravimética observados a lo largo de una línea de estudio situada por encima de la lámina bidimensional. (Gravimetric anomaly generated by the low density sheet)

Verificación analítica

Al igual que para el problema hidrogeológico, se han comparado los resultados obtenidos en la simulación numérica con la solución obtenida de forma analítica (Fig.8).

La solución numérica se ajusta bastante bien a la analítica, con un margen de precisión en el entorno de la lámina no superior al 4%, aunque aumenta en los bordes del dominio, debido a las condiciones de contorno impuestas.



Figura 8 - Verificación analítica del problema gravimétrico. (Analytical verification of the gravimetric problem)

7. ACOPLAMIENTO ENTRE AMBAS FÍSICAS

Una vez que se han resuelto y verificado analíticamente ambos problemas, queda comprobado que COMSOL Multiphysics es capaz de resolver ambos modelos por separado, mediante el método de elementos finitos.

Sin embargo, el objetivo de este estudio es acoplar ambos procesos físicos en la misma simulación, como primer paso para realizar posteriormente una inversión hidrogeofísica y calibrar así los parámetros hidráulicos del subsuelo en base a datos geofísicos reales.

Para alcanzar este objetivo, se ha efectuado una simulación acoplada, en la que se ha calculado la anomalía gravimétrica generada por los cambios de densidad del terreno asociados al descenso de los niveles piezométricos, por extracción de agua de una capa horizontal a caudal constante.

Para ello, se ha resuelto un problema hidrogeológico sobre un dominio bidimensional, obteniendo los niveles piezométricos asociados a la extracción de agua de una acuífero horizontal, a caudal constante, tras 100 días de bombeo.

A continuación, se ha implementado, sobre la misma geometría, la variable "densidad equivalente", que representa la variación de masa asociada al desalojo de agua, y que es por tanto, una redistribución de las densidades del terreno.

Finalmente, y siempre dentro de la misma simulación, se ha creado un dominio tridimensional, un cubo de terreno con una capa horizontal central, bidimensional, sobre la que se ha aplicado la redistribución de densidades obtenida, para obtener así la anomalía gravimétrica generada por el ensayo de bombeo, medida a lo largo de una línea de estudio situada por encima de la capa de baja densidad

Para efectuar el acoplamiento, se ha utilizado una extrusión lineal, un operador de COMSOL especialmente útil a la hora de ensamblar diferentes físicas sobre diferentes dominios o partes de un mismo dominio, de modo que cuando el operador es evaluado en un punto del dominio destino, su valor se calcula en el dominio fuente.

Siguiendo la metodología de los problemas anteriores, se ejecuta la simulación, obteniéndose los resultados que se muestran en la figura a continuación (Fig. 9), donde puede observarse el potencial gravitatorio generado por el pozo de bombeo (situado en el punto central del cubo), en los planos principales del espacio:



Figura 9 - Potencial gravitatorio generado por el pozo de bombeo. (Gravitational potential generated by the pumping test)

Se estudian estos resultados a lo largo de una línea paralela al eje x, situada a 1000 m de altura sobre la capa en la que tiene lugar el bombeo, que podría representar una de las galerías de la mina sobre la que se estuvieran tomando datos de gravimetría.

Así, representando la componente vertical de la aceleración de la gravedad, g_z , se obtiene finalmente, en la gráfica siguiente (Fig. 10), la anomalía gravimétrica generada por un pozo de bombeo en acuífero confinado.



Figura 10 - Anomalía gravimétrica generada por un pozo de bombeo en acuífero confinado. (Gravimetric anomaly generated by the pumping test)

Los resultados obtenidos mediante esta metodología, demuestran que ésta es perfectamente aplicable en problemas reales, con medidas obtenidas directamente con un gravímetro, como las que ya se están recopilando actualmente en las galerías del pozo Montsacro.

8. CONCLUSIONES

En este estudio, se ha demostrado que el código seleccionado, COMSOL Multiphysics, es capaz de acoplar diferentes procesos físicos, basados en diferentes ecuaciones de gobierno y situados sobre diferentes geometrías, con diferente mallado, en una misma simulación, sin necesidad de realizar un tratamiento externo de los datos.

De este modo, se ha puesto a punto una herramienta para calcular la anomalía gravimétrica asociada a la inyección o extracción de un fluido en un medio poroso, dando así los primeros pasos para efectuar posteriormente la inversión hidrogeofísica, utilizando los datos experimentales del pozo Montsacro, para calibrar los parámetros hidráulicos del subsuelo en base a estas mediciones, controlando además la evolución de los fluidos en la capa sobre la que se pretende efectuar la inyección de CO₂.

9. REFERENCIAS

- Binley, A., Cassian, G. and Deiana, R., (2010): Hydrogeophysics: opportunities and challenges. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 51(December), pp.267–284.
- Burger, H.R. (1992): Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface, Prentice Hall PTR.
- Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O. B., Binning, P.J. and Rosbjerj, D. (2011): Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions. Journal of Hydrology, 402(1-2), pp.60–70.

Fitts, C.R. (2002): Groundwater Science, Academic Press.

Kresic, N. (2011): Hydrogeology and Groundwater Modeling, Second Edition, CRC Press.

Métodos geoeléctricos aplicados a la caracterización y seguimiento de la planta piloto de almacenamiento de CO2 (Hontomín, Burgos)

Geoelectrical Methods applied to characterize and monitor the Pilot CO2 Storage Plant (Hontomín, Burgos)

Alex Marcuello⁽¹⁾, Juanjo Ledo⁽¹⁾, Pilar Queralt⁽¹⁾, Xènia Ogaya⁽¹⁾⁽²⁾, Magdalena Escalas⁽¹⁾, Perla Piña-Varas⁽¹⁾⁽³⁾, David Bosch⁽¹⁾, Eloi Vilamajó⁽¹⁾, Fabián Bellmunt⁽¹⁾

⁽¹⁾Inst. Geomodels. Dept. Geodinàmica i Geofisica, Universitat de Barcelona, c/ Martí Franquès, s/n. Barcelona, <u>alex.marcuello@ub.edu</u> ⁽²⁾CIUDEN- Fundación Ciudad de la Energía. Avenida Segunda, 2 (Compostilla). Ponferrada (León)

⁽³⁾IGME – Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1. Tres Cantos (Madrid)

SUMMARY

The long term geological storage of CO_2 is one of more developed options to reduce the presence of this gas in the atmosphere. The CO_2 is stored in a supercritical state, which imposes some pressure and temperature constraints for the reservoir. These conditions are fulfilled for geological reservoirs deeper than 0.8 km. The characterization of this reservoirs and the later monitoring of the CO_2 stored appears as a challenge for the geoelectrical methods in terms of structure resolution and sensitivity to changes. In this work two results are presented. On the one hand we show the geoelectrical characterization obtained by means of the magnetotelluric method of the pilot plant for CO_2 storage in a deep saline aquifer that CIUDEN is developing at Hontomín (Burgos). At the North of the studied area, the simplified model show four main resistivity layers alternating conductive and resistive layers reaching a depth of 1.6 km, however at the South the three upper layers show a more complex structure than the tabular one. On the other hand we present the results obtained with numerical simulation for the monitoring of a foreseen CO_2 plume in the reservoir. These simulations consider instrumentation in planned wells to improve plume monitoring. Two methods are taken into account for this simulation: control source electromagnetics and cross-hole electrical tomography. The results show that the expected increasing of electrical resistivity due to the presence of CO_2 can be monitored with these techniques.

1. INTRODUCCIÓN

El almacenamiento del CO_2 en formaciones geológicas profundas es una de las opciones actuales más desarrollada para reducir la presencia de este gas en la atmosfera. En este campo se aprovecha en parte la experiencia de la industria del petróleo como por ejemplo, la inyección de este gas en el reservorio petrolífero para mejorar la extracción de petróleo (*enhanced oil recovery*, EOR).

Estos almacenes deben cumplir unos ciertos requisitos como la existencia de una formación sello que evite el escape del CO_2 inyectado, o que la roca almacén se encuentre a una determinada profundidad donde la presión y temperatura sean tales que el CO_2 alcance un estado de fluido supercrítico para favorecer el almacenamiento. En condiciones normales estos requisitos se alcanzan a partir de unos 0,8 km de profundidad.

La planta piloto propuesta por Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN) para los ensayos de almacenamiento geológico se halla en la zona de Hontomín (Burgos). El almacén consiste en un acuífero salino situado a 1,5 km de profundidad que cumple con los requisitos anteriores. En esta región existen algunos pozos de exploración petrolera que aportan valiosa información del subsuelo. En este trabajo se presentan los resultados de caracterización geoelectrica y el estudio de la factibilidad del seguimiento del penacho de CO_2 .

La resistividad eléctrica es un parámetro muy sensible a los constituyentes menores de las rocas, p. ej. los fluidos. Como además en este tipo de almacenes se espera un alto contraste entre la resistividad (baja) del acuífero salino y la resistividad (alta) del CO₂, los métodos geoeléctricos (que caracterizan el subsuelo mediante la resistividad eléctrica) serán los candidatos adecuados para realizar el seguimiento de la evolución del penacho de CO_2 .

La conductividad de la formación almacén variará cuando el CO_2 vaya sustituyendo el agua en los poros y fracturas. Tal como indican Nakatsuka et al. (2010) es posible describir cuantitativamente este comportamiento mediante la ley de Archie. En este caso la variación de resistividad se describe por

$$\frac{\rho}{\rho_o} = \left(1 - S_{CO2}\right)^{-n} \tag{1}$$

Donde ρ y ρ_0 son la resistividad de la formación con y sin CO₂, S_{CO2} es la saturación de CO₂ y *n* el exponente de saturación, una magnitud empírica que se ha tomado con un valor de 2 en la fig. 1. Allí se ve como por ejemplo con una saturación del 55% de CO₂ la resistividad del almacén aumenta en un factor cinco.



Figura 1 – Variación de la resistividad de la formación almacén según la saturación de CO₂. (*Resistivity variation in the reservoir rock with CO*₂ saturation.)

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de interés consiste en una zona de unos 3x4 km² en la parte septentrional de la Plataforma Castellana de la cuenca Vasco-Cantábrica (fig. 2). De manera simplificada la trampa geológica se puede describir como un domo anticlinal en el nivel jurásico limitado por dos fallas normales al norte y al sur (fig. 3) y fosilizadas por materiales cretácicos y terciarios. De esta manera la estructura



Figura 2 – Situación de la zona de interés señalada por la flecha negra. Modificado de Tavani et al. (2011). (Situation of the interest area pointed by the black arrow. Modified from Tavani et al. (2011))

anticlinal se suaviza en el techo del Cretácico inferior y desaparece en la base del Terciario.



Figura 3 – Modelo geológico 3D de la zona donde se identifican los principales niveles. Ex. vert.: 1,5. De A. Quintà –Geomodels UB- No publicado. (-3D geological model of the area where the main levels are identified. Vert. exagg. 1.5. From A. Quintà –Geomodels UB- Unpublished) La información facilitada por los pozos de exploración petrolera que se perforaron en la década de los sesenta del siglo pasado (alguno reabierto posteriormente) sirve de apoyo para la elaboración de los datos sísmicos y la interpretación geológica. Desde el punto de vista de los métodos geoeléctricos, las diagrafías permiten construir perfiles de resistividad eléctrica que serán utilizados para las simulaciones.

El almacén principal es un acuífero salino natural de potencia decamétrica y está constituido por dolomitas y calizas fracturadas del jurásico inferior a una profundidad de 1500 m (Hettangiense), de manera que la formación sello serán las series jurásicas del Lias y del Dogger. La formación presenta una porosidad comprendida entre 10-17% y el agua del acuífero tiene salinidad del orden de 60g/L.

3. CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA

A parte de la información aportada por los pozos, y para disponer de una imagen geoeléctrica tridimensional de la zona indispensable para el seguimiento, se planteó un experimento magnetotelúrico. En él se adquirieron datos en 109 estaciones con las cuatro componentes horizontales (dos eléctricas y dos magnéticas) en un rango de frecuencias entre 0,1 y 1000 Hz. La ubicación de las estaciones se muestra en la fig. 4. El experimento se realizó en dos etapas, en una primera se adquirieron las 22 estaciones indicadas por la línea roja (perfil 2), y su interpretación se muestra en la fig. 5.

En dicha figura se observa hacia el norte una estructura principalmente tabular, con una alternancia de capas conductoras y resistentes. El almacén se identifica por la capa conductora a unos 1,4 km de profundidad. En la parte sur la capas buzan hacia el S. Esta discontinuidad coincide con la zona de fallada indicada en la fig. 3.



Figura 4 – Ubicación de las estaciones magnetotelúricas. (Location of magnetotelluric sites).



Figura 5 – Interpretación 2D del perfil 2 de la fig. 4, de Ogaya et al., 2013. (2D model of the profile2 in fig. 4, from Ogaya et al. (2013)).

En una segunda etapa se completaron las 87 estaciones restantes y con ello se han elaborado modelos 3D como el que muestra la fig. 6. En ella se muestra el mismo perfil que el mostrado en la fig. 5 y se comprueba la coincidencia entre ellos, si bien el modelo 3D presenta estructuras más suavizadas debido al proceso de inversión.



Figura 6 - Perfil 2 sobre el modelo 3D. (Profile2 on the 3D model).

4. SIMULACIONES DE SEGUIMIENTO DEL PENACHO DE CO₂

En este apartado se han considerado dos casos y en ambos se emplea instrumentación en pozos. En el primero se ustiliza un método electromagnético con fuente artificial (*Control Source Elelctromagnetics*, CSEM) mientras que en el segundo, la tomografía eléctrica entre pozos (*Cross-hole Electrical Resistivity Tomography*, CHERT).

En el caso de CSEM se ha tomado una fuente emisora en la base del pozo, por debajo del penacho de CO_2 , y las unidades de registro en la superficie. En la fig. 7 se presenta un esquema general de adquisición; basándonos en el, el caso de Hontomín se ha considerado únicamente una fuente en el pozo y los receptores en superficie que corresponde a las partes enmarcadas de la figura. Como fuente electromagnética se ha considerado un dipolo vertical de 1Am a 1500m.



Figura 7 – Esquema del dispositivo CSEM con fuentes en superficie y pozo, de Streich et al., 2010. (Sketck of CSEM array with surface and borehole sources, from Streich et al. (2010))

Para la simulación se ha tomado la inyección de 20kt de CO_2 que para una porosidad del 12% y saturación del 50% en la formación almacén, ocupará un volumen de $5 \cdot 10^5$ m³ (128x128x30m³). Con estas condiciones la resistividad de la formación aumenta en un factor 4 (de 15 a 60 Ω :m). En la fig. 8 se muestra el perfil vertical de resistividad y la posición de penacho a 1500m en el centro del cuadro.



Figura 8 – Izda. Perfil de resistividad, con la variación debida al CO_2 (rojo). Dcha. Ubicación del penacho a 1500m. (Left Resistivity profile, including the variation due to CO_2 (red). Right: Location of CO_2 plume at 1500 m depth)

Los resultados se muestran en la fig. 9.



Figura 9 – Sup.: Amplitud y dirección del campo eléctrico generado por el dipolo antes de la inyección. Medio: Variación de campo provocado por la inyección de CO₂. Inf.: Detalle central de la anterior (*Top: Amplitude and direction of electrical field prior to injection. Middle: Change after CO₂ injection. Bottom: Detail of previous panel).*

En el panel inferior de la figura se observa como la amplitud aumenta hasta cinco veces sobre la ubicación del penacho. La cruz blanca en la figura marca la posición del pozo.

Para la simulación mediante CHERT se han considerado dos pozos verticales y paralelos separados 100m. Cada pozo contiene 28 etem electrodos separados 8 metros entre sí cubriendo 216 m entre las secen profundidades de 1304 y 1520m.

En este caso se han tomado diferentes valores de CO_2 (entre 1 y 10 kt) para simular la evolución. Ahora la porosidad y saturación en la formación almacén se han tomado del 15% y del 40% respectivamente. Con estas condiciones la resistividad de la formación aumenta en un factor 3 (de 10 a 30 Ω :m). En la fig. 10 se muestra el perfil vertical de resistividad para esta simulación y la posición y forma del penacho para 10 kt.



Figura 10 – Izda.: Perfil de resistividad. Dcha.: Posición de los electrodos y del penacho de CO₂. (*Left: Resistivity profile. Right: location of the electrodes and shape of the CO₂ plume).*

Los datos se han tomado según una configuración AM-BN tal como ilustra la fig. 11. En ella también se ve la pseudosección correspondiente al medio estratificado de la fig. 10 (sin CO_2).



Figura 11 – Izda. Configuración en el pozo. Dcha: Pseudosección previa a la inyección de CO₂ (*Left: CHERT array.Right Pseudosection prior to CO*₂).

La pseudosección de resistividad aparente se ha construido asignando al eje vertical a la profundidad media del dispositivo y al eje horizontal la separación entre electrodos (o niveles).

En la fig. 12 se muestra los cambios de la pseudosección con el cambio de la masa de $\rm CO_2$ inyectada a 1500m, tomando un grosor del penacho de 25m.



Figura 12 – Evolución de las variaciones relativas de la pseudosección entre dos instantes consecutivos de la inyección de CO_2 . (Evolution of relative changes in the pseudosection during CO_2 injection).

Así en la parte superior izquierda se observa la variación relativa en los datos cuando se inyecta inicialmente una kilotonelada, y sucesivamente se muestra la variación entre dos momentos consecutivos de la inyección. En la fig. 13 se presenta la variación total respecto de la pseudosección de la fig. 11 al inyectar los 10 kt de CO_2 . En ella se ve un cambio de hasta el 40 % en las medidas que involucran los electrodos próximos al penacho.



Figura 13 – Variación total en la pseudosección al inyectar 10 kt de CO₂ (Overall pseudosection variation after injecting 10 kt of CO₂).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El método magnetotelúrico muestra su potencialidad para la caracterización geoeléctrica tanto en 2D como en 3D en estas condiciones de estudio de hasta dos kilómetros. Los resultados están de acuerdo con la información existente de pozos y los modelos geológicos y sísmicos realizados con el objetivo de caracterizar el almacén. En particular se identifica claramente el acuífero salino, el sello y la falla al sur de la zona.

En las simulaciones de seguimiento con una fuente vertical de 15 Am para CSEM se observa que la amplitud aumenta en un factor dos en la mayoría de estaciones de superficie, pero aquellas que se encuentran justo encima del penacho muestran que su amplitud aumenta en un factor superior a cuatro, lo que permite la detectabilidad del penacho.

En la simulación de la evolución del penacho mediante CHERT se observa que para el dispositivo empleado el cambio aparece en aquellos puntos de la pseudosección que involucran electrodos junto al penacho, por eso las variaciones aparecen sólo en una banda inferior de la pseudosección. Así la zona del sello no muestra alteraciones. En el ejemplo presentado la máxima variación a lo largo de la evolución desde 0 a 10 kt (un 40% aproximadamente) se produce en los cinco primeros niveles de la pseudosección.

En este trabajo se ha mostrado la capacidad del método magnetotelúrico para la caracterización geoeléctrica de almacenes geológicos en acuíferos salinos profundos, así como las posibilidades de seguimiento de las cantidades previstas mediante métodos geoeléctricos con instrumentación en el pozo de inyección y en pozos auxiliares. Para afinar más el procedimiento y asegurar los parámetros petrofísicos sería necesario disponer de muestras de la formación geológica en las condiciones del almacén.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido apoyado económicamente por el proyecto PIERCO2 (CGL2009-07604) del Ministerio de Ciencia e Innovación y fondos FEDER de la UE, la ayuda P711RT0278 del CYTED, y por CIUDEN (contratos FBG305656, FBG305658 y FBG306224).

6. REFERENCIAS

- Ogaya X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà 2013. "First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO₂ Geological Storage: a magnetotelluric 2D characterization" *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 13, 168-179.
- Nakatsuka Y., Z. Xuea, H. Garcia and T. Matsuoka 2010. "Experimental study on CO₂ monitoring and quantification of stored CO₂ in saline formations using resistivity measurements". *International Journal of Greenhouse Gas Control* 4, 2, 209-216.
- measurements". International Journal of Greenhouse Gas Control, 4, 2, 209-216.
 Streich, R, M. Becken and O. Ritter, 2010. "Imaging of CO₂ storage sites, geothermal reservoirs, and gas shales using controlled-source magnetotellurics: Modeling studies" Chemie der Erde Geochemistry **70**, 3, 63-75.
- studies" Chemie der Erde Geochemistry, 70, 3, 63-75
 Tavani S., A. Quintà and P. Granado, 2011 "Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System". *Tectonophysics*, 509, 3-4, 238-253.

Sistemas GPR 3D multicanal: Aplicaciones en ingeniería y arqueología Multichannel 3D GPR array systems: From engineering to archaeology

Alexandre Novo^(1,2), Gianfranco Morelli⁽¹⁾, Dean Goodman⁽²⁾ y Henrique Lorenzo⁽³⁾

(1)Geostudi Astier, Via Nicolodi, 48, 57121, Livorno (Italia), novo@geoastier.it, alexnovo@gpr-slice.es, gf.morelli@tin.it ⁽²⁾Geophysical Archaeometry Laboratory, 20014 Gypsy Ln, Woodland Hills (Estados Unidos), dean@gpr-survey.com ⁽³⁾EUET Forestal, Universidad de Vigo, Campus A Xunqueira s/n, 36005 Pontevedra (España), hlorenzo@uvigo.es

SUMMARY

Ground penetrating radar (GPR) has been one of the most utilized geophysical tools for engineering and archaeological prospection in the last two decades due to its high-resolution data and 3D visualization capabilities. However, the standard methodology is still based on 2D data acquisition and real-time interpretation or low-resolution pseudo-3D surveying. This has significantly limited the use of the technology to small projects and research purposes. Recently, advances in GPR imaging with multichannel 3D GPR array systems have greatly improved the speed and areal coverage of the ground. With the cross-line spacing approaching a 1/4 wavelength of the transmitted microwaves into the ground, multichannel systems have the advantage of complete coverage of a site with no need for interpolation in most cases. Multichannel data require advanced imaging software which provides additional RSP (radargram signal processes) in order to balance the channels and to condition the data prior to imaging. In addition, efficient data processing must be automated and fast in order to handle big amount of data generated by multichannel systems. This work presents recent results acquired with the IDS STREAM systems together GPR-SLICE v7 software for advanced 3D imaging as a new and revolutionary option for noninvasive prospecting in engineering and archaeology.

1. INTRODUCCIÓN

El georradar ha sido una de las técnicas geofísicas más utilizadas para ingeniería y prospección arqueológica en las últimas dos décadas (Conyers y Goodman, 1997; Annan, 2003; Daniels, 2004) debido a su alta resolución y a la posibilidad de analizar los datos en tres dimensiones. Aunque en la última década se ha logrado generar imágenes de resolución completa con sistemas monocanal (Grasmueck et al., 2005; Grasmueck y Viggiano, 2007; Novo et al., 2008) y dichas imágenes permitan detectar con precisión reflectores sutiles previamente no visibles (Novo et al., 2012), el tiempo extra que se necesita para hacer este tipo de adquisición ultra-densa ha minimizado su uso. Por consiguiente, la metodología estándar está todavía basada en adquisición 2D con interpretación de reflectores en tiempo real o estudios seudo 3D los cuales utilizan una malla de adquisición poco densa de perfiles paralelos entre si para posteriormente generar imágenes de baja resolución basadas en una vasta interpolación de datos (Novo et al., 2010).

La nueva generación de equipos GPR multicanal intenta aumentar la densidad de muestreo espacial y la velocidad de adquisición de datos. La principal ventaja de los equipos multicanal es su capacidad de adquirir adecuadamente datos de resolución completa ya que la separación entre los distintos canales de las antenas se aproxima a un cuarto de la longitud de onda transmitida. Esta característica constructiva ha sido recientemente implementada por los principales fabricantes de equipos GPR multicanal. A pesar de que los primeros ensayos con este tipo de sistemas se llevaron a cabo hace más de 15 años (Warhus et al., 1993), su aceptación ha estado limitada por la calidad de los datos y la complejidad de su procesado (Francese et al., 2009). Especialmente, la excesiva diferencia en cuanto a respuesta de los distintos canales imposibilitaba la creación de imágenes de resolución completa a partir de los perfiles individuales. Sin embargo, en los últimos años la mayoría de los fabricantes han sido capaces de solventar este problema y equilibrar las respuestas de los diferentes canales (Linford et al., 2010; Trinks et al., 2010; Simi et al., 2010). Por consiguiente, actualmente, se puede aplicar un flujo de procesado "tradicional" a los radargramas de cada canal y todavía obtener imágenes compensadas por las pequeñas diferencias en las respuestas de cada canal. Además, debido a la alta densidad de adquisición de datos de los equipos multicanal, la necesidad de interpolar entre perfiles es menor (Goodman et al., 2011). Por lo tanto, el tamaño de

pasada (por ejemplo: tuberías o armaduras). En cuanto a dimensiones del sistema, la configuración más estrecha es idónea para zonas de difícil acceso en ambientes urbanos o interiores de edifícios. Las configuraciones más anchas se utilizan para cubrir extensas áreas libres de obstáculos en el menor tiempo posible. Por otro lado, la unidad de control de datos garantiza una alta velocidad de adquisición de los mismos (hasta 1450 trazas por segundo y 520 muestras por cada traza).

2.1. Posicionamiento de los datos

Una parte crucial en la adquisición de datos es el posicionamiento de los mismos con precisión centimétrica. Para ello generalmente se utiliza un sistema GPS-RTK (Real-time kinematic) para espacios abiertos o bien una estación total robótica para espacios cerrados y ambiente urbano donde la cobertura satelital es menor y por ende la precisión de un GPS disminuye. Ambos sistemas de posicionamiento pueden ser conectados al software de adquisición para el correcto posicionamiento de los datos radar en tiempo real.

Obviamente, la adquisición de datos tiene que cumplir ciertas pautas básicas como: las pasadas adyacentes deben superponerse parcialmente para no dejar ningún hueco sin datos y asegurar así un mapeo preciso de los reflectores situados en los bordes de dichas pasadas; las trayectorias deben ser rectas en lo posible, evitando hacer curvas.

las celdas del volumen de datos se puede aproximar al espaciado entre trazas registrado originalmente.

La familia de georradares multicanal llamada "STREAM"

(Subsurface Tomographic Radar Equipment for Assets Mapping) fue

inicialmente desarrollada para cartografíar servicios enterrados (Simi

et al., 2010) por la empresa italiana IDS (Ingegneria dei Sistemi

Spa.). Los sistemas STREAM son modulares, pudiendo formar

matrices compuestas por un número de antenas variable en función

de las necesidades (Figura 1). Por lo tanto, un mismo sistema puede

ser configurado con simple o doble polarización y con anchura variable para cubrir con una sola pasada desde 0.84m a 3.72m. La

doble polarización se usa habitualmente para mapear anomalías

paralelas y perpendiculares a la dirección de adquisición con una sola

2. GEORRADAR MULTICANAL "STREAM"



Figura 1 - Diferentes arquitecturas de la tecnologia STREAM. Imagen cedida por IDS Spa. (Different STREAM architectures. Image courtesy of IDS Spa.)

2.2. Sistema de navegación

Los sistemas STREAM disponen de un sistema de guía con interfaz gráfica para la navegación en tiempo real. Así, el operador puede seguir la trayectoria adecuada y mantener una superposición constante entre pasadas sin necesidad de crear una cuadrícula en la superficie, siendo así más eficiente en el trabajo de campo. Este sistema funciona a través de un software específico llamado Snail'Nav y que ha sido desarrollado por Geocarta para IDS. Este software funciona en paralelo al software de adquisición de datos radar y proporciona una interfaz gráfica para que el operador pueda ver en la pantalla del portátil su navegación en tiempo real. Gracias a este sistema, un solo operador puede hacer la adquisición de datos de manera autónoma.

2.3. Procesado de datos

Debido a la gran cantidad de radargramas generados por estos equipos de adquisición masiva, es común utilizar macros de filtros para agilizar el procesado. Actualmente 1GB de datos se procesa completamente en 30 minutos. El flujo comienza con filtros "básicos": dewow, alineamiento del tiempo cero, ganancia y background removal. Posteriormente se pueden aplicar la migración de Kirchoff 2.5D y la transformada de Hilbert. Tras la aplicación de filtros se genera un cubo de datos con celdas del tamaño igual a la distancia entre canales para así mantener la resolución real de los datos recogidos y evitar la interpolación. Dicho cubo se corta en finas rodajas horizontales (depth-slice), creando una por cada muestra. En este punto generalmente visualizamos dos tipos de cubos de datos: uno preservando valores positivos y negativos de las trazas registradas. Así, la preservación de la polaridad de la traza y la visualización de los datos a través de finas rodajas horizontales pueden ayudar a la identificación de reflectores sutiles de importancia para la correcta interpretación de datos como así se discute en Grasmueck et al. (2005) y Trinks et al. (2010).

El otro tipo de cubo se genera a partir de los datos resultado de aplicar la transformada de Hilbert. Como resultado, los datos se convierten al dominio positivo produciendo imágenes más "simples" que generalmente ayudan a resaltar las anomalías más evidentes. Tras el procesado, el principal objetivo de visualizar los datos procesados es localizar fácilmente estructuras o anomalías de interés. Para ello, el uso combinado de los software GRED HD3 y GPR-SLICE permite una visualización contemporánea de varios cortes del cubo (x,y,z), usar herramientas para la interpretación de estructuras y exportación de estas a software CAD.

En esta comunicación se presentan varios de estos sistemas y ejemplos de su uso en distintas aplicaciones.

3. APLICACIONES EN INGENIERIA CIVIL

3.1. Cartografía de servicios enterrados a gran escala

Una de las aplicaciones con más potencial es la cartografía de servicios enterrados a gran escala (carreteras). El sistema STREAM EM (mostrado anteriormente en la figura 1) es un sistema con doble frecuencia (200-600MHz) y doble polarización (HH y VV). La alta densidad de muestreo (6cm entre perfiles) y a la doble polarización tienen permiten mapear la completa red de tuberías conduciendo el sistema en el sentido de circulación y sin necesidad de cortar el tráfico. El análisis de datos se realiza a través de una visualización de los datos en 3 planos que permite la interpretación de estructuras lineares e hipérbolas en el plano cenital, transversal y longitudinal (Figura 2).

Dentro de esta aplicación, se han desarrollado recientemente nuevos equipos para la cartografía de servicios enterrados bajo las aceras (Col et al., 2012).



Figura 2 - Visualización contemporánea e interactiva de rodaja temporal (parte superior izquierda) sección transversal (parte superior derecha) y perfil longitudinal (parte inferior de la imagen). (Contemporaneous and interactive visualization of time-slice (upper left), cross-section (upper right) and longitudinal profile (bottom par of the image.)

03.2. Tableros de puentes y pavimentos

Para el estudio de tableros de puentes y pavimentos se ha desarrollado recientemente el sistema RIS Hi-Bright. Más concretamente para la detección de espesores, detectar la presencia de focos de humedad, patologías en el hormigón y localizar forjados (Figura 3) y tubos. Este sistema trabaja a 2 GHz de frecuencia central y cuenta con una matriz bipolar densa de 16 antenas, 8 en configuración HH y 8 en VV.



Figura 3 - Rodaja temporal a 3.25ns de datos Hi-Bright permiten ver la malla de armaduras en hormigón. (*Time-slice at 3.25ns of data collected with the Hi-Bright system shows rebar mesh in reinforced concrete.*)

4. PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA

Una versión reducida del sistema anteriormente descrito se transforma en el sistema STREAM X, desarrollado para prospección arqueológica de alta resolución y a gran escala (Novo et al., 2011; Novo et al., 2012). El conjunto se compone de un vehículo que arrastra una matriz de antenas GPR de 1.68m de ancho (Figura 4). Dicha matriz está compuesta por dos módulos de 8 dipolos cada uno. Los dipolos están orientados en paralelo con respecto a la dirección de adquisición (polarización vertical o VV), con un espaciado de 12 cm y una frecuencia central de 200MHz. Manteniendo los parámetros de adquisición masiva para resolución completa el conjunto puede ser conducido a una velocidad máxima de 15 km/h.



Figura 4 - Sistema Stream X en configuración para mapeado arqueológico extensivo. (Stream X system configuration for extensive archaeological mapping.)

El STREAM X es capaz de cubrir a resolución completa 1 hectárea de terreno libre de obstáculos en dos horas y producir imágenes precisas de las estructuras enterradas (Figura 5).



Figura 5 - Renderizado por isosuperficies de datos recogidos con el STREAM X sobre parte de un templo Galo-Romano (las dimensiones son 60mx25m aproximadamente). (Isosurface rendering of STREAM X data colleected over a section of a Gallo-Roman temple (approximate dimensions are 60mx25m.)

5. CONCLUSIONES

El estudio del subsuelo superficial mediante el uso de sistemas GPR multicanal se postula como uno de los métodos más eficientes. La velocidad de adquisición de datos y la alta densidad de muestreo dan como resultado imágenes de alta calidad. Estas ventajas hacen presagiar un incremento en el uso de los sistemas GPR 3D multicanal en diferentes aplicaciones de estudio del subsuelo.

A pesar de la alta resolución de las imágenes conseguidas, es todavía muy difícil mostrar una interpretación completa de los datos radar usando solo imágenes "estáticas" (en formato papel) como en el presente artículo. Además, para una completa comprensión de toda la información contenida en estos datos GPR se necesitaría incorporar tecnología aplicada en otros campos. Visualización e inmersión 3D son métodos comunmente aplicados en la industria del petrolífera pero todavía no incorporados a otras disciplinas como el georradar. Además, la gran cantidad de datos generados por estos equipos chocan con las limitaciones actuales de software y PC's. Por ello, la migración 3D aun no ha sido incorporada en las rutinas de procesado de estos sistemas. Actualmente, podría decirse, que la tecnología georradar multicanal está preparada para la adquisición masiva de datos de resolución completa a gran escala (cientos de hectáreas). Sin embargo, existen todavía limitaciones en cuanto al posicionamiento preciso continuo de los datos a gran escala en zonas de baja cobertura satelital, así como limitaciones para el procesado e interpretación de datos de semejante tamaño.

6. REFERENCIAS

- Annan, A.P (2003): "Ground Penetrating Radar. Principles, Procedures & Applications". Sensors & Software, Inc. Mississauga, ON L4W 2X8, Canada. 286p.
- Conyers, L.B., y D. Goodman (1997): "Ground-Penetrating Radar. An Introduction for Archaeologists". *AltaMira Press. A Division of Sage ublications, Inc.* Walnut Creek, CA (USA).
- Coll, M., A. Novo, C. Simmonds y G. Morelli (2012): "Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal". 7AHPGG: Proceedings.
- Daniels, D.J (2004): "Ground Penetrating Radar". The Institution of Engineering and Technology, London, UK, 726p.
- Goodman, D., A. Novo, G. Morelli, S. Piro, D. Kutrubes y H. Lorenzo (2011): "Advances in GPR Imaging with Multi-channel Radar Systems from Engineering to Archaeology". *Proceedings of the 24th SAGEEP Conference*, Charleston, South Carolina, USA.
- Francese, R.G., E. Finzi y G. Morelli (2009): "3-D high-resolution multichannel radar investigation of a Roman village in Northern Italy". *Journal of Applied Geophysics*, 67, 1, 44-51.
- Grasmueck, M., R. Weger y H. Horstmeyer (2005): "Full-resolution 3D GPR imaging". Geophysics 70 (1), K12-K19.
- Linford, N., P. Linford, L. Martin y A. Payne (2010): "Stepped frequency ground-penetrating radar survey with a multi-element array antenna: Results from field application on archaeological sites". *Archaeological Prospection*, 17, 187–198.
- Novo, A., M. Grasmueck, D. Viggiano y H. Lorenzo (2008): "3D GPR in Archeology: What can be gained from dense data acquisition and

processing?". 12th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 16-19, 2008, Birmingham, UK.

- Novo A, H. Lorenzo, F.I. Rial, M. Solla (2010): "Three-dimensional groundpenetrating radar strategies over an indoor archaeological site: convent of Santo Domingo (Lugo, Spain)". Archaeological Prospection 17, 213– 222.
- Novo, A., R. Sala, G. Morelli, J. Leckebusch y J. Tremoleda Trilla (2011): "Full wave-field recording: STREAM X at Empuries (Girona, Spain)". Archaeological Prospection (extended abstracts) Archaeological and Art Publications ISBN: 978-605-396-155-0. 213-217.
- Novo A, H. Lorenzo, F.I. Rial, M. Solla (2012): "From pseudo-3D to fullresolution GPR imaging of a complex Roman site". *Near Surface Geophysics* 10: 11–15.
- Novo, A., M. Dabas y G. Morelli (2012). "The STREAM X Multichannel GPR System First Test at Vieil-Evreux (France) and Comparison with Other Geophysical Data". *Archaeological Prospection*, **19**, 179-189.
- Simi, A., G. Manacorda, M. Miniati, S. Bracciali y A. Buonaccorsi (2010): "Underground asset mapping with dual-frequency dual-polarized GPR massive array". 13th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 21-25, 2010, Lecce, Italy.
- Simi, A., G. Manacorda y A. Benedetto (2012): "Bridge deck survey with high resolution Ground Penetrating Radar". 14th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 4-8, 2012, Shanghai, China.
- Trinks, I., B. Johansson, J. Gustafsson, J. Emilsson, J. Friborg, C. Gustaffsson, J. Nissen y A. Hinterleitner (2010): "Efficient, large-scale archaeological prospection using true three-dimensional GPR Array System". Archaeological Prospection, 17, 175-186.
- Warhus J.P., J.E. Mast, S.D. Nelson y E.M. Johansson (1993): "Groundpenetrating imaging radar development for bridge deck and road bed inspection". U.S. Department of Energy by the Lawrence Livermore National Laboratory (Contract W-7405-Eng-48). 16 pp.

Ensayo de geofísica pasiva en la cuenca neógena del Vallès-Penedès (Centro de Catalunya)

Passive geophysical test in Neogene basin of Vallès-Penedès (Centre of Catalunya)

Gabàs A.⁽¹⁾, **Macau A.**⁽¹⁾, **Bellmunt F.**⁽²⁾, **Brenner Y.**⁽¹⁾, **Benjumea B.**⁽¹⁾, **Figueras S.**⁽¹⁾ y Vilà M.⁽¹⁾. ⁽¹⁾Institut Geològic de Catalunya, c/ Balmes 209-211, 08006, Barcelona, agabas@igc.cat ⁽²⁾Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona.

SUMMARY

This study is part of a 1:5000 urban geological mapping project of Sant Cugat del Vallès, Rubí and Terrassa urban area located in the Vallès-Penedès Basin (centre of Catalunya), which is carried out by IGC (Geological Institute de Catalunya). This work allows complementing the geological information using geophysical methods in those urban areas where the geology is difficult to characterize because of the lack of direct information from outcrops, surveys or other evidences. The aim of this study is to characterize the subsurface lithology from geophysical methods: the natural source audio-magnetotelluric method and H/V microtremor technique.

The audio-magnetotelluric method (AMT) works in the frequency range of 1Hz to 10^{5} Hz and is an electromagnetic technique that measures the temporal variations of natural electromagnetic fields of the Earth at different frequencies. On the other hand, the H/V microtremor technique is a powerful method, simple and with a very small record time. These features allow covering large areas of study (18 km of longitude in this work) with a low economic cost.

The final integrated geophysical models provide an image of Neogene basin materials of the Vallès-Penedès to the depth where bedrock is detected with location of some shallow and deep targets as fractures or faults.

1. INTRODUCCIÓN

Este trabajo ha sido realizado por la Unidad de Técnicas Geofísicas de l'Institut Geològic de Catalunya (IGC), como soporte a la Unidad de Cartografía Geológica en la realización de los mapas geológicos urbanos. El estudio se enmarca en el proyecto: mapa geológico 1:5000 de la zona urbana del Vallès-Penedès, concretamente en el área urbana de Sant Cugat del Vallès, Rubí y Terrassa.

El trabajo conjunto de estas dos unidades del IGC permite complementar la información geológica existente aplicando métodos geofísicos en aquellas zonas urbanas donde es difícil caracterizar la geología a causa de la falta de información directa de afloramientos, prospecciones u otras evidencias.

Los objetivos del estudio se dividen en uno general y otro más concreto. En primer lugar se pretende definir una metodología basada en el uso de la combinación de diferentes técnicas geofísicas complementarias entre ellas y que sirva de soporte a la elaboración de los mapas geológicos urbanos. El segundo objetivo, más concreto, es aplicar la metodología planteada al área de estudio de la cuenca neógena del Vallès-Penedès para la caracterización litológica de los materiales hasta la profundidad donde se detecta la presencia del sustrato rocoso.

2. ZONA DE ESTUDIO Y ENTORNO GEOLÓGICO

Geográficamente, la zona de estudio se localiza al noreste de la Península Ibérica, formando parte de la zona occidental de la fosa tectónica del Vallès-Penedès. El área de estudio está ubicada en la comarca del Vallès Occidental, en la provincia de Barcelona e incluye los municipios de Sant Cugat del Vallès, Rubí y Terrassa (figura 1). Dicha comarca queda situada en la zona central de la Depresión Media del Sistema Mediterráneo y se encuentra delimitada por el sistema prelitoral al norte, el sistema litoral al sur, y por los ríos Besòs y Llobregat al este y oeste, respectivamente.



Figura 1 – Situación geográfica del área de estudio (rectángulo naranja) (ICC, 2012). *(Geographical location of the study area).*

Respecto al entorno geológico de la zona, se puede decir que la fosa tectónica del Vallès-Penedès es uno de los semi-grabens más estrechos y grandes, en la dirección NNE-SSW, que se extienden en el margen catalán continental (Cabrera et al. (1991), Bartrina et al. (1992), Cabrera y Calvet (1996)). Esta cuenca, formada mayoritariamente por materiales del Neógeno, se caracteriza por presentar una longitud de hasta 100 km y una anchura de entre 12 y 14 km. El basamento del semi-graben consiste en metasedimentos y materiales volcánicos del Paleozoico que fueron deformados durante la orogenia varisca. Las secuencias Mesozoicas se encuentran

discordantes encima del basamento del Paleozoico y, por encima de éstas, también de forma discordante, se encuentran las secuencias paleocenas y eocenas (Agustí et al. (1997)).

3. METODOLOGÍA

Para que este ensayo geofísico pueda servir de soporte a la elaboración de los mapas geológicos urbanos debe responder a la cuestión: ¿a qué profundidad se encuentra el techo del sustrato rocoso? O lo que es lo mismo, ¿Cuál es el grosor de sedimentos formados por el cuaternario y el Neógeno? Existe una diversidad importante de técnicas geofísicas que pueden dar buenas respuestas. Sin embargo, se deberán seleccionar aquellas técnicas que mejor se adapten a unas determinadas limitaciones y condiciones impuestas por la zona de estudio como son las limitaciones espaciales para el despliegue de los equipos, el estudio de grandes extensiones de terreno a diferentes escalas de profundidad y el ruido antropogénico procedente de autopistas, carreteras, vías del tren o líneas de alta tensión. Teniendo en cuenta todas estas consideraciones y sabiendo que los modelos geofísicos presentan mejores resultados cuando se utiliza la combinación/integración de diferentes técnicas geofísicas, el resultado es una metodología basada en la geofísica pasiva que involucra a dos técnicas concretas: método del cociente espectral H/V de ruido sísmico y método audio-magnetotelúrico (figura 2).



Resultado : Variación materiales y grosor de la capa cuatemario + neógeno

Figura 2- Esquema de la metodología planteada para el estudio de la cuenca neógena del Vallès-Penedès. (Outline of the proposed methodology to study the Neogene basin of Vallès-Penedès).

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica electromagnética que mide las variaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra a diferentes frecuencias desde la superficie terrestre. La escala de investigación de este trabajo se encuentra en el primer quilómetro de profundidad, para ello se selecciona el intervalo de frecuencias que oscila entre los 10^{5} Hz y 1Hz, llamando a esta variación de la técnica, método audiomagnetotelúrico (AMT).

Los registros de las series temporales eléctricas y magnéticas se utilizan para obtener relaciones lineales entre las componentes de los campos medidos en el dominio de las frecuencias. Así, se obtiene el tensor impedancia (Z) y de este último se deducen los valores de la resistividad aparente y la fase según las expresiones:

$$\rho_a(f) = \frac{1}{\mu\omega} |Z|^2$$
; $\varphi(f) = arctg\left(\frac{\text{Im}Z}{\text{Re}Z}\right)$ (1)

donde ρ_a es la resistividad aparente, Z la impedancia, ω la frecuencia, ϕ la fase y μ la permeabilidad magnética del medio.

El posterior tratamiento de los datos y su inversión aportan un modelo bidimensional que permite interpretar la litología del subsuelo gracias al contraste del parámetro físico de la resistividad eléctrica de los materiales hasta una profundidad de unos 1000 metros. En este caso se ha utilizado el algoritmo de inversión RLM2D de Rodi y Mackie (2001) basado en diferencias finitas y gradientes conjugados no lineales.

Respecto al método del cociente espectral H/V, este presenta la característica de ser un método pasivo muy sencillo, adaptable a las zonas urbanas y con un tiempo de registro muy reducido de manera que puede ser utilizado para cubrir grandes extensiones de terreno (18 km en este estudio) optimizando de forma importante la inversión económica de la campaña geofísica.

La técnica experimental H/V consiste en obtener el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de las medidas del ruido sísmico en superficie (Nakamura (1989)) siguiendo la siguiente expresión:

$$\frac{H}{V} = \frac{S_{NS} + S_{EW}}{2 \cdot S_V} \tag{2}$$

• S_{NS}: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente N-S.

- S_{EW}: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente E-W.
- S_V: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente vertical, V.

Es conocido que este cociente proporciona una buena estimación de la frecuencia fundamental del suelo ($f_{H/V}$) (pico de la figura 3) debido a la presencia de un contraste significativo en la impedancia acústica entre capas. Los criterios para la identificación de la frecuencia de resonancia del suelo vienen marcados por las directrices del proyecto SESAME (Site Effects Assessment using Ambient Excitations, Bard & SESAME-Team, 2004).



Figura 3- Relación espectral H/V registrado en una estación. La frecuencia correspondiente al máximo define la frecuencia fundamental del suelo. (H/V spectral ratio at one station. Frequency at H/V maximum corresponds to soil fundamental frequency).

Para el caso de los registros de H/V, estos datos se han procesado con el programa Geopsy (http://www.geops.org). El suavizado de los módulos de Fourier se ha realizado dividiendo el registro de ruido sísmico en diferentes ventanas y solapándolas un 50% entre ellas. La longitud de las ventanas es un parámetro que se puede modificar. Otro factor que se debe tener en cuenta es la eliminación del ruido antrópico. El resultado será un valor de la frecuencia fundamental en cada estación de medida del perfil. Finalmente, el último paso se centra en la conversión de la frecuencia fundamental del suelo a profundidad del basamento rocoso a partir de relaciones empíricas determinadas por diferentes autores (figura 4). Estas relaciones siguen un mismo tipo de expresión (3) y están ajustadas en otras regiones de geología similar a la cuenca objeto de estudio:

$$H = a \cdot f_{H/V}^{\,o} \tag{3}$$

donde a y b son parámetros empíricos, H la potencia de suelo blando y $f_{\rm H/V}$ la frecuencia fundamental del suelo. Dichas expresiones se han determinado en fosas tectónicas de espesores variables entre 1000 y 1500 metros.

Leyes empíricas para la estimación del basamento rocoso



Figura 4- Relaciones empíricas propuestas por diferentes autores para el cálculo de la profundidad del basamento rocoso o potencia de suelo blando. La curva roja es la ley empírica de Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999) utilizada para nuestro ensayo. (Empirical relationships proposed by different authors to calculate sediment thickness. The red curve is the empirical relationship from Ibs-von Seht and Wohlenberg S/R (1999) used for our test).

Gracias a la realización de un estudio previo con la técnica del cociente espectral H/V en la zona de estudio, se ha podido establecer que la ley empírica que se adapta mejor a la fosa tectónica del Vallès-Penedès es la de Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999) comparando las profundidades resultantes con las procedentes de sondeos de la zona.

4. TRABAJO DE CAMPO Y PROCESADO

Se ha realizado un perfil geofísico en la dirección perpendicular a la dirección de la estructura de la fosa tectónica (SE-NW) y cruzando las poblaciones de Sant Cugat del Vallés, Rubí y Terrassa. Este perfil presenta un total de 33 puntos de registro: 12 estaciones de medida con el método AMT y 21 estaciones de medida con el método del cociente espectral H/V. La longitud total del perfil es de 18 km y los puntos de medida están condicionados a las características del entorno con un espaciado variable entre 1 y 2 km (figura 5).

La adquisición de los datos de AMT se llevó a cabo con una estación de la casa Metronix que consiste en un sistema de registro ADU-07e, 3 magnetómetros de inducción de alta frecuencia incluidos en una caja SHFT-02 de la misma casa Metronix, 4 electrodos impolarizables dispuestos en dos dipolos en cruz (direcciones N-S y E-O) los cuales se entierran en el suelo para tener un buen contacto con este y, finalmente, una batería externa que alimenta el sistema de registro.

La adquisición de datos con el método del cociente espectral H/V se realizó con un digitalizador de la casa Leas (CityShark) y un sismómetro triaxial Lennartz de 5 segundos. La longitud del registro fue variable entre los 10 y los 30 minutos, para asegurar los

resultados en las zonas más profundas de la cuenca neógena de la zona de estudio.



Figura 5- Imagen de la zona de estudio donde se refleja la dirección del perfil en naranja y las estaciones de medida para la técnica AMT (rojo) y para la técnica H/V (azul). (Image of the study area with geophysical profile (orange line) and measurement stations of AMT technique (red) and H / V technique (blue)).

5. RESULTADO

El resultado de aplicar el método audio-magnetotelúrico es un modelo bidimensional del subsuelo que presenta resolución hasta unos 500-600 metros, ya que las zonas mayoritariamente conductivas del subsuelo estudiado reducen la profundidad de investigación y enmascaran la estructura profunda. El ajuste del modelo o error cuadrático medio (rms) es de 13 indicando una calidad media, lógica en este tipo de zonas urbanas afectadas por tanto ruido. El comportamiento geoeléctrico detectado es una alternancia entre cuerpos o niveles conductivos y resistivos, y una localización de fallas bajo las estaciones 002-003 y 009-010 (Figura 6).



Figura 6-Modelo bidimensional de resistividad eléctrica con la localización de las fallas detectadas (líneas rojas). (Bi-dimensional electrical resistivity model with the detected faults (red lines)).

El resultado de la técnica del cociente espectral H/V de ruido sísmico es un mapa con la distribución de los valores de las

frecuencias fundamentales del suelo a lo largo del perfil (figura 7). Sobre estos valores se puede observar la frecuencia mínima en el centro de la cuenca (punto 13, amarillo) con un valor de 0.20 Hz y los valores máximos se localizan en los extremos del perfil tanto en el norte como en el sur y se encuentran dentro del intervalo de 4 y 6 Hz (puntos 2 y 20, azul). Los puntos 1 y 21 no muestran picos en el cociente espectral lo cual indica que se encuentran directamente sobre el basamento rocoso (puntos azul oscuro).



Figura 7- Distribución de la frecuencia fundamental del suelo a lo largo del perfil. (*Distribution of soil fundamental frequency along the profile*).

La ley empírica seleccionada para esta cuenca (4), Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999), permite estimar las profundidades del basamento rocoso en cada estación de medida (figura 8).

$$H = 146 \cdot f_{H/V}^{-1.375} \tag{4}$$

Los valores resultantes se sitúan sobre un perfil 2D para visualizar la geometría de la fosa tectónica, figura 8. La línea roja refleja la topografía del perfil, la línea azul describe la profundidad estimada para el contacto suelo-roca.

Así, se observa a partir de la imagen de la figura 8 que la geometría obtenida es asimétrica, presentando una pendiente más abrupta en el lado NW que en el extremo opuesto. Al norte de Terrassa se detecta la roca superficial y sobre la misma población de Terrassa el grosor del sedimento va aumentando hacia el sur del municipio. Es entre las poblaciones de Terrassa y Rubí donde se asume la máxima potencia de sedimento neógeno con un valor de 1300 metros. En el centro de la población de Rubí este grosor vuelve a disminuir llegando a detectarse unos 200 metros de potencia al sur de la población de Sant Cugat. Finalmente, en la primera estación al SE del perfil, el espesor del sedimento se ha reducido totalmente detectando de nuevo el afloramiento del sustrato rocoso.

Figura 8- Representación de la topografía del perfil (línea roja) y de la geometría del contacto suelo-roca determinado con el método H/V. (Topography of the profile (red line) and geometry of the soil-rock contact obtained with H / V method).

6. INTERPRETACIÓN CONJUNTA

Correlacionando ambos resultados se puede interpretar el subsuelo de la cuenca neógena del Vallès- Penedès (figura 9) con mayor fiabilidad. En este caso, entre las estaciones 006 y 001, el modelo geoeléctrico muestra una primera capa de material conductivo entre 10 y 60 Ohm-m que correspondería al material cuaternario fluvial-aluvial. Por debajo, se muestra un nivel moderadamente resistivo con valores entre 200 y 400 Ohm-m que se correlaciona con los conglomerados, brechas y areniscas de la edad neógena. Este material sufre un hundimiento bajo las estaciones 2 v 3 donde se ha localizado la falla b. Las medidas de H/V de esta zona muestran el contacto suelo-roca más superficial que el modelo geoeléctrico. Esta discrepancia se puede explicar por la presencia de las brechas las cuales afloran al sur de la estación 001 donde se han realizado medidas de H/V obteniendo un comportamiento rocoso de estos materiales por la ausencia de picos en las curvas del cociente espectral. La falla b localizada entre las estaciones 002 y 003 separa dos materiales que presentan características eléctricas similares pero en la interpretación no se consideran el mismo material ya que los resultados de la técnica H/V permiten separar el material blando del rocoso. A la izquierda de la falla b, y coincidiendo con la zona media del perfil, el material conductivo se asocia con la arcilla roja que forma la cuenca neógena del Vallés-Penedés, material blando. A la derecha de la falla b, los resultados indican un material rocoso y conductivo que se analizará posteriormente. En el extremo NW del modelo se puede observar un cuerpo resistivo de 1000 Ohm-m que se interpreta como el sustrato rocoso de la zona que forma la base de la cuenca. Este material se identifica como la pizarra de la edad paleozoica, la cual no presenta continuidad lateral debido a la localización de una segunda falla, denominada falla a en la figura 9. Esta pizarra cambia sus características geoeléctricas a la derecha de la falla b, zona SE del modelo, donde presenta valores bajos de la resistividad eléctrica. Esta variación detectada no es extraña en un material que tiene una alta dependencia con el contenido de fluido, la porosidad, el grado de fracturación, la temperatura y el contenido de minerales. Existe información adicional de diagrafías en esta zona donde se describe la presencia de un elevado gradiente térmico en el agua. A una profundidad de 185 metros se registró una temperatura de 54°C según un informe anterior del IGC (GA 003 08, IGC). Las altas temperaturas producen elevados movimientos iónicos y una activación importante de la energía de los minerales contenidos reduciendo los valores de la resistividad eléctrica de las rocas de forma significativa (Eberhart-Phillips et al., 1995). En este caso, el agua caliente detectada se filtraría por las pizarras fracturadas a causa de la fuerte deformación tectónica asociada a la falla b de manera que disminuve la resistividad eléctrica del material de forma excepcional pudiendo llegar a comportamientos eléctricos muy conductivos. Finalmente, en la zona NW bajo los 300 metros de potencia de la pizarra aparece un cuerpo conductivo para el cual no se ha realizado ninguna interpretación debido a que se encuentra en el límite de resolución del modelo y sería necesario llevar a cabo estudios más detallados.



Figura 9- Imagen de la interpretación conjunta. Modelo geoeléctrico del subsuelo y estimación de la profundidad de contacto suelo-roca. (Joint interpretation. Subsurface geoelectrical model and estimation of basement depth).

7. CONCLUSIONES

La metodología aplicada basada en la combinación de dos técnicas de geofísica pasiva, ha permitido solucionar satisfactoriamente la problemática planteada caracterizando los materiales del subsuelo a escala regional. Así pues, mediante el método AMT se han identificado los diferentes materiales del subsuelo y se han localizado las fallas o fracturas de la zona. Con la técnica del cociente espectral H/V se obtiene la geometría de la cuenca neógena a partir de una estimación del contacto suelo-roca. Esta geometría se ha detectado como asimétrica con una profundidad máxima que se estima en 1300 metros entre las poblaciones de Rubí y Terrassa (parte central del perfil) y una anchura de unos 7 km a la profundidad de 500 metros.

Las dos técnicas seleccionadas para esta zona urbana han sido capaces de adaptarse a las limitaciones y aportar información, valiosa y complementaria sobre el subsuelo. La limitación que presenta la técnica AMT sobre la reducción de la profundidad de investigación debido al material conductivo en superficie (modelo hasta 500 metros), queda compensado con la información procedente del método H/V hasta los 1300 metros. Y las incertidumbres procedentes de la técnica H/V cuando detecta como roca niveles que se encuentran dentro de la capa del Neógeno quedan explicadas por la imagen geoeléctrica del método AMT.

La integración de diferentes técnicas geofísicas es la esencia de la metodología planteada, la cual ha demostrado ser de gran utilidad para la realización de los mapas urbanos a escala 1:5000. El éxito obtenido y la coherencia de la información resultante con la geología de la zona, permite considerar dicha metodología para el estudio de otras zonas urbanas del área de Catalunya.

8. REFERENCIAS

- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Parés J.M., 1997. The Vallesian mammal succession in the Vallès-Penedès basin (northeast Spain): Paleomagnetic calibration and correlation with global events. Palaeogeography, Pataeoclimatology, Palaeoecology, 133, 149-180.
- Bard, P.Y. and SESAME-Team 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations-measurements, processing and interpretations, SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, deliverable D23.12, avalaible at http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr.
- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics. 203, 219-247.
- Benjumea, B., Macau, A., Gabàs, A., Bellmunt, F., Figueras, S. and Cirés, J. (2011). Integrated geophysical profiles and H/V microtremor measurements for subsoil characterization. Near Surface Geophysics, vol. 9, nº5, 413-425.
- Cabrera, L., Calvet, F., Guimerà, J., Permanyer, A., 1991. El registro sedimentario miocenico en los semigrabens del Vallés-Penedés y de El Camp: Organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. In: Colombo, F. (Ed.). Field Guide Book no. 4 of the 1 Congr. Grupo Espafiol del Terciario, Vic, 132.
- Cabrera, L., y Calvet, F., 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp halfgrabens (NW Mediterranean) In: Friend. P., Dabrio. C., (Eds.), Tertiary Basins of Spain. Cambridge Univ. Press, 97-105. Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S., 2000.
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S., 2000. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. Journal of Applied Geophysics, 45, 19-32.
- Eberhart-Phillips, D., Stanley, W.D., Rodriguez, B.D. and Lutter, W.J., 1995. Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting. Journal of Geophysical Research, vol. 100, n° B7, p. 12,919- 12,936.
- GA-003/08, 2008. Reconeixement del Pou PE-3 mitjançant testificació geofísica (Rubí, Vallès Occidental), 7 p. Generalitat de Catalunya.
 Ibs-von Seht, M., i Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map
- Ibs-von Seht, M., i Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismologcal Society of America, 89 (1), 250-259.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, 30 (1), 25-33.
- Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C., 2002. New Relationship between VS, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). Bulletin of the Seismological Society of America, 92 (6), 2521-2527.
- Rodi, W. and Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics 66, 174–187.

ICC (2012) http://www.icc.cat.

SESARRAY http://www.geopsy.org

Estudio GPR de la estructura interna del campo dunar de Xagó, costa norte española GPR survey of the internal structure of Xagó dune field, Spanish north coast

David Rubio-Melendi⁽¹⁾, Germán Flor-Blanco⁽²⁾, J. Paulino Fernández-Álvarez⁽³⁾ y Germán Flor⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Unidad de Modelización Hidrogeofísica y de Ensayos no Destructivos. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n, 33600, Mieres. Universidad de Oviedo, <u>david@hydrogeophysicsndt.com</u>

⁽²⁾ Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. Universidad de Oviedo, gfb@geol.uniovi.es

⁽³⁾ Unidad de Modelización Hidrogeofísica y de Ensayos no Destructivos. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n 33600, Mieres. Universidad de Oviedo, pauli@uniovi.es

⁽⁴⁾ Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. Universidad de Oviedo, gflor@geol.uniovi.es

SUMMARY

The ground penetrating radar (GPR) is a tool that allows the detection of different interfaces such as sedimentary laminae of stratification, fractures, humic horizons, etc., in the subsurface. A transverse representative GPR profile was recorded to characterize different internal sets of laminae in the aeolian dune field of Xagó (Asturias). We also discuss various aspects of the use of GPR in this environment: the method capabilities, limitations and possible solutions. The consistency between the radargrams results and several previous observations about the geomorphology and vertical outcrops of old trenches confirm the utility of GPR in this coastal environment. Furthermore, the location of a possible erosive surface or organic horizon, unknown until now, and other stratigraphic evidences can improve knowledge about the evolution of this dune field, including progradation and retrogradation processes which will be extrapolated to other nearby field.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo perseguido en este artículo es la caracterización, mediante la técnica de georradar, de la estructura interna del campo dunar de Xagó. Esto permite deducir la secuencia de progradaciones y retrogradaciones y la detección de otros tipos de superficies, indicadoras de interrupciones en la evolución sedimentaria del campo dunar. Los resultados podrían extrapolarse a las cercanas playas de Salinas y Bayas cuyos campos dunares tienen características similares, aunque con ciertas diferencias por causas antrópicas.

El georradar (GPR) se basa en la emisión y recepción de pulsos electromagnéticos con frecuencias centrales entre 10 MHz y 2,5 GHz, según la antena emisora utilizada. Parte de la energía de estos pulsos es reflejada en cada superficie de separación entre materiales con diferentes características electromagnéticas (permitividad dieléctrica, permeabilidad magnética y conductividad eléctrica), y captada por la antena receptora. En algunos equipos, la misma antena puede trabajar como emisor y receptor. Conocido el retardo en la llegada de la reflexión de un pulso y la velocidad de las ondas electromagnéticas en el material del suelo, se puede calcular la profundidad a la que se encuentra la superficie de contacto correspondiente. También se puede generar una pseudoimagen del subsuelo (radargrama) a base de agrupar medidas tomadas en distintos puntos, llamadas 'trazas', a lo largo de un perfil (Annan, 2002).

El campo dunar de Xagó (Asturias, costa noroccidental española) reúne varias condiciones propicias para el estudio con el método GPR. La baja conductividad de la arena dunar permite buenas capacidades de penetración. La relativa lejanía de la actividad humana hace posible el uso de antenas no apantalladas, debido al bajo ruido electromagnético de la zona. No obstante, la vegetación, bastante densa en algunas zonas, obliga al uso de senderos para trazar los perfiles, y antenas de frecuencia mayor o igual a 250 MHz (el tamaño de la antena aumenta al disminuir la frecuencia central). La zona cercana a la costa podrá ser estudiada hasta una menor profundidad al aumentar la conductividad debido a la presencia de agua marina.

Previamente al desarrollo de las técnicas de georradar, la estructura interna de las dunas era estudiada a través del reconocimiento superficial (topografía, cartografía geomorfológica, textura y composición de las arenas, estructuras sedimentarias, etc.), la excavación de zanjas (Bigarella *et al.*, 1969; Ruz y Allard, 1995), aprovechando la explotación de éstas como yacimiento natural de áridos (Flor, 2004a) o su degradación natural y a través de modelos

numéricos (Rubin, 1987). Las técnicas destructivas, aparte de ser laboriosas, pueden ser peligrosas en caso de colapso de zanjas en arena poco compacta, además de eliminar el recurso natural.

El georradar es un método no destructivo, rápido, seguro y con grandes capacidades de penetración y resolución, capaz de sustituir a otros métodos. Las primeras aplicaciones en ambientes costeros datan de la década de los 80 (Ulriksen, 1982; Leatherman, 1987; Truman *et al.*, 1988). Diversos estudios han demostrado la utilidad del GPR a la hora de determinar las distintas fases de progradación y erosión de los campos dunares (Tanner, 1995; Bristow y Pucillo, 2006). La mayoría de estudios GPR en ambientes costeros se han centrado en ambas costas de Norte América y norte de Europa. En España, se han centrado en el delta del Ebro (Gómez Ortiz *et al.*, 2009; Rodríguez Santalla *et al.*, 2009), Islas Cíes (Costas *et al.*, 2006), Traba (González-Villanueva *et al.*, 2011a) y Corrubedo (González-Villanueva *et al.*, 2011b).

En este trabajo se estudia la viabilidad de la utilización del radar como herramienta para determinar la evolución cronológica de los sedimentos disponibles para construir un campo dunar, en relación con las oscilaciones del nivel del mar, incluyendo la detección de distintas zona de erosión.

2. MARCO GEOLÓGICO

Este conjunto dunar se encuentra en la costa central asturiana, justo en el costado occidental del cabo de Peñas (Figura 1-a), donde el perfil costero es recortado y predominan los bordes acantilados abruptos, con desniveles máximos de 90 m. Pertenece a la amplia playa (1.750 m de longitud) de Xagó, orientada NE-SO, que se apoya en sendos promontorios rocosos. Contiene arenas siliciclásticas con una variación de los tamaños medios en las zonas emergidas de 0,95 a 3,00 ϕ (0,52 a 0,125 mm, respectivamente) en lo que constituye una playa disipativa. Las gravas y gravillas son un componente sedimentario menos importante, alojándose preferentemente en el área occidental. Las arenas dunares contienen diámetros menores que la playa de procedencia (medios desde 1,80 a 2,40 ϕ = 0,29 a 0,19 mm, respectivamente), con una tendencia general a disminuir desde el campo externo al interno y de O a E.

La playa y sus dunas fueron estudiadas desde las perspectivas morfológica y sedimentológica por Flor (1979, 1981, 1983, 1986 y 2004a y b; Flor *et al.*, 2011) y Suárez y Sánchez de la Torre (1983), registrando la evolución del arenero en las décadas de los 70 y 80 (Figuras 7 y 8).



CAMPO INTERMEDIO

CAMPO INTERNO

Figura 1 - a) Localización y partes del campo dunar de Xagó. b) Ampliación de la zona recuadrada en a) con los perfiles elegidos. (a) Location and parts of Xagó dune field. b) Enlargement of the boxed area in a) with the selected profiles).

El complejo dunar de Xagó está constituido por tres campos repartidos en sendas bandas paralelas a la dirección de la playa NE-SO (Figuras 1-a y 2), que se han originado como resultado de un proceso generalizado de progradación o migración del sistema de playa/dunas hacia el mar en los últimos milenios:

- Meridional o campo interno, de menor magnitud (2,30 ha) que está constituido por dunas remontantes, únicamente desarrolladas en el extremo oriental, entre las que destaca un prisma adosado a la ladera y una lengua relativamente extensa (200 m de longitud, máxima anchura de 80 m y alturas relativas de 5-6 m), que asciende por una vallonada.
- 2) El campo intermedio tiene mayor superficie (24,15 ha), representado por un cordón dunar muy laxo (cresta suave) y convexo de cierta altitud (máxima de 18 m en las áreas central y oriental, y anchuras mínima de 130 m y máxima de 178 m), que contiene el mayor volumen sedimentario; se superponen dunas residuales de menor magnitud de los tipos lingüiforme y, más numerosas, las dunas gusano, unas de morfología longitudinal definidas por García-Novo *et al.* (1975) y documentadas por Vallejo (2007) sobre el costado de barlovento. Hacia el E, sobre esta gran estructura, se

suceden varios cordones dunares culminantes de altura métrica y anchuras de una decena de metros.

- 3) El campo externo está constituido por dos unidades:
 - a) La interna, representada por un cordón dunar activo (8,05 ha), relativamente agudo e irregular que está fijado principalmente con barrón (*Ammophila arenaria*) cuyas anchuras y alturas mínimas son de 80 m y 4 m, respectivamente, en la zona occidental, y máximas de 100 m y 7 m en la oriental. Preferentemente en el segmento central, a lo largo de la playa, desde la parte alta del costado de sotavento, se han generado numerosas dunas lingüiformes que se apoyan sobre el surco o depresión que separa los cordones dunares de los campos intermedio y externo.
 - b) Limitante con la zona supramareal de playa, se ha construido una duna tabular (4,33 ha), suavemente inclinada hacia el mar, que se eleva del orden de los 5 m por encima de las pleamares vivas; su formación es el resultado de los basculamientos de los materiales dragados en el vecino estuario de Avilés desde los años 80 (Flor *et al.*, in litt.). Se trata de una duna embrionaria con removilizaciones arenosas muy frecuentes que impiden una colonización vegetal definitiva, representada por plantas pioneras como Agropyrum junceiforme, Eryngium maritimum, Callistegia soldanella, Euphorbia paralias...

Exceptuando el campo interno, los restantes tienden a decrecer en anchura y altura hacia el área occidental, y consecuentemente en volumen arenoso, debido al efecto de sombra que proyecta el promontorio occidental de la punta Cercada ante los vientos dominantes del NO, al que siguen los del O en importancia como generadores de dunas. Otros componentes de viento son del SO y NE, pero sin que produzcan una deflación efectiva y solamente retoques menores en algunas geometrías dunares activas.

La extracción de áridos en las últimas décadas del siglo XX se concentró en las zonas central y occidental hasta el punto de desaparecer localmente el cordón dunar del campo intermedio, que ha sido sustituido por una depresión parcialmente encharcada.



Figura 2 – Morfología y campos dunares de Xagó. (Morphology and dune fields of Xagó).

3. TOMA Y PROCESADO DE DATOS

La elección de las zonas a estudiar está condicionada por la vegetación, la conservación de la morfología dunar, la acción humana y la presencia de agua salada en el subsuelo. Por ello, se ha elegido un transecto en la zona oriental, donde se conserva en perfecto estado el relieve original de los campos dunares, en el que estuvieran representados la totalidad de los mismos. Se han evitado las zonas más cercanas al mar, las de vegetación densa y la zona occidental muy degradada. El trazado de perfiles sobre distintas pasarelas de madera se ha descartado por la atenuación que sufren las señales en su paso por los materiales de la calzada. Sin embargo, la actividad humana que ha supuesto la eliminación de la vegetación en los márgenes de las pasarelas provee zonas utilizables. Suplementariamente, se tiene en cuenta la simetría y proximidad a lo largo de la dirección NE-SO, intentando trazar perfiles perpendiculares a esta dirección. Ante la imposibilidad de utilizar un perfil continuo desde el inicio del campo, a causa de la vegetación, se incluyen distintos caminos despejados por el constante pisoteo y los mencionados márgenes de las pasarelas. Se eligieron 11 perfiles a lo largo del campo dunar, entre los que se puede reconstruir, aproximadamente, una sección transversal única (Figura 1-b).

Los perfiles seleccionados se marcaron con estacas y se topografiaron con estación total y prisma. Las medidas tomadas se interpolan mediante el método de Hermite a trozos para eliminar puntos angulosos frente a una interpolación lineal. También se localizan sobre una foto aérea y se toman múltiples fotografías sobre el terreno, con el fin de hacer reproducibles las medidas.

El equipo GPR de MALÅ Geoscience se desplaza por arrastre a lo largo de los perfiles a una velocidad lo más uniforme posible y se configura la toma automática de medidas cada 0,2 s (Figura 3). Esto permite la localización aproximada de cada punto de medición. Una superficie más uniforme y sólida permitiría utilizar odómetros y mejorar así la precisión. Se emplean diferentes antenas, apantalladas y no apantalladas, de frecuencias distintas que proporcionan diferentes capacidades de penetración y resolución, cualidades entre las que hay que buscar un compromiso. Los mejores resultados fueron obtenidos con antenas apantalladas de 250 MHz y 500 MHz. Las antenas disponibles de menor frecuencia (100 MHz) penetran más, pero reducen la resolución y su gran tamaño imposibilita su uso en senderos reducidos. Las de mayor frecuencia (800 MHz, 1,2 GHz y 1,6 GHz) no presentan problemas por su tamaño y resolución, pero tienen una baja capacidad de penetración.



Figura 3 – Georradar con antena de 100 MHz apantallada montada para la toma de datos por arrastre. Nótese el gran tamaño de la antena de esta frecuencia. *(GPR with 100 MHz shielded antenna mounted for data collection by dragging. Note the large size of the antenna of this frequency).*

La antena de 250MHz consigue una mayor capacidad de penetración que la de 500MHz a costa de una menor resolución. El uso conjunto de dos antenas facilita la interpretación, pues cada una aporta información diferente y complementaria. Una señal de la buena calidad de los datos obtenidos, y del procesado, es la coincidencia de ciertas estructuras para ambas antenas.

Las distintas técnicas de procesado incluyen filtrados en el dominio de la frecuencia y filtrados F-K para eliminar información que no provenga de la señal emitida por el aparato. También se intenta eliminar la parte de la señal que no incluye información relativa al subsuelo, esto es, la onda que viaja directamente de antena emisora a antena receptora. Esta característica se elimina, al menos en parte, con el filtrado background removal. Este método consiste en la substracción, a cada una de las trazas, de la media de todas ellas. A través de una descomposición en valores singulares o SVD, se pueden aislar y eliminar ruidos cuya contribución en cada traza tenga la misma forma, es decir, que sigan un patrón horizontal en el radargrama, como son el ringing, característico de las antenas apantalladas, y la onda directa. A través de la SVD, se separa la imagen inicial en tantas imágenes características como filas o columnas (la menor de ambas) tenga la imagen original. Las imágenes características se forman con una única traza modulada en intensidad para cada columna. A cada imagen característica se asocia un escalar (valor singular), que pesa la contribución de la imagen propia correspondiente a la formación de la imagen original. Anulando el valor singular asociado a la imagen propia en la que se Para compensar la pérdida de energía con la profundidad, se ha de incluir una ganancia, que consiste en la amplificación de la señal de forma creciente con el tiempo de ida y vuelta. Este paso revela información aparentemente oculta en zonas a gran profundidad. Existen distintos métodos para producir este efecto. En este caso, se ha optado por la multiplicación de cada traza por una función creciente, combinación de una recta y una exponencial, adaptada en cada caso para resaltar información oculta sin magnificar en exceso el ruido. Esta ganancia es completamente empírica, ya que no proviene de un modelo de atenuación de la señal. De esta forma se consigue una amplificación controlada para obtener una imagen interpretable de forma cómoda, evitando sobreamplificaciones de zonas con baja relación señal/ruido.



Figura 4 – Radargrama no procesado (arriba) frente a radargrama procesado (abajo). (Radargram raw (top) versus processed radargram (below)).

En los perfiles donde la superficie tiene mayores pendientes es vital la inclusión de una corrección por topografía. Esta corrección asemeja el radargrama a una sección transversal, teniendo en cuenta la forma de la superficie. Hace que el radargrama sea más natural e intuitivo, facilitando así la interpretación. En la figura 4, se muestra el efecto del procesado en un radargrama de muestra. Para efectuar la conversión del eje de tiempo de ida y vuelta a profundidad se ha tomado una velocidad de 0,14 m·ns⁻¹.

Una vez obtenidos los diferentes radargramas para cada tramo del perfil representativo, como es el caso de la franja dunar limitante con la playa (Figura 5), se procedió a homogeneizar las escalas horizontal y vertical, enlazando lateralmente unos con otros para conseguir una representación continua.

Posteriormente, se construyeron la mayor parte de las líneas de los reflectores, eligiendo las trazas negras de los registros, que, en todos los casos, fueran atribuibles a láminas sedimentarias generadas en el proceso sedimentario, tanto primarias: transporte y depósito inicial, como secundarias: sin o postsedimentarias, producidas por distorsión de las originales (Pye, 2009), aunque en el proceso deductivo se pueden asignar a otras causas.



Figura 5 – Radargrama del segmento de transición del campo dunar externo a la playa subyacente. (Radargram of the transition area from the outer dune field to the underlying beach).

4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

La estructura interna de las dunas, representada por la compleja disposición de las estratificaciones cruzadas, es el resultado de los cambios en las características del viento generador y del crecimiento y desarrollo de las dunas (Lancaster, 1995). A su vez, la formación y morfología de una duna está gobernada por el tipo y disponibilidad del sedimento, dirección/es e intensidades del viento y vegetación/humedad (clima) en una banda geográfica específica (Girardi, 2005).

La geometría de estas dunas mayoritariamente pertenecientes al tipo de cordón dunar es, en buena parte, extrapolable a dunas transversas, ya que su formación es relativamente similar en cuanto al flujo dominante de vientos. Esto implica el desarrollo de un costado de barlovento, situado en contacto con la playa, que, de no intervenir la erosión cíclica de los oleajes, tiene una mayor extensión y una pendiente suave, mientras que el costado de sotavento (hacia el interior del campo) es más corto y tiene una inclinación más acusada; debido a esta circunstancia, éste puede desarrollar lenguas de avalancha, que son las responsables de la adquisición de láminas distorsionadas (Hunter, 1977). También, los procesos erosivos de oleajes de tormentas en el frente con la playa generan bloques fallados y girados en la base de la duna hasta su posterior fase de reconstrucción durante calmas (Carter *et al.*, 1990; Hesp, 2002).

No obstante, la sedimentación eólica en estas dunas costeras está caracterizada por una estratificación interna, que, en general, está constituida por sets de láminas que no suelen rebasar 1,0 m de espesor y alcanzan longitudes en extensión lateral inferiores a los 10 m en sentido transverso, como es el caso del registro realizado. La geometría de los sets en sección transversal adopta una forma de cuña neta, generalmente con el mayor espesor hacia tierra (Lundt, 1973).

Las estructuras menores representan geometrías de algunas tipologías dunares: piramidales, montículos, lingüiformes y gusanos. Las láminas incluidas entre los sets propios de la estratificación interna, algunas onduladas (Figuras 6 y 7), así como las deslizadas o *slumpings* (Figura 8) ya fueron detectadas en inspecciones visuales en zanjas de extracción de arenas, tanto en Xagó como en campos dunares vecinos en los años 70 y 80.



Figura 6 – Estructuras sedimentarias detectadas con el georradar (en la franja superficial se ven algunas estructuras onduladas) y sets inferidos superpuestos como bandas grises y blancas. (Sedimentary structures detected with the GPR (in the upper belt some undulated structures) and inferred sets superinpossed as white-gray alternating bands).

Sobre los radargramas obtenidos, se incrustaron algunas líneas (gris discontinuas), que marcan tendencias, para comprender la disposición de los conjuntos de láminas. También se incluye otra serie de interpretaciones sobre la geometría de mayor dimensión (gran cordón dunar, superficie erosiva por transgresión, etc.). Interesa la comparación entre conjuntos para deducir la evolución sedimentaria, tanto en vertical como en la horizontal, en este caso marcando la relación con la posición de los movimientos del nivel del mar (Figura 9).



Figura 7 – Laminaciones subhorizontal y ondulada en la capa superficial del campo intermedio de Xagó: en la base, el horizonte orgánico que aflora de forma discontinua. (Subhorizontal and undulated laminations in the upper layer of the middle dune field of Xagó: discontinuous organic horizon in the base).



Figura 8 – Sección en Xagó: el set superior de barlovento está suavemente inclinado y ondulado, erosionando al subyacente de sotavento con pendientes altas y láminas distorsionadas, como la marcada por la flecha. (Outcrop in Xagó: upper set as stoss side is gently dipped and undulated, eroding the lee side with high slope where some laminae are distorted, indicated by the arrow).

Obviamente, la franja superficial de los registros está afectada por la reflectividad/difractividad de la vegetación, que enmascara dicha laminación eólica original.

Predominan los conjuntos de láminas lenticulares con sets de estructura tabular que tienden a abombarse con la convexidad hacia arriba, tanto en la franja meridional (Figura 9-2) hasta la gran erosión intrasedimentaria (Figura 9-3), como hacia la cresta del gran cordón dunar del campo intermedio. Se sustituyen los sets acuñándose hacia la playa, consecuencia de un proceso progradante al retirarse el mar (Figura 9-4, 5 y 6).

En la duna remontante, se detecta una repisa a media ladera que incrementa la potencia del depósito arenoso cuyos conjuntos de espesor decimétrico se disponen paralelamente al plano de la ladera. Las láminas tienen una continuidad lateral métrica, muchas cruzadas con la pendiente hacia tierra y la mayoría pendientes hacia el mar, de las cuales son numerosas las distorsionadas (Figura 9-1) por la propia gravedad.

La mayor complejidad se ha generado en el antiguo frente dunar (cordón activo) en contacto con la playa, donde se registran sets de láminas fuertemente inclinadas hacia el mar, algunas representando planos de erosión de poca magnitud (unos pocos metros); también con geometrías abombadas (bloques erosionados, deslizados y depositados al pie del frente dunar) y numerosas láminas distorsionadas. Muestran una estructura progradante, como resultado de la llegada de arenas procedentes de los materiales dragados en el estuario de Avilés y basculados en la playa sumergida desde los años 80.



Figura 9 – Reconstrucción de los registros GPR en el perfil oriental del campo dunar de Xagó, desde el límite interno (1) hasta las dunas tabulares (11) en contacto con la playa. (Representative GPR radargrams along the eastern profile from the inner limit (1) to the tabular dunes (11) near the beach.

Aparecen zonas con gran densidad de hipérbolas (Figura 9-2, 3 y 4, y Figura 10), comprobándose que los difractores involucrados se encuentran a poca profundidad, como es el caso de la ladera interna del cordón dunar del campo intermedio. Debido a la escasez de árboles, cuyas raíces pueden producir tales hipérbolas, y la ausencia de canalizaciones subterráneas, cabe sospechar la acción humana en tal zona. Aparentemente, sólo ha sido excavada para crear un camino ancho de acceso a la playa, pero los resultados indican que el material de los primeros centímetros de suelo proviene de un relleno artificial. En las inmediaciones, se han encontrado fragmentos de rocas escoriáceas de alto horno, procedente de la vecina siderurgia de Avilés, un material que era habitualmente utilizado como zahorra de relleno en gran parte de Asturias.

Ha de tenerse en cuenta, en posteriores estudios, que no solo la zona suroccidental del arenal ha sido fuertemente influenciada por el hombre. Otras zonas, aparentemente vírgenes, pueden haber sido modificadas.



Figura 10 – Zona aparentemente rellenada con zahorra. Nótese la gran densidad de hipérbolas de difracción a poca profundidad. (Area apparently filled with gravel. Note the high density of diffraction hyperbolas at shallower depths).

En ciertos segmentos, se detectan ondulaciones que pueden ser confundidas con facilidad con hipérbolas de difracción (Figura 9-2), pero al no aparecer brazos tan rectos y existir una cierta continuidad entre capas hace sospechar que se trata de cordones dunares incipientes.

La visión directa de paleosuelos orgánicos de unos pocos centímetros de espesor en el vecino arenal de Salinas (Flor, 1995) y en la zanja de Xagó (Figura 7) abona la gran similitud entre ambos campos dunares ya que se sitúan en la franja meridional del gran cordón dunar perteneciente al campo intermedio.

Este paleosuelo orgánico implica un cese de las aportaciones arenosas a la playa, interpretado como el resultado la pulsación positiva tardiflandriense, también denominada dunquerquiense o romana (Figuras 7 y 9-3). Se generaría un frente dunar erosivo, muy parecido al que experimenta la duna activa de Salinas o la fosilizada de Bayas (E de la desembocadura del Nalón) que permitiría la colonización vegetal bajo una etapa dilatada de estabilización del nivel del mar, dando así lugar a un paleosuelo sobre la superficie erosiva. La geometría de esta superficie de erosión responde a una banda inclinada hacia el mar (Figura 11). Para confirmar la hipótesis del supuesto paleosuelo, sin destruir el entorno, deberá hacerse algún sondeo mecánico de diámetro reducido y con testigo continuo con el objeto de caracterizarlo mineralógicamente y hacer dataciones, mejor absolutas con OSL y radiocarbono. Podría aportar valiosa información que ayudaría a mejorar el conocimiento actual sobre la transgresión romana y, por extensión, de la actual transgresión marina asociada al cambio climático.



Figura 11 – Superficie de erosión, siguiendo la línea blanca discontinua, situada en la ladera interior del cordón dunar interno. (Erosion surface, following the dashed white line, located on the inner side of inner foredune).

Tal transgresión supuso una breve subida en una fase de bajada sostenida del nivel. Esta bajada sostenida del nivel del mar fue generando un campo primitivo. Al verse interrumpida tal bajada del nivel del mar por la transgresión romana, parte del campo primitivo fue erosionado. Finalizado el repunte del nivel y vuelta la tendencia descendente, continuó la formación de un campo dunar moderno. La suposición de tal correspondencia, entre la transgresión romana y el paleosuelo, se hace en base a su posición con respecto al nivel del mar. Una futura datación de restos arqueológicos cerámicos, encontrados en el paleosuelo del vecino campo dunar de Salinas, podría aportar nuevos datos sobre la antigüedad del paleosuelo detectado. La evolución del campo dunar se supone similar, al menos en lo que a las distintas fases corresponde, a la secuencia conocida del arenal de Salinas.

Otras superficies erosivas en el frente dunar sobre la playa son debidas a procesos estacionales del oleaje, de modo que durante temporales de ola la erosión alcanza al frente dunar. Son de menor magnitud, acompañadas de bloques deslizados que se alojan en la base y con numerosas láminas distorsionadas (Figura 9-10 a 11).

La formación del campo dunar de Xagó parte de la hipótesis de un nivel del mar más elevado hasta unos 3,0 m por encima del nivel de las pleamares vivas medias; se trata de la transgresión flandriense, cuya fase final datada fue datada en 4.640 años B.P. (Pascual *et al.*, 2001). Seguidamente, se produce una ligera retirada y una estabilización, de modo que existiera una superficie de playa seca suficiente para ser deflacionada por el viento. Esto solamente fue posible en la esquina oriental donde la inexistencia de una posplaya horizontal obligaría a depositar las arenas en la ladera y sobre la vallonada, dando lugar al campo dunar interno.

Una nueva retirada del nivel del mar promovió el inicio del campo intermedio como un gran cordón dunar, interrumpido por la pulsación tardiflandriense; se produjo una recesión dunar y la erosión del frente dunar, quedando como evidencia un plano inclinado hacia el mar. Mary (1983) data esta pulsación en el occidente asturiano en 1.920 ± 110 años B.P.

Seguidamente, tuvo lugar un cierto avance de la sedimentación hacia tierra (*onlap*) hasta fosilizar este conjunto incipiente y después una retirada del nivel del mar de una forma relativamente continua hasta construir el gran cordón dunar resultante, con una progradación generalizada.

Finaliza esta fase con la estabilización del nivel del mar, hasta un nuevo pulso de descenso del nivel del mar en que se construye el cordón dunar activo, al menos, en el siglo XX. En la década de los 70, pasaba por un proceso recesivo con frecuentes ciclos de erosión y reconstrucción en consonancia con la estacionalidad de la playa. Hacia los años 80, se vertieron materiales dragados en el estuario de Avilés sobre la playa sumergida, interrumpiendo dicha tendencia y construyéndose la duna tabular (Flor-Blanco *et al.*, in litt). Consecuentemente, se ha materializado el campo externo hasta completar el conjunto del campo dunar (Figura 12).



Figura 12 – Reconstrucción sin escala de la morfología dunar superficial y de las relaciones internas del campo dunar con los depósitos de la playa y el sustrato rocoso de Xagó, resultado de una progradación generalizada (Surficial and internal reconstruction, out of scale, of the dune field of Xagó, including the beach deposits and substrate, as a result of a generalized progradation).

5. CONCLUSIONES

Se confirma la versatilidad del georradar sobre terrenos despejados, incluso en aquéllos colonizados por vegetación, como es el caso del campo dunar de Xagó en Asturias. Han de buscarse o acondicionarse zonas con unos requisitos mínimos (espesor de la capa vegetal, orografía, estructuras artificiales, etc.).

Se ha posibilitado la detección de superficies erosivas con cierta facilidad. Una gran línea erosiva interna ha sido atribuida, provisionalmente, a la transgresión tardiflandriense, y otras menores y numerosas a procesos estacionales de la playa/frente dunar.

También se han encontrado evidencias de modificaciones significativas de origen antrópico en la zona. Previamente se había supuesto que únicamente la zona suroccidental había de ser descartada para su estudio. En mediciones futuras ha de tenerse en cuenta que ciertas detecciones pueden corresponder a intervenciones artificiales.

Con el registro de un perfil general, transversalmente al campo dunar, reconstruido mediante un cierto número de segmentos solapados, se detectan estructuras internas no detectables en la morfología exterior, posibilitando deducir la formación del mismo desde sus inicios.

El proceso progradante ante la retirada del nivel del mar desde la transgresión flandriense, hito que marca el comienzo de su formación, fue responsable de la evolución del conjunto dunar, cuyos campos representativos responden a ciclos de regresión-estabilización.

La pulsación positiva tardiflandriense interrumpe la tendencia apuntada, siendo detectada gracias a las técnicas de GPR, cuyos datos ofrecen un caudal de información adicional de gran importancia para comprender el proceso generalizado de progradación. Los basculamientos de arenas en los últimos 30 años promovieron la construcción de la última duna tabular embrionaria adosada a la playa, bien detectada a través de los radargramas.

6. REFERENCIAS

Annan, A.P. (2002): "GPR—History, Trends, and Future Developments". Subsurface Sensing Technologies and Applications, 3, 4, 253-270.

- Bigarella, J., Becker, R.D. y Duarte, G.M.(1969): "Coastal dune structures from Paraná (Brazil)". *Marine Geology*, 7, 5-55.
- Bristow, C.S., Chroston, P.N. y Bailey, S.D. (2000): "The structure and development of foredune on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK". Sedimentology, 47, 923-944.

- Bristow, C.S. y Pucillo, K. (2006): "Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: The Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia". Sedimentology, 53,769-788.
- Carter, R.W.G., Hesp, P.A. y Nordstrom, K.F. (1990): "Erosional landforms in coastal dunes". In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y B. Carter, eds. *Coastal Dunes, Form and Process*, 217-250. Wiley and Sons.
- Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H. y Nombela, M.Á. (2006): "Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos". *Journal of Sedimentary Research*, 76, 1077-1096.
- Flor, G. (1979): "Depósitos arenosos de las playas del litoral de la región de Cabo Peñas (Asturias): sedimentología y dinámica". Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.
- Flor, G. (1981): "Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó". Trabajos de Geología, 11, Univ. Oviedo, 61-71.
- Flor, G. (1983): "Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano." *Ástura*, 1, 9-19.
- Flor, G. (1986): "Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias)". Actas. IX Congreso Nacional de Sedimentología, I, 317-328. Salamanca.
- Flor, G. (1995): "Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés". Comunicaciones. Reunión Monográfica sobre: *El cambio de la costa: los sistemas de rías*, 15-18. Universidad de Vigo.
- Flor, G. (2004a): "Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico". En: R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti, eds. Procesos geomorfológicos y evolución costera. *Actas. II Reunión de Geomorfología Litoral*, 167-181. Santiago.
- Flor, G. (2004b): "Dunas costeras". In: Geología Marina, 17, 355-384. Servitec. Oviedo.
- Flor, G., Martínez Cedrún, P. and Flor Blanco, G. (2011): "Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco". *Las dunas en España*. E. Sanjaume y F.J. Gracia eds. Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.
- Flor-Blanco, G., Flor, G. y Pando, L. (in litt.): "Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions". Geo-Marine Letters, DOI: 10.1007/s00367-012-0301-3.
- García-Novo, F., Ramírez, L. Y Torres, A. (1975): "El sistema de Dunas de Doñana". Naturalia Hispanica, 5. 56 pp.
- Girardi, J.D. (2005): "A GPR and mapping study of the evolution of an active parabolic dune system, Napeage New York". B.S. Honors Thesis. Dept. of Geosciences. Stony Brook University. U.S.A. 74 pp.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Rodríguez, I., Sánchez, M.J. y Montoya, I. (2009): "The internal structure of modern barchan dunes of the Ebro River Delta (Spain) from ground penetrating radar". *Journal of Applied Geophysics*, 68, 159-170.
- González-Villanueva, R., Costas, S., Duarte, H., Pérez-Arlucea, M. y Alejo, I. (2011): "Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records". *Journal of Coastal Research*, SI, 64, 278-282.
- González-Villanueva, R., Costas, S., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I. y Rial, F. (2011): "Evolución del sector dunar sur del complejo de Corrubedo". *Geogaceta*, 50-2, 177-180.
- Hesp, P.A. (2002): "Foredune and blowout: initiation, geomorphology and dynamics". *Geomorphology*, 48, 245-268.
- Hugenholtz, C.H., Moorman, B.J. y Wolfe, S.A. (2007): "Ground penetraing radar (GPR) imaging of the internal structure of an active parabolic sand dune". *Geological Society of America, Special Papers*, 432, 35-45.

- Hunter, R. E. (1977): "Basic types of stratification in small aeolian dunes". Sedimentology, 24, 361–387.
- Lancaster, N. (1995): "Geomorphology of desert dunes". Routledge, New York. 247 pp.
- Leatherman, S.P. (1987): "Coastal geomorphological applications of ground penetrating radar". *Journal of Coastal Research*, 3, 397-399.
- Lund, E.H. (1973): "Oregon coastal dunes between Coos Bay and Sea Lio Point". *The Ore Bin*, 35, 5, 73-92.
- Mary, G. (1983): "Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno". *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 3-35.
- Mitchum, R.M. Jr. (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 11: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy". In: C.E, Payton., ed. Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol Geol. Mem., 26, 53-62.
- Neal, A. (2004): "Ground-penetraing and its use in sedimentology: principles, problems and progress". *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O. y Jounneau, J.M. (2001): "Cambios paleogeoográficos durante El Holoceno en las marismas de Forua, Reserva de La Biosfera de Urdaibai". *Geogaceta*, 30, 191-194.
- Pye, K. (2009): "Internal sedimentary structures of aeolian sand deposits". In: K. Pye y Tsoar, H. eds. *Aeolian sand and sand dunes*, 255-292. Springer-Verlag..
- Rodríguez Santalla, I., Sánchez García, M^a J., Montoya Montes, I., Gómez Ortiz, D., Martín Crespo, T. y Serra Raventós, J. (2009): "Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain)". *Geomorphology* 104, 238-252.
- Rubin, D.M. (1987): "Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents". Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM, 1, 187 pp.
- Ruz, M-H. y Allard, M. (1995): "Sedimentary structures of cold-climate coastal dunes, Eastern Hudson Bay, Canada". Sedimentology, 42, 725-734.
- Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R, and Lucius, J.E. (1993): "Internal structure of an aeolian dune using ground-penetraing radar. Aeolian sediments, ancient and modern". *I.A.S. Spec. Pub.*, 16, 61-69.
- Suárez, I. y Sánchez de la Torre, S. (1983): "Evolución sedimentaria del sistema playa-duna de Xagó (Asturias)". *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 113-128.
- Tanner, W.F. (1995): "Origin of beach ridges and swales". Marine Geology, 129, 149-161.
- Truman, C.C., Perkins, H.F., asmussen, L.E. and Allison, H.D. (1988): "Some applications of ground-penetrating radar in the southern coastal plains regions of Georgia". *The Georgia Agricultural Experimet Stations, College of Agriculture, The University of Georgia*, 27.
- Ulriksen, C.P.F. (1982): "Application of impulse radar to civil engineering" [Ph. D. Thesis]: Lund, Sweden: Lund University of Technology. (replublished by *Geophysical Survey Systems Inc.*, Hudson, New Hampshire), 175.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.J., du, Kuchly, J., Mediavilla, F. y Trifilieff, V. (1987): "La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris". Bull. Soc. Geol. France, 8, III, 1301-1321.
- Vallejo, I. (2007): "Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas de P.N. de Doñana (1956-2011)". Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía. Universidad de Sevilla. 468 pp.

Prospección geofísica multisistema en el yacimiento arqueológico de Irulegi (Lakidain, Nafarroa)

Multi-system geophysical survey at the archaeological site of Irulegi, Navarre

Ekhine García⁽¹⁾, Roger Sala⁽¹⁾, Robert Tamba⁽¹⁾, Javier Buces⁽²⁾

⁽¹⁾SOT Prospecció Arqueològica. Emeterio Escudero 76b, 08198, Sant Cugat del vallès, <u>info@sotprospection.com</u> ⁽²⁾Aranzadi Zientzia Elkartea, Zorroaga Gaina z/g, Donostia,

SUMMARY

The archaeological site of Irulegi is located in the mountain range of Aranguren (Lakidain, Navarre). Enjoying a strategic location the summit was occupied at least in pre-roman and medieval periods. The medieval castle is currently in process of excavation and restoration by a team from the Society of Science Aranzadi. Previous surveys conducted by another team of the same Society confirmed the existence of a protohistoric village. The well preserved constructive remains were estimated to be dated of the I and II BC. A geophysical survey was conducted in order to provide information about the location and nature of archaeological remains and to plan future interventions. The methodology was based on a combination of different geophysical systems designed to optimize the available time and resources. An initial survey with a magnetic gradiometer provided in a short time an overview of the entire area of investigation. The results were then used to define areas of main interest that were surveyed using the electrical resistivity system. Cross interpretation allowed to define two areas with similar constructive morphologies but with the presence of combustion in only one of them. Once again, the multisystem strategy proved to be crucial to optimize resources and to complete interpretations with geophysical results archaeological results.

1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Irulegi está situado sobre la cima del mismo nombre en la sierra de Aranguren, en las localidades de Lakidain e Ilundain en el valle de Aranguren, y Lerruz e Idoate en el de Lizoain.

El yacimiento se encuentra a una altura de 893m dominando uno de los pasos naturales a los pirineos desde el sur, y con buena visibilidad hacia la cuenca de Pamplona y otros puntos elevados de la zona (fig. 1). La cima tiene un fuerte escarpe rocoso en su parte norte y laderas pronunciadas en sus otras vertientes lo que facilita la defensa (Sagredo 2006).



Figura 1 – Ubicación del monte Irulegi sobre el mapa de elevación de la zona. (*Location of the Irulegi mountain on a regional elevation map*).

Probablemente debido a esta ubicación estratégica en la cima se han establecido por lo menos asentamientos en cronologías de la edad de Hierro y época medieval (Buces 2009, 2010, 2011).

Las primeras menciones directas al castillo de Irulegi que se conocen datan del S. XIII, aunque probablemente ya existía alguna fortificación desde el siglo X. La fortaleza se mantiene hasta el siglo XV cuando se derriba por orden de los reyes de Navarra en el contexto de las guerras de bandos (Matirena Ruiz 1980).

En el año 2007 se comienza un proceso de excavación y consolidación de la mano de un equipo de la Sociedad de Ciencias Aranzadi y financiado por el Ayuntamiento de Aranguren. Los trabajos se han llevado a cabo con la colaboración de jóvenes voluntarios en un formato de Campos de Trabajo con una duración de dos semanas anuales. Durante los dos primeros años (2007 y 2008), bajo la dirección de Maider Carrere, los trabajos se centraron

en la delimitación del perímetro exterior del recinto superior del castillo, del que tan sólo se intuía un esquinal de la torre principal. Asimismo se definen tres áreas (figura 3), el área 1 conteniendo los aterrazamientos del recinto estructural, el área 2 correspondiente a los extramuros de la primera línea de muralla, y el área 3 como el territorio circundante al castillo. Además, se llevaron a cabo una serie de sondeos arqueológicos en la ladera de la montaña confirmando la existencia de un poblado protohistórico con restos de estructuras bien conservadas. La datación de los restos se estimó en los siglos I y II AC a partir de las piezas cerámicas recuperadas (Carrere 2007,2008).

A partir del año 2009, bajo la dirección de Javier Buces, se complementaron actividades de consolidación y excavación en el interior del perímetro del castillo. Estos trabajos han permitido hallar una serie de dependencias de gran interés, tales como el aljibe o la capilla, que destacan por su buen estado de conservación. Asimismo se ha recuperado numeroso material arqueológico relacionado con la ocupación medieval, y algunas piezas de época romana en niveles de relleno (Buces 2009, 2010, 2011).

En este contexto se plantea la realización de una prospección geofísica que aporte luz sobre el tipo de estructuras arqueológicas que se alojan en la ladera de la cima, en lo que sería el área circundante del castillo. El objetivo de la prospección geofísica es detectar y describir los restos arqueológicos relacionados principalmente con la ocupación de la Edad del Hierro. De esta forma se pretendía obtener información que sirviera para planificar futuras intervenciones arqueológicas en este sector del yacimiento.

2. METODOLOGÍA

Para optimizar recursos se optó por una exploración geofísica multisistema (Sala et al. 2012). La prospección geomagnética de toda el área de investigación (7250m²) proporcionó en poco tiempo una visión global del yacimiento. Sobre el mapa magnético se designaron zonas de mayor interés para aplicar sistemas complementarios que facilitaran la interpretación arqueológica de las anomalías detectadas. La prospección magnética se realizó con un gradiómetro Bartington Grad 601-dual equipado con dos sensores fluxgate de 1m con una densidad de lectura de 0.5m entre líneas y 0.25m en la dirección de lectura. La malla de prospección se generó respetando la dirección de la pendiente para poder realizar los perfiles contra el desnivel, de forma que los dos sensores estuvieran a la misma distancia del suelo (English Heritage 2008).

Como sistema complementario se utilizó en primera instancia un sistema de georadar SIR-3000 equipado con antenas de 270MHz y 400MHz. Las dos zonas estudiadas (2100m² en total) se cubrieron mediante perfiles separados de 40cm con el objetivo de aplicar la técnica de *time-slicing* y así visualizar los resultados en planta (Goodman et al., 1995). Desgraciadamente, el alto grado de humedad del terreno y la existencia de una capa espesa de vegetación cortada en la superficie comprometió la calidad de la señal y los resultados fueron descartados.

Finalmente se realizó una prospección eléctrica en una extensión sobre un área de 1700m² utilizando el sistema Geoscan Research RM-15. Se empleó una geometría polo-polo con una separación entre eléctrodos móviles de 0.5m y 1m, generando dos mapas del subsuelo (Clark, 1996). La resolución aplicada fue de 0.5mX0.5m y 1mX0.5 respectivamente.

Tabla 1 –	Sistemas a	nlicados	(Annlied	svstems)
-----------	------------	----------	----------	----------

Prospección Magnética	Prospección Georadar	Prospección Geoeléctrica
7250m ²	2100m ²	1700m ²
Gradiómetro Bartintong G-601	Equipo GSSI SIR-3000	RM15 con multiplexer (Geoscan Research)
2 Sensores Fluxgate de 1m	Frecuencias centrales: 270MHZ y 400MHZ	Configuración Polo-polo con eléctrodos móviles separados de 0.5m y 1m
Resolución espacial: 0.5mX0.25m	Resolución espacial: 0.025mX0.4m	Resolución espacial: 0.5mX0.5m y 1mX0.5m
Sensibilidad 0.1nt/m	Resolución lectura: 16 bits	Modo lectura: 0.5s por lectura
Rango: 100nt/m (reajuste automático hasta 3000nt/m)	Ventana de tiempo: 70ns y 50ns	Intensidad: 1mA Factor de Ganancia: 1

3. PROCESO DE DATOS

Los datos magnéticos y eléctricos se procesaron mediante el software *Geoplot 3 (Geoscan Research)*, y se utilizó el software *Surfer 9 (Golden Software)* para generar los mapas finales.

La secuencia utilizada para el proceso de los datos magnéticos empezó con una rutina para eliminar picos (*Despike*). De esta forma se reducen los efectos de los picos aislados en las siguientes fases del proceso. A continuación se aplicó la rutina *Zero Mean Line* para homogeneizar el valor medio en cada línea de lectura y reducir el efecto de bandas que aparece en los datos brutos que en este caso no era muy pronunciado. Se realizó la misma operación en las mallas de lectura (*Zero Mean Grid*) para reducir el efecto de mosaico producido por haber tomado los datos en momentos diferentes. A continuación se aplicó un filtro *Low-pass* para eliminar la alta frecuencia a pequeña escala espacial (es decir, para suavizar los datos) y finalmente una interpolación para obtener un píxel cuadrado de 0.25m (Aspinall et al. 2008). Como paso final, los datos tratados fueron importados a *Surfer 9* para producir los mapas que se presentan aquí.

Análogamente la secuencia utilizada para el proceso de los datos de resistividad empezó con la eliminación de picos, en este caso generados principalmente por el mal contacto de los eléctrodos en

algunos puntos. A continuación se aplicó un filtro *high-pass* para eliminar la tendencia de los datos y obtener un contraste más homogéneo. Finalmente se aplicó una interpolación obteniendo un píxel cuadrado de 0.25m y de 0.5m respectivamente para las separaciones de 0.5m y 1m entre los eléctrodos móviles. Aunque para el primer caso ya se partía de un píxel cuadrado (de 0.5m) se optó por la interpolación por considerar que un píxel más fino facilitaba la interpretación de estructuras. Una vez más los datos tratados fueron importados en *Surfer 9* para producir los mapas que se presentan aquí.

9. RESULTADOS

En la figura 2 se presenta el mapa de gradiente magnético obtenido tras el proceso de datos. En él se pueden apreciar numerosas anomalías atribuibles a acciones antrópicas y que ocupan prácticamente toda el área estudiada.



Figura 2 – Mapa de gradiente magnético (\pm 3nT/m) sobre imagen aérea. (*Magnetic gradient map* (\pm 3nT/m) on aerial photography).

Llama la atención la anomalía perimetral con una mayor traza magnética que el entorno, denominada A1 (figuras 2 y 3). Aunque la señal detectada no es homogénea en toda esta anomalía, la forma proporciona una unidad. Esta anomalía se interpreta con una estructura de división del espacio como podría ser un foso o un aterrazamiento amortizado. En el sector superior de esta delimitación la señal magnética es menos convulsa y se detectan menos anomalías. Esto podría indicar una ausencia de estructuras pero también una modificación de la topografía original que, o bien haya arrasado las estructuras existentes, o bien se hayan quedado a una mayor profundidad, impidiendo ser detectadas mediante el gradiómetro.

La anomalía A2, presenta también una traza magnética ligeramente superior que el entorno, y atraviesa la zona de exploración desde la zona baja de la ladera hacia la cima. Esta anomalía, que no coincide con el camino actual, se identifica como un posible acceso a la cima. Nótese que se detecta a ambos lados de la anomalía perimetral mencionada anteriormente.

En la figura 3 se representan las dos anomalías mencionadas en relación con las áreas perimetrales del castillo delimitadas durante los trabajos de excavación.



Figura 3 – Esquema interpretativo de las anomalías A1 y A2 sobre imagen aérea del yacimiento, donde se distingue el camino de acceso actual. Se muestra también la delimitación de áreas perimetrales del castillo. (Interpreted magnetic anomalies A1 and A2 over the aerial photography of the site. Perimetral areas of the castle are also shown).

Por otra parte, el mapa de gradiente magnético muestra numerosas anomalías de alta intensidad atribuidas a zonas termoalteradas. Entre ellas destaca el conjunto (A3) detectado en el extremo sur-este de la zona explorada, en la zona más llana, cuyos valores se sitúan entre -14nT/m y 82nT/m. Este conjunto abarca un área aproximada de 220m² y presenta varios núcleos atribuidos a procesos de combustión, junto con anomalías lineales de contraste negativo atribuidas a estructuras murarias (figura 4).

Dicho conjunto está adosado a la anomalía A2 identificada como un posible acceso. Asimismo, la orientación coincide también con la retícula detectada en el sector Este (anomalía A5, figuras 2 y 7), aunque en este último no se detectan signos evidentes de combustión. De esta manera este conjunto podría formar parte de una estructura de urbanización más compleja. El hecho de que en el sector Oeste se detecten varios núcleos de combustión y la comparación de la morfología de los mismos con la bibliografía sugieren que podría tratarse de una zona incendiada.

También presenta un contraste elevado la anomalía A4, con valores mínimo y máximo de -14nT/m y 75nT/m respectivamente, que se detecta aislada en la parte alta del área explorada, en contacto con el posible acceso A2. Como se puede observar en la figura 5 presenta una morfología rectangular bien definida de dimensiones aproximadas de 3.5mX1.5m, con un posible acceso desde el Sur. La zona termoalterada se encuentra localizada en el extremo Norte de la anomalía como se puede observar mediante las isolíneas de gradiente magnético. La geometría bien definida y la localización de la zona termoalterada sugieren descartar que se trate de un edificio incendiado, y parece más probable que la combustión esté relacionada con un hogar.

Tal y como se ha mencionado anteriormente en el sector Este definido por la anomalía A2 se detecta una retícula generada por anomalías de contraste negativo (A5). Dicha retícula no es regular sino que define espacios de diversos tamaños, con líneas separadas a veces de 2m y otros de hasta 8m. En estas anomalías el valor del contraste magnético es relativamente bajo (alrededor de -2nT/m en

los tramos mejor definidos y de hasta -0.5nT/m en otros), por lo que no se puede descartar la existencia de divisiones internas que no se hayan podido detectar.



Figura 4 – Detalle del conjunto de anomalías A3 (\pm 10nT/m) con isolíneas. (Detailed view of the group of anomalies A3 (\pm 10nT/m) with contour lines).



Figura 5 – Detalle de la anomalía A4 (\pm 10nT/m) con isolíneas. El valor de algunas de las isolíneas se muestra en unidades de nT/m. (Detailed view of the anomaly A4 (\pm 10nT/m) with contour lines)

Además de las ya mencionadas se detectan otras anomalías lineales, especialmente en el extremo noroeste de la anomalía perimetral A1. La orientación de éstas es coherente con la de la retícula A5, pero como entre un grupo y otro hay unos 20m de distancia en la que no se detectan estructuras, resulta dificil establecer la relación entre ellas. Una vez más el contraste no es muy pronunciado, sino del orden de -1.5nT/m en el mejor de los casos. Como se puede ver en el detalle de la figura 6, en este grupo se detectan algunas anomalías lineales bien definidas cuyo contraste es positivo (del orden de 4nT/m). Por las dimensiones, con un máximo de 1.2m de ancho, resulta poco probable que se trate de espacios de habitación. Podría tratarse de alguna estructura en negativo rellena con material superficial.



Figura 6 – Detalle del conjunto de anomalías A6 (\pm 3nT/m) con isolíneas donde se observan las anomalías lineales de contraste positivo (*Detailed view of the group of anomalies A6* (\pm 3*T/m*) *with contour lines*)

Como se ha mencionado en el apartado de metodología, con los resultados magnéticos sobre la mesa se seleccionaron las zonas donde aplicar otros sensores geofísicos.

Para la prospección georadar se establecieron dos zonas distintas con el objetivo de esclarecer el origen de algunas de las anomalías detectadas por el gradiómetro. Se estableció una banda en la zona más elevada para intentar obtener una imagen tridimensional de la estructura perimetral A1, e intentar esclarecer si podía ser un foso o un aterrazamiento. La segunda zona se estableció entre el grupo A6 y la retícula A5, cubriendo parte de ambas, para intentar esclarecer si habría alguna estructura en la zona donde la prospección magnética no había detectado ninguna. En ambas zonas la calidad de los datos obtenidos resultó pobre debido principalmente al grado de humedad de suelo y a la existencia de una capa vegetal espesa que dificultaba en correcto contacto de la antena con el suelo. Los resultados tuvieron que ser finalmente descartados.

Para la realización de la prospección eléctrica se seleccionó la zona central de la ladera, coincidiendo con la zona más llana y abarcando el área ocupada por la retícula A5. Gracias a los resultados de la cata realizada en esta zona en el año 2007 se conocía que las estructuras se encontraban a poca profundidad, por lo que se estableció una separación de 0.5m entre eléctrodos para el nivel principal, y de 1m para obtener información complementaria.

En la figura 8 se muestra el mapa de resistencia para el nivel principal (0.5m de separación). En él se distinguen claramente las anomalías resistivas provocadas por los muros de la retícula ya conocida, aunque en algunos casos las divisiones internas no se definen con claridad. Esto puede deberse a que el material empleado para la construcción es diferente y con una resistividad menos contrastada, o bien a que las paredes son más finas generando una anomalía más tenue.



Figura 7 – Ubicación sobre el mapa magnético de las zonas seleccionadas para la prospección georadar (resaltadas en negro) y la prospección eléctrica (resaltadas en blanco) (Location of the selected areas for GPR prospection (black) and for electrical prospection (white) over the magnetic gradient map)



Figura 8 – A, mapa de resistencia (15-23 Ω) obtenido con una geometría polo-polo y una separación de 0.5m entre eléctrodos móviles. B, detalle del mapa de gradiente magnético (± 3nT/m) correspondiente a la misma área. (A, Resistance map (15-23 Ω) obtained on twin mode, with 0.5m of separation. B, detail of the magnetic map (± 3nT/m) corresponding to the same area)

Por otra parte se detectan zonas resistivas sin una morfología clara que podrían corresponder a zonas con derrumbes o a zonas de acumulación de cenizas. Comparando con el mapa de gradiente magnético, se puede ver cómo algunas de estas áreas coinciden zonas de combustión y otras con zonas de alteración magnética sin una morfología clara, lo que apunta a una zona con derribo.

El mapa obtenido con una separación entre eléctrodos móviles de 1m es muy similar y no aporta información sobre nuevas estructuras. Esto sugiere que aunque las estructuras son superficiales la potencia vertical que tienen es importante.

4. CONCLUSIONES

Desde el punto de vista metodológico, como resultado de la aplicación de tres sistemas diferentes de prospección geofísica se ha podido determinar la viabilidad de estos sistemas para aportar información arqueológica en el yacimiento de Irulegi.

Así, la prospección magnética se ha revelado como una herramienta adecuada para obtener una imagen general del área de investigación. Aunque los elementos constructivos presentan un contraste limitado y los resultados son poco definitorios en algunos puntos, en otros la prospección magnética ha sido crucial para detectar procesos de combustión y demarcar zonas probablemente incendiadas.

En cambio, la prospección georadar no ha proporcionado resultados satisfactorios. La capa de vegetación y principalmente el hecho de que hubiera llovido durante la campaña de prospección han intervenido en contra de lo que serían unas condiciones adecuadas para la aplicación de este sistema. De todas formas, un perfil de prueba adquirido sobre el camino actual, libre de vegetación y sensiblemente menos húmedo, ha mostrado una señal con una calidad notablemente superior. De esta forma no se descarta que en condiciones de menor humedad este sistema pueda proporcionar resultados más interesantes. Debido a la pendiente existente sobre todo en la zona más elevada, resulta imprescindible la aplicación de rutinas de proceso que corrijan el efecto de la misma para poder obtener una geometría correcta (Goodman et al. 2006).

La prospección eléctrica ha proporcionado resultados con buena definición en la zona más baja y han permitido describir con mayor precisión las formas de las estructuras constructivas ya detectadas en magnético. De esta forma se revela como el sistema más adecuado para describir el trazado urbano del asentamiento, aunque algunas de las divisiones internas no se han podido detectar con suficiente nitidez.

Desde el punto de vista arqueológico los resultados son muy interesantes ya que aportan luz sobre aspectos desconocidos hasta el momento.

La vista general ha permitido deducir que la ocupación del yacimiento no es homogénea, sino que hay zonas con mayor acumulación de restos y zonas con menor densidad de restos.

Por una parte la anomalía perimetral A1 divide el área de exploración en dos zonas. En la parte alta la densidad de anomalías detectadas es muy inferior al resto del área. Aunque esto podría indicar una menor afectación de esta zona, también puede ser debido a cambios en la topografía original. Las estructuras podrían haber sido arrasadas o bien enterradas a mayor profundidad impidiendo que sean detectadas por el gradiómetro magnético.

En la parte baja de la división se detectan la mayor parte de las anomalías claramente atribuidas a estructuras constructivas. Además encontramos el posible acceso A2 que separa el sector Oeste, con signos evidentes de combustión, del sector Este, donde se detecta una retícula de habitaciones (A5) pero donde no se detectan combustiones. Los muros hallados en la cata realizada en 2007 han sido detectados con ambos sistemas geofísicos, coincidiendo con el extremo nordeste de esta retícula. De esta forma y a falta de verificación arqueológica, la hipótesis es que toda esta retícula forma parte de un conjunto de habitaciones del asentamiento de la edad de Hierro. Resulta especialmente interesante la concentración de zonas termoalteradas en el sector Oeste, que podrían estar vinculados a incendios o bien a algún tipo de actividades relacionadas con fuego (Garcia et al., 2010).

5. REFERENCIAS

Aspinall, A., C. Gaffney , A. Schmidt (2008). "Magnetometry for Archaeologists". Lanham, AltaMira Press,

Buces, J. (2009). "Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi" Campaña 2009. Inédita

Buces, J. (2010). "Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi". Campaña 2010. Inédita

Buces, J. (2011). "Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi". Campaña 2011. Inédita

Carrere, M (2007). "Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi". Campaña 2007. Inédita Carrere, M (2008). "Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de

Irulegi". Campaña 2008. Inédita

Clark A. (2006). "Seeing Beneath the Soil. Prospecting methods in archaeology" 2nd edn. reprinted". Routledge.

English Heritage (2008). "Geophysical Survey in Archaeological Field Evaluation. 2nd Edition". English Heritage

Garcia, E., C- Padrós, A. Pujol, R. Sala and R. Tamba (2010). "Resultats preliminars de la primera campanya d'excavació al jaciment de puig ciutat (Oristà, Osona)". Ausa XXIV 166 pp. 685-714. Patronat d'Estudis Osonencs

Goodman D, Y. Nishimura and J.D. Rogers (1995). "GPR time slices in archaeological prospection". Archaeological Prospection 2, 85-89.

Goodman D, Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi. (2006). "Correcting Topography and the Tilt of Ground-Penetrating Radar Antennae". Archaeological Prospection 13, 157-161.

Martinena Ruiz, J. J. (1980). "Navarra, castillos y palacios". Salvat Ediciones.

Sagredo, I. (2006). "El castillo de Irulegi". Ayuntamiento del Valle de Aranguren. Sala, R. E. Garcia and R. Tamba (2012). Archaeological Geophysics - From Basics to New Perspectives. En OLLICH-CASTANYER I. (Ed), Archaeology., New Approaches in Theory and Techniques, InTech, Available from. http://goo.gl/UOUe1
Interpretación integrada de la geofísica realizada en las lagunas de Estaña (Huesca) Integrated interpretation of the geophysical works carried out at the Estaña lakes (Huesca Spain)

F. M. Rubio⁽¹⁾, J. L. Plata⁽¹⁾, C. Pérez-Bielsa⁽²⁾, L. J. Lamban⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid), fm.rubio@igme.es

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala 44, 50006, Zaragoza

SUMMARY

Within the project "Hydrogeological working of wetlands related to groundwater in the Ebro basin (2008-2010)" several geophysical surveys consisting of: 10 electrical profiles (EP), 18Magnetic Resonance Soundings (MRS), and natural gamma and resistivity logs in 5 wells have been made in the neighborhood of the lakes of Estaña. The objective of these works is to provide information for developing a hydrogeological model that allows to determine the relationship between groundwater and the lakes and to establish the hydrogeological limits in its surroundings. The electrical profiles have been used to study the continuity in depth of the materials mapped at the surface (silt and conglomerate from the Quaternary, clays and gypsum from the Triassic, and dolomite and limestone from the Muschelkak), as well as the contact between the Upper Cretaceous limestones (Syncline of Estopiñan) and the Triassic. MRS have been used to set the hydrogeological limits in the surroundings of the lakes, assessing the presence of water and its depth. A joint interpretation of all these data has been carried out, making the correlation between the boreholes and the MRS and EP data, as well as between the surface resistivity from EP and surface geology, obtaining a relation of correspondence between lithology and water content with resistivity. Using this relation resistivity sections have been interpreted in hydrogeological and lithological terms, and resistivity maps at different depths have been drawn showing the geological structures of the area. Subsequently, the geological situation of the volume investigated by each MRS has been identified, in order to determine the feasibility to their inversion using 1D models, concluding that it is possible for most of the sites. The presence of water is identified in fractured limestones from the Muschelkalk, that appears overlying the Triassic clays and gypsum, which would works as an impermeable base of the aquifer until more than 100 m of depth. Maps of the distribution of the aquifer at several depths have been drawn by correlation of resistivity and porosity deduced from MRS.

1. INTRODUCCIÓN

Las Lagunas de Estaña (Huesca) se sitúan en el prepirineo aragonés (noreste de España). Constituyen un conjunto de lagos naturales de origen karstico y con agua dulce de manera permanente. Se localizan dentro de una cuenca cerrada, donde las rocas dominantes son carbonatos y evaporitas, tectónicamente compleja y con escasa información del subsuelo (Perez-Bielsa et al, 2012), figura 1.

El objetivo de las campañas geofísicas es contribuir al desarrollo de un modelo hidrogeológico que permita determinar la relación entre el agua subterránea y las lagunas, y establecer límites hidrogeológicos en su entorno.

En particular, se trata de estudiar la continuidad en profundidad de los materiales cartografiados en la superficie (limos con cantos sueltos del cuaternario, arcillas y yesos Triásicos, y dolomías y calizas del Muschelkalk).

Un mayor desarrollo del trabajo de análisis efectuado en este Proyecto se encuentra en Plata y Rubio (2009) y Plata (2010).

2. CAMPAÑA GEOFÍSICAS

Se han llevado a cabo las siguientes campañas geofísicas:

Campaña de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), para verificar la existencia de agua alrededor de las lagunas. Se han medido un total de 18 SRM, distribuidos a lo largo de la zona, rodeando las lagunas y enlazándolas con las calizas cretácicas del sinclinal de Estopiñan. La situación final y el tamaño de las antenas de los SRM han estado condicionados por las características del terreno. El equipo empleado ha sido el NUMIS plus de la casa francesa IRIS. Las antenas dispuestas han sido normalmente cuadradas, variando en tamaño entre 50 y 150 m de lado; en algún caso se ha tenido que emplear antena en forma de ocho debido al ruido existente en alguna parte de la zona, aunque en general la relación señal/ruido obtenida ha sido excelente. Los SRM han sido interpretados empleando el software SAMOVAR v6 2 proporcionado por la casa IRIS. De todos los SRM solamente en dos no se ha obtenido una señal de resonancia, lo que indica la no

existencia de agua o que se encuentra a una profundidad superior a la de investigación de los SRM (del orden de 150 m máximo), estos dos SRM se localizan al sureste de la zona de estudio junto al sinclinal de Estopiñan.





Perfiles de resistividad para determinar la continuidad de las estructuras geológicas superficiales. Se han distribuido alrededor de las lagunas y conectando los SRM. Se han medido un total de 10 perfiles de resistividad con un equipo ABEM SAS 4000 empleando el sistema LUND. Todos los perfiles se han realizado con un espaciado entre electrodos de 15 m (solo uno se midió con 5 m) y alcanzando una longitud total de 1200 m. Se han empleado dos tipos de dispositivos: Wenner y Schlumberger, para poder comparar los resultados y de esta forma confirmar las interpretaciones obtenidas.

Los perfiles se han invertido empleando el programa RES2DINV v3.46b (Loke 1999), teniendo en cuenta la topografía.

Realización de sondeos mecánicos con recuperación de testigos, con un total de 180 m perforados. Se han efectuado 6 sondeos mecánicos para la obtención de datos de carácter hidrogeológico, así como para apoyo de la interpretación de la información geofísica. Una vez finalizada la perforación y acondicionamiento de los sondeos mecánicos, se llevó a cabo la testificación geofísica de 5 de ellos. Se empleo el instrumento RG Micrologger II (SN 4082), registrándose los parámetros:

-Radiación gamma natural GN en cps: indica el mayor o menor contenido en arcillas en sentido cualitativo.

- Resistividad de la formación R en ohm.m: Usada conjuntamente con la radiación gamma natural permite la identificación de los materiales carbonatados, así como diferenciar su contenido en agua (La sonda utilizada mide la conductividad de la formación Cf en mS/m, inverso de la resistividad).

Conductividad del fluido C en mS/cm a la temperatura ambiente
 Temperatura del fluido T en °C.

3. ANÁLISIS CONJUNTO DE LOS DATOS

Para efectuar el análisis conjunto de los datos geofísicos obtenidos hay que tener en cuenta que la testificación de un sondeo mecánico solo informa de las propiedades (resistividad y gamma natural) de las rocas de las paredes del sondeo en un radio de pocos cm y hasta la profundidad testificada. Los Sondeos de Resonancia Magnética integran la información del contenido en agua (porosidad eficaz) y permeabilidad de las rocas en un área de 75 a 225 m de radio entorno el punto central de la antena, y hasta una profundidad de 50 a 150 m (valores para antenas de 50 y 150 m de lado respectivamente). Los perfiles eléctricos proporcionan un valor de la resistividad de las rocas como resultado del paso de la corriente eléctrica por un volumen del subsuelo variable con la profundidad, según las dimensiones del dispositivo de electrodos de emisión y de medición; esto puede suponer la integración de la resistividad de un área de 25 a 600 m de radio entorno del punto central de atribución, para profundidades de 7 a 200 m; por lo tanto los valores asignados a un plano o sección vertical bajo los electrodos pueden estar afectados por rocas que realmente no se encuentran en dicho plano (efectos laterales). En casos de anisotropía en las estructuras geológicas, la dirección o rumbo del perfil también puede ser determinante en el valor de la resistividad.

El primer paso del análisis ha sido establecer la relación entre la resistividad calculada en las secciones geoeléctricas e interpolada a la posición de los sondeos mecánicos y la litología indicada por dichos sondeos De esta manera se ha obtenido un rango de resistividades para las diferentes formaciones existentes en la zona. Otra forma de encontrar esta relación es verificando los valores de la resistividad superficial de las secciones con la cartografía geológica, cuando existe garantía de que todos los electrodos están sobre el mismo tipo de terreno (figuras 2 y 3).

Una vez establecida la relación más probable entre la resistividad medida en los perfiles eléctricos y la litología, se ha tratado de deducir la morfología de las estructuras geológicas atravesadas por dichos perfiles. Del análisis e interpretación de las secciones se deduce que la distribución de la resistividad no está excesivamente apartada de un modelo 2D para la mayoría de los lugares medidos, lo que permite realizar una interpolación de la resistividad entre perfiles, habiéndose trazado mapas de distribución de la resistividad a diferentes profundidades (figura 3). Aunque existe alguna incertidumbre de la representatividad de dicha interpolación, los mapas permiten comparar los valores de resistividad con otros datos que no están medidos exactamente sobre los perfiles eléctricos, como mejor método que proyectar su posición sobre las secciones de resistividad. Así se ha hecho para los SRM y para los sondeos mecánicos. Estos mapas permiten además comprender mejor la evolución tridimensional de la geología de la zona.

El segundo paso ha sido analizar la correspondencia entre la resistividad y los parámetros determinados por los SRM. Se pretende ahora analizar la situación hidrogeológica a la luz de los mapas de

resistividad a diversas profundidades. La amplitud máxima E0 de la señal SRM es mayor cuanto mayores sean las dimensiones de la antena utilizada (para la misma cantidad de agua y a la misma profundidad), pero la morfología de las curvas E0(q) que expresan su variación con el momento de emisión q (profundidad de exploración), solo depende de las condiciones hidrogeológicas del lugar de medición, conteniendo información de la profundidad y potencia de los acuíferos (Plata y Rubio, 2007). Sin embargo, en caso de que el modelo hidrogeológico no sea de capas horizontales (modelo 1D), las mediciones E(t), y en consecuencia la morfología de las curvas E0(q), serán diferentes, y por lo tanto ya no está garantizado que puedan interpretarse cualitativamente en el sentido anteriormente establecido: la geometría del acuífero no es directamente deducible. En función de los modelos geológicos deducidos por los perfiles eléctricos, las condiciones de la zona estudiada no parece que se aparten mucho de un modelo de capas horizontales (al menos consideradas a la escala de las mediciones SRM), salvo en las situaciones en que la antena se ha dispuesto sobre contactos casi verticalizados.



Figura 2. Perfil eléctrico PE7. Parte superior: Posición del perfil sobre el mapa geológico con indicación de la resistividad superficial en Ohm.m (codificada en color según la leyenda), con yuxtaposición de la sección geoeléctrica (distribución de la resistividad hasta unos 200 m de profundidad). Parte inferior: perfil de resistividad superficial y su correspondencia con la posición geológica. (Upper: profile position on the geological map indicating the surface resistivity in Ohm.m (color coded according to legend), with juxtaposition of the geoelectric section (resistivity distribution to about 200 m depth). Bottom: surface resistivity profile and its correspondence with the surface geology)

En el análisis cualitativo de los SRM se ha establecido que la morfología de las curvas E0(q) podía ser utilizada para clasificar los lugares de medición desde un punto de vista hidrogeológico, aceptando un modelo bidimensional, estableciéndose la siguiente clasificación (Figura 4):

MRS tipo 1: curvas sin señal del agua.

MRS tipo 2: curvas que indican existencia de agua en profundidad, en poca cantidad y sin que se haya detectado bien ni su comienzo ni su final.

MRS tipo 3: existencia de un nivel potente de agua superficial, sin detección de su final

MRS tipo 4: existencia de un nivel potente de agua, más profundo que el tipo 3, sin detección de su final.

MRS tipo 5: existencia de agua superficial con detección de su final. MRStipo 6: existencia de agua superficial sin clara detección de su final.



Figura 3 Ejemplo de mapas de distribución de la resistividad a 0 y 30 m de profundidad. Se indica la posición de los perfiles, cuyos datos utilizados para la construcción del mapa quedan dentro del perímetro de la imagen. Las lagunas están representadas por los puntos blancos. Se indica también la posición de los SRM (cuadrados) y los sondeos mecánicos S (rombos). En la parte inferior se muestra la asignación de resistividad a los pisos geológicos obtenida en el estudio así cono el rango de colores asignado a la misma. (Example of maps of distribution of the resistivity at 0 and 30 m depth. The position of electrical profiles used to construct the map are indicated. The Lakes are represented by blue dots. It also indicates the position of the MRS (squares) and boreholes S (diamonds). At bottom: the resistivity asignation to geological layers and the color code stablish.)

La distribución geográfica de estos tipos se muestra en la Figura 4. A pesar de la complejidad geológica de la zona, puede observase cierta relación entre el tipo de curva y la litología donde está realizado el SRM.

La interpretación que puede hacerse de esta agrupación por su relación con la geología y posición de las lagunas es que el grupo 1 define el límite sur occidental de presencia de agua, junto al contacto con las calizas cretácicas. A este límite puede unirse el SRM E11, dada la poca fiabilidad de su inversión. El grupo 2 y 3 representan lugares con muy poca agua, están medidos directamente sobre las arcillas y yesos Triásicas, formando el E15 y E3 un pasillo de orientación Norte-Sur, que pasa entre las lagunas, donde la existencia de agua en los primeros 60 m es prácticamente nula. Los grupos 4, 5 y 6, pueden interpretarse como un aumento de la profundidad del tránsito de materiales de baja a alta permeabilidad a profundidades decrecientes con la distancia a las lagunas, excepto los E4 y E5 que suponen un caso aparte. En el caso de que el acuífero no presente una estructura tipo 1D, esta clasificación basada en el tiempo longitudinal T1 puede carecer de sentido, ya que los tiempos de decaimiento deducidos en la inversión no serán correctos.

Otra parte del análisis efectuado consiste en relacionar los valores de resistividad medidos en las secciones geoeléctricas con la

información de los Sondeos de Resonancia Magnética, resumida en la clasificación de sus curvas de campo E0(q), (potencia y profundidad del acuífero), y en la clasificación del resultado de su inversión (distribución del contenido en agua con la profundidad e información sobre la permeabilidad). Para ello, los SRM se han posicionado sobre los mapas de resistividad utilizando las coordenadas del centro de la antena, incorporando a dichos mapas la clasificación del SRM según los grupos de E0(q) y de w(z)-T1(z) al que pertenezca. Para cada profundidad se ha evaluado el valor de resistividad representativo del área cubierta por la antena del SRM: se trata por lo tanto de valores discretos a las mismas profundidades para las que se han obtenido los mapas de resistividad. Esta técnica puede aportar algunas mejoras respecto de la provección del SRM sobre la sección de resistividad. Para interpretar estos "pseudo-logs" de resistividad hay que tener siempre presente el diferente volumen del subsuelo involucrado en las mediciones SRM y PE, y que ambos métodos tienen la característica de proporcionar menos resolución con el aumento de la profundidad. Se ha comprobado que, para un mismo tipo de litología la disminución de la resistividad se corresponde en general con un aumento del tiempo de decaimiento T1 detectado en el SRM, lo que lleva aparejado un aumento de la permeabilidad. Aunque es evidente la diferencia de resistividad entre zonas no saturadas y saturadas, las variaciones en el contenido en agua en los SRM están menos reflejadas por la variación de la resistividad; este hecho unido a la baja porosidad indicada por los SRM puede interpretarse como una validación de la hipótesis de la existencia de fracturas o cavidades, como indica el alto valor obtenido del tiempo T1 y T2*. Las conclusiones derivadas de la clasificación de los SRM según el tipo de distribución w(z) y E0(q) que hemos establecido son confirmadas por la distribución de la resistividad.

4. GEOMETRÍA DEL ACUIFERO DEDUCIDA DE LOS SRM Y DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA RESISTIVIDAD

Una vez establecida la correspondencia entre la resistividad y la situación donde tanto los sondeos mecánicos como los SRM han detectado la presencia de agua, se puede establecer una clasificación en términos hidrogeológicos de la resistividad, como se indica en la Figura 5. La hipótesis finalmente establecida es que el agua está contenida en los materiales carbonatados y fracturados del Muschelkalk, no siendo evidente la existencia de cavidades, al menos de grandes dimensiones. Las arcillas y yesos del Triásico se consideran como un acuitardo, aunque en un origen puedan haber estado karstificados en sus tramos yesíferos

Con esta clasificación se han vuelto a trazar las secciones geoeléctricas, incluyendo los SRM que realmente se manifiestan en cada sección. Para obtener una visión del acuífero, se han trazado mapas a varias profundidades siguiendo el mismo criterio de clasificación de la resistividad (figura 5).



Figura 4. Clasificación de SRM de acuerdo con la morfología de su curva $E_0(q)$ y posición de los diferentes grupos sobre la geología. (*Classification of SRM according to the morphology of the curve E0 (q) and position of different groups on the geology.)*

El borde sur de la zona estudiada, en el contacto con el sinclinal de Estopiñan, está ocupado por materiales carbonatados muy poco permeables, con una pequeña zona de mayor permeabilidad en el centro. Esta zona se ensancha con la profundidad, de tal forma que a 30 m de profundidad todo el contacto muestra un cierto grado de permeabilidad. A partir de los 60 m se detecta la existencia de un posible acuífero en contacto con el Cretácico.

El flanco oriental de la zona presenta un núcleo de rocas del Muschelkalk muy poco permeables (en la mitad oriental del PE8), enraizado hasta el orden de los 20-30 m; dicho núcleo está rodeado de rocas con la posibilidad de estar más fracturadas, que también desaparecen a los 30 m de profundidad, pasando a permeables.

El borde occidental presenta rocas que pueden ser permeables, y que a partir también de unos 30 m de profundidad son sustituidas por rocas más permeables, excepto en un sector (mitad sur del PE2), que son muy poco permeables y pertenecientes a las arcillas y yesos del Triásico.

El borde norte está constituido en su partea central por rocas muy poco permeables (arcillas y yesos Triásicos), bordeadas por rocas más permeables, que a los 14 m de profundidad pueden considerarse ya acuífero, sobre todo en el Este. Esta situación se mantiene en este flanco en toda la profundidad investigada, aunque posiblemente el acuífero desaparece a unos 100 m de profundidad.

La aparente compartimentación estanca de las rocas permeables que se observaba en los cortes, toma en su visión en planta un aspecto de mayor continuidad. Los arcillas y yesos Triásicos muy poco permeables van progresivamente invadiendo la zona, de tal forma que a partir de unos 40 m podría hablarse de un acuífero oriental y otro occidental, comunicados por un canal, situación que se mantiene hasta al menos los 100 m de profundidad, a partir de donde es posible que todo el basamento sea impermeable. Dicho basamento impermeable, presenta a partir de los 40 m una facies de menor resistividad (p.e. en el extremo norte del PE8), que va aumentando su cobertura con la profundidad al menos hasta los 90 m, a partir de cuando comienza de nuevo a disminuir su sección aparente, configurando una estructura en forma de domo.

5. CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo es proporcionar información geofísica para desarrollar un modelo hidrogeológico que permita determinar las relaciones entre el agua subterránea y las Lagunas de Estaña. Se pretende establecer límites hidrogeológicos en su entorno, y en particular, estudiar la continuidad en profundidad de los materiales cartografiados en la superficie, así como del contacto entre las calizas del Cretácico Superior (Sinclinal de Estopiñán) y las arcillas y yesos Triásicos.

A través de los diferentes métodos utilizados, estos objetivos han sido cubiertos mediante la obtención de una serie de documentos geofísicos, fruto de una metodología especialmente diseñada para tratar de extraer de los datos de campo toda la información que contienen en un contexto geológico complejo. La interpretación dada no pretende ser la definitiva, sino que tiene que ser utilizada por expertos en otras materias (geología e hidrogeología) para darles su expresión más adecuada. No obstante, en general se ha llegado a perfilar una visión del subsuelo que debe de parecerse bastante a la realidad, con las limitaciones siempre existentes en la interpretación geofísica.





Figura 5 Interpretación de la situación hidrogeológica a 30 y 100 m de profundidad, de acuerdo a la relación propuesta entre la resistividad, la litología y el contenido en agua, cuadro inferior. (Interpretation of the hidraulic situation at 30 and 100 m depth, according to the relationship found among the resistivity, the lithology and the water content, bottom table.)

REFERENCIAS

- Loke MH (1999) "Time-lapse resistivity imaging inversion". In *Proceedings* of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society, European Section, Em1, Budapest.
- Pérez-Bielsa, C., Lambán J., Plata J.L., Rubio F.M. y Soto, R. (2012). "Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding and electrical resistivity tomography: a case-study of estaña lakes (northern spain)." *Hydrogeology journal* doi 10.1007/s10040-012-0839-1
- Plata J.L. (2010):"Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnetica, perfiles de resistividad y testificacion de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca)". Informe interno del IGME, NFD63939
- Plata J.L. y Rubio F.M. (2009) "Informe de las actividades geofísicas efectuadas en 2008 en las Lagunas de Estaña (Huesca)." Informe interno del IGME, NFD63764
- Plata, J.L., Rubio, F.M. 2007. "Basic theory of the magnetic resonance sounding method". Boletín Geológico y Minero. Special Issue on MRS. 118-3. 441-458. ISBN 978-84-7840-709-X.

Evaluación de puentes de arco de fábrica mediante GPR: El Puente Lubians (Galicia, España)

Evaluation of masonry arch bridges by GPR: The Lubians Bridge (Galicia, Spain)

Mercedes Solla⁽¹⁾, Henrique Lorenzo⁽¹⁾, Belén Riveiro⁽²⁾, Pedro Arias⁽¹⁾ y Alexandre Novo⁽³⁾

⁽¹⁾Department of Natural Resources Environmental Engineering, University of Vigo, A Xunqueira, 36005, Pontevedra, Spain, <u>merchisolla@uvigo.es</u>

⁽²⁾Department of Materials Engineering, Applied Mechanics & Construction, University of Vigo, Torrecedeira 86, 36208, Vigo, Spain. ⁽³⁾Geophysical Archaeometry Laboratory (www.gpr-slice.es), 20014 Gypsy Ln, Woodland Hills CA 91364, USA.

SUMMARY

Several masonry arch bridges are listed historical monuments in Spain, which are valuable tourist attractions or local landmarks. Many of these ancient structures are the oldest constructions still in use within the transportation infrastructure and as a result of the increase in traffic loads and their age they have undergone some structural decay. Ground-penetrating radar has been shown to be valuable in evaluating the state of conservation of ancient bridges in order to preserve their historical character. In this work, the Lubians medieval bridge was surveyed by using the 500 MHz and 1 GHz antennas. Results show that GPR mapping provides valuable information from a historical, archaeological and structural point of views. Interpretation and analysis of GPR data were supported by finite-difference time-domain numerical modelling. All this information is noteworthy for archaeologists and civil engineers as it can be used to take decisions about stability and for future strengthening measures.

1. INTRODUCCIÓN

Algunas organizaciones para la conservación y protección del Patrimonio Cultural (tales como ICOMOS o UNESCO) han catalogado una serie puentes de arco de fábrica en España como monumentos históricos. Muchas de estas construcciones estan todavía en servicio dentro de la infrastructura vial, y como resultado del incremento de cargas de tráfico al cual están actualmente expuestos y el paso del tiempo, algunos de ellos han derivado en un decaimiento estructural. Por lo tanto, resulta especialmente importante llevar a cabo una evaluación constante de su integridad estructural en cuanto a la preservación y restauración de estas entidades del Patrimonio Cultural. En este sentido, en las últimas décadas, se ha potenciado el uso de técnicas no-destructivas (TND); las cuales preservan el carácter histórico de la estructura a evaluación (Melbourne et al.(2006), Orbán et al. (2008)).

El Radar de Subsuelo (GPR), es un método geofísico dentro de las TND que ha sido amplia y eficazmente aplicado a la inpección y diagnosis de estructuras históricas (Ramírez-Blanco et al. (2008), Pérez-Gracia et al. (2009)). Sin embargo, todavía hay pocos estudios publicados en lo referente a su empleo sobre puentes de mampostería de piedra, con algunas excepciones (Colla et al. (1997), Flint et al. (1999), Pérez-Gracia (2001), Fernandes (2006), Arias et al. (2007), Orbán and Gutermann (2009), Lubowiecka et al. (2011)).

En la Comunidad Autónoma de Galicia (noroeste de España (Figura 1)), existen numerosos puentes históricos construídos durante el período Romano y principios del siglo XIX (Alvarado et al. (1989)). En este trabajo se presenta un estudio GPR para el análisis de viabilidad de este método en cuanto a la evaluación de puentes de arco de mampostería, y más concretamente sobre el puente medieval Lubians por presentar suficiente entidad históricoarqueológica. El objetivo del estudio es evaluar su potencial para la obtención de información de interés desde un punto de vista estructural, arqueológico e histórico. La propuesta contempla también el empleo de técnicas de fotogrametría para calibración y validación de la metodología. Además, cuando se trata de estructuras de mampostería cómo la que nos ocupa, el análisis e interpretación de los datos radar puede resultar complejo. En estos casos, la simulación numérica ha mostrado ser una herramienta útil que puede facilitar dicha intepretación (Millard et al. (1998)). Existen diferentes métodos de simulación numérica para simular la propagación de las ondas GPR (Goodman (1994), Convers (2004), Giannopoulos (2005)). La simulación permite obtener información sutil en la interpretación de datos reales tales como reverberaciones de la señal radar y presencia de reflexiones múltiples (Solla et al. (2011a)).



Figura 1 – Situación del Puente Lubians en Europa (Noroeste de España). (Location of the Lubians Bridge in Europe (northwest of Spain).)

El puente medieval Lubians fue construido en el siglo XV sobre el río Rosende, en el ayuntamiento de Carballo (Figura 1). Este puente presenta cuatro arcos de medio punto de luces comprendidas entre 6.7 y 3.1 m, perfil ligeramente alomado y calzada medieval de 2.5 m de ancho (Figura 2).



Figura 2 - Vista general del Puente medieval Lubians desde aguas arriba. (General view of the medieval Lubians bridge from the upstream side.)

2. METODOLOGÍA

El estudio GPR comprendió la adquisición de dos perfiles con la antena de 500 MHz sobre la calzada del puente en el sentido longitudinal de la estructura. Con el objetivo de analizar la estructura completa del puente, esta frecuencia fue elegida como la más adecuada debido a que presenta un buen compromiso entre resolución y penetración. Considerando una velocidad de propagación de la señal radar de 14.0 cm/ns, tal y como ha sido referenciada en la bibliografía especializada para medios graníticos secos (Daniels (2004)), esta antena proporciona unos 6 m de penetración en profundidad (bajo condiciones óptimas) y una resolución de datos fueron 677 muestras por traza, ventana de tiempos total de 100 ns, e intervalo de disparo de 2 cm.

Como paso previo a la interpretación de los datos, los radargramas adquiridos fueron procesados utilizando la secuencia de filtrado que se muestra en la Tabla 1. El procesamiento de los datos se realizó mediante el empleo de software específico ReflexW versión 5.6. Adiccionalmente, para una correcta interpretación de los datos y con el fin de mejorar la imagen final, tal y como recomiendan otros autores (Goodman (2006)), los radargramas fueron corregidos por topografía con datos (X,Y,Z) adquiridos con una estación total.

Tabla 1 - procesamiento de los datos obtenidos con la antena de 500 MHz y 1 GHz. (*Data processing applied to the GPR data acquired with both 500 MHz and 1 GHz antennas.*)

Step	Details
1	Corrección del tiempo cero
2	Filtro temporal (dewow)
3	Ganancia (gain function)
4	Filtro espacial (subtracting average)
5	Filtro paso banda (butterworth)
6	Corrección topográfica

Otro parámetro de carácter estructural con suficiente relevancia es la determinación del espesor de dovelas en el interior de la estructura. Con este propósito, se llevó a cabo la recolección de datos GPR en el interior de la bóveda accesible a pie (primer arco desde el margen izquierdo aguas arriba (Figuras 2 y 3)), a lo largo del intradós de la misma en sentido longitudinal (Figura 4). De esta manera se evitarían una serie de reflexiones indeseadas que se suelen generar en la interfaz piedra-relleno; tales como las derivadas de la irregularidad en el acabado interno de las dovelas y presencia de aire a consecuencia de la separación del anillo de arco; así como las producidas por la heterogeneidad del material de relleno a emplear en este tipo de construcciones (Solla et al. (2011b)).



Figura 3- Primer arco desde la margen izquierda aguas arriba del Puente Lubians mostrando exudaciones. (the first arch of the Lubians Bridge from the left margin upstream showing moist ashlar.)

En este caso, la frecuencia seleccionada fue 1 GHz, y los parámetros de adquisición de datos fueron un intervalo de disparo de 1 cm, ventana de tiempos total de 30 ns, y 343 muestras por traza. Aunque la profundidad de penetración con esta antena es mucho

menor que con la de 500 MHz, ésta proporciona mayor resolución espacial (aproximadamente 4.5 cm), lo cual es el parámetro más importante a considerar para este caso. El procesamiento de la señal aplicado aquí se describe también en la Tabla 1, y para la corrección topográfica se utilizó la geometría de precisión obtenida mediante técnicas fotogramétricas.



Figura 4 -) Adquisición de datos con la antena de 1 GHz en el intradós de la bóveda. (GPR survey over the intrados surface of the vault with the 1 GHz antenna.)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 5 muestra los resultados radar obtenidos durante la adquisición sobre la calzada del puente con la antena de 500 MHz. Observando el radargrama procesado, es posible identificar las reflexiones hiperbólicas producidas en las interfaces arco-aire (R1) y aire-agua (R2). Sin embargo, las reflexiones correspondientes al primer y segundo arco de la margen izquierda aguas arriba no son tan fácilmente identificadas. Si nos centramos en el patrón de reflexiones generado sobre el segundo arco mencionado, es posible detectar un patrón de reflexiones mucho más complejo que en el resto del radargrama (R3). Esto puede estar debido a que, en este punto, el material de relleno es más heterogéneo que en el resto de la estructura; lo cual podria ser consecuencia de algún tipo de restauración o reconstrucción efectuada. A este efecto, existen referencias bibliográficas que avalan dicha hipótesis; según las cuales esta bóveda fue recientemente reconstruida como consecuencia de una avenida del río en 1984 (Alvarado et al. (1989)). En lo referente al primer arco, la atenuación o falta de apreciación de la reflexión generada podría deberse a que la sillería que compone la bóveda presenta cierta humedad. Se pueden observar algunas exudaciones en la Figura 3. Esta acumulación de humedad en el interior del elemento estructural podría ser consecuencia, en parte, de su emplazamiento en una zona sombría.

Con el fin de poder esclarecer esta hipótesis, se procedió al cálculo de la velocidad de la señal radar en medio granítico en diferentes zonas de la estructura del puente. Para la estimación, se consideraron los datos geométricos de precisión obtenidos mediante métodos fotogramétricos. Un buen conocimiento de la geometría del arco permitió, mediante el empleo del software ReflexW v.5.6, la determinación por adaptación de hipérbolas a la reflexión generada en la interfaz arco-aire (Sandmeier (2007)); la cual resultó en un rango de 7.3 a 10.0 cm/ns, lo que parece indicar que la estructura general del puente puede presentar problemas de humedad. Esta cantidad se corresponde con las referidas en la bibliografía especializada, donde se informa una velocidad de la señal radar de 12.5 y 10.5 cm/ns en granito seco y húmedo, respectivamente (Pérez-Gracia (2001)). Esta hipótesis se encuentra a su vez reforzada por la existencia de vegetación creciendo en la fábrica del puente (Figura 2). Toda esta información resulta de especial interés en cuanto a la estabilidad estructural del puente, puesto que podría estar relacionada con la existencia de fallos estructurales en la fábrica del mismo (huecos, grietas, pérdida de relleno, etc.); los cuales no son fáciles de detectar con GPR en este tipo de estruturas de mampostería granítica.



Figura 5 - Resultados radar obtenidos con la antena de 500 MHz sobre la superficie de la calzada. (GPR data acquired with the 500 MHz antenna over the pathway of the bridge.)

Observando el tercer arco desde el margen izquierdo (Figura 5), es posible identificar también las típicas reflexiones de esquina generadas en este tipo de elementos (R4). Éstas estarían producidas por la interfaz perpendicular generada entre la pared de la bóveda y la superficie del agua a ambos lados (Martinaud (2004)). Otra reflexión que llama la atención es la reflexión plana que se extiende a lo largo de la estructura inmediatamente bajo la línea de calzada (R5), que estaría indicando el espesor del pavimento en el interior del puente (debida al suficiente contraste dieléctico entre medios).

Adicionalmente, se construyeron modelos sintéticos (método de las diferencias finitas en el dominio del tiempo (FDTD)) con el objeto de evaluar el comportamiento de la señal radar en mampostería granítica seca (Figura 6A) y húmeda (Figura 6B) a fin de analizar la posible presencia de humedad en el interior de la estructura. La simulación fue realizada mediante el software GprMax v. 2.0 teniendo en cuenta la configuración real: antena de 500 MHz, ventana de tiempos de 100 ns, y distancia entre trazas de 2 cm. Para la caracterización de los medios granitico seco y húmedo, la permitividad dieléctrica asumida fue de 5 y 9 respectivamente; y la conductividad dieléctrica se estableció en 0.0001 y 0.01 S/m, respectivamente. Estos valores fueron establecidos a partir de datos publicados en la bibliografía especializada (Pérez-Gracia (2001)). A ambos radargramas sintéticos (A y B) se les aplicó el mismo procesamiento, para la correcta comparación del comportamiento de la señal radar en ambos casos. Se observa una atenuación de la señal radar para el caso de la simulación conteniendo medio granítico húmedo en relación al seco. Por lo tanto, de los datos reales, se puede asumir que la atenuación apreciada para el primer arco del margen izquierdo aguas arriba podría estar relacionada con la presencia de humedad en la fábrica que compone ese elemento.



Figura 6 - Simulación para comparación del comportamiento de la señal GPR en medio granítico seco (A) y húmedo (B). (Simulation to compare the GPR signal response in both dry (A) and wet (B) granitic media.)

La figura 7 ilustra el radargrama obtenido con la antena de 1 GHz sobre la superficie del intradós de la bóveda. Son fácilmente identificables tanto la reflexión generada en la interfaz arco-aire (R1) como la producida en la interfaz relleno-granito (R2), lo cual permitirá realizar una estimación del espesor de dovelas.



Figura 7 - Resultados radar obtenidos con la antena de 1 GHz sobre el intradós de la bóveda, donde se han identificado las reflexiones debidas a la intefaz arco-aire (R1) y relleno-granito (R2). (GPR data acquired with the 1 GHz antenna over the intrados surface of the vault, where both stone-air (R1) and fill-stone (R2) interfaces where identified.)

Considerando la velocidad de la onda calculada anteriormente, la la diferencia temporal entre ambas reflexiones (R1 y R2) ha permitido determinar el espesor de dovelas en el interior de la estructura. Éstos valores de espesor fueron medidos cada 5 cm, y el perfil longitudinal obtenido (valores en cm) se muestra en la Figura 8. Este perfil radar fue adquirido en la parte más externa del arco en la cara aguas arriba con el fin de validar la metodología comparando los resultados con los obtenidos por fotogrametría. El perfil de espesores por fotogrametría se ilustra también en la Figura 8. Comparando ambos perfiles, se observa como el acabado interno de las dovelas presenta cierta irregularidad en relación al visible tal y como era de esperar.



Figura 8 - Perfiles longitudinales obtenidos por fotogrametria y GPR para la determinación del espesor de dovelas. (*The longitudinal thickness* profiles generated form both photogrammetric and GPR data.)

La comparación de ambos perfiles (visible y no-visible) ha permitido determinar la diferencia entre las mediciones, y el valor promedio resultó en 1.8 cm. No obstante, en términos de exactitud, esta diferencia es un valor aproximado. Aunque los datos radar fueron adquiridos en la parte más externa del arco, los perfiles de comparación no se han registrado exactamente en el mismo punto puesto que hay que considerar que el GPR registra los datos en relación al centro de la antena (aproximadamente a 8 cm). Por lo tanto, la diferencias obtenida entre ambos métodos podría deberse más probablemente al acabado irregular que suelen presentar estos elementos estructurales.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo han confirmado la efectividad del GPR para la evaluación de puentes históricos de arco de fábrica. De la interpretación de los mismos, se ha podido obtener información de relevancia a nivel estructural así como modificaciones acontecidas a la largo de la historia del puente. Existen detalles estructurales de complicado análisis sin el empleo de un estudio de prospección geofísica, como son el espesor de dovelas y pavimento en el interior de la estructura. Además, analizando el comportamiento de la señal radar, se ha detectado la posible presencia de humedad afectando a la fábrica del mismo. En este sentido, la simulación numérica FDTD proporcionó información adiccional a nivel interpretacional que pudo ser comparada directamente a los datos radar reales, lo cual resultó de apoyo a la interpretación. Toda esta información puede resultar de especial interés en el ámbito de la ingeniería civil, especialmente para la toma de decisiones en cuanto a estabilidad estructural; así como el establecimiento de futuras medidas de conservación y consolidación.

Este estudio ha contado con financiación por parte de Ministerio Español de Ciencia e Innovación a través del proyecto de investigación "*Observatorio de puentes de arco de fábrica. Sistema integral de gestión*", codificado como BIA2009-08012.

5. **REFERENCIAS**

- Alvarado, S., M. Durán and C. Nárdiz (1989): "Puentes históricos de Galicia". Colegio oficial de ingenieros de caminos, canales y puertos. Xunta de Galicia. Arias, P., J. Armesto, D. Di-Capua, R. González-Drigo, H. Lorenzo and V. Pérez-Gracia
- Arias, P., J. Armesto, D. Di-Capua, R. González-Drigo, H. Lorenzo and V. Pérez-Gracia (2007): "Digital photogrammetry, GPR and computational analysis of structural damages in a medieval bridge". Engineering Failure Analysis, 14, 1444-1457.

- Colla, C., P.C. Das, D. McCann and M. Forde (1997): "Sonic, electromagnetic and impulse radar investigation of stone masonry bridges". NDT&E International, 30, 4, 249-254.
- Conyers, L.B. (2004): "Ground-penetrating radar for archaology". Altamira Press: Walnut Creek, California.
- Daniels, D.J. (2004): "Ground Penetrating Radar". The institution of Electrical Engineers: London.
- Fernandes, F. (2006): "Evaluation of two novel NDT techniques: microdrilling of clay bricks and ground penetratind radar in masonry". PhD thesis, Universidade do Minho.
- Flint, R.C., P.D. Jackson and D. McCann (1999): "Geophysical imaging inside masonry structures". NDT&E International, 32, 469-479.
- Giannopoulos, A. (2005): "Modelling ground penetrating radar by GprMax". Construction and Builing Materials, 19, 755-762.
- Goodman, D. (1994): "Ground-penetrating radar simulation for engineering and archaeology". Geophysics, 59, 224-232.
 Goodman, D., Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi (2006): "Correcting for
- Goodman, D., Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi (2006): "Correcting for topography and the tilt of ground-penetrating radar antennae". Archaeological Prospection, 13, 2, 157-161.
- Lubowiecka, I., P. Arias, B. Riveiro and M. Solla (2011): "Multidisciplinary approach to the assessment of historic structures based on the case of a masonry bridge in Galicia (Spain)". Computers and Structures, 89, 1615-1627.
- Martinaud, M., M. Frappa and R. Chapoulie (2004): "GPR signal for the understanding of the shape and filling of man-made underground masonry". Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar.
- Melbourne, C., L.D. McKibbins, N. Sawar and C. Sicilia Gailllard (2006): "Masonry arch bridges: Condition appraisal and Remedial Treatment". Documentation, CIRIA: London.
- Millard, S.G., M.R. Shaw, A. Giannopoulos and M.N. Soutsos (1998): "Modelling of subsurface pulsed radar for non-destructive testing of structures". ASCE Journal of Material Testing and Civil Engineering, 10, 188-196.
- Orbán, Z. and M. Gutermann (2009): "Assessment of masonry arch railway bridges using non-destructive in-situ testing methods". Engineering Structures, 31, 10, 2287-2298.
- Orbán, Z., G. Yakovlev and G. Pervushin (2008): "Non-destructive testing of masonry arch bridges – an overview". Bautechnick, 85, 10, 711-717.Pérez-Gracia, V., O. Caselles, J. Clapés, R. Osorio, J.A. Canas and L.G. Pujades (2009):
- Pérez-Gracia, V., O. Caselles, J. Clapés, R. Osorio, J.A. Canas and L.G. Pujades (2009): "Radar exploration applied to historical buildings: A case study of the Marques de Llió Palace in Barcelona (Snain)" Engineering failure analysis 16 4 1039-1050
- Llió Palace, in Barcelona (Spain)". Engineering failure analysis, 16, 4, 1039-1050.
 Pérez-Gracia, V. (2001): "Radar de subsuelo. Evaluación para aplicaciones en arqueología y en Patrimonio histórico-artístico". PhD thesis, Universidad Politécnica de Cataluña.
- Ramírez-Blanco, M., F. García-García, I. Rodríguez-Abad, R. Martínez-Sala and J. Benlloch (2008): "Ground-penetrating radar survey for subfloor mapping and analysis of structural damage in the Sagrado Corazón de Jesús Church, Spain". Archaeological Prospection, 15, 4, 285-292.
- Sandmeier, K.J. (2007): "ReflexW manual v.5.6". Sandmeier Scientific Software, from http://www.sandmeier-geo.de
- Solla, M., H. Lorenzo, F.I. Rial and A. Novo (2011a): "Ground-penetrating radar for the structural evaluation of masonry bridges: Results and interpretational tools". Construction and Building Materials, doi: 10.1016/j.conbuildmat.2011.10.001 (in press).
- Solla, M., H. Lorenzo, A. Novo, J.C. Caamaño (2011b): "Structural analysis of the Roman Bibei bridge (Spain) based on GPR data and numerical modelling". Automation in Construction, doi: 10.1016/j.autcon.2011.09.010 (in press).

Análisis comparativo de la resolución de las técnicas SASW, ReMi y *crosshole* para reconocer el perfil de rigidez en un terreno urbano *Comparision of the resolution of SASW, ReMi and crosshole techniques in order to*

establish the stiffness profile of an urban terrain

Pérez-Santisteban I.(1), Muñoz Martín A.(1, 2), Carbó Gorosabel A.(1) y Ruiz Fonticiella J. M.(3)

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), C.Universitaria, s/n 28040, Madrid, itziar_psantis@hotmail.com

⁽²⁾ Instituto de Geociencias del CSIC

⁽³⁾ Laboratorio de Geotecnia (CEDEX) c/Alfonso XII, 3, 28007, Madrid.

SUMMARY

This study compares the results obtained by three different geophysical methods that establish the shallow shear wave velocity profile (Vs) in the ground. Its objective is to compare the resolution and functionality of each of these methods when they are used in the same urban location. To do so, the results of SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) and Crosshole techniques have been compared to the relatively new ReMi (Refraction Microtremor) technique. The three tests were carried out at a site distinguished by frequent detritic facies changes, and by the presence of shear wave velocity reversals related to the sandy lithologies that alternate with more clayey and rigid layers. The Crosshole method distinguishes itself for its resolution, whereas the SASW and the ReMi techniques provide very similar results up to a depth of 10 m. From this depth on, the resolution of SASW decreases. In addition, the ReMi technique distinguishes itself by its functionality as it permits the creation of 2D sections that show the variation in stiffness in depth throughout the entire geophones array (46 m), and matches the geological profile obtained from the interpretations of the boreholes.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Debido al creciente interés en la ingeniería civil por caracterizar la distribución de la velocidad de ondas S (Vs) en el terreno, en los últimos años se han incrementado el número de técnicas que estiman este parámetro, como el análisis espectral de ondas superficiales, la sísmica pasiva, etc. Esto ha impulsado la necesidad de realizar estudios comparativos entre las distintas técnicas para analizar aspectos como la precisión, la funcionalidad o las posibilidades de aplicación de uno u otro método a cada problema de caracterización.

De este modo, en la bibliografía existen muchos estudios que comparan técnicas sísmicas en sondeos como PS-logging, Crosshole o Down-hole con técnicas no destructivas como los métodos basados en el análisis de las ondas superficiales. De los resultados de estas investigaciones, se deduce que las técnicas en sondeos estiman en la mayoría de los casos valores de Vs más precisos y algo más altos que las técnicas no destructivas debido principalmente a los diferentes volúmenes de terreno muestreados por cada técnica (Kuo *et al.*, 2009; Anderson *et al.*, 2007; Stephenson *et al.*, 2005; Xia *et al.*, 1999; Heath *et al.*, 2006; Pullammanappallil *et al.*, 2003). Esto se explica porque, a diferencia del PS-logging o del Crosshole, los métodos basados en las ondas superficiales registran un volumen de terreno creciente con la profundidad de muestreo, de modo que obtendrán diferentes valores de Vs al ser las condiciones del terreno heterogéneas.

También se han comparado entre sí distintos métodos no destructivos (Joh *et al.*, 2006; Jin *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2005; Asten y Boore, 2005). Las diferencias en los resultados se deben principalmente a que cada técnica emplea distintas fuentes, receptores y tipo de velocidad de fase analizado. Las técnicas activas como SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*) y MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) cubren un rango de frecuencias más alto que las técnicas pasivas como el ReMi (*Refraction Microtremor*) y por lo tanto alcanzan diferentes profundidades. Asten y Boore (2005) establecen que, en los primeros 30 metros de terreno, los valores de Vs obtenidos por 14 técnicas no destructivas sólo varían en un 15% respecto a la Vs medida en un sondeo mediante PS-Logging que es el valor de Vs que se emplea como referencia.

En algunos casos el ReMi ha presentado problemas de resolución en las capas más superficiales debido a que el rango de frecuencias contenido en el ruido ambiental no era suficiente para caracterizar los primeros metros del terreno. Por ejemplo Joh *et al.* (2006) no obtienen resultados correlacionables para los 4 primeros metros de profundidad o Jin *et al.* (2006) y Liu *et al.* (2005) lo utilizan como método complementario de otros métodos activos para llegar a profundidades mayores. En todas las comparaciones estudiadas, la técnica ReMi destaca por su funcionalidad y por ser idónea en zonas urbanas o con alto ruido ambiental, lugares donde otras técnicas sísmicas suelen presentar problemas para reconocer la señal. Además destaca por alcanzar las mayores profundidades de investigación (Pullammanappallil *et al.*, 2003).

Para esta investigación se ha querido contrastar la eficacia de dos técnicas basadas en el análisis de las ondas superficiales, SASW y ReMi, y un ensayo sísmico en sondeo, el Crosshole.

El principal objetivo de esta comparación entre métodos sísmicos es analizar la resolución o precisión de cada técnica para interpretar el modelo del terreno más parecido al real. También se quiere cotejar la desviación en los valores de Vs obtenidos con cada método cuando se emplean en un mismo emplazamiento y, por último, se analizará la funcionalidad de las distintas técnicas sísmicas en relación con la rapidez en la adquisición de datos y en el procesado, así como la aplicabilidad de cada ensayo.

2. SITUACIÓN DE LOS ENSAYOS

Para esta comparación entre métodos sísmicos, los distintos ensayos se realizaron sobre unos sondeos experimentales ejecutados por el Laboratorio de Geotecnia en una instalación del CEDEX situada en el centro de Madrid (Fig.1). Los ensayos de SASW y ReMi se realizaron en el centro de la parcela, con centro entre los sondeos S-3 y S-4. El ensayo de Crosshole se realizó entre los sondeos S-1, S-2 y S-3, que estaban separados 5 m entre sí.



Figura 1- Localización de los ensayos en una parcela de la calle Julián Camarillo. (Placement of the surveys in a parcel in Julian Camarillo Street.)

En esta área de investigación se realizaron 5 sondeos, a partir de los cuales se ha podido interpretar el corte geológico de la parcela (Fig.2). Así, en esta sección, bajo un espesor moderado de rellenos antrópicos (1-2 m), encontramos una alternancia de facies detríticas asociadas a episodios más o menos energéticos dentro de los abanicos aluviales que rellenaron la cuenca de Madrid durante el Terciario. Habitualmente estos materiales se clasifican en función de su contenido en finos (< 0.08 mm) y es frecuente referirse a ellos según la nomenclatura recogida en la tabla 1.

Tabla 1 - Clasificación de las facies detríticas de Madrid en función de su contenido en finos. (Classification of the detritic facies of Madrid according to their clay content.)

Litologías	% finos	Leyenda	
Arena de miga	< 25 %	AM	
Arena tosquiza	25 - 40 %	At	
Tosco arenoso	40 - 60 %	Та	
Tosco	> 60 %	Т	

En este caso tenemos una alternancia entre Toscos arenosos y Arenas de miga hasta unos 16 m de profundidad donde encontramos una capa de transición hacia las Peñuelas, que se corresponden con unas arcillas duras, muy plásticas y litificadas.

Como vemos, el corte geológico de esta parcela se caracteriza por el frecuente cambio lateral de facies que da lugar a un perfil de rigidez muy heterogéneo y con capas de menor consistencia bajo otras más rígidas, ya que normalmente las litologías arcillosas suelen tener mayores valores de Vs que las arenosas.



Figura 2 – Corte geológico de la parcela interpretado a partir de los sondeos. (*Soil profile of the parcel interpreted throughout the data from the boreholes.*)

3. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DE LA TÉCNICA SASW

Para realizar un ensayo mediante la técnica SASW (Stokoe et al., 1994) se disponen sobre el terreno dos receptores, separados una distancia conocida, que registran el movimiento del terreno para las diferentes frecuencias producidas por un vibrador vertical alineado con ellos. Mediante el análisis espectral se puede calcular el desfase para una misma frecuencia entre dos posiciones diferentes, y calcular así la velocidad de las ondas Rayleigh (V_R) para esa frecuencia.

$$V_R = \frac{D_{12} \cdot 2 \cdot \pi \cdot f}{\theta_{12}} \tag{1}$$

donde D_{12} es la distancia entre receptores y θ_{12} el desfase en grados para cada frecuencia *f*.

Entonces para caracterizar el terreno y construir la curva de dispersión es decir la curva que relaciona cada V_R con su frecuencia (ecuación 2), es necesario medir un amplio rango de frecuencias, para lo que habrá que ir cambiando la separación entre los geófonos y la posición de la fuente y repetir el ensayo.

$$V_R = f \cdot \lambda \tag{2}$$

Para este análisis comparativo se realizó un ensayo de SASW con centro entre los sondeos S-3 y S-4 y con separaciones de receptores siguiendo la secuencia: 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2, 4, 8, 10 y 16 m. Para separaciones de hasta 4 m, la fuente de excitación consistió en un barrido lineal de frecuencias mediante vibrador electrodinámico modelo 812E/50LP de 500 Newton que cubre un rango de frecuencias comprendido entre 100 y 5000 Hz. Para separaciones superiores, se utilizó la energía del impacto producido por la caída de una masa mediante un dispositivo diseñado por el Laboratorio de Geotecnia del CEDEX análogo a un deflectómetro de impacto. Como receptores, se emplearon acelerómetros de alta frecuencia hasta separaciones de 4 metros y geófonos de 1 Hz para separaciones mayores. Para la adquisición de datos en campo, se empleó el programa "Tomaonda", desarrollado por el Laboratorio de Geotecnia, considerando en general el promedio de 10 medidas por cada distancia y orientación. El ensayo se repitió varias veces variando el límite superior de la frecuencia máxima de registro con objeto de obtener un número representativo de ciclos y aumentar la precisión de las medidas.

En este caso, la parcela estaba pavimentada, por lo que fue necesario taladrar el asfalto para asegurar un buen acoplamiento entre los acelerómetros y el terreno. También se trató de caracterizar el espesor y la Vs del pavimento, para lo que se realizaron los registros con las separaciones entre acelerómetros de 0.10 y 0.25 m. Estas pequeñas separaciones entre acelerómetros se deben a que en la técnica SASW, para detectar capas tan delgadas, la distancia entre sensores debe de ser aproximadamente el doble del espesor de la capa que se quiere caracterizar con el fin de evitar el efecto del campo cercano y asegurar que la energía registrada corresponde a una onda Rayleigh.



Figura 3 – Función de coherencia (arriba) y espectro cruzado de fase registrado durante la adquisición de la técnica SASW. (Coherence function (above) and phase of the cross-power spectrum registered during SASW data acquisition.)



Figura 4 – Curva de dispersión experimental y ajuste del modelo (puntos gruesos). (*Experimental dispersion curve and adjustment of the model (big points).*)

A partir de la interpretación de los espectros cruzados de fase para cada separación de receptores y orientación de la fuente, se puede determinar el desfase entre las señales recibidas en uno y otro sensor para cada frecuencia (Fig. 3). De esta forma, se calcula la velocidad de fase que corresponde a cada longitud de onda y se obtiene la nube de datos experimentales a la que habrá que ajustar la curva de dispersión teórica asociada al modelo de distribución de Vs en profundidad (Fig. 4).

Para interpretar las curvas de dispersión así registradas y convertirlas en un modelo de distribución de Vs en profundidad, se utilizó el programa de inversión desarrollado por Roesset *et al.* (1991), que supone un modelo equivalente de terreno compuesto por capas horizontales de espesor variable.

Así se obtiene el perfil de distribución de Vs en profundidad, que debe representar las variaciones de rigidez de la columna estratigráfica media entre los sondeos S-3 y S-4 (Fig. 5).



Figura 5 – Perfil de distribución de Vs en profundidad obtenido mediante SASW. *(Shear wave velocity model obtained by SASW.)*

En primer lugar, aparece una capa de tan sólo 10 cm de espesor y una Vs de 1500 m/s que corresponde al asfalto que pavimenta la parcela pero que no se ha representado en la figura 5 por problemas de escala. A continuación se obtiene un perfil de distribución de Vs en profundidad que se ajusta muy bien a la columna estratigráfica, detectando las inversiones de velocidad asociadas a las Arenas de miga, menos rígidas que los Toscos arenosos circundantes. Sin embargo, en torno a 11 metros de profundidad no se detecta una capa de Arenas tosquizas de 1,5 m de espesor de modo que, de 7 a 15 m de profundidad la alternancia entre Arenas de miga y Arenas tosquizas queda incluida en una única capa de baja Vs (420 m/s). A 15 m de profundidad destaca el contacto con la transición entre el Tosco y la Peñuela con un fuerte incremento de Vs hasta valores de 620 m/s, aunque a 19 m la Vs desciende hasta los 400 m/s para las Peñuelas o arcillas duras inferiores.

4. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DE LA TÉCNICA REMI

El método ReMi (Louie, 2001) consiste en la adquisición de ruido sísmico ambiental a lo largo de una línea de geófonos separados entre sí una distancia conocida y regular. La línea de geófonos se extiende centrada sobre el punto del que se quiere obtener el perfil de distribución de velocidades, puesto que el resultado del ensayo es una media de las velocidades medidas a lo largo de toda la implantación. Se emplea un geófono por canal que registra el ruido generado por el tráfico, el movimiento de personas, el viento o cualquier otro fenómeno, por lo que en principio no es necesario aplicar otras fuentes activas de energía y por eso este ensayo también se conoce como sísmica pasiva.

En la parcela de Julián Camarillo se realizó una implantación de sísmica pasiva con centro entre los sondeos S-3 y S-4, muy cerca del punto central del ensayo de SASW. Para esta línea sísmica se utilizaron 24 geófonos de 4.5 Hz separados 2 m entre sí y se tomaron 10 registros de 30 segundos de duración para un intervalo de muestreo de 2 ms. A pesar de que la parcela está situada en el centro de Madrid, se trató de incrementar el contenido del ruido en las altas frecuencias golpeando con una maza de manera aleatoria a lo largo de toda la línea de geófonos, para mejorar así la caracterización de los primeros metros de terreno.

Como la parcela estaba asfaltada, fue necesario situar los geófonos sobre macetas de plástico rellenas de arena ligeramente humedecida de forma que los geófonos se mantuviesen en posición vertical y en contacto con el terreno.



Figura 6 – Picado de la curva de dispersión sobre la imagen espectral de la energía registrada mediante la técnica ReMi. (Picking of the dispersion curve over the spectral ratio image registered through ReMi technique.)

Mediante el procesado del registro se obtiene una imagen espectral de la energía sobre los ejes de frecuencia en abscisas y la inversa de la velocidad en ordenadas (Fig. 6). En esta imagen, de todos los eventos sísmicos registrados contenidos en el ruido sólo las ondas Rayleigh muestran una tendencia porque son ondas dispersivas y las distintas frecuencias viajan a diferentes velocidades. Así, para determinar la curva de dispersión en esta imagen se elige la velocidad mínima de las ondas Rayleigh, ya que como no hay una orientación fija de la fuente de energía hay que evitar las velocidades aparentes más rápidas de las ondas que llegan con direcciones oblicuas a la línea de geófonos.

Para modelar la distribución de Vs con la profundidad a partir de la curva de dispersión picada en la imagen espectral, se empleó el software SeisOptReMi basado en un código de Saito (1979, 1988).

El perfil de distribución de Vs en profundidad obtenido mediante la técnica ReMi concuerda muy bien con la columna estratigráfica que corresponde al centro de la implantación sísmica (Fig. 7).



Figura 7 – Modelo de distribución de Vs en profundidad interpretado para la técnica ReMi junto a su columna estratigráfica correspondiente. (Shear wave velocity model obtained by ReMi technique next to its corresponding stratigraphic column.)

Las capas de Arena de miga muestran una rigidez más baja que los Toscos arenosos que las limitan, con un valor de Vs de 270 m/s para la capa más superficial y entre 340 y 400 m/s para las capas más profundas. El nivel de transición entre el Tosco y las Peñuelas destaca por un marcado incremento de Vs hasta valores de 567 m/s, que vuelve a aumentar en torno a 18 m de profundidad, asignando a las Peñuelas un valor de Vs de 690 m/s.

5. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DEL ENSAYO CROSSHOLE

El ensayo de Crosshole (Stokoe y Woods, 1972) se realizó entre los sondeos S-1, S-2 y S-3 que están separados 5 metros entre sí. El sondeo S-3 actuó como sondeo emisor y los sondeos S-1 y S-2 como receptores ya que llevaban alojados los geófonos. El ensayo se realizó en avances de 1 metro, desde 1 hasta 26 m de profundidad.

Este método se basa en medir las ondas S que viajan directamente desde la fuente hasta los receptores, por lo que para evitar refracciones o reflexiones de las ondas durante el trayecto es fundamental la correcta ejecución de los sondeos. De esta forma, para evitar posibles alteraciones, el diámetro de los sondeos debe ser el mínimo posible compatible con la instalación de los equipos emisores y receptores en su interior. En este caso los sondeos tienen un diámetro de 90 mm y están revestidos con entubación de PVC cementada al terreno para asegurar una transmisión correcta de las ondas.

Para los propósitos de esta investigación se quería determinar únicamente la Vs. De manera que para evitar problemas de interpretación, se empleó una fuente desarrollada por el Laboratorio de Geotecnia del CEDEX que genera principalmente ondas tangenciales. Esta fuente consiste en un yugo deslizante que, accionado mediante un cable desde la superficie del terreno, permite golpear hacia arriba y hacia abajo un cilindro metálico previamente anclado a las paredes del sondeo. El sistema de anclaje de la fuente emisora a las paredes del sondeo consiste en un sistema hidráulico constituido por doce pistones de doble efecto instalados en su interior y una bomba de aceite que transmite presión a los pistones desde la superficie del terreno mediante dos mangueras. De esta forma, se puede cizallar en la dirección vertical el contacto entre las paredes del sondeo y el terreno a cualquier profundidad. Permite, además, efectuar dos registros independientes para cada profundidad, con diferente sentido en el impacto que produce la señal, lo que facilita la identificación de la primera llegada de las ondas S en los sismogramas.

Para registrar la señal se utilizaron dos geófonos de 28 Hz y de tres componentes que se acoplan a las paredes del sondeo a la misma profundidad que la fuente emisora mediante un mecanismo de accionamiento neumático, que expande una goma unida al geófono hasta adaptarse perfectamente a las paredes del sondeo.

El registro se realizó con un sismógrafo Abem de 24 canales para un intervalo de muestreo 250 μ s (512 muestras en registros de 128 ms). Para mejorar la calidad de los registros, se sumó (stacking) seis veces la señal producida para cada orientación de la fuente. Así se consigue acumular la energía transmitida al terreno por una serie sucesiva de impactos y se magnifica la onda que se intenta detectar, de modo que no se necesita recurrir a filtros que pueden distorsionar de manera significativa la forma de las ondas y en consecuencia alterar los tiempos de llegada.



Figura 8 – Sismograma obtenido en el ensayo de Crosshole para cada metro de profundidad y para cada orientación de la fuente de energía. (Seismogram obtained in the Crosshole survey for each meter and for each orientation of the energy source.)

Para realizar el ensayo de Crosshole se sitúan a la misma profundidad la fuente y los geófonos de los dos sondeos receptores y se realizan los registros para las dos polaridades de la fuente. A continuación se descienden los aparatos de medida hasta la siguiente profundidad de investigación y se vuelve a registrar. Esta operación se repite sucesivamente hasta completar toda la longitud del sondeo o hasta terminar el ensayo.



Figura 9 – Modelo de distribución de Vs interpretado del ensayo Crosshole para el S-2 a 5 m de la fuente de energía. (Shear wave velocity model interpreted by the Crosshole survey for S-2, 5 meters away from the energy source.)

El primer paso del procesado consiste en identificar la primera llegada de las ondas S en todos los registros. Se asume que la transmisión de la señal sísmica desde el emisor situado en el sondeo S-3 hasta los receptores localizados en los sondeos S-1 y S-2 es directa, sin sufrir refracciones o reflexiones, porque no hay cambios importantes de rigidez ni de buzamiento entre capas y las distancias de medida son pequeñas. Por lo tanto, los tiempos de las primeras llegadas corresponden a los tiempos de viaje desde el punto donde se genera la señal hasta cada uno de los sondeos receptores. De esta forma se puede calcular la Vs como el cociente de la distancia recorrida por la onda S (5 m hasta S-2 y 10 m hasta S-1) y el tiempo de viaje picado en los sismogramas (Fig. 8). A partir de la interpretación de los registros se obtuvieron los siguientes modelos de distribución de Vs en profundidad (Fig. 9 y 10).



Figura 10 – Modelo de distribución de Vs interpretado del ensayo Crosshole para el S-1 a 10 m de la fuente de energía. (Shear wave velocity model interpreted by the Crosshole survey for S-1, 10 meters away from the energy source.)

El ensayo Crosshole caracteriza la Vs de cada metro de terreno en profundidad y por lo tanto proporciona unos modelos muy detallados y que se ajustan bien a sus columnas estratigráficas correspondientes. Las Arenas de miga aparecen caracterizadas por valores de Vs más bajos que las litologías tosquizas que las rodean, aunque los espesores de estas inversiones de velocidad son menores que las capas de Arenas de miga detectadas en los sondeos. En el S-2, a 5 metros de la fuente de energía, la capa de transición entre el Tosco y la Peñuela presenta un valor de Vs en torno a los 500 m/s, lo que supone un descenso de rigidez respecto a la alternancia entre Arenas tosquizas y Arenas de miga del nivel superior. Sin embargo, en el modelo obtenido para el S-1 (a 10 m del sondeo emisor) esta capa, que aparece a mayor profundidad, se caracteriza por un incremento de la Vs hasta valores de 604 m/s respecto a la alternancia de las facies detríticas superiores.

6. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR CADA TÉCNICA

Para comparar la resolución de cada una las técnicas sísmicas empleadas en la identificación de la estructura del terreno, se han representado los resultados de cada ensayo sobre su posición correspondiente en el corte geológico de la parcela (Fig. 11).

El ensayo Crosshole destaca por su resolución, ya que determina las variaciones de Vs de cada metro del terreno estudiado. Las capas de Arena de miga están caracterizadas por un descenso en los valores de Vs, aunque los niveles de menor rigidez que determina el ensavo son poco potentes y no afectan a todo el espesor del estrato. Cuando se alcanza el nivel de transición entre Toscos y Peñuelas los resultados en cada sondeo receptor son inversos. En el sondeo más cercano a la fuente, esta transición está caracterizada por un descenso de Vs, mientras que en el sondeo más alejado ocurre lo contrario y se produce un incremento de la rigidez de aproximadamente 100 m/s. La litología de esta capa es muy variable en su composición y resistencia de modo que, en el sondeo S-1, las arcillas y limos que la componen son más firmes y con presencia de nódulos carbonatados causados por episodios de somerización que conllevan una cierta cementación y por lo tanto un incremento de la rigidez. En cambio, en el sondeo S-2 esta litología presenta laminación difusa y menor consistencia. En general, el modelo del sondeo S-2, situado a 5 metros de distancia de la fuente de energía, se ajusta mejor a la distribución de litologías que el modelo resultante para el S-1. Esto se debe a que para el modelo del sondeo lejano se registra un mayor volumen de terreno, de forma que los resultados del ensayo corresponden a la media de las variaciones de rigidez existentes en esos 10 metros de distancia entre sondeos. Al mismo tiempo, los resultados para la mayor separación de receptores son más representativos de la geología de la parcela y más parecidos a los resultados de las técnicas ReMi y SASW.

La técnica ReMi es el segundo método con mayor poder de resolución, porque es capaz de caracterizar todas las intercalaciones entre capas de distinta rigidez. Las Arenas de miga se caracterizan por su menor valor de Vs respecto a las litologías tosquizas circundantes y los espesores de las inversiones de velocidad coinciden con las litologías encontradas en los sondeos. A partir de esta alternancia entre facies detríticas la rigidez aumenta con la profundidad, de modo que tanto la capa de transición entre Toscos y Peñuelas como las Peñuelas destacan por sus altos valores de Vs, que para esta última litología alcanzan los 690 m/s.

La técnica SASW también ha demostrado una buena precisión en reconocer el perfil de distribución de rigidez del terreno, aunque ha sido la de menor resolución de los métodos comparados puesto que, entre los 7 y los 15 m de profundidad no detecta la alternancia



Figura 11 – Corte geológico de la parcela de Julián Camarillo con los modelos de distribución de Vs obtenidos en cada ensayo realizado. (Geological cross section of the parcel in Julian Camarillo Street with the shear wave velocity models obtained in each survey made.)

entre Arenas tosquizas y Arenas de miga, incluyendo todo este espesor en una única capa de baja Vs (420 m/s).El contacto con la capa de transición entre el Tosco y la Peñuela aparece claramente marcado por un incremento de Vs hasta valores de 620 m/s pero a 19 m detecta un valor de Vs de sólo 400 m/s para las Peñuelas. El descenso de rigidez en esta última litología contrasta con el incremento de Vs hasta los 690 m/s que detecta el método ReMi y los 600 m/s del ensayo Crosshole en el S-1 y no parece corresponder con las Peñuelas de consistencia dura, con nódulos carbonatados y niveles cementados que se testifican en los sondeos. Sin embargo, la técnica SASW destaca por su resolución cuando se ensaya para separaciones muy pequeñas entre acelerómetros (0,1 y 0,25 m de separación), ya que es capaz de caracterizar la capa de pavimento de sólo 10 cm de profundidad y una Vs característica para el hormigón de 1500 m/s.

A partir de los resultados del ensayo de SASW se demuestra que es una técnica muy precisa hasta los primeros 10 metros de profundidad, pero la resolución va disminuyendo al aumentar la profundidad de investigación obteniéndose resultados poco fiables por debajo de esta cota. Durante la adquisición de un ensayo de SASW una mayor profundidad de medida implica una mayor separación entre receptores, lo que a su vez implica un mayor volumen de terreno registrado. Así, los valores de Vs para las capas más profundas corresponden a la media de la rigidez de un gran volumen de terreno y como la estructura no es homogénea disminuye la precisión en la determinación de los contactos.



Figura 12 – Comparación entre los modelos de Vs en profundidad para las tres técnicas investigadas. (Comparison of the average shear wave velocity models obtained for each of the three techniques studied.)

El ensayo Crosshole obtiene los valores de Vs más altos para las distintas litologías, siendo sus resultados en torno a 60 m/s mayores que los obtenidos por los ensayos basados en las ondas superficiales (Fig. 12). Los valores de Vs obtenidos mediante los métodos ReMi y SASW son muy similares entre sí, al igual que sus modelos para los primeros 10 metros de profundidad (Tabla 2).

Las diferencias en la precisión y en los valores de Vs medidos por cada técnica se explican por el diferente volumen de terreno muestreado en cada ensayo. La técnica Crosshole mide los valores de Vs para 5 ó 10 metros de distancia independientemente de la profundidad de medida, porque la fuente y los geófonos siempre se sitúan a la misma cota. En consecuencia, es la técnica de mayor resolución, sobre todo para el sondeo más próximo a la fuente, y la que obtiene los valores de Vs más altos. Sin embargo, los métodos basados en las ondas superficiales obtienen unos modelos de rigidez medios para todo el volumen de terreno incluido entre los receptores y la profundidad de medida alcanzada. En el caso del ReMi la distancia entre receptores ha sido de 46 metros, mientras que para el ensayo de SASW se han alcanzado los 32 m de distancia horizontal involucrada.

Tabla 2 – Comparación de los valores de Vs que asignan las distintas técnicas a cada capa. (Comparison of the Vs values that the different techniques assign to each one of the lavers.)

Litología	ReMi (m/s)	SASW (m/s)	Ch (m/s)
Relleno	200	230	284
Tosco arenoso	318	320	440
Arena Miga	271	260	0.50
Tosco arenoso	1225-22	520	358
	543		612
Arena Miga	399		470
	530	420	12.2
Tosco arenoso Arena Miga	-		605
Tosco arenoso	340		503
Tosco - Peñuela	567	6	
10000-1 010010		620	509
Peñuela	691	400	604

Además, a partir de los datos adquiridos en la línea de sísmica pasiva también se puede realizar una interpretación en dos dimensiones de la distribución de valores de Vs correlacionable con el corte geológico de la parcela (Fig. 13). Para ello, se interpretan por separado las curvas de dispersión registradas por pequeños grupos de geófonos (en este caso para grupos de 6 trazas) y se adosan los modelos resultantes en la dirección horizontal de modo que la superposición entre modelos sea suficiente (60%) para controlar los cambios de laterales de velocidad. Los resultados de esta sección permiten controlar la distribución de las capas de menor rigidez en profundidad, lo que proporciona una información muy útil para la ingeniería civil y el cálculo de cimentaciones.



Figura 13 – Resultados de los ensayos de Crosshole y SASW sobre la sección de distribución de Vs en 2D obtenida mediante la técnica ReMi. (Results of the Crosshole and SASW surveys over the 2D cross-section obtained by the ReMi technique.)

Del mismo modo, se han superpuesto los modelos de distribución de Vs de los otros ensayos símicos realizados en la parcela para analizar la resolución de la sección de ReMi en dos dimensiones. Como vemos en la figura 13 los resultados de Crosshole muestran una buena correlación con las variaciones de Vs que detecta el ReMi, especialmente para el sondeo situado más próximo a la fuente de energía. Para el modelo más alejado, la correspondencia en los resultados también es buena pero los contactos de las capas de distinta velocidad no coinciden a la misma profundidad.

7. CONCLUSIONES

De la comparación de estas técnicas se deduce que los métodos en el interior de sondeos tienen mayor resolución que los basados en el análisis de ondas superficiales porque muestrean un volumen de terreno pequeño que además es independiente de la profundidad de medida.

Sin embargo, el principal inconveniente del ensayo Crosshole es su elevado precio y su dificultad de aplicación ya que necesita entre 2 y 3 sondeos específicos, cuidadosamente ejecutados y separados pocos metros entre sí.

Por su parte, los métodos basados en el análisis de las ondas superficiales, el ReMi y el SASW, miden volúmenes de terreno similares, de manera que sus resultados son muy parecidos tanto en la distribución de las capas como en los valores de Vs que determinan hasta aproximadamente 10 m de profundidad.

El SASW destaca por su resolución en los metros más superficiales, ya que incluso es capaz de detectar la capa de asfalto de sólo 10 cm de espesor, sin embargo a partir de unos 10 m de profundidad la resolución de esta técnica disminuye.

En cuanto a la funcionalidad de cada ensayo, los métodos basados en las ondas superficiales no son destructivos por lo que destacan por su aplicabilidad frente a los métodos en sondeos, aunque siempre es importante contar con algún sondeo de apoyo para mejorar la interpretación y la resolución del problema inverso.

La técnica ReMi es la que tiene mayor funcionalidad ya que tanto la adquisición como la interpretación son rápidas. El SASW por su parte tiene una adquisición más costosa ya que hay que ir desplazando continuamente la fuente y los receptores para alcanzar distintas profundidades, por lo que no es recomendable para cubrir grandes áreas. Además la técnica ReMi permite elaborar secciones de distribución en profundidad a lo largo de toda la línea de geófonos que se correlaciona muy bien con la estructura geológica del terreno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores queremos manifestar nuestro más sincero agradecimiento a Ángel Tijera y Rubén Ruiz del Laboratorio de Geotecnia del CEDEX por proporcionar los resultados de la campaña de SASW y por sus valiosos comentarios. Igualmente agradecemos a Jesús Muiños su apoyo en campo.

8. **REFERENCIAS**

- Anderson, N., Thitimakorn, T., Ismail, A., Hoffman, D. (2007): "A comparison of four geophysical methods for determining the shear wave velocity of soils". *Environmental & Engineering Geoscience*, **13**, 1, 11-23.
- Asten, M., Boore, D. (2005): "Comparison of shear-velocity profiles of unconsolidated sediments near the Coyote Borehole (CCOC) measured with fourteen Invasive and Non-invasive methods". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 2, 85-120.
- Heath, K., Louie, J.N., Biasi, G., Pancha, A., Pullammanappallil, S. (2006): "Blind tests of refraction microtremor analysis against synthetic models and borehole data". *Proceedings of the Managing Risk in Earthquake Country Conference Commemorating the 100th Anniversary of the 1906 Earthquake, San Francisco.*
- Jin, X., Luke, B., Louie, J. (2006): "Comparison of Rayleigh wave dispersion relations from three surface wave measurements in a complex-layered system". *GeoCongress 2006: Geotechnical Engineering in the Information Technology Age. Proceedings of GeoCongress 2006.*
- Joh, S.H., Kim, D.S., Kang, T.H., Kim, K.S., Ha, H.S., Chang, H.S., Jo, C.H. (2006): "Comparison of surface-wave techniques in the spatial profiling of subsurfaces stiffnes". *Proceedings of Site and Geomaterial Characterization*, ASCE, 149, 197-195.
- Kuo, C.H., Cheng, D.S., Hsieh, H.H., Chang, T.M., Chiang, H.J., Lin, C.M., Wen, K.L. (2009): "Comparison of three different methods in investigating shallow shearwave velocity structures in Ilan, Taiwan". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29, 1, 133–143.
- Liu, Y., Luke, B., Pullammanappallil, S., Louie, J., Bay, J. (2005): "Combining active and passive-source measurements to profile shear wave velocities for seismic microzonation". *Geo-frontiers 2005. American Society of Civil Engineers: Geotechnical Special Publications*, 130–142.
 Louie, J.N. (2001): "Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from
- Louie, J.N. (2001): "Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 2, 347–364.
- Pullammanappallil, S. Honjas, B., Louie, J., Siemens, J.A. Miura, H. (2003): "Comparative Study of the Refraction Microtremor (ReMi) Method: Using Seismic noise and standard P-wave refraction equipment for deriving 1-D S-wave profiles". *Proceedings of the 6th International SEG-J Conference, Tokyo, Japan.*
- Roesset, J.M. Chang D.W., Stokoe K.H. (1991): "Comparison of 2-d and 3-d models for analysis of surface-wave tests". Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 5, 111–126.
- Saito, M. (1979): "Computations of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media. I. Sound wave and SH wave". Butsuri-Tanko, 32, 5, 15-26.
- Saito, M. (1988): "Compound matrix method for the calculation of spheroidal oscillation of the Earth". Seismological Research Letters, 59, 29.
- Stephenson, W.J. (2005): "Blind shear-wave velocity comparison of ReMi and MASW results with boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for earthquake ground-motion assessment". Bulletin of the Seismological Society of America, 95, 6, 2506–2516.
- Stokoe, K.H., Woods, R.D. (1972): "In situ shear wave velocity by Crosshole method". Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 98, 5, 443-460.
- Stokoe II, K.H., Wright S.G., Bay, J.A., Roessetet J.M. (1994): "Characterization of geotechnical sites by SASW method". Woods, R.D. (Ed.), Geophysical Characterization of Sites. A. A. Balkema, Rotterdam 15–25
- Characterization of Sites. A. A. Balkema, Rotterdam, 15–25.
 Xia, J.H. Miller, R.D., Park, C.B. (1999): "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves". *Geophysics*, 64, 3, 691-700.

Correlaciones empíricas entre la velocidad de propagación de las ondas S (Vs) y otros parámetros geotécnicos para los suelos de Madrid

Emprirical correlations of shear wave velocity (Vs) with other geotechnical parameters of soils in Madrid

Pérez-Santisteban I.⁽¹⁾, Muñoz Martín A.^(1, 2), Carbó Gorosabel A.⁽¹⁾ y Ruiz Fonticiella J. M.⁽³⁾ ⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), C.Universitaria, s/n

28040, Madrid, itziar psantis@hotmail.com

⁽²⁾ Instituto de Geociencias del CSIC

⁽³⁾ Laboratorio de Geotecnia (CEDEX) c/Alfonso XII, 3, 28007, Madrid.

SUMMARY

Empirical correlations are usually used as a predictive tool in geotechnical engineering. However, equations calculated for soils very different to the ones to be characterized are frequently used, and so they are not representative of their mechanical properties. This fact, added to the increasing interest of civil engineering in knowing the shear wave velocity (Vs) of the ground, has led to the calculation of different empirical equations to predict the Vs value of the soils of Madrid. In this study this has been achieved by calculating the empirical correlations between the Vs value obtained through the ReMi (Refraction Microtremor) technique and the following geotechnical parameters: Standard Penetration Test (500 N_{SPT} values), uniaxial compressive strength (91 q_U tests) and 148 deformation modulus. The relationship between both Young's modulus (E_0) and shear modulus (G_0) and the results of 84 SPT tests (N_{SPT}) has also been studied. The empirical correlations proposed are applicable to the whole metropolitan area of Madrid, and have an excellent predictive capability due to the incorporation of the measurement depth to the equations, which has an important influence in the resistance properties of soils.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS 1.

Naturalmente siempre es mejor contar directamente con datos medidos in situ, pero en muchas ocasiones no se pueden realizar ciertos ensayos o estos requieren demasiado tiempo y dinero, por lo que hay que recurrir a ecuaciones empíricas para poder estimarlos. Por este motivo, las correlaciones empíricas se utilizan frecuentemente como una herramienta predictiva en la ingeniería geotécnica, especialmente en las etapas preliminares de diseño de proyectos, cuando es necesario caracterizar rápidamente grandes extensiones de terreno y determinar la idoneidad del suelo para un propósito específico. Con esta finalidad, existen en la literatura multitud de estimaciones que relacionan entre sí todo tipo de propiedades mecánicas y parámetros geotécnicos.

En los últimos años, el creciente interés en la ingeniería por conocer el valor de la Vs, así como las habituales dificultades para estimarla directamente (no siempre es fácil reconocer la onda S ya que, especialmente en los entornos urbanos, suele estar enmascarada por el ruido ambiental) han dado lugar a un gran número de correlaciones que establecen el valor de Vs en función de la litología y distintos parámetros geotécnicos. De entre todas estas correlaciones, sin duda la más frecuente es la que relaciona la Vs y el resultado del ensayo de Resistencia a la Penetración Estándar (N_{SPT}), al ser éste es un parámetro de uso muy común y extendido.

Estas correlaciones son muy útiles cuando no se cuenta con otros datos obtenidos directamente o se necesita estimar rápidamente las propiedades geotécnicas de un terreno, pero no hay que olvidar para qué condiciones geológicas fue calculada cada correlación y por tanto, si es extensible al caso concreto que se quiere caracterizar. Dado que cada área de investigación está caracterizada por una historia geológica diferente, los parámetros geotécnicos que se obtengan en ella estarán condicionados por una historia de tensiones, composición litológica, edad, etc., de modo que las correlaciones empíricas calculadas para un emplazamiento concreto no tienen porqué ser válidas en otros terrenos. En consecuencia, para obtener unos parámetros fiables y representativos del suelo que se quiere caracterizar es fundamental utilizar ecuaciones específicamente calculadas para ese tipo de suelo y esas mismas condiciones geológicas.

De esta forma, las ecuaciones empíricas que encontramos en la bibliografía se han calculado para otro tipo de suelos y no pueden predecir la rigidez de los suelos de Madrid. Como vemos en la figura 1 donde se ha representado la relación entre los valores de Vs y de SPT medidos para esta investigación y las correlaciones publicadas más comunes entre estas dos variables. Esta figura muestra que, excepto para Jafari et al. (1997) todas las correlaciones de la bibliografía calculan una Vs muy baja para los suelos de Madrid, probablemente debido a que estos estudios investigan suelos cuaternarios y depósitos poco consolidados con valores de Vs mucho más bajos que los característicos para los suelos terciarios de Madrid. Así se demuestra que existe un alto grado de variabilidad en la Vs que predicen los diferentes modelos empíricos y se pone en evidencia la necesidad de tomar medidas específicas de Vs para cada lugar de investigación antes de establecer sus ecuaciones predictivas.



Figura 1 - Comparación de la correlación entre Vs y N_{SPT} para los suelos de Madrid y las ecuaciones que se proponen en la bibliografía. (Comparison of the correlation between Vs and N_{SPT} for the soils of Madrid and the equations proposed in the bibliography.)

Por lo tanto para obtener ecuaciones predictivas adecuadas para los suelos de Madrid, será necesario realizar un análisis estadístico completo y para un número de muestras suficientemente representativo de estos suelos. Así en este estudio para poder predecir la rigidez y la deformabilidad de los suelos de Madrid se han analizado las correlaciones estadísticas entre la Vs medida mediante la técnica ReMi o sísmica pasiva y los siguientes parámetros geotécnicos: la resistencia a la penetración estándar

 (N_{SPT}) , la resistencia a la compresión simple (q_U) y los módulos de deformación $(E_0, G_0 \ y \ K_0)$. Del mismo modo también se ha investigado la relación entre los módulos de deformación y la N_{SPT} .

El análisis estadístico, para modelizar la relación entre la Vs y el N_{SPT} a partir de los datos experimentales de los suelos de Madrid, se ha realizado mediante un análisis de regresión lineal por el método de los mínimos cuadrados, que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos:

$$\sum_{i=1}^{n} r_i^2 = \sum_{i=1}^{n} (Y_i - Y_i^*)^2 \tag{1}$$

Siendo r el residuo, es decir, la diferencia entre el valor de la variable observada (Y_i) y el valor teórico estimado por la regresión (Y_i^*) .

2. PROPIEDADES GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS DE LOS SUELOS DE MADRID

La ciudad de Madrid y su entorno urbano están situados en una cubeta de sedimentación intramontana que quedó definida durante el Terciario al elevarse el Sistema Central. Como consecuencia, sus suelos están constituidos por las facies Miocenas resultantes de un sistema de sedimentación basado en grandes abanicos aluviales que comenzaban en los márgenes de la cuenca y convergían hacia la zona central de la cubeta donde había una laguna evaporítica.

Debido a este sistema de deposición, normalmente los sedimentos se distribuyen según bandas concéntricas de forma que las facies de borde están constituidas por arcosas inmaduras que van progradando sobre facies cada vez más arcillosas y yesíferas hacia el centro de la cuenca. En la práctica esto se complica debido a discontinuidades causadas por cambios climáticos o por levantamientos de los diferentes márgenes de la cubeta, que dan lugar a episodios de arroyadas más o menos energéticos y que controlan la granulometría y el avance de los materiales detríticos. Esto provoca un marcado carácter discontinuo de las facies y es habitual que las arcosas de diferente granulometría se interdenten con depósitos lacustres.

Por lo tanto las facies detríticas que nos encontramos son más ricas en finos según nos alejamos de los márgenes de la cuenca hasta llegar a las facies de transición que se corresponden a una llanura fangosa salina entre la zona más distal de los abanicos y la laguna central donde ya aparecen minerales neoformados.

En Madrid es habitual referirse a las distintas facies mediante la siguiente nomenclatura, que se utiliza de manera habitual en las descripciones y publicaciones geotécnicas. De esta forma las facies detríticas se clasifican según su contenido en finos (partículas < 0,08 mm) en:

- Arena de miga, cuando tienen menos de un 25% de finos
- Arena tosquiza, cuando tienen entre un 25 y un 40% finos
- Tosco arenoso, cuanto tienen entre un 40 y un 60% de finos
- Tosco, cuando tienen más de un 60 % de finos

Las facies de transición se conocen como Peñuelas y corresponden a las arcillas de alta plasticidad entre la zona más distal de los abanicos y la laguna central.

Por último, la facies evaporítica se denomina igual que las facies geológicas en función de la abundancia relativa entre yesos y arcillas.

Además hay que tener en cuenta que al tratarse de un área urbana todos estos depósitos van a estar recubierto por rellenos antrópicos de espesor variable. Igualmente podemos encontrar algunos materiales cuaternarios aluviales asociados a los dos cursos fluviales principales de Madrid: el río Jarama y el río Manzanares.

En cuanto a sus propiedades geotécnicas los suelos cuaternarios destacan por su baja resistencia mientras que las facies detríticas (desde las Arenas de miga hasta los Toscos) tienden a aumentar su resistencia con el contenido en finos.

Las Peñuelas de la facies de transición son la litología con un comportamiento geotécnico más variable ya que aunque cuando están sanas están constituidas por arcillas litificadas muy resistentes, es frecuente encontrarlas reblandecidas y meteorizadas. Además dentro de esta litología también es frecuente la presencia de niveles calcáreos asociados a la somerización de la cuenca que se conocen como Cayuelas y que también tienen unas características muy variables en función del grado de cementación o de alteración.

Los yesos de la facies evaporítica destacan por su resistencia aunque también presentan diferentes problemas geotécnicos asociados a la karstificación.

3. RELACIÓN ENTRE LA VS Y $N_{\mbox{\scriptsize SPT}}$ PARA LOS SUELOS DE MADRID

Para establecer la correlación existente entre las Vs medidas mediante la técnica ReMi en el área urbana de Madrid y los resultados de los ensayos de resistencia a la penetración estándar, se ha realizado un análisis estadístico entre los 500 valores de N_{SPT} y las Vs correspondientes a las profundidades ensayadas en los sondeos (Fig. 2). De esta forma se ha obtenido una relación empírica capaz de predecir los valores de Vs a partir de los resultados de los ensayos SPT:

$$Vs = 62.6 \cdot N_{SPT}^{0.52} \qquad R^2 = 0.5 \ (2)$$



Figura 2 – Correlación entre la Vs y la N_{SPT} para todos los suelos de Madrid. (Correlation between Vs and N_{SPT} for all soils of Madrid.)

Esta relación tiene un coeficiente de determinación (R^2) igual a 0.53, lo que indica que sólo el 53% de los valores de Vs están explicados por los valores de N_{SPT}. Este valor de R^2 confirma que existe una relación lineal entre estas variables pero también que la función propuesta no es capaz de explicar casi la mitad de los datos de Vs medidos in situ.

 $Las \ relaciones \ empíricas \ entre \ Vs \ y \ N_{SPT} \ para \ cada \ grupo \ litológico \ vienen \ expresadas \ por \ las \ siguientes \ ecuaciones \ y \ sus \ respectivos \ coeficientes \ de \ determinación:$

Arenas: $Vs = 98.69 \cdot N_{SPT}^{0.321}$ $R^2 = 0.37$ (3)

Toscos: $V_s = 44.87 \cdot N_{SPT}^{0.606}$ $R^2 = 0.42$ (4)

Peñuelas:
$$Vs = 60.79 \cdot N_{SPT}^{0.527}$$
 $R^2 = 0.58$ (5)

Arcillas y yesos:
$$Vs = 159.43 \cdot N_{SPT}^{0.344}$$
 $R^2 = 0.68$ (6)

Las Arenas son las que peor correlación muestran entre Vs y N_{SPT} , mejorando ligeramente la relación con el contenido en arcillas y el grado de consolidación. En cualquier caso no existe una buena correlación entre la Vs y el N_{SPT} para ningún grupo litológico y todos los coeficientes de determinación están por debajo de 0.7 ($R^2 < 0.7$), lo que indica que hay un gran número de valores de Vs que no están explicados por los valores de N_{SPT} . Esto demuestra que la Vs no se puede explicar únicamente en términos de SPT y por lo tanto hay que valorar la necesidad de incluir otro parámetro en la ecuación.

Sabemos que la Vs depende de la profundidad, que controla el grado de consolidación y la tensión de confinamiento de los suelos, y por eso vamos a analizar la influencia de este factor en la correlación. Para ello hay que analizar los valores residuales de las ecuaciones, es decir, la diferencia entre el valor de la variable medida experimentalmente y el valor teórico que calcula la ecuación de correlación. Es analizando estos valores residuales como podemos estudiar la capacidad predictiva de las ecuaciones y determinar si presentan algún sesgo.

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Así, si representamos los residuales de la ecuación anterior entre la Vs y el SPT (ecuación 2) frente a la profundidad (Z), vemos como existe una marcada tendencia lineal positiva de los residuales con la profundidad (Fig. 3), indicando que los errores dependen de esta variable que no se había tenido en cuenta. Los residuales son positivos para las altas profundidades, lo que significa que con esta relación se subestiman las Vs calculadas para profundidades mayores de 12 metros. De esta forma se demuestra que las ecuaciones anteriores introducen un sesgo y que para asegurar la independencia del error es necesario incluir en el análisis la variable de la profundidad de medida.



Figura 3 - Gráfico de los residuales de la ecuación 2 frente a la profundidad (variable omitida). (*Graphic of the residuals of equation 2 versus depth (omitted variable).*)

De este modo si incluimos la profundidad de medida en las ecuaciones mejora mucho la calidad de las correlaciones, los datos experimentales se ajustan mejor a la ecuación de regresión y los coeficientes de determinación aumentan para todas las litologías, especialmente en el caso de las arenas (Fig. 4):

Todos los suelos: $Vs = 71.05 \cdot N_{SPT}^{0.259} \cdot Z^{0.382}$ $R^2 = 0.76$ (7) Arenas: $Vs = 77.85 \cdot N_{SPT}^{0.121} \cdot Z^{0.619}$ $R^2 = 0.78$ (8)

Toscos:
$$Vs = 110 \cdot N_{SPT}^{0.147} \cdot Z^{0.397} \quad R^2 = 0.72$$
(9)

 $Vs = 60.59 \cdot N_{SPT}^{0.213} \cdot Z^{0,479} R^2 = 0.77$ (10)

Peñuelas:

Arcillas y yesos: $Vs = 128.67 \cdot N_{SPT}^{0.273} \cdot Z^{0.188} R^2 = 0.82$ (11)



Figura 4 – Modelo que relaciona la Vs con la profundidad y los valores de N_{SPT} . (Model showing the relation of Vs with the depth and the N_{SPT} values.)

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Sin embargo, un modelo de regresión con un alto porcentaje de variaciones explicadas, puede no tener una capacidad predictiva elevada. Es decir, el valor de R² ofrece una medida del ajuste de la ecuación a los datos, pero el porcentaje de datos alejado de la curva puede tener un valor muy distinto del valor que predice la ecuación, que por tanto tendrá mala capacidad predictiva.

Así, para analizar gráficamente y en detalle el nivel de seguridad en el empleo de estas correlaciones empíricas para la predicción de la Vs hemos calculado el error relativo porcentual en la estimación de la Vs de cada ecuación (ecuación 12) y lo hemos representado frente a la frecuencia acumulada (Fig. 5).

$$Error(\%) = ((V_{sc} - V_{sm})/V_{sm}) \cdot 100$$
(12)

donde V_{Sc} es la velocidad calculada por la ecuación y V_{Sm} la velocidad medida experimentalmente.

Esta figura permite interpretar que el 73% de los valores de Vs predichos por la ecuación que relaciona todos los suelos de Madrid (ecuación 7) tienen menos de un 20% de error respecto a las Vs medidas.

Si hacemos este mismo análisis para los distintos grupos litológicos, vemos que para las Arenas y los Toscos el 80% de los valores calculados por las ecuaciones 8 y 9 tienen menos de un 20% de error respecto a la Vs medida.

Sin embargo, en el caso de las Peñuelas la capacidad predictiva de la ecuación es menor y sólo el 60% de los valores de Vs calculados presentan menos del 20% de error. Esta peor capacidad predictiva está causada por los niveles de Cayuelas, que además provocan un descenso en la capacidad predictiva de la ecuación que incluye a todos los suelos estudiados. Para el grupo de las Arcillas con yesos el 85% de los valores de Vs predichos por la ecuación 11 presentan menos de un 20% de error.



Figura 5 – Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs, la N_{SPT} y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (*Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs, N_{SPT} and the depth for all soils of Madrid.*)

4. RELACIÓN ENTRE LA Vs Y q_U PARA LOS SUELOS DE MADRID

Tanto la Vs como el ensayo de resistencia a la compresión simple (q_U) proporcionan una estimación de la consistencia de los suelos estudiados, de modo que cuanto mayor es la rigidez o la resistencia de un material, mayores son los valores de Vs y de q_U

Por este motivo se han investigado las relaciones estadísticas existentes entre estos dos parámetros con el fin de establecer una correlación empírica que permita determinar, con suficiente seguridad, uno de estos parámetros en función del otro. Para realizar este análisis se contaba con 91 valores de q_U que se han asignado a sus niveles correspondientes de Vs determinados mediante sísmica pasiva. En este caso no se incluye en el análisis el grupo de las Arenas, ya que esta litología no tiene suficiente cohesión para poder realizar el ensayo de compresión simple.



Figura 6 – Correlación entre Vs y q_U para cada grupo litológico. (*Correlation between Vs and* q_U for each lithological group.)

Mediante este análisis estadístico se han obtenido las siguientes ecuaciones experimentales que relacionan entre sí la Vs y la resistencia a la compresión simple y sus respectivos coeficientes de determinación que valoran la bondad del ajuste (Fig. 6):

Todos los suelos:	$Vs = 390.90 \cdot q_u^{0.268}$	$R^2 = 0.60$ (13)
Toscos:	$Vs = 327.64 \cdot q_u^{0.428}$	$R^2 = 0.59$ (14)
Peñuelas:	$Vs = 379.91 \cdot q_u^{0.221}$	$R^2 = 0.54$ (15)
	0.1.17	2

Arcillas y yesos: $Vs = 566.86 \cdot q_u^{0.147}$ $R^2 = 0.69$ (16)

Todas estas ecuaciones son muy diferentes entre sí, como puede verse por las pendientes tan distintas que presenta cada una de ellas en la figura 6. Esto corrobora la importante influencia de la litología en el comportamiento geotécnico y por tanto, en los valores de Vs y q_U , y viene a reforzar la necesidad de obtener correlaciones empíricas específicas para cada área de investigación.

Del mismo modo que en el análisis estadístico anterior vemos que, aunque existe una dependencia entre ambas variables para todos los casos analizados, estas relaciones no son suficientes para explicar en torno a un 40% de las variaciones de Vs en función de la $q_U y$ que por tanto, no podrían utilizarse de manera eficaz como modelos predictivos. Además, sabemos que la Vs depende de la profundidad, por lo que es necesario analizar los valores residuales de estas ecuaciones propuestas para conocer si es necesario introducir la variable de la profundidad en las correlaciones.

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Si representamos los residuales de la ecuación 13 frente a la variable omitida de la profundidad (Fig. 7) vemos que existe una marcada pendiente positiva, indicativa de que los errores dependen de no incluir la profundidad en la relación



Figura 7 – Relación entre los valores residuales de la ecuación 13 y la profundidad. (Relation between the residual values of equation 13 and depth.)

Este análisis demuestra que con las ecuaciones propuestas (ecuaciones 13 - 16) se sobreestima la Vs para los primeros 12 metros de profundidad ya que la Vs calculada es mayor que la Vs medida in situ. En cambio, a partir de esta cota se subestima la velocidad calculada porque no se tiene en cuenta el aumento de Vs resultante de la posible consolidación del terreno por el peso de los materiales suprayacentes.

Al incluir la profundidad en las ecuaciones se corrige el sesgo que presentaban las correlaciones anteriores y los residuales pasan a distribuirse de forma homogénea y con media próxima a cero respecto a las dos variables dependientes (Fig. 8). Además, mejora considerablemente la calidad de las predicciones, ya que en todos los casos el valor del coeficiente de determinación aumenta ($R^2 \ge 0.70$), especialmente en el caso de los Toscos que parecen más afectados por las variaciones de profundidad.

Todos: $Vs = 184.57 \cdot q_u^{0.198} \cdot Z^{0.332} R^2 = 0.77$ (17)

Tosco:
$$Vs = 175.50 \cdot q_u^{0.215} \cdot Z^{0.337} R^2 = 0.81$$
 (18)

Peñuela:

 $Vs = 184.34 \cdot q_u^{0.149} \cdot Z^{0.309} R^2 = 0.69$ (19)

Arcillas y yesos: $Vs = 584.39 \cdot q_{\mu}^{0.147} \cdot Z^{-0.011} R^2 = 0.70$ (20)



Figura 8 – Modelo que relaciona la Vs con la q_U y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (Model showing the relation of Vs with q_U and the depth for all soils of Madrid.)



ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Figura 9 – Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs, la q_U y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs, q_U and the depth for all the soils of Madrid.)

Por último, para asegurar la fiabilidad de estas propuestas empíricas como herramientas indirectas para determinar la Vs, es

necesario analizar su capacidad predictiva. Al incluir la profundidad mejora la calidad de la regresión ($R^2 > 0.7$), pero puede ocurrir que el porcentaje de valores no explicados por la ecuación se alejen mucho de lo valores medidos. Por eso es necesario analizar la capacidad predictiva de cada ecuación a través de los gráficos que representan el error relativo porcentual en la estimación de la Vs de cada ecuación frente a la frecuencia acumulada (Fig. 9).

A partir de estos gráficos podemos interpretar que la ecuación 17 que incluye todas las litologías estudiadas es capaz de predecir el 80% de los valores de Vs con menos de un 20% de error respecto a la Vs medida. Por su parte, las ecuaciones de correlación de los Toscos y de la Facies evaporítica son capaces de predecir más del 90% de los datos de Vs con menos de un 20% de error. En el caso de las Peñuelas, la correlación es menos segura, pero aún así, el 70% de los valores de Vs calculados tienen menos de un 20% de error respecto a las Vs medidas.

5. RELACIÓN ENTRE LA VS Y LOS MÓDULOS DE DEFORMACIÓN PARA LOS SUELOS DE MADRID

Los módulos de deformación son un parámetro indispensable para conocer las relaciones tenso-deformacionales de los suelos y poder diseñar las estructuras que se apoyarán sobre él. Sin embargo, la determinación de los módulos y su variación con la profundidad es costosa, tanto en tiempo como en dinero, ya que suele requerir sondeos y una adecuada toma de muestras inalteradas para los ensayos de laboratorio. Por este motivo, ante la necesidad de contar con módulos de deformación fiables de manera rápida, son muy habituales las propuestas empíricas que relacionan los módulos con otros parámetros geotécnicos o las tablas bibliográficas que asignan unos valores medios de los módulos a las distintas litologías (Rodríguez, 2000; Das, 2001).

Para analizar las relaciones estadísticas entre estos parámetros se han calculado 148 módulos dinámicos de los suelos de Madrid a partir de las velocidades de las ondas P y S medidas mediante sísmica de refracción y sísmica pasiva respectivamente y mediante la densidad obtenida a partir de ensayos de laboratorio. Sin embargo, no siempre es posible contar con toda esta información y por eso proponemos una serie de correlaciones empíricas que permiten predecir con gran seguridad los módulos máximos de deformación de los suelos de Madrid únicamente a partir del valor de Vs medido en el terreno:

Módulo de Young:

$$E_0(MPa) = 1.8 \cdot 10^{-3} \cdot Vs^{2.17} R^2 = 0.99$$
 (21)

Módulo de rigidez:

$$G_0(MPa) = 5.7 \cdot 10^{-4} \cdot Vs^{2.19} R^2 = 0.99$$
 (22)

Módulo de compresibilidad:

$$K_0(MPa) = 2.2 \cdot 10^{-2} \cdot Vs^{1.91} R^2 = 0.73$$
 (23)

Como era de esperar, la correlación empírica entre la Vs y los módulos G_0 y E_0 es casi perfecta independientemente de la litología porque ambos módulos dependen en gran medida de este parámetro:

$$G_0 = \rho \cdot V s^2 \tag{24}$$

$$E_0 = 2 \cdot \rho \cdot V s^2 \cdot (1 + \nu) \tag{25}$$

siendo ρ la densidad y $\nu = \frac{(Vp/Vs)^2 - 2}{2 \cdot [(Vp/Vs)^2 - 1]}$

De esta forma, aunque el módulo de Young también se ve afectado por las variaciones de Vp (ya que el coeficiente de Poisson depende de la relación entre Vp y Vs), está básicamente controlado por la Vs y por eso los módulos G_0 y E_0 se correlacionan de manera similar y varían en el mismo sentido.

En el caso del módulo de compresibilidad (K_0) la correlación no es tan buena, ya que como se deduce de la siguiente ecuación, este

módulo está más controlado por la variación de Vp que los otros dos:

$$K = Vp^2 \cdot \rho - 4/3 \cdot Vs^2 \cdot \rho \tag{26}$$

Por este motivo, cuando analizamos los residuales y la capacidad predictiva de la ecuación 23, vemos que a pesar de su elevado coeficiente de determinación ($R^2 = 0.73$) los valores de K_0 predichos se alejan mucho de los valores reales medidos in situ. Tanto es así que sólo el 26% de los valores de K_0 predichos tienen menos de un 20% de error, lo que demuestra que esta ecuación no tiene una capacidad predictiva suficiente.



Figura 10 – Relación entre los valores residuales de la ecuación 23 frente a la Vp. (Relation between the residual values of equation 23 versus the Vp.)

Si analizamos los valores residuales de esta ecuación (Fig. 10) vemos que el error está fuertemente condicionado por la variación de la Vp, demostrándose que la K_0 no se puede explicar únicamente en términos de Vs. El módulo de compresibilidad se ve afectado tanto por la rigidez del suelo como por el grado se saturación del terreno de modo que, cuando el suelo está saturado, el módulo K está dominado por la incompresibilidad del fluido. Por lo tanto este módulo debe explicarse en términos de Vp, que depende de la rigidez y del grado de saturación del suelo y no por la Vs, que únicamente refleja la rigidez del terreno atravesado.

Por este motivo descartamos la ecuación que calcula K_0 a partir de Vs y en cambio analizamos su relación con la Vp:

$$K_0 = 24 \cdot 10^{-5} \cdot Vp^{2.26}$$
 $R^2 = 0.99$ (27)

En este caso, la correlación mejora mucho y también su capacidad predictiva, de forma que si se calcula el módulo K_0 a partir del valor de Vp más del 90% de los módulos de compresibilidad calculados tienen menos de un 20% de error.

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Los módulos G_0 y E_0 , se pueden calcular rápidamente a partir de la Vs medida mediante la técnica ReMi, con una excelente capacidad predictiva (Fig. 11).



Figura 11 – Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs y los módulos de deformación E y G para todos los suelos de Madrid. (Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs and the deformation modulus E and G for all the soils of Madrid.)

Esto resulta especialmente interesante en los entornos urbanos, donde otros métodos geofísicos presentan más problemas y se requieren correlaciones basadas en otros parámetros (ensayos de penetración) menos relacionados. En el caso del módulo G_0 , la correlación sólo evita estimar la densidad de los materiales pero para el módulo de Young la correlación es de mayor ayuda, ya que además de la densidad, también evita la estimación de la Vp (o del coeficiente de Poisson), muy difícil de medir en áreas metropolitanas debido al ruido que enmascara la llegada de la señal.

6. RELACIÓN ENTRE LOS MÓDULOS DE DEFORMACIÓN Y LA N_{SPT} PARA LOS SUELOS DE MADRID

Por último también se han querido analizar las posibles correlaciones empíricas existentes entre los módulos de deformación dinámicos y los ensayos de resistencia a la penetración estándar ya que el ensayo SPT es el más habitual en cualquier obra o proyecto de ingeniería y muchas veces es el único ensayo con el que se cuenta para hacer estimaciones de los parámetros necesarios, al menos en las fases iniciales de las campañas. Para este análisis se ha contado con 84 valores de N_{SPT} correspondientes a los mismos niveles y emplazamientos que los módulos de deformación máximos calculados a partir de las velocidades sísmicas medidas in situ y de las densidades determinadas en ensayos de laboratorio. Así, mediante un análisis de regresión potencial se han obtenido los siguientes resultados:

$$E_0(MPa) = 6.19 \cdot N_{SPT}^{1.30} R^2 = 0.70$$
 (28)

$$G_0(MPa) = 2.12 \cdot N_{SPT}^{1.31} R^2 = 0.70$$
 (29)

$$K_0(MPa) = 14.61 \cdot N_{SPT}^{1.36} R^2 = 0.52$$
 (30)

Los módulos E_0 y G_0 presentan una correlación similar con el SPT con un alto coeficiente de determinación $R^2 = 0.70$, mientras que el módulo K_0 presenta una correlación más pobre, con un coeficiente de determinación de sólo 0.52.



Figura 12 – Relación entre los valores residuales de la ecuación 28 frente a la profundidad. (Relation between the residual values of equation 28 versus depth.)

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Como hemos visto, la rigidez depende en gran parte de la profundidad, al provocar ésta una compactación de los suelos, de forma que si analizamos los residuales de estas correlaciones vemos que es un factor de dependencia que es necesario tener en cuenta para evitar sesgos en las ecuaciones predictivas (Fig. 12).

A partir del análisis de los valores residuales de las ecuaciones propuestas (28 - 30) se interpreta que hasta los 7 - 8 metros de profundidad la correlación sobreestima los módulos de rigidez, mientras que por debajo de esta cota, los subestima al no tener en cuenta la compactación por el peso de los materiales suprayacentes (Fig. 12). De este modo, si se incluye la profundidad (Z) en la regresión potencial se corrige esta tendencia y se mejora la calidad de las correlaciones:

Módulo de rigidez: $G_0 = 3.47 \cdot N_{SPT}^{0.92} \cdot Z^{0.46}$ $R^2 = 0.81$ (31)

Módulo de Young: $E_0 = 10.19 \cdot N_{SPT}^{0.90} \cdot Z^{0.47}$ $R^2 = 0.81$ (32)

Módulo de compresibilidad: $K_0 = 29.09 \cdot N_{SPT}^{0.82} \cdot Z^{0.63}$

$$R^2 = 0.66$$
 (33)

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Por último se ha analizado la capacidad predictiva de las ecuaciones propuestas (31 - 33) representando la frecuencia de los errores porcentuales en la predicción de los módulos (Fig. 13). Así, a partir de este análisis vemos que para el caso del módulo de rigidez, a pesar de que el coeficiente de determinación es muy alto ($R^2 = 0.81$), sólo el 50% de los módulos calculados con esta ecuación están por debajo de un 20% de error. Esto quiere decir que aunque más del 80% de los datos están explicados por las variaciones de Z y N_{SPT}, algunos de los valores de G₀ calculados están muy lejos de la función regresiva, de forma que los módulos G₀ estimados son muy diferentes de los medidos in situ y tienden a sobreestimar los módulos máximos.

El módulo de Young máximo varía del mismo modo que G_0 y sus ecuaciones tienen la misma capacidad predictiva. Sin embargo el módulo K_0 , que ya presentaba un coeficiente de determinación más bajo ($R^2 = 0.66$) tiene una pésima capacidad predictiva (sólo el 18% de los datos calculados tienen menos de un 20% de error). Esto se debe a que el módulo K_0 está muy condicionado por el grado de saturación, pero sin embargo, este es un factor que no influye de forma significativa en el ensayo SPT ni depende de la profundidad. Por lo tanto, el módulo de compresibilidad (K_0) no se puede explicar en función de estos dos parámetros.



Figura 13 – Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre el módulo de rigidez (G), la N_{SPT} y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (*Analysis of the predictive capability of the correlation between the shear modulus (G), N_{SPT} and the depth for all soils of Madrid.)*

Si analizamos la capacidad predictiva de las ecuaciones para calcular los módulos G_0 y E_0 por litologías vemos que es para las Peñuelas para las que se produce una mayor sobreestimación de los módulos y por tanto las que más distorsionan la calidad de las mismas. Como hemos visto en las comparaciones anteriores, en la facies Peñuela es frecuente encontrar niveles reblandecidos por efecto del agua que pueden encontrarse a grandes profundidades y que, aunque tienen bajos valores medios de Vs (y por tanto módulos bajos), pueden tener buenos resultados en los ensayos SPT, por tratarse de arcillas plásticas y porque presentan frecuentes niveles cementados. Por lo tanto, aunque por el valor de N_{SPT} y por la profundidad a la que se encuentran deberían tener módulos más altos, se trata de niveles deformables que no se ajustan bien a una correlación en base a estos dos parámetros.

En el caso de los Toscos, mejora la calidad de la correlación $(R^2=0.91)$ v su capacidad predictiva, de modo que en el 66% de los casos los módulos calculados tienen menos de un 20% de error respecto a los reales. Aunque en el caso de los Toscos la correlación puede ser eficaz, no hav que olvidar que los ensavos SPT son menos representativos de la resistencia de los suelos para las arcillas que para las arenas. Esto se debe a que las arcillas, especialmente si son plásticas, presentan cierta viscosidad o resistencia a la deformación rápida, al no disiparse la presión intersticial generada por el golpeo. Además, se suelen adherir a las superficies laterales del tomamuestras dando resultados excesivamente elevados para la resistencia real del suelo. Es probable que exista una buena correlación capaz de estimar los módulos de rigidez a muy bajos niveles de deformación para las Arenas de miga, pero en este estudio no se contaba con un número de datos suficientemente representativo de esta litología para proponer una correlación empírica. Sin embargo, las ecuaciones propuestas se basan fundamentalmente en arcillas, de modo que sobre todo para el caso de las Peñuelas, deben emplearse con precaución y teniendo en cuenta sus limitaciones.

7. INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD EN LA PREDICCIÓN DE LA RIGIDEZ DE LOS SUELOS

En las diferentes correlaciones empíricas analizadas, ha quedado demostrado que para predecir la rigidez y la deformabilidad de los suelos de Madrid es necesario incluir la profundidad de medida en las ecuaciones. De hecho, si no se incluye la profundidad como variable explicativa se subestiman los valores de Vs calculados a partir de 8-10 m de profundidad al no tener en cuenta la compactación de los suelos por el peso de los materiales suprayacentes. Igualmente se ha demostrado que para asegurar la independencia en el error de las ecuaciones predictivas es necesario incluir la profundidad de medida en las correlaciones.

En todas las correlaciones, la Vs depende de la profundidad y de la litología (porcentaje de finos, edad, cementación, grado de sobreconsolidación...) de tal manera que para todas las ecuaciones analizadas la influencia de la profundidad es mayor en las arenas y va disminuyendo según aumenta el contenido en finos o aparecen niveles cementados. Esto se explica porque las arenas no están preconsolidadas y resultan por tanto más fáciles de compactar que las demás litologías. Además este grupo litológico no tiene apenas cohesión ni cementación de modo que sus valores de Vs dependen fundamentalmente de la profundidad de medida. Por este mismo motivo es el grupo litológico en el que más mejora la calidad de las correlaciones al incluir esta variable en las ecuaciones.

En el caso de los Toscos la profundidad sigue teniendo una influencia importante en la rigidez. Aunque la Vs también está afectada por otros factores relacionados con el contenido en arcillas, como las fuerzas de cohesión o el grado de saturación.

En las Peñuelas la influencia de la profundidad es pequeña porque son arcillas litificadas difíciles de compactar y además muy variables en función del grado de saturación y de cementación. Por último en el caso de las arcillas con yesos la profundidad apenas tiene influencia en la rigidez, especialmente cuanto más yesíferos sean los niveles.

8. CONCLUSIONES

Las correlaciones propuestas se han establecido para un número elevado de parámetros suficientemente representativo de todas las litologías y a diferentes profundidades por lo que se considera que estas ecuaciones son extrapolables a todos los suelos de Madrid y se pueden emplear como una herramienta predictiva eficaz para calcular las variaciones de Vs de esta área metropolitana. Además, todas las ecuaciones de correlación (excepto para las Peñuelas) tienen una excelente capacidad predictiva, de tal modo que más del 70% de los parámetros calculados tienen menos de un 20% de error respecto a los medidos in situ.

La facies Peñuela ha resultado ser la litología con las ecuaciones de peor capacidad predictiva debido a la variabilidad de sus propiedades geotécnicas. La Vs es muy sensible a la variabilidad en la resistencia que caracteriza a este grupo litológico, detectando los cambios de cementación y reblandecimiento cuando estos tienen un espesor suficiente pero no ocurre los mismo con los otros parámetros analizados (Z, N_{SPT}, q_U) que nos son capaces de explicar las variaciones de Vs, ya sea por las diferencias en la escala de medida o por los diferentes factores que controlan cada parámetro.

Se ha analizado la influencia de la profundidad y se ha demostrado que es un parámetro indispensable para predecir la rigidez de los suelos, ya que los suelos bajo tensiones de confinamiento altas se comportan como materiales más rígidos que suelos idénticos bajo tensiones de confinamiento menores. Además, la influencia de la profundidad es mayor en las litologías más jóvenes, sin cohesión, ni preconsolidación y sin procesos diagenéticos. De este modo, este análisis cuestiona si se ha podido introducir un sesgo en las ecuaciones publicadas que correlacionan directamente la Vs con otros parámetros geotécnicos, lo que además ayudaría a explicar las importantes diferencias entre ellas.

En cuanto a los módulos de deformación, tanto el módulo de rigidez (G_0) como el de Young (E_0) están muy controlados por la Vs, sin embargo el módulo de compresibilidad (K_0) depende de la Vp.

La correlación entre los módulos de deformación máximos y N_{SPT} proporciona altos coeficientes de determinación para E_0 y G_0 pero menores capacidades predictivas. En el caso de K_0 , ni la N_{SPT} ni la profundidad pueden predecir sus variaciones. Para este caso hay que tener en cuenta que los resultados de N_{SPT} en arcillas plásticas son poco representativos, por lo que estas ecuaciones deben emplearse con precaución y conociendo sus limitaciones en la capacidad predictiva. Sin embargo, estas ecuaciones pueden ser de gran utilidad para una estimación rápida de los módulos de deformación, especialmente en los entornos urbanos, donde resulta más complicado calcularlos directamente.

AGRADECIMIENTOS

Los datos geotécnicos (N_{SPT}, q_U , ρ) y las localizaciones en las que se realizaron las pruebas de campo vienen de la amabilidad de una serie de empresas. Por eso, los autores queremos manifestar nuestro más sincero agradecimiento a María Milián de GMC Ingeniería, a Raúl Martín de la empresa Progeotec, a José Ramón Negueruela de Tragsatec, a Alicia Aguilera de Sergeyco S.A. y a Luis Sopeña.

REFERENCIAS

- Akin, M.K., Kramer, S.L., Topal, T. (2011): "Empirical correlations of shear wave velocity (Vs) and penetration resistance (SPT-N) for different soils in an earthquake-prone area (Erbaa-Turkey)." *Engineering Geology*, **119**, 1-17.
- Athanasopoulos, G.A. (1995): "Empirical correlations Vs-N SPT for soils of Greece: a comparative study of reliability." En:Akmak,A.S.Ç (Ed.), Proceedings of 7th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering (Chania, Crete). Computational Mechanics, Southampton, 19–36.
- Das, B.M. (2001): "Principles of Foundation Engineering". 5th Edition, California State University, Sacramento.
- Dikmen, U. (2009): "Statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance for soils". *Journal of Geophysics and Engineering*, 6, 61–72.
- Hanumantharao, C. y Ramana, G.V. (2008): "Dynamic soil properties for microzonation of Delhi, India". *Journal of Earth System Science*, **117**, 2, 719–730.
- Hasançebi, N. y Ulusay, R. (2007): "Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments". *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66, 203–213.
- Fujiwara, T. (1972): "Estimation of ground movements in actual destructive earthquakes". Proceedings of the Fourth European Symposium on Earthquake Engineering, London, 125–132.
- Imai, T. (1977): "P and S wave velocities of the ground in Japan." Proceeding of IX International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2, 127– 132.
- Imai, T. y Yoshimura, Y. (1970): "Elastic wave velocity and soil properties in soft soil". *Tsuchito-Kiso*, 18,1, 17–22.
- Iyisan, R. (1996): "Correlations between shear wave velocity and in-situ penetration test results". *Chamber of Civil Engineers of Turkey. Teknik Dergi*, 7, 2, 1187–1199.
- Jafari, M.K., Asghari, A., Rahmani, I. (1997): "Empirical correlation between shear wave velocity (Vs) and SPT-N value for south of Tehran soils". Proceedings of 4th International Conference on Civil Engineering (Tehran, Iran).
- Jinan, Z. (1987): "Correlation between seismic wave velocity and the number of blow of SPT and depth". Selected Papers from the Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 92–100.
- Kaltziotis, N., Sabatakakis, N., Vassiliou, J. (1992): "Evaluation of dynamic characteristics of Greek soil formations". En: Second Hellenic Conference on Geotechnical Engineering, 2, 239–246.
- Kanai, K. (1966): "Conference on Cone Penetrometer". The Ministry of Public Works and Settlement (Ankara, Turkey).
- Kiku, H., Yoshida, N., Yasuda, S., Irisawa, T., Nakazawa, H., Shimizu, Y., Ansal, A., Erkan, A. (2001): "In-situ penetration tests and soil profiling in Adapazari, Turkey". Proceedings of the ICSMGE/TC4 Satellite Conference on Lessons Learned From Recent Strong Earthquakes, 259–265.
- Ohba, S. y Toriumi, I. (1970): "Dynamic response characteristics of Osaka Plain". Proceedings of the Annual Meeting, A. I. J.
- Ohsaki, Y. e Iwasaki, R. (1973): "On dynamic shear moduli and Poisson's ratio of soil deposits". *Soil Found.*, **13**, 61–73.
- Ohta, Y. y Goto, N. (1978): "Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 6, 167–187.
- Rodríguez, J.M. (2000): "Propiedades geotécnicas de los suelos de Madrid". Revista de Obras Públicas, 3405, 59-84.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1981): "Evaluation of liquefaction potential sand deposits based on observation of performance in previous earthquakes." ASCE National Convention (MO), 481–544.
- Sisman, H. (1995): "An investigation on relationships between shear wave velocity, and SPT and pressuremeter test results". MSc Thesis, Ankara University, Geophysical Engineering Department, Ankara.
- Tonouchi, K., Sakayama, T., Imai, T. (1983): "S wave velocity in the ground and the damping factor". Bulletin of Engineering Geology and Environment, 26-27, 1, 327-333
- Yokota, K., Imai, T., Konno, M. (1991): "Dynamic deformation characteristics of soils determined by laboratory tests". OYO Technical Report, 3, 13-37.

Impacto mediático de la geofísica aplicada. Caso: la prospección geofísica en el Parque Federico García Lorca, Alfacar (Granada) *Media impact of applied geophysics. Case: geophysical prospecting in the Federico*

García Lorca Park, Alfacar (Granada)

J. A. Peña^(1,2), T. Teixidó⁽¹⁾, E. Carmona^(1,3), F. Carrión^(1,2), C. M. Peralta⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, peruano@ugr.es

⁽²⁾ Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad de Granada

⁽³⁾ Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería

⁽⁴⁾ Consejo de Investigaciones de la Universidad de Salta (Argentina)

SUMMARY

In year 2008, several people requested the exhumation of their forebears remains, victims of reprisals during the Spanish Civil War. According to historians, they had been shot and buried in the same grave than the poet Federico Garcia Lorca.

In July of the same year, the Commissioner's Office for the Recovery of the Historical Memory of the Andalusian Autonomous Government (Junta de Andalucía) trusted the Applied Geophysics Area of the Andalusian Institute of Geophysics (University of Granada) to perform geophysical studies in two locations near the village of Alfacar, where it was possible the grave was located. These two places were the García Lorca Park in Alfacar and the nearby place called "The Caracorlar".

In September 2009 the studies in García Lorca Park were started, consisting in a detailed topographical survey, 3D ground penetrating radar exploration (GPR) with a 400 MHz antenna, 2D GPR-profiles with a 200 MHz antenna, and complementary electrical profiles (ERT).

From the beginning there was great media attention on the subject, which contrasted with the confidentiality requirements demanded by the public Andalusian administration, due to respect for the family members of the sought persons. The irruption of an intruder and the publication on the front page, of certain media outlets, of the results of his action, had a harmful effect in our study, as it forced the rapid elaboration of preliminary reports that delayed the main part of the work. It also forced to make conservative interpretations of the results and to excavate a larger area than initially planned. Finally, families' hopes were also frustrated because of the sine die postponement of the exploration of the second planned location.

1. INTRODUCCIÓN

El 19 de agosto de 1936 fueron fusilados y enterrados en una misma fosa, cercana a Alfacar (Granada), el maestro Dióscoro Galindo, los banderilleros Francisco Galadí y Joaquín Arcollas, el poeta Federico García Lorca y, probablemente el inspector municipal Fermín Roldán y el restaurador Miguel Cobo.

Los familiares de algunos de los asesinados solicitaron la localización y exhumación de los restos, amparados por la Ley de Memoria Histórica. En base a las investigaciones de los historiadores se seleccionaron, en el mes de octubre de 2008, dos lugares para ser investigados: el Parque García Lorca "memorial", en Alfacar y el paraje "El Caracolar" situado unos 400 m al SE del anterior.



Figura 1 - Mapa de situación del Memorial (Parque García Lorca). (Location map of Garcia Lorca Park).

El Comisariado para la Recuperación de la Memoria Histórica, de la Junta de Andalucía, encargó al Área de Geofísica Aplicada, del Instituto Andaluz de Geofísica, de la Universidad de Granada, la realización de la prospección geofísica en los dos lugares señalados por los historiadores.

Se eligió a este grupo por la experiencia acumulada desde el año 2005 al 2008 en el Cementerio de San Rafael en Málaga, donde se detectaron numerosas fosas que fueron posteriormente excavadas dando origen a 2840 exhumaciones. También había intervenido en el Cementerio de Linares, en el Cementerio viejo de Cañete de las Torres, en el de Castro del Río y en el de Vélez Málaga; aparte de otras actuaciones puntuales.

Se aceptó el encargo por responsabilidad, a sabiendas de que al tratarse de un tema con gran impacto mediático se recibirían críticas con independencia de los resultados. La aceptación del trabajo implicaba la firma de una cláusula de confidencialidad para preservar la intimidad de los familiares de los fusilados.

Los trabajos de campo se empezaron en septiembre de 2009, una vez obtenidas las necesarias autorizaciones.

2. REPERCUSIÓN EN LOS MEDIOS

Los medios de comunicación se interesaron por el tema mucho antes del comienzo de las actividades de campo y estuvieron presentes sobre el terreno desde el primer momento; fue necesario cercar el área a prospectar y contratar vigilancia jurada para que el trabajo pudiera seguir adelante.

Durante todo el trabajo de campo se difundían un promedio de 10 noticias diarias, con picos de hasta 60 en un solo día, haciéndose eco de las opiniones de los solicitantes de las exhumaciones; de los que se oponían a las mismas; de las opiniones de historiadores e hispanistas y de las declaraciones de testigos reales, y supuestos. Llegaron a aparecer noticias basadas en documentos internos que habían pasado por alguno de los organismos públicos locales relacionados con la investigación, y en algún caso informaciones completamente inventadas.



Figura 2 - Gráfico mostrando el número de noticias diarias sobre el tema publicadas en diversos medios, los picos coinciden con: el inicio de las actividades de campo (1), la publicación de los resultados de un intruso y sus repercusiones (2), el anuncio de inicio de excavación (3), el inicio real de la excavación (4-5) y la presentación pública de los resultados de la excavación (6). (Graphic showing the number of daily news on the subject published in various media, the peaks match: the start of field activities (1), the publication of the results of an intruder and its impact (2), the notice of initiation of the results of the excavation (6)).

El compromiso de confidencialidad firmado por los investigadores fue entendido por parte de alguna prensa como <u>secretismo</u> y aumentó la atención sobre el tema y la competencia entre diferentes medios por ser los primeros en <u>develar</u> el presunto secreto.

3. EL TRABAJO DE CAMPO

Se comenzó el trabajo de campo en el Parque Federico García Lorca, en Alfacar, que según algunos historiadores e hispanistas era la zona con más posibilidades de las dos previstas.

En primer lugar se creó un sistema de referencias locales tomando sus coordenadas desde un vértice geodésico cercano. A continuación se realizó un levantamiento topográfico con GPS diferencial y estación total, basándose en las referencias locales y se aprovechó este levantamiento para estaquillar los sectores a explorar por métodos geofísicos.

Las áreas a prospectar se seleccionaron de acuerdo con las indicaciones de los arqueólogos, en ellas se hicieron perfiles de georrádar con una antena de 400 MHz dotada de rueda marcadora; la separación entre perfiles fue de 0.25 m en dos direcciones perpendiculares, adquiriendo una traza cada 2 cm. Posteriormente se hicieron unos cuantos perfiles sueltos con una antena de 200 MHz y tres perfiles de tomografía eléctrica para obtener una mejor visión del contexto geoarqueológico. Finalizada la adquisición de datos, hacia finales de septiembre, se inició el procesado de los mismos y la redacción del informe.

4. FACTORES PERTURBADORES

El 7 de octubre de 2009 apareció en diversos medios del grupo Vocento, en primera plana y a página completa, "La primera imagen de la fosa". Según los citados medios, <u>Luis Avial</u> "el mayor experto en memoria histórica" de la empresa <u>Cóndor Georadar</u>, había realizado una prospección el 25 de septiembre de 2009; - que por supuesto no había sido autorizada y que supuestamente se hizo de noche, de manera clandestina, tras marcharse los investigadores autorizados -; y en esta edición de los citados medios se daban todos los detalles de los resultados de la misma. Incluso detallaba que los cuerpos habían sido puestos de dos en dos en tres concavidades, ABC digital (7/10/09), Ideal (7/10/09).

En una segunda entrega a los mismos medios y con un gran despliegue tipográfico, el susodicho precisaba que "Alguien excavó en la fosa de Federico García Lorca poco después de su asesinato", ABC (8/10/09).

Posteriormente, el sábado 10 de octubre de 2009 en una entrevista con el periódico Granada Hoy, el citado Luis Avial afirmaba de manera clara "No tengo la menor idea de donde está enterrado Lorca" y también reconocía que solo estuvo 20 minutos en el parque. Granada Hoy (10/10/09).

5. CONSECUENCIAS DE LA PERTURBACIÓN

La publicación en los medios de los resultados de la prospección del intruso tuvo una serie de consecuencias nefastas para nuestra investigación, algunas de ellas con carácter inmediato y otras, aún peores, a más largo plazo.

Entre las <u>consecuencias inmediatas</u> hay que destacar, aparte de la nueva oleada mediática desencadenada a consecuencia de las entregas de Vocento:

1.- La necesidad de elaboración de informes sobre la prospección clandestina.

2.- Aceleración del informe final de la prospección autorizada.

Cambio en la estrategia de excavación prevista.

Entre las <u>consecuencias a largo plazo</u> es necesario destacar: 4.- Frustración de las esperanzas de los familiares de las

personas asesinadas, al aplazarse *sine die* la exploración de "El Caracolar".

5.- Demostración de la existencia de un vacío legal en estos temas que permite actuaciones oportunistas.

 6.- Descrédito ante la opinión pública de la prospección geofísica.

5. 1. Elaboración de un informe sobre la prospección clandestina

La administración andaluza en primer lugar hizo constar que no tenía nada que ver con la exploración clandestina y solicitó a los investigadores autorizados un informe técnico sobre la misma, a fin de dar una respuesta documentada a los medios de comunicación que exigían explicaciones.

Dicho informe tenía que basarse necesariamente en los datos publicados en la prensa escrita, en base a ellos se analizó en primer lugar la adquisición de datos.

Según narraba el autor de la prospección clandestina, había explorado un rectángulo de 8 x 18 m, con perfiles separados entre sí 1 m, usando una antena de 900 MHz desplazándose sobre el suelo en un carrito dotado de rueda marcadora. La exploración se hizo en los 20 minutos que estuvo en el parque, posteriormente a la puesta del sol ya que el equipo autorizado trabajó ese día hasta el oscurecer.



Figura 3 - Diagrama de adquisición de datos publicado por Luis Avial en medios de Vocento el 7/10/09. (Data acquisition diagram published by Luis Avial at Vocento media, 10.7.09).

De acuerdo con esto, en 20 minutos y con luz artificial, debía ser una linterna, ya que las luces del parque estaban apagadas por la noche, debió descargar los instrumentos, ponerlos en marcha y calibrarlos, tender una cinta métrica de 8 m en el lado norte, otra igual en el lado sur a 18 m de distancia de la primera.

Extender una línea guía entre las 2 cintas métricas y realizar el primer perfil de 18 m de longitud, repitiendo estos dos últimos procesos, sin ayuda, 9 veces.

Posteriormente debió tender una cinta métrica de 18 m por el extremo oeste, otra de la misma longitud, por el extremo oriental, separada 8 m. Una vez establecido el sistema extender la línea guía y realizar el primer perfil oeste-este de 8 m, repitiendo este proceso 19 veces.

Finalmente recoger el montaje y los instrumentos.

Obviamente no es posible hacer una adquisición de datos en estas condiciones, incluso resulta muy difícil admitiendo que estuvo en el parque 2 horas, como publicó en otros medios.

Además, el equipo autorizado hizo un análisis de los resultados que Avial presentó en la primera entrega en los medios antes aludidos, se resumen a renglón seguido.

Corte transversal de la fosa

La imagen muestra las anomalías del terreno que corresponden a tres concavid metros de largo, en las que los cuerpos pudieron ser puestos.



Figura 4 - Radargrama correspondiente a la fosa, publicado en los mismos medios. Se ha omitido la parte derecha de la figura en la que se mostraba una reconstrucción de la disposición de los cuerpos. Ideal (7/10/09), ABC digital (7/10/09). (Radargram Corresponding to the pit published in the same media, has been omitted on the right side of the figure in which showed a reconstruction of the arrangement of the bodies).Ideal (7/10/09), ABC digital (7/10/09)).

Lo primero que llama la atención es la profundidad de exploración, 1.75 m, con una antena de 900 MHz no acoplada al terreno y en materiales predominantemente arcillosos ligeramente humedecidos. Calculando una constante dieléctrica de 8, la más baja posible para esa litología, con la antena usada y eligiendo una ventana temporal de 30 ns, la de mayor escucha recomendable con esta antena. La profundidad máxima de exploración es de 1.6 m. El radargrama era erróneo o debía ser de otro lugar y/o obtenido con otra antena.

Por otra parte, al comparar el diagrama de adquisición (Figura 3) con el radargrama (Figura 4) se observan las siguientes incoherencias:

- La distancia desde el inicio del perfil en el esquema de exploración es de 1 m, en el radargrama es de 2 m.
- La longitud de la fosa en el esquema de exploración es de 5.5 m y en el radargrama son 8 m.
- La longitud del perfil en el esquema de exploración es de 8 m, en el radargrama son 12.

Es evidente la falta de consistencia entre el esquema de exploración y el radargrama que supuestamente pasaba por el metro marcado como 25 en el esquema, lo que refuerza la hipótesis de que el radargrama debía ser de otro lugar.

También se comparó la imagen de la segunda entrega, la que se correspondía con el titular "Alguien excavó en la fosa de Federico

Proceedings

García Lorca poco después de su asesinato" al que se hizo alusión en su momento.



Figura 5 - Radargrama de Luis Avial publicado en medios del Grupo Vocento mostrando la supuesta manipulación de la fosa, ABC (8/10/09). (Luis Avial Radargram published in media Vocento showing the alleged manipulation of the pit), ABC (8/10/09)).

La figura tiene una calidad pésima pero suficiente para mostrar su incoherencia con el diagrama de adquisición, según dicho esquema la situación de la fosa, en los perfiles norte-sur está entre los metros 13.5 y 16.

Según el radargrama la "manipulación" está entre los metros 9.8 y 12.3, es decir termina 1.2 m antes de llegar a la presunta fosa.

En base a este informe sobre lo publicado en prensa la Junta de Andalucía concluyó que se trataba de un montaje, a lo que Avial respondió con un "informe" publicado en el periódico digital "elplural.com" en el que lanzaba invectivas contra la Consejera de Justicia de la Junta de Andalucía y el IAG, contaba sus actuaciones en diversos lugares, anunciaba que no volvería a trabajar con georrádar en Andalucía y aportaba un nuevo mapa basado en uno anterior del grupo autorizado donde los 8 x 18 m de la zona explorada se transformaban en 10 x 16 en un dibujo y en 18 x 9 en el texto. Además repetía la mayoría de las inconsistencias publicadas en los medios de Vocento, ya reseñadas en párrafos anteriores. Con sus propios datos demostraba que los radargramas eran erróneos, o de otro lugar o tomados con otra antena, dado que decía haber usado una antena de 900 MHz, una constante dieléctrica de 8 y un tiempo de escucha, rango, de 17 ns; en esas condiciones la profundidad alcanzada son 90 cm, y jamás llegaría a 1.75 m como figuraba en sus radargramas.

Finalmente aportaba una información gráfica de muy baja resolución, convenientemente procesada para demostrar que estuvo en el lugar de exploración (Figura 6). Pese a la baja resolución y al cambio a blanco y negro son ostensibles algunos detalles como las sombras de las ruedas, el recorte de la figura del operador y su proporción respecto al monolito.



Figura 6 - Imagen publicada por Avial para demostrar su presencia con los instrumentos en el Parque García Lorca de Alfacar. Pese a la baja

resolución y al cambio a blanco y negro son ostensibles detalles como las sombras de las ruedas y el recorte de la figura del operador, ELPLURAL.COM (18/10/09). (Image Published by Avial to show its presence with instruments at the Parque García Lorca Alfacar. Despite the low resolution and change to white and black they are conspicuous details such as the shadows of the wheels and the cutting of the figure of the operator), ELPLURAL.COM (18/10/09)).

5. 2. Aceleración del informe final de la prospección autorizada

Otro efecto negativo, resultado de la irrupción del intruso fue el adelanto de la entrega del informe final sin emplear el tiempo necesario en meditar sobre los datos y resultados. Ante la opinión pública un "espontáneo" había conseguido en 20 minutos lo que el equipo oficial no había logrado en 2 semanas.

Además obligaba a realizar una interpretación más conservadora, cualquier cosa con un remoto parecido a la anomalía producida por una fosa debía señalarse, y obviamente se tendría que excavar. Como habría que excavar el lugar señalado por el intruso, aun a sabiendas de que, de acuerdo con nuestro análisis, era inventado. En resumen, se había sembrado la duda y simplemente por prudencia hubo que excavarlo todo. Simplificando: se había echado por la borda un trabajo minucioso de semanas de duración.

5. 3. Cambio de la estrategia de excavación prevista

Naturalmente fue necesario extender la vigilancia diurna, inicialmente concebida para facilitar el trabajo del equipo sin interferencia de los medios, a un servicio de 24 horas; si alguien había podido explorar sin permiso una zona acotada, otro podría hacer un hoyo una noche y publicar al día siguiente que había desenterrado a Lorca.

Se tuvo que montar una carpa para poder excavar con tranquilidad y por supuesto, fue necesario excavar la totalidad del área prospectada, con independencia de que hubiese o no anomalías detectadas, no se podía correr ningún riesgo después del circo mediático desatado por el intruso. Todos estos cambios encarecieron notablemente el trabajo y alargaron el tiempo de ejecución.

En el proceso de excavación se encontraron marcas producidas por una antigua plantación de vides, probablemente medievales y huecos realizados para la plantación de otros árboles, además de la seguridad de que allí nunca había sido enterrado nadie.

La difusión de los resultados desató otra avalancha mediática, incluso a nivel internacional donde se hacían todo tipo de valoraciones, tratando de demostrar cada cual la validez de sus tesis.

5. 4. Aplazamiento sine die de la exploración de ·"El Caracolar"

Inicialmente se había previsto realizar una prospección geofísica, seguida en su caso de excavación, en El Caracolar; que era el segundo sitio previsto para el caso de que los resultados en el Parque fueran negativos. Pero ante el revuelo levantado en la primera intervención y el incremento del presupuesto, la Junta de Andalucía decidió aplazar por tiempo indefinido la segunda exploración. Si el objetivo del intruso y/o sus animadores era boicotear la investigación, habían alcanzado sus metas.

Naturalmente se frustraron las esperanzas de las personas que habían solicitado la localización de sus familiares asesinados, ahora habría que esperar un momento adecuado para explorar el segundo lugar previsto, lo que podría llevar más años, si es que se conseguía alguna vez.

5. 5. Vacío legal

Se hicieron gestiones ante el Colegio de Geólogos de Andalucía (ICOGA) ya que se podría entender que era una forma de intrusismo de modo que el Colegio tendría algo que decir. Pero el caso es que Avial nunca dijo públicamente que fuera geólogo, geofísico o arqueólogo y se manifestó únicamente como "apasionado por la historia"; con lo que los respectivos colegios profesionales no podían hacer nada. Tampoco dieron resultado las gestiones realizadas ante la Sección de Geofísica Aplicada, de la Asamblea de Geodesia y Geofísica, que podría entender en el tema. Únicamente hubo algún comentario en algún medio público por parte del presidente en aquellos de momentos de la Sección, indicando que en los radargramas publicados no se veía lo que se describía en los periódicos.

La Delegación de Cultura de la Junta de Andalucía hizo sus gestiones. Se habló, y fue recogido en la prensa, de una sanción de $300000 \in$ que finalmente se quedó en $300 \in$ por infracción a la Ley de Patrimonio Histórico y un pequeño párrafo en la prensa en el que Luis Avial dijo que "fue un error". Desde luego nada comparable a lo que habría costado la propaganda que recibió su empresa al aparecer en las primeras planas de multitud de medios.

5. 6. Lo que quedó...

Entre los investigadores quedó una sensación de impotencia ante los hechos, cualquiera podía torpedear una investigación en curso sin consecuencias para él. Las instituciones que deberían respaldar a los investigadores autorizados no tenían capacidad para hacerlo.

La opinión pública, bombardeada por decenas de noticias diarias pronto olvida el tema, si acaso quedan las anécdotas "estos son los que no lo encontraron", "ah sí, el tipo aquel que hizo en un rato lo que los otros no consiguieron en semanas"; hubo incluso medios que lo presentaron como una especie de "Robin Hood" que luchaba contra el secretismo de algunas instituciones y sus lacayos. Y la idea general de que los métodos geofísicos no funcionan, de que todos los que se dedican a la geofísica son iguales, de nadie es fiable.

Es de suponer que en la Junta de Andalucía quedó un mal recuerdo del tema, al tener que dedicar buena parte de las energías a tratar de aclarar los hechos y a defenderse de numerosas reacciones en su contra provocadas por el suceso que venimos comentando.

6. LECCIONES APRENDIDAS

De lo vivido se pueden sacar algunos consejos prácticos que pueden ser de utilidad para otros investigadores que se encuentren en circunstancias semejantes; también se pueden expresar algunos *desiderata* que con toda seguridad no se cumplirán.

La cláusula de confidencialidad que muchas de las investigaciones contratadas llevan incorporada debe ser entendida de manera flexible. Si a los periodistas de turno no se les dice absolutamente nada, unos hablan de secretismo, otros buscan fuentes alternativas y otros llegan a buscar causas ocultas que no existen. Dado que en estos casos los investigadores hacen labores técnicas; como técnicos pueden dar información especializada sobre la metodología que están empleando, en la cuantía necesaria y sin contradecir la cláusula de confidencialidad. Este procedimiento contribuye a alejar fantasmas, teorías conspiratorias y se afianza ante la opinión pública la verdadera profesionalidad. Al final, la persona que deba enterarse de los resultados en primer lugar, será la primera en enterarse.

Sería ideal que existiese una normativa contra el intrusismo y que para hacer prospección geofísica se exigiese algo más que comprar un "electrodoméstico" y lanzarse a la aventura de registrarse como empresa; empezando a usar los instrumentos y tratar los resultados con los programas "que lo hacen todo". También sería ideal que esa normativa fuese la misma y de uso en todo el Estado, sin diferencias locales.

En este caso, desde que se solicitó la realización de la prospección, hasta que se recibieron todas las autorizaciones necesarias, pasó cerca de un año, para asegurarse que el trabajo se hacía con las máximas garantías legales y científicas. No se entiende que alguien pueda entrar sin autorización, a deshoras, prospectar la misma zona que se está trabajando (si tal cosa ocurrió), publicar en multitud de medios sus resultados; y que no ocurra nada, o lo más que se sustancie con una sanción simbólica y un amago de disculpa.

7. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Comisaría para la Recuperación de la Memoria Histórica, de la Junta de Andalucía su confianza en el Área de Geofísica Aplicada del IAG para la realización de la investigación; su paciencia para encajar la difícil situación mediática provocada por la prospección no autorizada y su apoyo en los momentos difíciles provocados por el desgraciado suceso descrito a lo largo de este artículo.

8. REFERENCIAS (NOTAS DE PRENSA)

ABC (8/10/2009). "Removida la fosa de Lorca". Nota de prensa.

ABC.ES (7/10/2009). "Localizan zona donde se cree que está enterrado Lorca". Nota de prensa.

ABC.ES (18/12/2009). "Culmina la excavación en Alfacar sin localizar los restos de García Lorca". Nota de prensa. ABC.ES (29/12/2009) "El precio político de dos latas de atún". Nota de

prensa.

ADN.ES (19/10/2009). "Hallan seis fosas, entre ellas la de Lorca, y comenzará a excavar de inmediato". Nota de prensa.

ANDALUCIAINFORMACION.ES (7/10/2009). "La Junta se desmarca del estudio privado sobre la fosa donde se cree que está Lorca". Nota de prensa

ANDALUCIAINFORMACION.ES (16/10/2009). "El georradar marca la posible fosa de Lorca en Fuente Grande". Nota de prensa.

BBC NEWS (18/12/2009). "Spanish dig mails to find grave of poet Lorca". Nota de prensa.

CANTABRIACONFIDENCIAL.COM (16/10/2009). "Acuerdo para salvar el último escollo para desenterrar a García Lorca". Nota de prensa.

CBC NEWS (18/12/2009). "Grave of murdered Spanish poet remains unknown". Nota de prensa

CHILE.COM (19/10/2009). "Exhumarán a Federico García Lorca". Nota de prensa.

CLARÍN.COM (8/10/2009). "Habrían hallado el lugar preciso de la tumba de Lorca". Nota de prensa.

CLARÍN.COM (17/10/2009). "Descubren seis fosas entre las que podría estar Lorca". Nota de prensa.

DIARIODESEVILLA.ES (8/10/2009). "Un intruso escanea la fosa de Lorca y vulnera la privacidad de la exhumación". Nota de prensa.

DIARIODIRECTO.COM (16/10/2009). "Las instituciones firman un acuerdo que salva el último escollo para comenzar a excavar la fosa de Lorca". Nota de prensa,

EFE | GRANADA (7/10/2009) "Localizan una posible fosa donde podría estar enterrado Federico García Lorca". Nota de agencia.

EL HERALDO DE TABASCO (16/10/2009). "Alistan trabajos de exhumación del poeta García Lorca". Nota de prensa.

ELDIARIODEPARANA.COM.AR (19/10/2009). "El misterio sobre los restos de Lorca seguirá". Nota de prensa.

EL MUNDO (8/10/2009). La junta rechaza un estudio de la fosa de Lorca. Nota de prensa.

ELMUNDO.ES (15/10/2009). "Lorca levanta pasiones porque consideramos su vida extraordinaria". Nota de prensa.

ELMUNDO.ES (16/10/2009). "Se salva el último escollo para abrir la fosa de Lorca". Nota de prensa.

EL PAIS (25/10/2008). "Los expertos revisan el terreno para abrir la fosa de Lorca en tres semanas". Nota de prensa.

El PAIS (6/10/2009). "La familia de Lorca se reserva el derecho a identificar los restos del poeta". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (11/10/2009). "¿Quién oculta a Lorca?". Nota de prensa. ELPAIS.COM (17/10/2009). "Seis fosas para encontrar a Lorca". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (18/10/2009). "Cuatro expertos que harán historia, un arqueólogo, dos historiadores y un forense investigan la fosa de Alfacar". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (18/12/2009). "La posibilidad de que ahí hubiera algo era ninguna". Nota de Prensa.

ELPAIS.COM (30/12/2009). "El Estado debe buscar de una vez a Federico García Lorca". Nota de prensa.

ELPERIODICODEARAGON.COM (17/10/2009). "Un georradar revela seis posibles fosas de los restos de García Lorca". Nota de prensa.

ELPLURAL.COM (18/10/2009). "Comunicado público". Nota de prensa

ESTRELLADIGITAL.ES (7/10/2009). "Lorca podría estar enterrado en una fosa común en Alfacar". Nota de prensa.

EUROINVESTOR.FR. (18/12/2009). « Spagne - Les restes de Garcia Lorca n'ont pas pu être localisés ». Nota de prensa.

EUROPAPRESS.ES (17/10/2009). "Los trabajos de excavación en Alfacar se centrarán en 6 posibles fosas y comenzarán de inmediato". Nota de agencia.

FARODEVIGO.ES (17/10/2009). "El misterio de Lorca, más cerca de la luz". Nota de prensa.

GENTEDIGITAL (8/10/2009). "Memoria.- La Junta se desvincula de la investigación privada que ha localizado una fosa en Alfacar". Nota de prensa. GENTEDIGITAL (16/10/2009). "Memoria.- Las instituciones firman

hoy el convenio para la excavación y exhumación de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

GRANADADIGITAL (7/10/2009). "Una empresa localiza indicios de una fosa en la zona de Alfacar donde se cree que yace Lorca". Nota de prensa

GRANADA HOY (10/10/2009). "No tengo la menor idea de donde está enterrado Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (7/10/2009). "Hallan indicios de una fosa común donde se cree que está Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (11/10/2009). "El pirata y las identificaciones exprés". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (16/10/2009). "La firma del convenio dará vía libre hoy a la apertura de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (17/10/2009). "Lorente y Carrión estarán al frente de las investigaciones". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (19/10/2009). "Los operarios empiezan a instalar la carpa para excavar las fosas de Álfacar". Nota de prensa.

IDEAL (7/10/2009). "La primera imagen de la fosa". Nota de prensa. IDEAL.ES (16/10/2009). "José Antonio Lorente y Francisco Carrión

Méndez participarán en la apertura de la Fosa de Lorca". Nota de prensa.

IDEAL.ES (4/1/2010). "Los agujeros de la historia". Nota de prensa. INFORMATIVOS TELECINCO.COM (18/10/2009). "El misterio del

lugar donde yace García Lorca, a punto de ser desvelado". Nota de prensa.

INVERNEWS (7/10/2009). "La Junta se desvincula de la investigación privada que ha localizado una fosa en Alfacar". Nota de prensa. LAOPINIONDEGRANADA.ES (9/10/2009). "La Junta analiza si el

estudio privado de la fosa de Lorca infringe la norma". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (10/10/2009). "La Junta no logra evitar el 'circo' de la fosa de Alfacar". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (15/10/2009). 'secretismo' en la fosa de García Lorca''. Nota de prensa. "La Junta niega

LAOPINIONDEGRANADA.ES (16/10/2009). "Lorca, hora cero". Nota de prensa

LAOPINIONDEGRANADA.ES (17/10/2009). "Las exhumaciones de Alfacar se iniciarán el lunes en seis fosas". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (17/10/2009). "La Junta confía en que se sepan las causas nunca investigadas". Nota de prensa.

LA RAZÓN.ES (8/10/2009). "la Junta se desmarca del estudio privado realizado en fosa de García Lorca". Nota de prensa.

LAVERDAD.COM (8/10/2009). "anomalía en tumba de Lorca abre

nuevas dudas sobre su paradero". Nota de prensa. LA VOZ DE GALICIA.ES (16/10/2009). "Una carpa para un posible circo". Nota de prensa.

LA VOZ DIGITAL (13/10/2009). "La fosa de Alfacar". Nota de prensa. PUBLICO.ES (8/10/2009). "Localizada una posible fosa donde Gibson

sitúa a Lorca". Nota de prensa. PUBLICO.ES (11/10/2009). "Federico y la extraña familia". Nota de prensa.

PUBLICO.ES (16/10/2009). "La fosa de Lorca, lista para ser abierta. Nota de prensa.

PUBLICO.ES (29/12/2009). "Había mayores que decían que Lorca no iba a aparecer allí". Nota de prensa.

REUTERS.COM (16/10/2009). "Autorizan los trabajos de exhumación de la fosa de Lorca en España". Nota de agencia.

RTVE.ES (18/12/2009). "Las excavaciones de Alfacar demuestran que ni Lorca ni nadie fue enterrado allí". Nota de prensa.

SOITU.ES (16/10/2009). "La fosa de Lorca, lista para ser abierta tras la firma hoy del convenio". Nota de prensa

SWISSINFO.CH (16/10/2009). "Autorizados los trabajos de exhumación de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

THE US DAILY (18/12/2009). "Spain dig mails to find poet Lorca's remais". Nota de prensa.

Geofísica para la caracterización hidrogeológica de la Cuenca de Lerma (Zaragoza) Geophysics for the hydrogeological study of the Lerma Basin (Zaragoza)

J. L. Plata⁽¹⁾, J. Causapé⁽²⁾, F. M. Rubio⁽¹⁾, D. Merchán⁽²⁾ ⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid), jl.plata@igme.es

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala 44, 9ºB. 50006, Zaragoza

SUMMARY

One of the objectives of the CGL2009-13410-C02-01 Project (within the VIth National Programme for the Scientific Reseach, 2008-2011) is to analyze the spatial-temporal evolution of the induced environmental impact on the hydrological resources produced by the transformation of the Lerma basin (Zaragoza, Spain) from rain fed agriculture to irrigated agriculture. To this end it is necessary to characterize the potential aquifer constituted by three alluvial cones covering about 4 km² of the basin with Quaternary materials (calcareous gravels with a sandy, silty and clayey matrix) less than 10 m of thickness. The impermeable bed is made of marl of Lower Miocene age. The main source for the recharge is the irrigation water. To asses the variation in thickness of the Quaternary materials 63 Vertical Electrical Soundings (VES) have been measured with AB=100 m, at 200 m intervals. The VES inversion, supported by data from piezometers, allows the identification of the saturated zone and the impermeable basement. The final result is presented in sections integrating the geological information from surface and boreholes with the geoelectrical layers. Nine Magnetic Resonance Soundings (MRS) with a square antenna of 30 m side have also been measured for the estimation of the porosity and the permeability and to improve the spatial knowledge of the hydrogeological parameters measured at 12 piezometers. MRS data quality is poor due to the small thickness of the saturated layer, to the low water content and to the existence of a very conductive layer. Measuring signals are below 20 nV and can only be interpreted qualitatively, with the exception of two MRS that can be inverted to provide quantitative data, allowing the calculation of the transmissivity by means of the auto-calibration method and with the help of pumping tests.

1. INTRODUCCIÓN

La puesta en regadío de nuevas zonas, como la cuenca de Lerma (Polígono de riegos de Bardenas II, Zaragoza), que anteriormente o no eran cultivadas o tenían regímenes de secano, supone una alteración medioambiental que el PROYECTO CGL2009-13410-C02-01 del VI Plan Nacional de Investigación Científica (2008-2011) EVOLUCIÓN DEL IMPACTO AGRO-AMBIENTAL POR TRANSFORMACIÓN RIEGO LA EN Y **EFICACIA** DEPURADORA DE HUMEDALES trata de analizar mediante técnicas agronómicas, estudios de contaminantes agrarios, capacidad depuradora de humedales, estudios de actividad biológica y biodiversidad, plaguicidas, etc., incluyendo en sus objetivos analizar la evolución espacio-temporal del impacto agroambiental inducido sobre los recursos hídricos (superficiales y subterráneos) por la transformación en riego, así como calibrar y validar modelos acoplados de flujo que permitan simular la respuesta hidrogeológica del sistema a eventos hidroclimatológicos (precipitación y evapotranspiración) y de origen antropogénico (riego y fertilización) (Pérez et al., 2011; Merchán et al., 2011). Para ello es necesario caracterizar el potencial acuífero que constituyen tres conos de devección del Cuaternario existentes en la cuenca (Figura 1), que cubren unos 4 km² con un glacis compuesto por cantos de gravas calcáreas con matriz de arenas, limos y arcillas, cuya potencia es inferior a 10 m. La base impermeable la constituyen margas del Mioceno Inferior. La recarga fundamental es el agua de riego. Para definir su geometría (variación de la potencia del glacis) se ha llevado a cabo una detallada campaña de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y Sondeos de Resonancia Magnética (SRM) (Plata 2011, 2012). Se ha dispuesto además de la información suministrada por 12 piezómetros instalados en el área.

2. PARÁMETROS DE MEDICIÓN DE LOS SEV

Dado que los materiales involucrados presentan un acusado contraste de resistividad, los métodos de prospección geoeléctricos parecen adecuados para cartografiar el techo del Mioceno, base impermeable del acuífero, bajo el Cuaternario. Por otra parte, dada la poca profundidad del objetivo, el uso de perfiles de resistividad requeriría utilizar un espaciado inter-electródico del orden de 1 m, lo que supondría un considerable tiempo de adquisición de datos en campo para obtener una cobertura suficiente de los depósitos de glacis. Por esta razón se ha decidido la utilización de los Sondeos Eléctricos Verticales, de más rápida ejecución. La limitada dimensión de cada área a investigar, la poca potencia de Cuaternario y la disponibilidad de información de la zona permiten dar un tratamiento de gran detalle tanto a la ejecución de la toma de medidas en campo como a su interpretación.



Figura 1 - Geología de la Cuenca y posición de los SEV, SRM y piezómetros. Los números indican la facies del Mioceno. (Geology of the area and position of the VES, MRS, and piezometers)

Para la definición de los parámetros de adquisición se han planteado varios modelos teóricos (Figura 2), considerando una profundidad máxima del techo de las arcillas miocenas de 10 m y la existencia de una zona saturada de potencia variable, según la información suministrada por los piezómetros. Así mismo cabe considerar la existencia de diversas facies del Mioceno (numeradas en la Figura 1), que pueden dar a lugar a variaciones en la resistividad del sustrato. Según estos modelos, para detectar el techo del impermeable sería suficiente con utilizar una distancia AB/2 del orden de los 20 m. Sin embargo, para poder diferenciar la zona saturada y las diversas capas con menor resistividad de las margas, se ha decidido utilizar una distancia entre electrodos de emisión de corriente de hasta 80-100 m. Esta es una diferencia metodológica respecto del uso de los SEV en otras aplicaciones donde la profundidad de investigación requerida es mayor, ya que en esos casos, cuando el objetivo es localizar un basamento, sea resistivo, sea conductor, lo normal es interrumpir la secuencia de apertura de alas AB cuando se ha llegado a hacer algunas mediciones en subida o en bajada de resistividad, respectivamente, ya que seguir aumentando la distancia entre electrodos de emisión puede conllevar un considerable trabajo de campo. Sin embargo, esta forma de proceder no suele permitir determinar fiablemente ni la profundidad ni la resistividad del basamento, lo que si se hace posible con el diseño elegido en este caso.



Figura 2 – Diversos modelos geoeléctricos utilizados para diseño de los parámetros de adquisición: glacis (80-150 Ohm.m), zona saturada (60 Ohm.m), facies del Mioceno de base (5 y 2 Ohm.m), y sus correspondientes curvas AB-resistividad. *(Theoretical study of the expected geoelectrical models and resistivity curves)*

Para obtener una cobertura adecuada se ha utilizado una distancia entre SEV de unos 200 m, disponiéndolos en forma de perfiles según la máxima dimensión de los conos cuaternarios (Figura 1), abriendo alas en la misma dirección de los perfiles. En total se han medido 63 SEV, utilizando un equipo SYSCAL R2E. Para el posicionamiento de los puntos medidos se ha utilizado el equipo de GPS GNSS JAVAD Triumph G3T.

3. PROCESO DE INTERPRETACIÓN DE LOS SEV

Para el proceso de inversión de los datos de campo se ha empleado el software IX1D v2.03 de Interpex. La interpretación de las curvas de campo AB-resistividad es especialmente ambigua cuando, como en el presente caso, la resistividad de las capas geológicas es continuamente decreciente con la profundidad. Para optimizar la interpretación se ha seguido un proceso específico que garantice lo más posible su fiabilidad:

- a) Determinación directa de la resistividad del Mioceno
- b) Inversión de SEV paramétricos
- c) Agrupamiento morfológico de curvas de campo
- d) Seguimiento del modelo por continuidad en perfiles
- e) Obtención de cortes geoeléctricos

a) Los depósitos cuaternarios se encuentran entre las cotas 345 en el NO y 420 m s.n.m. en el SE, con pendientes del 2 %, de tal forma que las facies del sustrato mioceno aflorante cambia ladera arriba (Figura 1), variando su contenido margoso. Se han efectuado 5 SEV directamente sobre las diferentes facies a fín de determinar su resistividad, con el resultado de que bajo la primera capa de unos 5-20 ohm.m se sitúa otra más conductora, con resistividad inferior a los 3 ohm.m. Dependiendo de la potencia de la primera capa, la morfología de las curvas de campo de los SEV se modifica de forma

sustancial (Figuras 2 y 3), debiendo tenerse en cuenta en su interpretación.

b) Siete SEV se han efectuado con su centro coincidente con la situación de un piezómetro con información hidrogeológica completa. Esto ha permitido definir un modelo geoeléctrico de cuatro a cinco capas: 1/ Suelo de glacis seco, con valores en general de 40-100 Ohm.m (media 80 Ohm.m), y con potencia del orden de 1 m. 2/ Glacis seco, de 100 a 400 Ohm.m (media 200 Ohm.m). 3/ Glacis saturado, con valores del orden de 25 a 100 Ohm.m (media de 40 Ohm.m). 4/ Primera capa de arcillas, entre 4 y 12 Ohm.m y 5/ basamento más arcilloso, con resistividad de 1 a 3 Ohm.m. Esta interpretación supone llevar al límite la limitación interpretativa de curvas de SEV de esta morfología (resistividad decreciente con la profundidad). La inclusión en el modelo de la zona saturada y de la segunda capa de arcillas, cuando es detectada, queda justificada en este estudio porque la respuesta teórica del modelo, obtenido de la realidad geológica, ha mejorado en todos los casos el error de ajuste a los valores medidos en campo.



Figura 3 – Curvas de campo del conjunto de la campaña de SEV. La naturaleza del sustrato impermeable modifica la morfología, sobre todo en el último tramo de las curvas *(VES field curves for the whole area. The presence of a very conductive layer modifies the shape of the curves).*

Cuando el menor error numérico va acompañado de una mejor correlación entre modelo y corte geológico conocido, la interpretación puede aceptarse como válida. Lo contrario, no es forzosamente cierto: un menor error matemático no siempre es la mejor interpretación geológica. En este caso, las cortas distancias contempladas y el buen ajuste del modelo en todos los piezómetros (Figura 4) son una cierta garantía de fiabilidad.



Figura 4 – Panel de correlación de la inversión de los SEV realizados junto a piezómetros. (*Correlation of the inversion models of the VES made by the piezometers*).

c) El agrupamiento morfológico de curvas de campo consiste en identificar las curvas que presentan muy pocas diferencias entre si,

ya que en una zona tan pequeña y controlada deben corresponder al mismo modelo geoeléctrico: potencia y resistividad de las capas, permitiendo mejorar el proceso de trasladar la interpretación entre SEV de diferentes perfiles.

d) A partir de cada SEV paramétrico se ha ido trasladando el modelo a los SEV adyacentes de un mismo perfil, teniendo en cuenta además el grupo morfológico a la hora de trasladar la información de un perfil al siguiente. De esta forma se han establecido cuatro perfiles geoeléctricos en el cono más meridional, tres en el central y uno en el más septentrional, en los que se asegura la coherencia interpretativa.



Figura 5 – Ejemplo de corte longitudinal mostrando la morfología del sustrato impermeable (posición en Figura 1). (Example of longitudinal section showing the basement morphology).

e) Finalmente, a partir de estos perfiles se han obtenido nueve cortes geoeléctricos longitudinales y seis transversales, que definen la geometría del acuífero. Es evidente que, debido a la pendiente del sustrato, el agua drenará por el extremo nor-occidental, con un flujo que dependerá de la transmisividad y que también viene determinado por la morfología del basamento, que controla su mayor o menor capacidad de retención. Por otra parte, estos cortes indican que por encima de la cota 400 m la potencia de sedimentos disminuye a menos de 5 m (Figura 5). Los cortes transversales identifican así mismo la capacidad de retención de las diferentes porciones de los conos de deyección, cuya facilidad de drenaje lateral viene controlada por la forma del techo del sustrato (Figura 6).



Figura 6 – Ejemplo de corte transversal mostrando la morfología del sustrato impermeable (Posición en Figura 1). El drenaje lateral está más facilitado en la posición L43. (*Example of transversal section showing the basement morphology and the places where drainage is easier*).

4. DISEÑO Y EJECUCIÓN DE LOS SRM

Los Sondeos de Resonancia Magnética son una nueva técnica hidrogeofísica (Plata y Rubio, 2007), siendo el único método que permite determinar la distribución de la cantidad de agua en el subsuelo en función de la profundidad, w(z), así como la medición de parámetros (tiempos de relajación T(z)) relacionados con la permeabilidad. Aunque para completar la caracterización de este acuífero en los lugares donde no existen piezómetros estaba prevista la medición de unos 20 SRM, finalmente sólo se han efectuado un total de 9 SRM (Figura 1) debido a las dificultades encontradas. Para la profundidad de investigación necesaria hubiera sido suficiente con emplear antenas de 15 m de lado, ya que se trata de zonas saturadas de 0.5 a 4 m de potencia con el nivel freático entre 3 y 5 m de profundidad. Sin embargo, ante la ausencia de señal de resonancia se dedicaron varios días de ensayos para diseñar unos parámetros de medición adecuados, consiguiendo finalmente algunos resultados con antena cuadrada de 30 m de lado en circuito de "ocho", 16 pulsos de emisión de momento \mathbf{q} máximo de 3600 A.ms y 72 a 256 stacks o apilamiento de señales.

Durante los registros, el ruido EM ambiental no superó los 300 nV y el offset de frecuencias es inferior a los 3 Hz, lo que puede considerarse como la recepción de señal proveniente del agua. Sin embargo, la calidad de la señal registrada es en general mala (Figura 7), con amplitudes en el límite del ruido instrumental (inferiores a 10 nV), excepto en dos SRM en los que puede apreciarse con cierta claridad la señal de resonancia e(t) con carácter de disminución exponencial y amplitud superior al ruido (Figura 8), aunque señal máxima inicial E_0 no es superior a 40 nV.



Figura 7 – Ejemplo de señales e(t) de un SRM de mala calidad con valores muy bajos de señal de resonancia. Amplitud de señal FID1 (gris) y FID2(negro) inferior al ruido (línea de puntos) y sin decaimiento exponencial. st: stacking (Example of bad quality field curves with low amplitude of the resonance signal. In black: FDI1, in grey: FID2; dashed line: noise).

La existencia de un terreno muy conductor en la base de la zona saturada da lugar a gran variación de la fase entre el campo de excitación y la señal recibida, con una clara disminución de fase con el aumento del pulso o con valores muy caóticos; esta situación geoeléctrica pudiera ser una de las razones de las dificultadas encontradas para detectar la señal de resonancia, ya que pueden existir campos electromagnéticos secundarios inducidos en las margas de base que estén distorsionando el campo generado por los protones de hidrógeno.

5. INVERSIÓN DE LOS SRM Y OBTENCIÓN DE LA PERMEABILIDAD.

Como resultado de las dificultades encontradas, la relación señal/ruido es de l a 1.3, con curvas $E_0(q)$ que no son interpretables en dos de los SRM, y que sólo permiten una interpretación cualitativa para cinco SRM y cuantitativa para otros dos (Figura 9). La permeabilidad puede calcularse con los valores de porosidad (w) y tiempo de relajación (T) por la relación empírica $\mathbf{k}=\mathbf{C}_p$ w T² (Lubczynski y Roy, 2007). El coeficiente de calibración \mathbf{C}_p puede ser obtenido por comparación con ensayos de bombeo, o bien mediante un proceso de autocalibración (Plata y Rubio, 2008) diseñado a partir de la experiencia adquirida en varios acuíferos detríticos de España. En dicho proceso el coeficiente de calibración

se obtiene a partir de los propios parámetros medidos en el SRM mediante la relación **Cp= m** \mathbf{F}^{-n} con $\mathbf{F}=\mathbf{z} \mathbf{w} \mathbf{T}^2$, siendo \mathbf{z} la potencia de la capa saturada y **m** y **n** parámetros calculados de la función de ajuste $\mathbf{F}(\mathbf{C}_p)$ dependiente del tipo de acuífero (Figura 10). Con este método se ha calculado una transmisividad de 1.5×10^{-4} a 2.3×10^{-4} m²/s (permeabilidad entre 2.5×10^{-5} y 3.2×10^{-5} m/s) corroborando los bajos valores evaluados mediante ensayos de bombeo en otras zonas del acuífero, comprendidos entre 2.1×10^{-5} 2.2×10^{-4} m²/s.



Figura 8 – Ejemplo de señales e(t) de calidad aceptable, con amplitud de señal FID1 (gris) y FID2 (negro) superior al ruido (línea de puntos), y decaimiento exponencial, aunque con amplitud máxima inicial E_0 inferior a 40 nV. st: stacking *(Example of acceptable quality of field curves. In black: FDI1, in grey: FID2; dashed: noise).*



Figura 9 – Ejemplo de inversión de uno de los SRM: a) curva $E_0(q)$; b) distribución de la cantidad de agua en % w(z); c) permeabilidad k(z) y d) transmisividad acumulada. (Example of SRM inversion: a: field curve, b) amount of water w, c) permeability k and d) transmissivity versus depth).



Figura 10 – Obtención del coeficiente de calibración para cálculo de la permeabilidad a partir de las funciones $F(C_p)$ en los SRM L2 y L27. (Determinatation of the calibration coefficent for the evaluation of the permeability).

6. CONCLUSIONES

Los SEV siguen siendo una alternativa válida de prospección en términos científicos y económicos, de especial utilidad en hidrogeología, siempre que la distancia entre medidas y diseño de parámetros de adquisición sea adecuada al objetivo. Utilizando un valor de AB/2=100 m y 200 m entre SEV se han conseguido datos de alta calidad y buena cobertura vertical y horizontal. La interpretación geoeléctrica se ha llevado al límite de sus limitaciones mediante un control geológico elevado, consiguiendo menores errores de ajuste al incorporar la zona saturada y una segunda capa del sustrato impermeable de inferior resistividad, según la información geológica. Los menores errores matemáticos no siempre significan mejor interpretación, excepto cuando el modelo geoeléctrico y geológico tienen mejor coincidencia, como en este caso. Mediante cortes geoeléctricos longitudinales y transversales se ha cartografiado la geometría del acuífero, determinando la variación de la potencia del glacis y las zonas de mayor facilidad de drenaje lateral. Los SRM, cuya medición ha resultado bastante problemática, han permitido determinar los rangos de permeabilidad, corroborar la información geoeléctrica y dar información sobre la porosidad, que junto con la geometría permite acotar la capacidad de almacenamiento.

REFERENCIAS

- Lubczynski, M. y Roy, J.(2007): "Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling". *Boletín Geológico y Minero vol.118.509-530*
- Merchán, D., Jiménez, J.J., Abrahao, R., Azcón, A., Bürger, C., Causapé, J., Comín, F., Garrido, E., Lafuente, V., Lambán, J., Pedrocchi, C., Pérez, A., Plata, J. y Sarasa, J. (2011):"Evolución del impacto agroambiental por la transformación en riego y eficacia depuradora de humedales". XXIX Congreso Nacional de Riegos. Córdoba
- Pérez, A.J., Abrahão, R, Causapé, J., Cirpka, O.A. y Bürge, r C.M. (2011): "Simulating the transition of a semi-arid rainfed catchment towards irrigation agriculture". Journal of Hydrology 109, 663-681
- Plata, J.L. (2011):"Informe sobre la determinación de la potencia de glacis en el barranco de Lerma (Zaragoza) mediante Sondeos Eléctricos Verticales". *Informe IGME Centro de Documentación nº 64098*
- Plata, J.L. (2012): "Informe sobre los Sondeos de Resonancia Magnética efectuados en el Barranco de Lerma (Zaragoza)". Informe IGME Centro de Documentación nº 64097
- Plata, J.L. y Rubio, F.M.(2007):"Basic theory of the Magnetic Resonance Sounding Method". Boletín Geológico y Minero vol.118.441-458
- Plata, J.L. y Rubio, F.M.(2008): "The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers". *Journal of Applied Geophysics* 66, 123-139

Correcciones en microgravimetría relativa para investigación hidrogeológica Corrections in relative microgravity for hydrogeological research

J. L. Plata, F. M. Rubio y P. Ibarra

Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid). jl.plata@igme.es

SUMMARY

One of the objectives of the Project "Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espaciotemporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso", carried out by IGME, is the development of a technique to asses the recharge in a karst system, including the use of the microgravity method. The test area is the carbonate aquifer of Sierra de las Nieves (Málaga, Spain). A relative gravitymeter is being used, the Scintrex CG5. At least two gravimetric surveys will be made at two times of different state of recharge. An operational method is being design to obtain a precision of the order of 5 microGal with a system for quality control of the measurements that is acceptable in productive terms. Data processing includes a detailed analysis of the measuring programmes and the correction of the time-varying gravitational effects not due to local hydrogeological variations. These corrections are less severe as the ones needed in absolute gravity determinations, and can be reduced to the earth tides, oceanic load and the atmospheric pressure effects, as well as those due to the gravitymeter drift.

1. INTRODUCCIÓN

El experimento GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Llubes et al., 2004), iniciado en 2002, ha dado lugar a un renovado interés en las aplicaciones de la gravimetría en investigación hidrogeológica. Sin embargo, las observaciones satelitales están referidas a escala continental y son fruto de promedios de mediciones a lo largo de varios años, por lo que no son directamente trasladables a los estudios de gravimetría terrestre. Esta situación está dando lugar a un cierto exceso de expectativas en cuanto a lo que es realmente posible determinar en hidrogeología local. Inicialmente, han sido los estudios de gravimetría absoluta (Van Camp et al., 2006; Creutzfeldt, 2010a) los que han mostrado su interés en la determinación de la influencia en la gravedad de la variación de las masas locales de agua, ya que éstas suponen un ruido para los objetivos de esos estudios. Posteriormente, la publicación de algunos experimentos académicos (Jacob, 2009) han contribuido a la divulgación de la metodología gravimétrica 4D en hidrogeología, normalmente mediante el empleo de gravímetros absolutos en unas pocas estaciones. Su extensión a aplicaciones de movimientos de fluidos introducidos desde superficie (Mrlina, 2007; Gasperikova y Hoversten, 2008) también está siendo objeto de atención actual, siendo preciso, para cubrir extensiones de terreno de cierta magnitud, hacer uso de gravímetros con una buen portabilidad, lo que hasta hoy día sólo es posible con gravímetros relativos. La realización de prospecciones utilizando una mezcla entre ambos tipos de gravímetros también comienza a ser objeto de atención (MicrogLacoste, 2010).

En el presente trabajo, encuadrado dentro del Proyecto "Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso. (KARSTINV)", nº CGL2010-15498 del Plan Nacional de Investigación Científica 2008-2011, llevado a cabo por el IGME, lo que se pretende es el desarrollo de una metodología microgravimétrica 4D que proporcione datos para la estimación de la recarga en sistemas kársticos, con un método operativo que consiga una precisión del orden de 5 µGal, y que sea viable en términos ecónomicos y logísticos. La zona seleccionada para el estudio es el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga), Parque Natural catalogado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO. El plan de trabajo consiste en la realización de al menos dos campañas gravimétricas en dos épocas de distinto estado de recarga del acuífero, utilizando un gravímetro Scintrex CG5 con precisión de 1µGal.

2. MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D

La microgravimetría relativa 4D tiene una serie de características especiales: a diferencia de la gravimetría absoluta, el valor de la "gravedad" (realmente, la diferencia de gravedad) en una estación se

obtiene por la diferencia de lecturas del gravímetro entre una base fija y la estación. Tanto por las dimensiones de la zona a prospectar, como para minimizar fuentes de errores, solamente debe utilizarse una base, no requiriéndose asignar un valor de gravedad a la misma. La anomalía entre dos determinaciones efectuadas en dos épocas distintas puede obtenerse por la diferencia entre los valores de la "gravedad" en cada época, no siendo necesario recurrir al cálculo de la Anomalía de Bouguer. Son, sin embargo, imprescindibles otros requerimientos operativos:

- La gravedad en la Base no puede estar afectada por cambios de masa locales entre campañas.
- La localización de las estaciones debe ser inalterable en el tiempo.
- La posición del gravímetro debe ser idéntica en todas las lecturas.
- La constante del gravímetro debe estar controlada con precisión.
- La deriva instrumental debe ser objeto de especial atención y control, para poder asumir su variación lineal con el tiempo.
- Las lecturas deben ser corregidas de las variaciones de la gravedad en función del tiempo que se produzcan entre la lectura en la base y la lectura en la estación.

En esta comunicación sólo se van a considerar los aspectos concernientes a las correcciones de las variaciones externas.

3. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA GRAVEDAD

El objetivo normal de las prospecciones gravimétricas es la determinación de la gravedad debida a la distribución de las rocas de distinta densidad en el subsuelo, o efecto de las masas sólidas estáticas de la Tierra, invariable con el tiempo. Las principales causas conocidas de variación de la gravedad con el tiempo son las siguientes:

- El efecto de la atracción Luni-Solar sobre las masas sólidas o de Marea.
- El efecto derivado de la marea sobre las masas liquidas de la Tierra o **Carga Oceánica.**
- El efecto de la variación de la masa de la atmósfera o de la **Presión Atmosférica**.
- El efecto debido al cambio del eje de giro de la Tierra o **Movimiento Polar.**
- El efecto de la evolución de las masas dinámicas del agua continental o **Carga Hidráulica**.
- El efecto de la variación de masas de agua subterránea locales (objetivo de este estudio).

- El efecto debido a la variación del nivel de la superficie libre del agua del mar o de los lagos por atracción Luni-Solar (Variación del nivel del agua).
- El efecto de los **movimientos de masas sólidas dinámicas** de la Tierra (erupción de volcanes y movimientos de masa que dan lugar a sismos).

A estos hay que añadir la deriva de los gravímetros, que hace variar las lecturas del gravímetro (no la gravedad) con el tiempo.

Al obtenerse la gravedad por la diferencia de lecturas del gravímetro realizadas en un intervalo de tiempo no superior a unas pocas horas, sólo es necesario tener en cuenta las variaciones que se produzcan en dicho intervalo.

4. ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES

El cambio de orientación del eje de giro de la Tierra es debido a movimientos de masa en el manto/núcleo, provocando variaciones en la gravedad. Aunque estas variaciones pueden ser del orden de 15 μ Gal (Xu et al., 2004) a lo largo de un año, su ritmo de cambio no supera 1 μ Gal/mes, por lo que no es necesario considerarlo en gravimetría relativa.

La variación de las masas de agua continentales supone, además de su propio efecto gravífico, una variación de la presión ejercida sobre la Tierra, deformándola, lo que genera conjuntamente una modificación de la gravedad. Éste fenómeno puede evaluarse a través de diversos modelos (Creutzfeld et.al, 2008, 2010) y puede alcanzar variaciones de unos 3 μ Gal a lo largo de un año, no superando un ratio de 0.3 μ Gal/mes, siendo por lo tanto innecesaria su consideración.



Figura 1 – Efecto gravífico de la variación de presión en Madrid durante mayo de 2012 [fuente de datos climatológicos AEMET]. (*Gravitational effect of the atmospheric pressure at Madrid during May 2012*).

La variación de la densidad del aire supone un variación en la atracción gravitatoria que ejerce la masa de la atmósfera sobre la superficie de la Tierra, de tal forma que un aumento de presión hace disminuir la gravedad del orden de -0.34μ Gal/hPa. La marea de presión diaria puede llegar a ser de unos 2 hPa, siendo su efecto prácticamente constante durante el tiempo de duración de un programa de lecturas con el gravímetro. La variación de presión debida a cambios climáticos puede ser mucho mayor (más de 20 hPa en pocos días), pero no suele superar un ratio de 1 μ Gal/día (Figura 1), por lo que o bien es constante o puede quedar incorporada en la deriva de cierre en base. La variación de presión debida a la diferencia de cota entre base y estación modificará la gravedad observada, pero al establecerse su diferencia entre dos épocas distintas se anula, ya que es invariable.

El efecto gravífico debido a la variación del nivel del agua por la marea sólo cabe considerarlo cuando las mediciones están realizadas junto al mar. Las variaciones derivadas de movimientos de masas dinámicas son o fenómenos de corta duración que, en caso de producirse, pueden ser obviados eliminando las lecturas afectadas, o tener periodos de variación lo suficientemente largos para ser

constantes durante la duración de un programa de medidas con el gravímetro.

En definitiva, en gravimetría relativa sólo deben tenerse en cuenta, salvo excepciones circunstanciales, los efectos de Marea y de Carga Oceánica.

5. CORRECCIÓN DE MAREA Y DE CARGA OCEÁNICA

El efecto de marea puede alcanzar los 200 μ Gal a lo largo del día, con un ratio de variación superior a 30 μ Gal/h (Figura 2), por lo que es completamente necesaria su corrección. Su evolución sigue fundamentalmente los ciclos lunares.



Figura 2 – Corrección del efecto de la atracción Luni-Solar o de Marea y de Carga Oceánica durante el mes de julio de 2012 en San Sebastián. (Gravitational effect of the Luni-Solar attraction or tide and oceanic load at San Sebastian during July 2012).



Figura 3– Corrección de marea y de Carga Oceánica calculada con diversos algoritmos y sus diferencias, para un periodo de 24 h durante el mes de mayo de 2012 en Madrid. (*Tide and oceanic load calculated with* several algorithms and their differences.)

En el efecto de marea sobre la tierra sólida intervienen muchos factores: rotación de la Tierra, órbita de la Luna, órbita de la Tierra alrededor del Sol, precesión del perigeo de la Luna, precesión del perihelio de la Tierra, etc., teniendo cada factor un periodo determinado, y dando lugar a las denominadas ondas de marea. Diversos autores (Longman, 1959; Wenzel, 1996) utilizan diferentes
métodos de cálculo y diferentes catálogos de ondas, efemérides y consideraciones sobre la elasticidad de la Tierra, con variaciones entre ellos que pueden llegar a ser del orden de 3 μ Gal (Figura 3).

La variación de la gravedad por Carga Oceánica es debida a la deformación de la Tierra inducida por la modificación de la altura de la capa de agua motivada por la marea. Este efecto sigue con cierto retraso a la marea (Figura 2) y puede alcanzar hasta 10 μ Gal al día, con ratio de hasta 1 μ Gal/h (Figura 3).

El gravímetro Scintrex CG5 permite obtener las lecturas corregidas de marea, utilizando para ello el método de Longman, que no considera la elasticidad de la Tierra. En el proceso de cálculo de las anomalías puede ser sustituido por otro sistema que se considere más adecuado, aunque no existen criterios universales para esta selección. En la Figura 4 se aprecia que las lecturas del gravímetro, efectuadas en un punto fijo, una vez corregidas de marea, permanecen casi constantes, y así es como son utilizadas en gravimetría ordinaria.



Figura 4– Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 24 h, sin corregir y corregidas de marea (LS). (Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 24 h, no corrected and corrected from tide effect.)



Figura 5- Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 24 h, corregidas de marea (CLS), en escala de más detalle que en la Figura 4, junto con el efecto de Carga Oceánica. (Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 24 h, corrected from tide effect, at greater detail than at Figure 4, with Oceanic Load effect overstrike.)

Una visión más detallada de las lecturas estáticas del gravímetro (Figura 5) permite apreciar que éstas varian con un periodo debido al efecto de la Carga Oceánica. Es evidente que, de no hacer dicha corrección, la lectura dependería del momento de observación y se producirían errores que podrían llegar a los 10 μ Gal en el valor de la gravedad observada en las estaciones de un programa de medidas en campo; este valor, perfectamente asumible en prospección normal, no lo es en microgravimetría 4D. Si se observa aún con mayor detalle la evolución de las lecturas del gravímetro (Figura 6), se aprecia que a esta evolución de las lecturas según el efecto de Carga Oceánica, aparte de su aspecto "a saltos" debido al límite de precisión instrumental de 1 μ Gal, se superponen oscilaciones y/o desviaciones que pueden superar puntualmente los 8 μ Gal.



Figura 6– Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 3 h, corregidas de marea (LS), con superposición del efecto de Carga Oceánica. (Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 3 h, corrected from tide effect, and oceanic load overstrike.)

Estas oscilaciones hacen que, una vez efectuada la corrección de Carga Oceánica, las lecturas del gravímetro presenten una desviación (Figura 7) mayor de lo que cabría esperar (±1 µGal) junto con una oscilación de cierto carácter periódico o al menos de mayor duración. La utilización de varios métodos de cálculo para la corrección Luni-Solar y de Carga Oceánica pone en evidencia que ésta no es la causa de las desviaciones observadas. En los diversos controles efectuados sobre este tipo de lecturas estáticas se ha encontrado que, en alguna ocasión, existe una correlación entre el ritmo de estas oscilaciones y la variación de temperatura, así como entre ésta y las correcciones automáticas por desnivelación; no obstante, en principio, dichas correcciones instrumentales deberían de anular el efecto, de tal forma que no fuera observable. También se ha verificado la posible influencia de cambios de presión, pero tanto el ritmo de variación como su magnitud no son capaces de justificar estas oscilaciones.



Figura 7– Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 3 h, corregidas de marea y de Carga Oceánica. La zona sombreada indica la precision de $\pm 1 \mu$ Gal (Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 3 h, corrected from tide and oceanic load. The shaded zone corresponds to $\pm 1 \mu$ Gal)

Aunque las oscilaciones de mayor amplitud y menor duración (unas pocas lecturas) pudieran tener su origen en ruidos aleatorios (pisadas, tráfico) queda por encontrar justificación a las oscilaciones de largo periodo, que son las que más pueden influir en la precisión de la gravedad observada.

Diversas observaciones efectuadas sobre la afectación de otros factores metrológicos, como son la deriva instrumental, concluyen en que un factor de corrección de la deriva de largo término o secular sólo produce una desviación constante de las lecturas (Figura 8), mientras que las debidas a la estabilización del instrumento tras un tiempo de desconexión, o tras un salto producido por un golpe, presentan mucha mayor amplitud y un ritmo muy diferente de variación.

Todas las observaciones anteriores se refieren a lecturas estáticas: efectuadas en un gravímetro tras un periodo de varias horas o días de estabilización, conectado a la red eléctrica, y estacionado en un local cerrado con escasa influencia de perturbaciones exteriores. Por otra parte, se están llevando a cabo diversos ensayos de campo, en donde hay que tener además en cuenta la mayor influencia de agentes externos (tráfico, pisadas, viento, cambio de temperatura), y metrológicos: deriva diaria, deriva de trabajo, periodo de estabilización tras transporte del instrumento, etc. Se está utilizando al menos cinco ciclos de lectura de 90 s, ampliándolos hasta una buena estabilización del instrumento (Figura 9). En algunos casos, el gravímetro se estabiliza rápidamente (estación 6 de la Figura 9), en otras ocasiones no se consigue estabilizar, produciendo variaciones de hasta 20 μ Gal (estación 22 de la Figura 9), y finalmente, en otras el aparato se estabiliza al cabo de unos pocos ciclos (estación 24 de la Figura 9).



Figura 8– Efectos de estabilización tras desconexión (día 17), de golpes (días 20 y 21) y de sobre-corrección de deriva de largo término (disminución constante del día 17 al 24), en las lecturas estáticas de un gravímetro Scintrex CG5. (Stabilization after switch off and blows of Scintrex CG5 gravity meter.)

6. CONCLUSIONES

En principio, las únicas variaciones a considerar en un estudio de microgravimetría relativa 4D son la Luni-Solar y de Carga Oceánica. Imprecisiones en los modelos y métodos de cálculo utilizados pueden producir diferencias de 1-3 μ Gal en los valores de gravedad observada. Corregidos estos efectos, se aprecia en las lecturas estáticas del gravímetro Scintrex CG5 una oscilación de 5-8 μ Gal cuyo origen puede ser debido a una acumulación de efectos, entre los que se encuentra la desviación entre los modelos teóricos para evaluación de las variaciones de causa externa y la realidad de dichas variaciones, y la propia metrología del instrumento. El comportamiento del gravímetro: linealidad de la deriva, tiempo de estabilización y correcto funcionamiento del sistema de auto-correcciones de nivelación y temperatura son un factor esencial en la precisión final esperable.



valores corregidos de deriva

Figura 9– Ejemplo de lecturas en campo utilizando ciclos de 90 s (540 determinaciones por lectura). (*Example of field readings with cycles of 90 s (540 fixings per reading)*).

REFERENCIAS

- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Vorogushyn, S. y Merz, B. (2010): "The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale." *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 1715-1730
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., y Wziontek, H.(2010a):"Measuring the effect of local water storage changes on insitu gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany". *Water Resour. Res.*, 46, W08531, doi:10.1029/2009WR008359.
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Kl⁻ugel, T., y Wziontek, H. (2008): "Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany", *Geophysics, 73, WA95, doi:10.1190/1.2992508,*
- Gasperikova, E. y Hoversten, G.M. (2008): "Gravity monitoring of CO2 movement during sequestration:model studies". *Geophysics vol. 75 no 6,* WA105-WA112
- Jacob, T. (2009). "Apport de la gravimetrie et de l'inclinometrie a l'Hydrologie karstique". Tesis Doctoral Universidad de Montpellier.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L. y Amalvict, M. (2004): "Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies". *Journal of Geodynamics*, 38(3-5): 355–374.
- Longman, I.M. (1959): "Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun", *Journal of Geophysical Research*, *Volume 64, No. 12*
- Mrlina, J. (2007)."Modelling gravity signals related to fluids movement in reservoir." Proceedings EAGE 69. London. Paper E020.
- MicrogLacoste (2010) : "HybridGravity Survey Services". www.microglacoste.com
- Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T.Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, van Dam, T. y. Dassargues, A.. (2006): "Hydrogeologycal investigacions at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations". *Journalof Geophysical Research.* 111,B10403.
- Wenzel, H.-G. (1996): "The Nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30". Bulletin d'Informations des Mareés Terrestres 124, 9425–9439.
- Xu, J.Q., Sun, H.P. y Yang, X.F.(2004)."A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network". *Institute Journal of Geodesy* 78: 201–209

Alterações nos Gradientes de Temperatura Provocadas por Circulação de Água no Solo

Thermal Gradient Changes Caused by Water in the Soil

Duque, M. R.^(1,2) y Malico, Isabel⁽¹⁾

⁽¹⁾Departamento de Física, Universidade de Évora, R. Romão Ramalho 59,7000-671 Évora, Portugal, mrad@uevora.pt ⁽²⁾Centro de Geofísica de Évora, R. Romão Ramalho 59,7000-671 Évora, Portugal.

SUMMARY

The heat flow density data published in the geothermal Atlas of Europe(1992) show relatively high values for temperature gradients and for thermal conductivity obtained in the SW area of the Iberian Peninsula . In the first part of this study we explain how an anomalous value of thermal conductivity or heat production value can influence heat flow density values. In the second part we try to explain the anomalous values based in the presence of water at relatively high temperatures outside the holes where the measurements were made, and the inclination of strata, derived from samples taken from the boreholes. We used a two-dimensional numerical model based on the finite volume method. Equations governing the transfer of energy by conduction, advection and fluid flow, were solved. The heat flow density value considered for the region is 60 mw m⁻². The results obtained are compared with those published.

1. INTRODUÇÃO

Apesar de ser um parâmetro com grande importância em Geofísica, o fluxo de calor de origem geotérmica só no início do século XX começou a ser medido. Nas décadas de 80 e 90 do século passado foi feito um esforço científico e político, relativamente importante, para se realizarem medições deste parâmetro. A Comunidade Europeia participou neste esforço tendo disponibilizado verbas para a realização de trabalhos de campo e publicação dos valores obtidos. Das publicações feitas destacamos o Atlas of Geothermal Resources in the European Community (1988), o Geothermal Atlas of Europe(1992) e o Atlas of Geothermal Resources in Europe (2002), que incluem dados obtidos em Portugal, e utilizados no presente trabalho.

2. A REGIÃO EM ESTUDO

Os dados utilizados foram obtidos no bordo SW da Zona de Ossa Morena (ZOM) e na Zona Sul Portuguesa (ZSP). A Zona Sul Portuguesa (ZSP) constitui o segmento meridional da cadeia varisca Ibérica, sendo constituído por rochas sedimentares e Vulcanosedimentares datadas do Devono-Carbonífero. A ZSP contacta a norte com a Zona de Ossa Morena (ZOM) pelo complexo ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), datado do Devónico, e cuja génese está relacionada com os processos de subducção/obdução que ocorreram no bordo Sw da Zona de Ossa Morena, durante o ciclo Varisco.Par a al''em do Complexo ofiolítico citado, encomtram-se junto ao bordo sw da Zona de Ossa Morena, o Complexo Ígneo de Beja e o domínio Évora-Beja. O complexo ígneo de Beja é constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, geneticamente relacionados com a subducção Varisca entre a ZOM e a ZSP, aos quais se associam episódios de atividade vulcânica (Andrade et al, 1991,1992). No Domínio Évora-Beja encontram-se formações sedimentares, Vulcano-sedimentares e ortognaisses do Proterozoico Superior/Paleozóico inferior (Pedro, J. et al, 2006). A ZSP encontrase dividida em cinco domínios geológicos (Oliveira, J.T., 1990) que são, de Norte para Sul, o Ofiolito de Beja-Acebuches, o Antiforma do Pulo do Lobo, a faixa Piritosa, O grupo de Flysch do baixo Alentejo e o domínio Sudoeste Português..A faixa Piritosa Ibérica apresenta vulcanismo de idade Carbónica Inferior, enquanto para Sul temos o Flysch do Baixo Alentejo cuja sedimentação teve origem na região de Mértola, durante o Viseano, e se prolongou até ao Vestefaliano, no sector SW da ZSP. O metamorfismo e a deformação decrescem sucessivamente para SW na ZSP. No sector Sul de Portugal, o ciclo Varisco termina no Pérmico (Araújo, A., 2006). A região estudado sofreu erosão elevada, sendo a topografia à superfície desprezável, no entanto podemos verificar pelo material retirado dos furos que as camadas em profundidade mostram camadas com inclinação acentuada.

3. OS DADOS UTILIZADOS

Os dados utilizados foram retirados dos Atlas referidos na introdução deste trabalho e encontram-se na Tabela 1. Todos os dados utilizados foram obtidos em terra, tendo sido medidos valores de temperatura em furos, espaçados por profundidades de 10 ou de 5 metros, a partir dos quais se obteve o gradiente de temperatura. A condutividade térmica foi obtida, em laboratório, em amostras retiradas dos furos. O valor do fluxo de calor obtém-se multiplicando o gradiente de temperatura pelo valor médio da condutividade térmica, considerando que a transferência de calor se faz apenas na vertical, de baixo para cima, e que o furo está localizado numa região com estratos horizontais e constituídos por material homogéneo. O cálculo é feito considerando que não existem fontes de calor na região.

Tabela 1-Valores de gradiente de temperatura, condutividade térmica e fluxo de calor (Values of thermal gradient, thermal conductivity and heat flow)

Furo	Grad T	Λ	Fluxo
	(°C/Km)	$(W K^{-1}m^{-1})$	$(mW m^{-2})$
1	48	3,83	162
2	25	4,06	127
3	22	3,35	71
4	92	2,44	182
5	30	3,03	91
6	22	3,33	67
7	23	3,72	92
8	27	3,69	99
9	22	3,41	74
10	19	3,21	61

Os furos utilizados são furos feitos para prospeção de minério, em regiões onde foram detetadas anomalias gravíticas, magnéticas ou de resistividade elétrica. Apesar de os furos utilizados não terem perfurado depósitos de minério suscetíveis de exploração, podemos ver que as condutividades térmicas que se encontram na Tabela 1 possuem valores relativamente superiores aos encontrados em litologias idênticas, obtidas noutras regiões. Relativamente aos valores de gradiente de temperatura, verificamos que, se excetuarmos os furos 1, 4 e 10, todos os outros se encontram entre 20 e 30°C/Km. Relativamente à condutividade térmica, podemos observar valores relativamente elevados nos furos 1, 2,7,8 e 9.

4. ANOMALIAS NOS FUROS

As anomalias observadas de fluxo de calor podem ser causadas por anomalias da condutividade térmica ou de produção de calor na região devido a existência localizada de elementos radioativos. Podem aparecer também anomalias na distribuição de temperatura causadas por circulação de água na região, fora ou dentro do furo.

4.1 EFEITO DA CONDUTIVIDADE TÉRMICA

Se considerarmos os furos 2 e 7 vemos que não existe anomalia térmica acentuada (gradientes térmicos iguais ou inferiores a 30°C/Km), no entanto se a formação atravessada pelo furo tiver uma condutividade térmica anómala, relativamente elevada para a região, tendo a formação a que ela corresponde uma largura muito inferior à sua espessura, poderemos ter à superfície uma anomalia de fluxo de calor. A Figura 1 ilustra o que acabamos de dizer. Se tivermos um corpo com uma dimensão horizontal elevada e uma anomalia negativa da condutividade térmica teremos uma anomalia acentuada da temperatura mas o fluxo de calor só apresentará anomalias positivas nas interfaces.



Figura 1 – Anomalias de fluxo de calor e de temperatura associadas a anomalias de condutividade térmica e forma e dimensões dos corpos considerados. (Heat flow and termal anomalies caused by termal conductivity anomalies and shape of the bodies)

4.2 ANOMALIAS NA PRODUÇÃO DE CALOR

As anomalias associadas a produção de calor na parte superior da crusta são, geralmente, originadas por uma concentração anómala de elementos radioativos, ou por reações químicas exotérmicas, que ocorram na região.. A análise da carta de radiação gama natural da região onde se encontram os furos 1 e 2 mostra uma anomalia positiva, de pequenas dimensões, na região onde se encontra o furo 2. Na figura 2 apresentamos a anomalia de fluxo de calor provocada por uma concentração anómala de elementos radioativos (produção de calor de 10 ou de 20 µW m⁻³). Na parte superior podemos ver como as isolinhas de temperatura se aproximam na região onde é gerado o calor e entre ela e a superfície. A parte inferior da figura mostra-nos gráficos de temperatura em função da profundidade. Nela podemos ver a anomalia de temperatura obtida para produções de calor de 10 e de 20 μ W m⁻³, a 5 Km de profundidade. (Adaptado de Huenges, E. , 2011). Note-se que nos três casos apresentados se considerou uma transferência de calor do manto de 25 mW m⁻², uma condutividade térmica da crusta de 3 W m⁻¹ K⁻¹ e uma produção de calor em toda a crusta, de 1µW m⁻³.

A existência de depósitos de minério na região provoca anomalias positivas nos furos feitos nos bordos dos depósitos mencionados, devido a reações químicas que ocorrem entre os



Figura 2 – (a) Efeito de um corpo emissor de calor no campo de temperatura.(b)Geotérmicas obtidas para a mesma região. ((a)Effect of a heat source in the field of temperature. (b) Geothermics obtained for the same region.)

minérios e água e que são exotérmicas. Um exemplo muito citado e que deverá ocorrer na faixa piritosa é o que se verifica nas fronteiras dos depósitos de sulfuretos. Como exemplo vamos considerar a seguinte reação:

Fe $\dot{S}_2 + 14 \text{ Fe}^{3+} + 8 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 15 \text{ Fe}^{2+} + 2 \text{ SO}_4^{2-} + 16 \text{ H}^+$

Se considerarmos as entalpias de formação dos diferentes componentes, teremos:

Fe³⁺= -47,7 KJ/ mole; H₂O =-241,8KJ/mole; Fe²⁺=-87,9 KJ/mole; SO₄²⁻= -907,5 KJ/mole; H⁺=0,0 Kj/mole, obteremos ΔH_{Res} =-531,3 KJ/mole.

5. ANOMALIAS ASSOCIADAS A EXISTÊNCIA DE ÁGUA.

As perturbações de temperatura associadas a existência de água podem ser divididas em movimentos verticais de água nos furos e / ou movimentos de água na região com uma componente horizontal na velocidade com que se propagam.

5.1.MOVIMENTOS VERTICAIS

Os movimentos verticais, ascendentes ou descendentes, são fáceis de detetar quando se fazem as medições de temperatura nos furos. Existem vários métodos para obter a velocidade de movimentação da água e a energia envolvida. Neste trabalho foi utilizado o método apresentado por Reiter et al (1989). Este método considera transferência de calor por condução e advecção, em regime estacionário. Considera-se ainda que o escoamento é uniforme e o fluido é incompressível. Foram detetados movimentos de água para cima e para baixo em todos os furos exceto nos furos 5 e 7. Os furos 1 e 4 foram os que apresentaram valores mais elevados da energia envolvida (4081 mW no furo 1 w 2651 mW no furo 4). Os valores obtidos para velocidade da água nos furos são da ordem de 10^{-8} ms⁻¹. As correções mais elevadas, obtidas com este método são de 11,8%.

5.2. MOVIMENTOS COM COMPONENTE HORIZONTAL

As temperaturas dentro dos furos podem ser alteradas por aquíferos atravessados pelos furos ou mesmo por circulação de água

na região, sem entrar no furo. Vamos apresentar um modelo com uma superfície praticamente horizontal, mas que, em profundidade, apresenta um relevo acentuado, apresentando dobras e falhas que podem atingir profundidades de alguns quilómetros. Os aquíferos simulados podem atingir profundidades elevadas e voltar para profundidades muito próximas da superfície, dados que as nascentes termais conhecidas na região são muito poucas,. A temperatura da água aumenta quando ela se encontra em profundidade, e se a velocidade com que a água regressa para perto da superfície for suficiente, poderemos ter temperaturas relativamente elevadas perto da superfície, Devido à circulação da água. A capacidade de o sistema transmitir o fluido, depende do relevo topográfico, da permeabilidade das rochas, e do fluxo de calor proveniente de regiões mais profundas. A Figura 3 mostra-nos o modelo utilizado e as condutividades térmicas associadas à diferentes formações. A



Figura 3- O modelo utilizado. (The model used)

condutividade térmica d acamada onde se encontra o aquífero, foi calculada considerando que todos os póros estão saturados com água. A porosidade utilizada foi de 10%. A camada por baixo do aquífero foi considerada impermeável, e, por isso, a sua permeabilidade hidráulica foi considerada nula. As fraturas existentes no meio em estudo são simuladas por um meios equivalente poroso, saturado com água. Não foram consideradas fontes nem sumidouros de calor na região em estudo. Não se consideraram variações da condutividade térmica com a temperatura, no entanto, considerou-se que a densidade e a viscosidade do fluido variavam com a temperatura, de acordo com as relações

e

$$\mu = \mu_0 e^{-1.704 - 5.306T/T_0 + 7.003(T/T_0)^2}$$
(2)

(1)

As equações utilizadas foram a equação de conservação da massa na direção horizontal e na direção vertical, e a equação da energia.

 $\rho_{\rm f} = 1000 - \left| T - 273.15 - 4 \right|^{1.7}$

$$0 = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \rho_{f} \frac{\rho_{0}g}{\mu} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \rho_{f} \frac{\rho_{0}g}{\mu} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\rho_{f}}{\rho_{0}} - 1 \right) \right)$$
$$0 = \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(n \lambda_{xx}^{f} + (1-n) \lambda_{xx}^{s} \right) \frac{\partial T}{\partial x} + \left(n \lambda_{xz}^{f} + (1-n) \lambda_{xz}^{s} \right) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(n \lambda_{zx}^{f} + (1-n) \lambda_{zx}^{s} \right) \frac{\partial T}{\partial x} + \left(n \lambda_{zz}^{f} + (1-n) \lambda_{zz}^{s} \right) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \rho_{f} c_{f} \left(q_{x} \frac{\partial T}{\partial x} + q_{z} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

As componentes horizontais e verticais do fluxo de calor são dadas por:

$$q_{x} = -\frac{K_{xx}}{\mu} \rho_{0} g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \left(\frac{\rho_{f}}{\rho_{0}} - 1 \right) \frac{\partial z}{\partial x} \right)$$
(3*a*)

Proceedings

$$q_{z} = -\frac{K_{zz}}{\mu} \rho_{0} g \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \left(\frac{\rho_{\rm f}}{\rho_{0}} - 1 \right) \frac{\partial z}{\partial z} \right)$$
(3b)

A tabela 2 mostra os valores das diferentes propriedades utilizadas.

Tabela 2 – Valores utilizados para diferentes propriedades . (values used for differents properties).

Propriedade	Valor
Temperatura à superfície (z=0 Km)	20°C
Fluxo de calor na base do modelo (z=4 Km)	60 mW m^{-2}
Fluxo de calor nas superfícies laterais	0 mW m^{-2}
Fontes ou sumidouros de calor	0 μW m ⁻³
Porosidade do aquífero	10%
Condutividade térmica do fluido	0,69 W K ⁻¹ m ⁻¹
Calor específico do fluido	4186 J Kg ⁻¹ K ⁻¹
Dispersividade longitudinal	100 m
Dispersividade transversal	10 m

Os resultados obtidos para a temperatura podem ver-se na figura 4. Nela se podem observar pequenas anomalias em x=1 Km e x=3 km.



Figura 4 – Temperaturas obtidas com o modelo. (Temperatures obtained with the model)



Figura 5 – Valores de temperatura em função da profundidade. (Temperature values versus depth)

profundidade, obtidos em diferentes regiões do modelo. Nela podemos ver que os perfis de temperatura se sobrepõem até cerca de 7 Km de profundidade e que a partir desta profundidade se afastam sendo o gradiente mais elevado obtido em x=0.8 Km, na profundidade do aquífero. As anomalias observadas originam valores de fluxo ligeiramente superiores a 60mW m⁻², mas inferiores

aos valores esperados. As velocidades da água apresentam valores da ordem dos $10^{-8}\ {\rm ms}^{-1}$

5.2.1. ALGUMAS CONCLUSÕES

Apesar de termos obtido anomalias positivas de temperatura, verifica-se que o fluxo de calor obtido só excede o valor do fluxo de calor na base do modelo, em apenas 8%. Os valores elevados do fluxo de calor parecem estar relacionados com a existência de camadas inclinadas e com contrastes de condutividades térmicas. Para trabalho futuro pensamos utilizar modelos com valores mais elevados de porosidade e de permeabilidade hidráulica na região do aquífero e das camadas superiores, e trabalhar com velocidades mais elevadas de fluido.

6. ÚLTIMAS CONSIDERAÇÕES

Alguns dos dados apresentados de fluxo de calor, apresentam valores mais elevados que os geralmente apresentados para regiões onde o último acontecimento tectono-térmico ocorreu durante a Orogenia Hercínica (valores entre 60 e 70 MW m⁻²).Estudos feitos na ZSP

com base no poder refletor aleatório da vitrinite (McCormack,N.et al,2006) concluem que os resultados obtidos estão de acordo com os dados de gradiente geotérmico para a região, entre 20 e 30°C/Km. Os dados apresentam anomalias de temperatura e/ ou anomalias de condutividade térmica. Todos os factos apresentados, capazes de explicar anomalias positivas, podem ser associados a furos na região. Existem alguns furos onde se podem sobrepôs algumas das anomalias descritas. Alguns do s processos descritos necessitam, a nosso ver, de uma melhor clarificação, utilizando valores numéricos, no sentido de verificar se os processos descritos explicam as anomalias. A circulação de água nas diferentes regiões necessita de ser estudada com outros valores de permeabilidade hidráulica e valores mais elevados para a velocidade de circulação da água no aquífero.

7. REFERENCIAS

- Andrade, A., Santos, J., Oliveira, j., Munhá, J., Gonçalves, F. (1991): "Magmatismo Orogénico na Transversal Odivelas-santa Suzana", XI Reun. Geol. Del Oeste Peninsular (Guia de excursões), 47-54.
- Andrade, A., Antunes, T., Araújo, A., Castro, P., Carvalho, D., Carvalhosa, A., Dias, R., Feio, M., Fonseca, P., Martins, L., Manuppella, G., Marques, B., Munhá, J., Olivei ra, J., Oliveira, V., Pais, J., Piçarra, J., Ramalho, M., Rocha, R., Santos, J., Silva, J., Brum, A., Zbyszewski, G. (1992): "Carta Geológica de Portugal na Escala 1/200 000, Notícia explicativa da folha 8" Serv. Geol. Portugal, 91p.
- Araúlo,A. (2006):"O varisco no Sector Sul de Portugal" In:Dias,R.,Araújo,A.,Terrinha,P. e Kullberg (eds). Geologia de portugal no contexto da Ibéria, universidade de Évora, Évora, 139-143.

Carta de radiação Gama Natural. Folha 6-Alto Alentejo. Instituto geológico e Mineiro.

- Haenel, R., Staroste; e. (eds)(1988): Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. Commission of the European Communities, Brussels..
- Huenges, E. (2010): geothermal Energy Systems. Exploration, Development, and Utilization. Wiley-VCH, Potsdam.
- Hurter, S., Haenel, R. (eds9 (2002):atlas of Geothermal Resources in Europe
- Hurtig, E., Haenel, R. and Zui, V. (eds)(1992):geothermal Atlas Of Europe.
- McCormak,N., Clayton,G., and Fernades,P.(2006)."A História Térmica das Rochas do Paleozóico Superior da zona Sul Portuguesa", VII Congresso Nacional de Geologia, Évora.
- Oliveira,J.T.(1990):"Stratigraphy and synsedimentary tectonics" In:Dallmeyer,R.D., Martinez Garcia,E.(eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-verlag,334-347.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J. (2006); "Ofiolitos e Metamorfismo de Alta Pressão", Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria. Universidade de Évore, Évora, 195-206.
- Reiter, M., Costain, J.K. and Minier, J. (1989):"Heat Flow Data and Vertical Groundwater Movements, Examples from Southwestern Virginia". Journal of Geophysical research, 94, B9, 125423-12431.

 Smith,L., Chapman,D.S.(1983):" On the thermal Effects od Groundwater Flow. Regional Scale Systems". Journal of geophysical Research,88, B1, 593-608.
 White,F.W.(1999): Mecânica de Fluidos. McGraw-Hill.

Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal

Introducing an advanced multi-channel GPR methodology for mapping utilities within a footpath

Miquel Coll⁽¹⁾, Alexandre Novo^(1,2), Craig Simmonds⁽³⁾ and Gianfranco Morelli⁽²⁾

⁽¹⁾ Xpresa Geophysics, C/Gutenberg 3-13, Terrassa (España), mcoll@grupxpresa.com

⁽²⁾Geostudi Astier, Via Nicolodi, 48, 57121, Livorno (Italia)

⁽³⁾McLeod&Simmonds, Ground Floor Building 1000, Lakeside North Harbour, Western Rd, Porstmouth (UK)

SUMMARY

For the last two decades Ground Penetrating Radar (GPR) has been increasingly used as part of an arsenal of tools to locate and map buried utilities. The currently accepted methodology involves the collection of a closely spaced orthogonal grid of GPR measurements over the search area together with the lifting of inspection covers and deployment of radio frequency locators (Conventional approach). Post-acquisition, each individual GPR measurement is analysed for the presence of pipe like features which are then compared to each other to highlight trends throughout a data set. These trends, or consistently detected features, mostly represent buried utilities; however, their identification is solely reliant on picking like targets from the individual GPR profiles. When other commonly found buried objects such as tree roots, constructions features, cavities etc. are taken into consideration, the game of 'joining the dots' to determine a utilities route through the search area, becomes subjective. 3D imaging of high density GPR array data is the solution to the above problem, as it literally provides a plan image of what is buried beneath the survey area. Although this solution is already recognised ,the time required to collect and analyse the data make it an expensive exercise. A new development project is now underway to create hardware, software and a working methodology to accurately and quickly map buried utilities within a footpath. The final product of this project will deliver a fast and effective utility mapping tool that can cover thousands of square meters in a single day.

1. INTRODUCCIÓN

Durante las últimas dos décadas el georradar ha sido cada vez más utilizado como parte de un arsenal de herramientas para localizar y automatizar la cartografiar de los servicios públicos enterrados (i.e. Al-Nuaimy et al. (2000), Simi et al. (2008)). La metodología utilizada actualmente incluye la creación de una malla ortogonal de perfiles de georradar más la radiación de las tapas de inspección para su posicionamiento y el seguimiento de líneas a gran profundidad mediante localizadores de radio frecuencia (método convencional). Finalizada la adquisición, cada perfil de georradar es analizado buscando hipérbolas de difracción, estas son producidas por objetos puntuales con una permitividad dieléctrica diferente al material que los rodea, usualmente se identifican como servicios enterrados. En la figura 1 se muestra como se generan estas geometrías hiperbólicas a partir de un objeto puntual. Estos objetos puntuales son posicionados y visualizados en planta para determinar la posible trayectoria de los servicios.



Figura 1 – A la izquierda se muestra la trayectoria de las reflexiones de una tuberia y a la derecha el radargrama resultados de esta. (On the left shows the reflections path of one pipe and on right the registered GPR section.)

Posiblemente parte de las hipérbolas detectadas representan servicios enterrados, sin embargo, estas heterogeneidades pueden proceder de otros objetos del subsuelo como raíces, cavidades, cimentaciones, etc... Así pues las trayectorias de los servicios delineados con esta metodología poseen un alto nivel de interpretación subjetiva. La solución a esta problemática es la adquisición de datos 3D de georradar en resolución completa (Grasmueck et al., 2005) con el objetivo de visualizar directamente la trayectoria de los servicios en planta. El motivo de que esta metodología no se haya implantado es su alto coste en tiempo y por lo tanto en coste económico con los equipos monocanal tradicionales. Desde hace un tiempo atrás los fabricantes han estado desarrollando soluciones multicanal para agilizar esta adquisición (destacan los sistemas STREAM de IDS, GeoScope de 3Dradar, Terravision de GSSI, MIRA de MALÅ GeoScience), estos equipos son grandes, pesados y su uso se limita a grandes superficies libres de obstáculos como campos o carreteras (R. Birken et al. (2006)). Así pues, para el presente proyecto se descartaron los equipos comerciales actuales ya que los servicios a detectar en España están situados mayormente en aceras como obliga la normativa de soterramiento de servicios.

El objetivo de este proyecto es el desarrollo de una solución (software, hardware y metodología) para la cartografía de servicios enterrados en ámbito urbano. Para el diseño óptimo del equipo se han realizado ensayos con diversos prototipos multicanal en diferentes áreas geológicas. Como software de desarrollo se ha utilizado GPRCAD para la introducción de mejoras en los filtros de procesado de datos 3D multicanal y su posterior interpretación. El producto final permitirá la cartografía de miles de metros cuadrados por día con una resolución espacial de 0.04x0.04 metros.

2. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

En primer lugar, las características de los objetivos a detectar deben ser claramente definidas, con el fin de seleccionar la frecuencia central para la visualización correcta de todas las líneas de servicios. Como ya es bien conocido, la frecuencia deseable es la que llega a un buen compromiso entre la profundidad y la resolución de los objetivos a detectar. Así pues, primero se obtuvieron los valores de profundidad mínima de enterramiento y las distancias mínimas entre servicios de las regulaciones locales y los reglamentos internos de las empresas privadas para poder definir la profundidad y resolución deseadas. La Tabla 1 muestra las profundidades mínimas de enterramiento para los servicios públicos enterrados. Estos valores determinan la profundidad de penetración mínima requerida por el sistema.

 Tabla 1 – Profundidad mínima de enterramiento (Minimum depth of buried utilities)

Tipo de servicios	Profundidad mínima
Cable Alta-tension	0.80
Cable Baja-tensión	0.60
Gas	0.80
Agua de abastecimiento	0.80
Alcantarillado	1.00
Telecomunicaciones	0.60

La resolución horizontal es la distancia mínima que tiene que existir entre dos reflectores situados uno al lado del otro para que se detecten como dos objetos separados. Esta distancia mínima entre servicios es la distancia de seguridad que establecen las diferentes normativas, estas medidas se deben tomar entre las generatrices exteriores de ambos conductos. Las distancias propuestas podrán verse ampliadas o reducidas si la administración municipal lo estima conveniente, siempre y cuando los servicios estén debidamente protegidos y aislados. Los valores mínimos se muestran en la tabla 2.

Tabla 2 – Distancias mínimas entre servicios enterrados. (Minimum distance between buried services)

minimum distance between buried services.)				
Tipo de servicios	Dis. Horizontal	Dis. vertical		
Gas y electricidad	0.20	0.20		
Gas y agua de	0.50	0.50		
abastecimiento	0.50	0.50		
Gas e hidráulicas de no	0.80	0.80		
abastecimiento	0.80	0.00		
Agua de abastecimiento y	0.40	0.20		
alcantarillado	0.40	0.20		

Los datos anteriores se han cotejado con la ecuación 1 que define el diámetro (D) de la primera zona de Fresnel donde d es la profundidad de los objetivos y λ es la longitud de onda de cada frecuencia. Esta expresión ha sido validada empíricamente con ensayos de laboratorio (Rial et al. 2009).

$$\Delta_H = D = \sqrt{\frac{\lambda^2}{4} + d\lambda} \tag{1}$$

Los cálculos de la resolución horizontal teórica se muestran en la tabla 3, donde la comparación con la tabla 2 indica que la frecuencia óptima para este análisis seria el equipo de 1000MHz. A la hora de escoger las frecuencias de los ensayos se creyó que la señal de las antenas de 1000MHz no penetraría la profundidad necesaria para visualizar los servicios hasta 1.5m, por lo tanto se incorporó a estas pruebas un equipo de 600MHz y otro de 200MHz.

Tabla 3 – Profundidad mínima de enterramiento (Minimum depth of buried utilities)

Frecuencia (MHz)	1000	600	200	100	
Longitud onda (m) v	0.1	0.166	0.5	1	
	d = 0.8	0.29	0.29 0.37 0.68 1.02		1.02
Resolución	lución $d = 1$ 0.55 0.64	0.89	1.13		
norizontai (m), Eq.1	d = 1.5	0.95	1.03	1.24	1.42

3. METODOLOGIA

Así pues, se realizaron unos ensayos en zona urbana donde se probaron tres sistemas multicanal de 1000, 600 y 200MHz, con el propósito de determinar la frecuencia óptima que permitiría una mejor detección de los servicios enterrados. Para el posicionamiento de los datos de georradar se ha utilizado una estación total Trimble S8, la cual nos da un precisión subcentimétrica, incluso en entornos urbanos.

Los prototipos utilizados se muestran en la Figura 2, estos equipos no cumplen con las características mecánicas del dispositivo final pero si que son capaces de recoger trazas con un muestreo espacial de $\lambda/4$, evitando así el *aliasing* espacial (Yilmaz, (2001)).



Figura 2 – Prototipos de georradares multicanal utilizados durante los ensayos, fabricados por IDS, Italia. A) 200MHz B)600MHz C)1000MHz. (Multi-channel GPR prototypes used during the tests and manufactured by IDS of Italy. A) 200MHz. B) 600 MHz C) 1000 MHz.)

Posicionamiento: La solución actual para el posicionamiento de los datos sugerido por la mayoría de fabricantes de GPR es el DGPS, GPS diferencial, este sistema en ciudad no garantiza la precisión necesaria para la adquisición de datos 3D debido a la falta puntual de cobertura de satélites. Una solución analizada para tener un vehículo autónomo en ciudad es la de incorporar una unidad de medida inercial (UMI) al sistema GPS, este equipo tiene un elevado coste y en el caso de estar demasiado tiempo sin cobertura satelital los errores acumulados de la UMI pueden ser relativamente grandes. Así pues, para nuestro propósito se identificó la estación total robótica como el mejor sistema para la adquisición de datos en ciudad ya que nos asegura una precisión subcentimétrica, además de ser capaz de seguir automáticamente el equipo con una frecuencia de muestreo de \approx 10Hz. Finalmente, los datos de la estación total y el odómetro se sincronizan en base a los metros recorridos desde la posición inicial.

Procesado de datos de georradar mediante GPRCAD: El procesado utilizado se podría considerar un procesado básico de georradar, excepto en la eliminación por canales del ruido coherente producido por las antenas, conocido como *ringing*. En este caso se utiliza un filtro 2D conocido como *background removal* que sustrae la media de un número determinado de trazas a cada traza. Cuanto mayor sea el número de trazas más se parecerá la media al ruido coherente. Este ruido coherente es una característica del canal utilizado, como se puede observar en la Figura 3. Así pues, se calculó una media por cada canal y con todas las trazas del área escaneada.



Figura 3 – Trazas medias del canal 02, canal 06 y canal 14 de las matriz de 600 MHz. (Average traces of channel 02, channel 06 and channel 14 of 600 MHz array).

La secuencia de procesado utilizada se muestra sobre un perfil del canal 02 en la figura 4, los pasos seguidos han sido: 1)Dewow, 2)Alineamiento del tiempo cero, 3)*Background removal* y 4) Corrección *Normal Move Out* más ganancia en función de la energía perdida en la traza media. Además del procesado el GPRCAD

permite la interpretación de datos de georradar en dibujos CAD de forma rápida y fiable.



Figura 4 - Secuencia de procesado utilizada para el procesado de los datos 3D. (Processing flow used for 3D data processing.)

RESULTADOS PRIMEROS ENSAYOS 3.

Estos ensayos se han realizado en 3 zonas urbanas y en un laboratorio exterior en las ciudades de Barcelona y Terrassa. Las zonas de estudio están ubicadas sobre materiales geológicos del cuaternario, como en general, todos los grandes asentamientos urbanos. Los grandes depósitos cuaternarios están formados por planas aluviales, abanicos aluviales, terrazas fluviales y deltas. El sedimento se compone de gravas, arena, arcillas y limos.

En la figura 5 se muestran tres radargramas correspondientes al mismo perfil adquirido con los diferentes equipos. En dichos radargramas podemos observar como la penetración de la onda electromagnética es muy similar excepto en el caso de la antena de 1000MHz que debido a su alta frecuencia detecta las pequeñas heterogeneidades del medio, conllevando a una elevada pérdida de energía en profundidad debido al scattering. La antena de 600MHz presenta un incremento de resolución relevante respecto a la antena de 200MHz, suficiente para detectar los servicios pero no hasta el punto de verse afectada por las pequeñas heterogeneidades geológicas que afectan a la antena de 1000MHz.

Como ejemplo de los datos 3D obtenidos se muestra en la Figura 6A. una sección a 0.75m de profundidad obtenida a partir de los datos de la matriz de 600MHz. En esta sección se pueden observar las reflexiones producidas por los servicios y la linealidad que los caracteriza, pudiendo así ser fácilmente interpretados con un programa tipo CAD (figura 6.B).

4. CONCLUSIONES

El equipo de 600MHz se perfiló como óptimo para la detección de servicios. La mecánica del equipo tiene que ser de empuje manual y de unos 80cm de ancho para poder maniobrar fácilmente dentro de las aceras, pudiendo así escanear toda la superficie disponible en las mismas.

La ventaja de trabajar con datos tridimensionales no es solo la visualización en planta, sino la posibilidad de mejorar las imágenes utilizando todo el volumen durante el procesado de datos como se ha realizado con el filtro de background removal. En un futuro se prevé incorporar filtros en 3D como la migración 3D para mejorar la resolución horizontal en profundidad.

A dia de hoy Xpresa Geophysics ya dispone del primer prototipo, Geoscaner HD, se trata de un equipo modulable (80 cm o 1.40 cm) para ser utilizado en zonas urbanas o en grandes extensiones. Su frecuencia central es de 600 MHz y es capaz de hacer 30 perfiles separados 4 cm en una sola pasada.

5. AGRADECIMIENTOS

Agradecer a Endesa distribución su soporte en el proyecto. Agradecer la colaboració en el desarrollo a IDS. Agradecer también la ayuda en la implementación de los nuevos algoritmos a MCleod Simmonds.

6. **REFERENCIAS**

- Al-Nuaimy, W., Y. Huang, M. Nakhkash, M.T.C. Fang, V.T. Nguyen, A. Eriksen. (2000): "Automatic detection of buried utilities and solid objects with GPR using neural networks and pattern recognition". *Journal of Applied Geophysics*, 43, 157-165
- Birken, R., R. Deming, T. Hansen, S. Macintosh, M. Oristaglio and Q. Zhu. (2006): "Utility Mapping in Urban Areas with Dual Radar and Induction Arrays". SAGEEP 19, 542
- Grasmueck, M., R. Weger, and H. Horstmeyer (2005): "Full-resolution 3D GPR imaging". *Geophysics*, **70** (1), K12-K19.
 Rial F. I., M. Pereira, H. Lorenzo, P. Arias, A. Novo (2009): "Resolution of GPR bowtie antennas: An experimental approach". *Journal of Applied Geophysics*. **67**, 367–373

Simi, A., S. Bracciali, G. Manacorda, (2008): "Hough transform based automatic pipe detection for array GPR: Algorithm development and on-site tests". Conference. RADAR '08. IEEE

Yilmaz, O. (2001): Seismic data analysis, 2027 pp., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.



Figura 5 – Perfiles adquiridos con los diferentes prototipos en la misma posición, puntos rojos muestran los ápex de las hipérboles producidas por servicios. (Profiles acquired with different prototypes in the same position, red dots show the apex of the hyperbole produced by the utilities.)



Figura 6 – A) Ortofoto con la superposición de una sección profundidad a unos 0.75m. B) En naranja la interpretación de los servicios de la sección profundidad. ((A) Orthophoto with overlapping a depth section about 0.75m. B) Utilities interpretation on depth section).

Detección y caracterización de fallas activas mediante tomografía de resistividad Detection and characterization of active faults by resistivity tomography

P. Ibarra⁽¹⁾, F. M. Rubio⁽¹⁾, J. García-Mayordomo⁽¹⁾, R. Martín⁽¹⁾, E. Rodríguez-Escudero⁽²⁾, A. Salazar⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. p.ibarra@igme.es, f.m.rubio@igme.es

(2) Universidad Complutense de Madrid, Fac. de CC. Geológicas, Dpto. de Geodinámica, c/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid

SUMMARY

Within the project "Seismogenic Characterization of Major Active Faults of Southeastern Spain Through Geological Techniques" (project Fase-Geo) one of the objectives is to obtain new detailed geological data through field work in order to characterize the seismogenic potential of main faults, or discard their interest in seismic hazard. This study focuses on the fault of Carrascoy, partially blind, which divides the mountains of Carrascoy to the southeast and Guadalentín valley to the northwest.

The purpose of electrical tomography is to obtain the electrical response of the fault area while trying to identify a guidance level that can be followed on both sides of the fault plane, as well as determining the slip fault. To do this, a set of electrical profiles were carried out in an area where two trial trenchs have been dug, correlating the known geology with the electrical response. Furthermore, in two other selected study areas, the goal is to help the correct positioning of new trial trenchs for further geological study.

Electrical tomography profiles were carried out with devices Wenner and dipole-dipole in all cases in order to share their results, and with an electrodic spacing of 1 and 2m lengths in a total 80m and 240m profile, reaching depths of investigation of 10 to 25m. The profiles reflect well the location of the fault plane and a resistive guideline level ascribed to the existence of a calcrete layer whose deformation is indicative of the recent activity of the fault. Other levels identified initially have been less useful.

1. INTRODUCCIÓN

El proyecto "Caracterización Sismogénica de Grandes Fallas Activas del Sureste de España (FASE-GEO)", propone el estudio de gran detalle de algunas fallas activas existentes en el sureste de la península ibérica como fuentes sismogénicas en una zona de actividad sísmica moderada, cuya peligrosidad debe ser evaluada.



Figura 1. Situación de la zonas donde se han realizado los trabajos geofísicos en el sureste de la península ibérica. (Geographycal situation of the Geophysical profiles).

Se han considerado varias fallas para ser estudiadas con elevado grado de detalle a fin de cuantificar el movimiento de las mismas, pues sus periodos de recurrencia pueden ser tan altos que no se dispone de registro sísmico y a menudo aparecen enmascaradas por procesos de erosión-sedimentación. Este hecho hace que algunas metodologías geofísicas puedan ser aplicables en ciertos casos para la identificación de las fallas y para evaluar el salto de las mismas, vector de movimiento y eventualmente, su velocidad promedio.

En concreto nos centraremos en la aplicación de la tomografía de resistividad eléctrica como herramienta para la identificación y evaluación de la actividad sísmica de la falla de Carrascoy (García-

Mayordomo y Álvarez-Gómez, 2006). Ésta, menos estudiada que su homóloga, la falla de Lorca o de Alhama de Murcia, discurre con dirección noreste-suroeste y constituye el límite entre la depresión del Guadalentín y la sierra de Carrascoy al sur, según se muestra en la figura 1. Se trata de una falla inversa de plano subvertical, con una cierta componente de desgarre sinestral, pero muy poco evidente, pues en algunas zonas es totalmente ciega y en otras está parcialmente recubierta de sedimentos aluviales provenientes de la erosión de la sierra de Carrascoy.

La falla de Carrascoy levanta la sierra en el lado sur, de forma que, a menudo, ésta constituye el límite entre la zona levantada y el valle. Su dificil identificación hace complicado determinar el salto actual y la velocidad de movimiento de la misma, pues está situada en la base de numerosos abanicos entrecruzados procedentes de la erosión de la sierra de Carrascoy, dentro de un ambiente aluvial con litologías, a priori, poco diferenciadas eléctricamente, entre las que se encuentran arenas, limos, arcillas y margas.

En este ambiente ha sido realizada una campaña de tomografía eléctrica de detalle, a fin de detectar uno o varios niveles guía a un lado y otro de la falla. Idealmente, la identificación de al menos 2 niveles puede llevar a una determinación de la velocidad y vector de movimiento de la falla. Como control, se usaron 2 catas del terreno de hasta 4 m de profundidad que fueron objeto de un detallado estudio litoestratigráfico (Insua-Arévalo et al., 2012). El objetivo de la tomografía es utilizar similares criterios de determinación de la falla y su salto aplicados en profundidad, allí donde la inspección visual no es viable.

2. PERFILES ELÉCTRICOS REALIZADOS

Para la realización de los perfiles eléctricos se ha empleado el Sistema Lund Imaging con el equipo Terrameter SAS4000. Se han empleado espaciados entre electrodos de 1m y 2m, que permiten obtener gran resolución incluso a nivel superficial (hasta 1m), a costa de sacrificar la profundidad de investigación. En general todos los perfiles se ham medido con varios dispositivos: Wenner, Schlumberger y Dipolo-dipolo, con el objetivo de comparar sus respuestas y determinar mejor la distribución de la resistividad. El programa de procesado empleado ha sido Res2DInv, de Geotomo.



Figura 2. Mapa geológico procedente de GEODE y esquema de detalle de la zona de Acopios y Caliche. En rosa la situación de los perfiles eléctricos realizados. En amarillo la traza de la falla. (Geological map from GEODE, and detailed schema of the Acopios and Caliche zones. Pink lines represent the profiles. Fault is represented by the yellow line)



Figura 3. Mapa geológico procedente de GEODE y esquema de detalle de la zona del perfil Murcia. En rosa la situación del perfil eléctrico y en azul la supuesta traza de la falla.(Geological map from GEODE, and etailed schema of the Murcia profile. Pink line represent the profile and blue line the a priori fault situation).

Inicialmente, los trabajos se planificaron en la zona denominada Acopios, en las cercanías de Alhama de Murcia, en el borde suroeste de la sierra de Carrascoy, según se aprecia en la figura 2. En ella se realizaron 4 perfiles paralelos entre sí, de 80m de longitud, con espaciado entre electrodos de 1m, en dirección aproximadamente perpendicular a la supuesta traza de la falla. Ubicados entre 2 catas, han servido para detectar la posición exacta así como para tratar de encontrar un nivel guía que pueda ser identificado inequívocamente a ambos lados del plano de falla. Siguiendo la traza de la falla, a unos 2 km al norte fue ubicado un nuevo perfil, en un lugar donde no se había detectado la misma rompiendo la superficie. Denominado este lugar Caliche, el perfil se trazó con la intención de detectar en profundidad el plano de falla ciego con un espaciado algo más amplio por su carácter más exploratorio (2m).

Posteriormente, un perfil adicional fue realizado unos 20 km al norte de la zona de Alhama, basándose en los criterios deducidos en los perfiles precedentes (perfil Murcia), figura 3.

3. INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES ELÉCTRICOS

Para la interpretación de los perfiles eléctricos se han realizado algunos tests en el procesado, variando parámetros, y comparando los 3 dispositivos eléctricos realizados, asi como los resultados obtenidos con inversión robusta (robust) que resalta los contactos nítidos o suavizada (smooth), figura 4.



Figura 4. Ejemplo de perfil eléctrico de la zona de Acopios interpretado para los tres dispositivosempleados y con inversión robusta (robust) y suavizada (smooth), la paleta de colores es la misma en todos los perfiles. (Example of electrical profile at Acopios zone. Different interpretation with robust or smooth inversion for the three devices are shown, the color palette is the same in all profiles)

Aun cuando las diferencias no son muy notables entre ellos, el esquema dipolo-dipolo ha sido el que ha presentado un mayor nivel de ruido, eligiéndose finalmente para la interpretación los resultados obtenidos con el dispositivo Wenner con procesado robusto, que es el mostrado en los 4 perfiles de la figura 5. En ellos se aprecia fácilmente la posición de la falla, en todo momento centrada en cada perfil. Igualmente se aprecian varios niveles conductores distribuidos aleatoriamente en los 4 perfiles.

Litológicamente, las catas (representadas a escala sobre los perfiles más próximos a ellas, 1 y 2, con línea azul en la figura 5), han encontrado una distribución aleatoria de arenas, gravas y limos más o menos estratificados, pues responden a un esquema de abanicos imbricados con materiales procedentes de la sierra, coexistiendo con algunos niveles de margas plásticas de presencia aleatoria, pues solo se reconocen en la cata sur (perfil 2). Las diferencias de resistividad son pequeñas y en todo caso parecen obedecer al mayor o menor contenido en agua, salvo las margas, que parecen tener un valor de resistividad más bajo, según se aprecia en el perfil 2 del set, justamente en el único lugar en que se reconocen (color verde del perfil dentro de la línea azul de la cata correspondiente). Sin embargo, la apariencia de éstas dificulta la extrapolación: resulta difícil aceptar que todos los niveles de resistividad similar corresponden a margas y en todo caso, éstas no parecen constituir el nivel guía buscado. El resto de materiales presentes, puede decirse que son eléctricamente indiferenciables, lo que abunda en la dificultad de encontrar un nivel guía.



Figura 5. Conjunto de 4 perfiles en la zona ACOPIOS. Los perfiles de los extremos norte y sur se han emplazado en las proximidades de dos catas geológicas (sus proyecciones aproximadas en azul celeste). El plano de falla puede detectarse, en líneas negras. (Set of profiles at Acopios zone. Profiles 1 and 2 are close to the geological trenches, proyeccions represented with blues lights lines. Black lines indicated the fault.)



Figura 6. Perfil de tomografía en la zona de Caliche. EL nivel de caliches resistivos se denota entre las líneas negras, trazo fino. En trazo discontinuo la posición propuesta de la falla, ciega en esa zona. (Profile at Caliche zone. Resistive calcrete level between black lines. Proposed fault in black, bold discontinuous line-)

Sin embargo, a unos 2 km al norte siguiendo la traza de la falla en la zona Caliche, se pretende encontrar el emplazamiento exacto de la misma, pues la correspondiente cata geológica no lo ha determinado (existen recubrimientos y abanicos que parecen enmascararla). En este caso, en el lado sur de la falla afloran algunos niveles de caliche buzantes hacia la falla, los cuales, deben detectarse como un nivel altamente resistivo. Para investigar a mayor profundidad y extensión, se efectúa un perfil de 160m de longitud, con espaciado entre electrodos de 2 m. El resultado se muestra en el perfil de la figura 6. Tal como se aprecia en superficie, la tomografía haya un nivel de alta resistividad relativa buzante hacia el noroeste pero con tendencia a verticalizarse en profundidad. La falla puede asumirse que se encuentra en el límite del caliche y el pliegue que éste presenta que puede ser atribuido al efecto de arrastre del movimiento de falla. El caliche no se identifica al otro lado de la falla, por lo que el salto podría suponerse superior al esperado, pero nuevos estudios serán necesarios para precisarlo.



Figura 7. Perfil en las cercanías de Murcia. Falla propuesta en negro, trazo grueso discontinuo; nivel de caliche, en negro trazo fino. (Profile near Murcia. Proposed fault in black, bold discontinuous line, calcrete level in black line.)

De esta forma puede concluirse que el nivel guía de mayor interés y que puede servir para emplazar la falla es el nivel de caliche, aunque no permita extraer otras conclusiones, por el momento.

Finalmente, en las cercanías de Murcia, unos 20 km al norte, la misma falla limita la sierra de Carrascoy de la vega del Segura, aunque ésta no es visible en absoluto. El hallazgo de algunos restos dispersos de caliche, ha servido como pista para acotar la falla con exactitud utilizando la tomografía. En esta ocasión se realizó un perfil de espaciado entre electrodos de 2m y una longitud de 240m a fin de cubrir un terreno más extenso, según se muestra en la figura 7. En ella, se aprecia un notable nivel resistivo (superior a 500 ohm.m), que permite identificar el nivel de caliche, con su correspondiente buzamiento y pliegue por efecto de arrastre debido al movimiento de falla. En este caso la posición de la falla es a unos 20m hacia el SE respecto al punto en el que se esperaba encontrarla. Ello ha permitido el emplazamiento preciso de una cata de exploración litoestratigráfica de detalle.

4. CONCLUSIONES

La tomografía eléctrica puede ser una herramienta muy útil tanto para analizar la continuidad en profundidad de fallas y su salto, como para planificar el emplazamiento posterior de catas para estudios de detalle. Sin embargo, para que funcione bien esta técnica tienen que existir niveles de resistividad muy contrastada, fácilmente identificables a un lado y otro de la falla. Resulta frecuente tratar de asociar los valores de resistividad con litologías determinadas. Sin embargo múltiples litologías comparten los mismos valores de resistividad o más exactamente rangos de resistividad. A su vez, una misma litología puede tener variados valores de esta propiedad, influidos no solo por variaciones en su composición, sino sobre todo en el contenido en agua y en cómo esta se dispone (porosidad, conectividad, etc).

Sin embargo, a menudo puede ser útil un cambio de enfoque en busca de criterios distintos de los estrictamente geológicos.

En este caso, la utilización de las propiedades eléctricas asociadas a un nivel de materiales guía, como es el caliche, ha permitido utilizar la tomografía eléctrica para situar en detalle la posición de una falla ciega, a la que nos habíamos aproximado con criterios geológicos.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de las actividades de investigación del proyecto FASEGEO (CGL2009-09726)

6. REFERENCIAS

- García-Mayordomo, J., Álvarez-Gómez, J.A., 2006, Estimación del terremoto máximo posible y su intervalo de recurrencia en la Falla de Carrascoy (Murcia) para su implementación en el cálculo de la peligrosidad sísmica de la región. Geogaceta, 39: 51- 54
- Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J, Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Canora, C., Martín-Banda, R., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., 2012. Actividad holocena de la falla de Carrascoy, Murcia. Resultados preliminares de un análisis paleosísmico. Geotemas (en prensa).

Transecta magnetotelúrica Topoiberia: distribución de resistividades corticales bajo la Cordillera Cantábrica occidental, El Bierzo, Montes de León y Sanabria Topoiberia Magnetotelluric Transect: a cortical distribution of resistivities in the western Cantabrian Mountains, El Bierzo, Montes de Leon and Sanabria

P. Ibarra⁽¹⁾, J. Pous⁽²⁾, L.R. Rodríguez Fernández⁽¹⁾, H. Seille⁽²⁾, N. Heredia⁽¹⁾, A. Pedrera⁽¹⁾, P. González Cuadra⁽¹⁾, F. Martín González⁽³⁾ y A. Mínguez⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. p.ibarra@igme.es, lr.rodriguez@igme.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona. jpous@ub.edu ⁽³⁾ Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. <u>fidel.martin@urjc.es</u>

SUMMARY

Within the cortical magnetotelluric transects plan for Topoiberia, in June 2011 was carried out a 150 km long magnetotelluric profile between the western Cantabrian Mountains and the mountains of León, through depression of El Bierzo. The subsequent dimensional analysis has found that the profile is similar to a 2D structure with a strike N113°E. The distribution of crustal resistivity has been obtained after inversion, which in conjunction with data from 1970 IGN earthquakes and other geological data, has allowed to draw a geological image that brings new ideas for discussion on the structure of this area.

In the Cantabrian Mountains we can suggest the existence of a basal detachment level alpine structures about 15 km depth, including the Cerredo and Villablino faults which are interpreted as back thrusts rooted at that level. In the Montes de León it is proposed a "pop-up" type structure, where the faults that delimit it are rooted in a kind of crustal detachment level located deeper (20-25 km) than that of the Cantabrian Mountains, as it is denoted by the noticeable sinformal aspect conductor which lies beneath them. In the middle, the depression of El Bierzo is shown as a significant conductive body wedged between the mountains, up to 3000m deep and consists of Carboniferous and Tertiary sedimentary structures that apparently hide other underlying bodies.

INTRODUCCIÓN

El proyecto Topoiberia en su subprograma de magnetotelúrica, contempla la realización de una serie de transectas de este método, atravesando los principales orógenos de la Península Ibérica y norte de Marruecos. Dentro de este plan, entre mayo y junio de 2011 se acometió la realización de una transecta de dirección norte-sur atravesando la Cordillera Cantábrica en su zona occidental, El Bierzo y los Montes de León, los cuales han sido objeto de atención de varios grupos durante la realización del proyecto (Martín Gonzalez F. y Heredia, N., 2008, 2011a y b; Fruedenthal et al. 2010). El interés de la zona radica en la escasez de estudios de relevancia, especialmente en los Montes de León, donde la información disponible de cualquier tipo, es muy escasa, más aún si es con carácter profundo (salvo Gallastegui, 2000). De esta forma, la estructura profunda de la región estaba basada tan solo en observaciones superficiales, lo que justifica la obtención de nuevos datos mediante el método magnetotelúrico. Este método, permite obtener imágenes de la distribución de la resistividad eléctrica a grandes profundidades a un coste relativamente bajo, aportando información novedosa, aun cuando el parámetro físico implicado no supone una medición directa de la litología.

Los resultados obtenidos han permitido generar un modelo 2D de distribución de resistividades con carácter cortical al que se le han añadido algunos datos (eventos sísmicos, gravimetría general) para trazar un corte geológico profundo y formular un modelo estructural para la región.

CARACTERÍSTICAS DEL MÉTODO Y DEL PERFIL MAGNETOTELÚRICO REALIZADO

El perfil ha sido compuesto con datos de 23 estaciones (las 2 más norteñas registradas en 2008) separadas un promedio de 6 km con dirección general prácticamente norte-sur hasta cubrir una distancia de unos 140 km, entre las comarcas de Somiedo (Asturias) y Aliste (Zamora), pasando por Laciana, El Bierzo (cuenca de Bembibre), Valdueza, Cabrera y Sanabria. Asimismo, corta varias alineaciones montañosas de la cordillera Cantábrica

Occidental (zona de Leitariegos y Sierra de Gistredo), de los Montes de León (Montes Aquilianos, Sierra del Teleno y Sierra Segundera) y atravesando finalmente la Sierra de la Culebra.



FIGURA 1. Trazado del perfil MT (azul) realizado sobre el Mapa Tectónico de España (Rodríguez Fernández et al. 2004), en su cuadrante noroeste.

El método magnetotelúrico mide la respuesta del terreno a una excitación producida por una fuente electromagnética lejana de origen natural (actividad solar y tormentas lejanas). Consiste en la medición de los campos eléctrico (E) y magnético (H) en el tiempo en una determinada posición. La relación entre ambos es el tensor de impedancias a una cierta frecuencia, a partir del cual se puede

deducir la resistividad a una profundidad. De esta forma, se precisa un registrador continuo de las diversas componentes de ambos campos simultáneamente, 2 componentes eléctricas: Ex (N-S), Ey (E-O) y 3 magnéticas: Hx (N-S), Hy (E-O), Hz (vertical), para lo cual se han empleado los 5 equipos broad-band Metronix modelo ADU-07, pertenecientes al consorcio Topoiberia, según el esquema de implantación orientada que se refleja en la figura 2.



FIGURA 2. Esquema genérico de implantación en campo de una estación magnetotelúrica

Una vez obtenidas las series temporales, se realiza el procesado de las mismas, transformándolas mediante un análisis espectral al dominio de las frecuencias, de forma que puede obtenerse un tensor de impedancias para cada frecuencia, o equivalentemente para cada profundidad. De acuerdo al efecto "skin depth", la profundidad de investigación depende la resistividad del terreno y de, la frecuencia de medida, de modo que las frecuencias más bajas corresponden a mavores profundidades. De este modo, podría investigarse a cualquier profundidad siempre que se dispusiera del tiempo suficiente de medida, aunque en la práctica, ésta queda limitada por la sensibilidad del registrador a señales inherentemente débiles. En este caso, las estaciones han registrado entre 40 y 50 horas de series temporales, salvo la última, nº 23, que lo hizo unas 20 horas. En el caso de zonas ruidosas, el tiempo de registro deviene en irrelevante, pues a partir de ciertas frecuencias ya no se detecta señal natural, pues queda enmascarada por el ruido. Zonas de bajo nivel de ruido sin embargo, pueden alargar las curvas de resistividad con coherencia elevada, alcanzando mayor profundidad de investigación.

Dada la importante influencia de fuentes de ruido, artificiales o no, que a menudo invalidan cualquier medida, la selección de emplazamientos para registros profundos es crucial. En la transecta estudiada se ha puesto gran hincapié en evitar estas fuentes en lo posible, muy presentes sobre todo en la comarca de El Bierzo, manteniendo al tiempo una dirección razonable con la zona de estudio, que parcialmente no es de gran extensión lateral (los Montes de León no alcanzan los 100km de desarrollo este-oeste). En la figura 3 se muestran a modo de ejemplo 2 curvas de buena calidad, las cuales alcanzan con suficiente coherencia los 100 segundos.



FIGURA 3. Curvas de resistividades modos TE y TM y de fase de 2 estaciones promedio, 15 y 16, con nivel de ruido aceptable.

El procesado inicial para el ajuste y limpieza del registro de las series temporales registradas se ha realizado mediante un algoritmo robusto con referencia remota, utilizando algunas estaciones como remotas mientras se registran otras distantes de la primera. El análisis de la dimensionalidad de la distribución de la resistividad eléctrica se ha realizado con la adaptación del algoritmo de MacNeice y Jones, 2001, según el criterio de Groom y Bailey), el cual ha determinado que el perfil puede asimilarse a un modelo 2D, con "strike" determinado en el análisis de dirección N 113º E. De acuerdo a ello, se ha rotado ac -67º el tensor de impedancias. Según este criterio, la polarización E (o modo TE) resultaría ser la componente xy del tensor (donde x es la componente norte). El perfil de resistividad obtenido ha sido invertido con el programa comercial WinGLink, de Rodi y Mackie (2001). Con ello, se ha obtenido una primera inversión, con carácter preliminar, que son las presentadas en el perfil 2D de resistividades mostrado en la figura 3. Éste tiene dirección casi norte-sur, aproximadamente perpendicular a las trazas cartográficas de las estructuras alpinas y variscas presentes, y con direcciones similares al "strike" eléctrico encontrado. El RMS de esta primera versión es de 2.6, lo que supone un buen ajuste.

ESTRUCTURA PROFUNDA DE LOS MONTES DE LEÓN Y LA CORDILLERA CANTÁBRICA

El perfil geoeléctrico es el mostrado en la figura 4, en el cual pueden distinguirse numerosos cuerpos conductores con valores de resistividades medias-bajas (superiores a 20 ohm.m) y otros, relativamente superficiales, de baja resistividad (< 20 ohm.m), dentro de un fondo de fuerte resistividad, superior a 2000 ohm.m.

Atendiendo a los cuerpos conductores presentes pueden dividirse claramente las zonas correspondientes a la Cordillera Cantábrica y los Montes de León, separadas por la depresión tectónica del Bierzo (en su zona de Bembibre), que se muestra por su notable conductor (denotado como 2 cuerpos C4 y C5) en zonas superficiales encajado entre 2 sistemas de fallas inversas. Los conductores de El Bierzo corresponden claramente a los depósitos continentales estefanienses de la zona de Bembibre, que pueden alcanzar los 3000m de espesor (C4) recubiertos por otros discordantes de edad terciaria más delgados (C5). Los valores bajos de resistividad están en concordancia con los obtenidos con otros métodos geofísicos en la zona (IGME, inédito) a escala superficial.

La Cordillera Cantábrica occidental presenta 2 alineaciones principales E-O, pero el perfil muestra una distribución de conductores difusa, con un conductor profundo (C6) y uno más superficial (C7). El primero podría corresponder con un despegue basal del cabalgamiento frontal de la Cordillera Cantábrico y el segundo, como hipótesis, podría tratarse de algún nivel de despegue alpino o quizá de algún despegue en dirección perpendicular al perfil, de vergencia varisca. Un tercer conductor de muy baja resistividad aparece en el extremo norte, pero no queda completamente cerrado en el perfil (solo es "detectado" por una sola estación), de modo que no se puede establecer hipótesis alguna sobre él.

La zona de los Montes de León, resulta de mayor interés, dada la escasez de datos disponibles, pero a la vez ha resultado la de características más notables. Presenta 2 anomalías principales de acusado aspecto sinforme, por la existencia de 2 grandes conductores, el más profundo de los cuales resulta muy llamativo (C2), dada su enorme extensión y profundidad, aunque muestra valores relativamente conductores (en torno a 50 ohm.m).

Sobre el notable conductor C2 pueden establecerse varias hipótesis. Por un lado se sugiere que podría tratarse de la unión de 2 ó 3 anomalías individuales, a modo de 3 conductores explicables separadamente: la anomalía de fondo, profunda y horizontal y las dos anomalías buzantes, una al sur y la otra al norte, ésta de mayor espesor y alcance. No obstante, resulta atractivo inclinarse por una única anomalía: la parte norte, buzante hacia el sur, con cierta pendiente parece abarcar el conjunto de fallas y cabalgamientos que constituyen el límite entre las zonas Astur-Occidental Leonesa y Centroibérica del Varisco ibérico que se cartografían en superficie en la zona en un ámbito de unos 10 km. Se trata de estructuras de cizalla compresivas variscas a veces reactivadas en la fase orogénica alpina. Aparentemente este gran sistema de fracturas se prolongaría a gran profundidad. Por el lado sur, el gran cuerpo anómalo, buza hacia el norte más suavemente sin que claramente alcance la superficie, quizá recubierta la zona bajo el anticlinorio de Sanabria, de modo que las equivalentes estructuras de compresión y cizalla no serían visibles, como así ocurre. El aspecto general sinforme de la anomalía C2 (en la figura 4) induce a pensar en una gran estructura tipo "pop-up" de grandes dimensiones, muy superior a la que podría apuntarse para el Sistema Central (Martín-Velázquez 2010; Pous, inédito), pues abarcaría no solo la estructura completa de los relieves de los Montes de León, sino también la formación "Ollo de sapo" aflorante en la comarca de Sanabria al sur. La estructura "pop-up" tendría con unos 75 km de desarrollo en la dirección de los esfuerzos y hasta 25 km de profundidad, trascendiendo en mucho a la cordillera de los Montes de León. Extrapolando a todo el dominio, el "pop-up" podría ser de dimensiones cercanas a una forma circular (100x75km, de excentricidad no diferente a otras descritas).



FIGURA 4. Interpretación de la estructura profunda de los Montes de León y la terminación occidental de la Cordillera Cantábrica a partir de la inversión 2D de los modos TE, TM y Tipper. Se incluye la sismicidad proyectada de eventos a ambos lados del perfil (rombos blancos), y la línea del Moho (puntos blancos)

La parte inferior del conductor C2, entre 15 y 25 km podría explicarse como un cierto despegue cortical en el que conectarían las fallas que delimitan el "pop-up". Estos datos son bastante conformes con la profundidad del Moho deducida por modelación gravimétrica, algo más al oeste (Ayarza y Martínez-Catalán, 2007), la cual muestra un salto a mayor profundidad hacia el norte, bajo los Montes de León, enraizamiento significativo que puede ser consistente con el conductor C2, según se aprecia en la figura 4.

La explicación de la baja resistividad relativa de C2 podría estar en la presencia de fluidos acuosos que rellenarían las pequeñas grietas interconectadas producto de esfuerzos compresivos. Estas zonas de microgrietas de gran extensión, constituyen amplias zonas de deformación descritas en algunos trabajos como o bandas de cizalla ("shear zones", Unsworth, 2010), en las que se acumulan fluidos procedentes de reacciones de deshidratación, migmatización o metamorfísmo en profundidad, de modo que no representan un movimiento de fluidos, pues el orógeno se considera inactivo.

Este tipo de anomalías conductoras presentes bajo grandes cordilleras activas se ha interpretado como zonas de deformación dúctil o alternativamente, como fusión parcial, pero en tales casos pequeños porcentajes de fusión (inferiores al 5%) pueden provocar mínimos muy notables de resistividad, inferiores a 5 ohm.m, valores que no se alcanzan en los Montes de León. De este modo, parece más razonable explicar la anomalía C2 por la presencia de pequeña proporciones de fluidos acuosos dentro de amplias zonas sometidas a esfuerzo, de modo que ello reduciría los valores de resistividad de fondo (superiores a 2000 ohm.m) a valores relativamente más bajos (en el rango entre 40 y 100 ohm.m).

En la zona central de los Montes de León, sin embargo, están presentes algunas otras anomalías como el conductor C3, también de grandes dimensiones (hasta 40 km de desarrollo y profundidades entre 1000 y 7000m) y apariencia sinformal, y hasta "concordante" con C2. Igualmente a éste, podría explicarse su presencia en zonas de debilidad sometidas a los mismos esfuerzos dentro del mencionado "pop-up", pero en este caso no podría descartarse la presencia de fluidos de origen meteórico, pues se emplaza a profundidades en que estos han sido descritos.

Ambos efectos podrían aumentar el menor valor de la resistividad de esta anomalía (inferior a 5 ohm.m). Este cuerpo C3, además refleja las estructuras superficiales, pues el aspecto mayoritariamente sinforme del conductor se correspondería con el Sinclinal de Truchas y su extensión hacia el norte, que se representa por una zona anómala antiforme, se correspondería con el anticlinal del Teleno, según se muestra en la figura 4.

Entre los cuerpos C2 y C3 se emplaza una zona resistiva R1, que podría ser atribuible a la extensión en profundidad de las potentes formaciones resistivas de "Ollo de Sapo" (neises ordovícicos) y "Serie de Viana" (ortoneises y migamtitas cámbricas). Estas formaciones, son aflorantes en el anticlinorio de Sanabria, y como refleja el perfil presentan un carácter resistivo que, en un ejercicio de extrapolación, alcanzarían a situarse bajo los Montes de León en profundidad.

Finalmente, en el extremo sur del perfil, se atraviesa la Sierra de la Culebra hasta alcanzar la comarca de Aliste, apareciendo un conductor relativamente superficial, C1, ("capturado" por las 2 estaciones las meridionales), el cual puede explicarse por el cambio a materiales detríticos de edades silúricas y devónicas, que se emplazarían sobre gneises más resistentes infrayacentes. En tal caso, la presencia de fluidos más probablemente de origen meteórico en los materiales detríticos explicarían el valor relativamente bajo de la resistividad en esa zona, que ya es colindante con la Cuenca del Duero.

CONCLUSIONES

El perfil magnetotelúrico N-S, que ha atravesado la Cordillera Cantábrica occidental y los Montes de León ha permitido obtener una primera imagen de resistividad que aporta una visión actualizada sobre la estructura cortical de este sector de Iberia, que conjuntamente a otros datos geológicos y geofísicos ha permitido elaborar un corte geológico profundo con nuevas aportaciones que contienen más evidencias que en propuestas anteriores.

En la Cordillera Cantábrica se propone la existencia de un nivel de despegue basal de las estructuras alpinas a unos 15 km de profundidad. Las fallas de Villablino y Cerredo se interpretan como estructuras retrovergentes enraizadas en este nivel de despegue. El perfil resultante delimita la existencia de varios conductores en diversa posición y profundidad que resultan difíciles de explicar con exactitud

En los Montes de León se propone una estructura en "pop-up", de dimensiones más extensas que la propia cordillera pues abarcaría también la zona de Sanabria. Esta estructura enraíza fuertemente en la corteza, según se aprecia de la gran anomalía relativa de estructura sinforme que se detecta. Las fallas que delimitan esta estructura enraízan en un nivel de despegue cortical situado a más profundidad (20-25 km) que el de la Cordillera Cantábrica.

En la zona intermedia entre ambas, se sitúa bien la zona de El Bierzo, la cual queda como zona encajada entre sistemas de fallas inversas, de modo que delimita bien los dos orógenos.

Las 2 cordilleras, por su parte, a la vista del perfil de resistividad resultante, parecen tener aspectos diferenciados entre si, ya sea por el diferente aspecto de sus respectivas anomalías como por sus diferentes geometría y profundidad, por lo que podría aventurarse incluso una cierta diferencia en su formación, ya sea debido a diferentes campos de esfuerzos o a materiales diversos sobre los que actúan éstos. Esto que puede parecer avalado en otros estudios, no lo es en éste..

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Subprograma IV del proyecto: *Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D (Topo-Iberia)* CSD2006-041 del Plan Consolider Ingenio 2010.

REFERENCIAS

- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., 2004. Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. In Geología de España, (Vera, J.A., Ed.). SGE-IGME, 332-334.
- Ayarza, P., Martínez-Catalán, J.R., (2007), Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain) doi:10.1016/j.tecto.2007.03.007
- Bai D., Unsworth M., Meju M.A., Ma X., Teng J., Kong X., Sun Y., Sun J., Wang L., Jiang C., Zhao C., Xiao P. and Liu M. (2010), *Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging*, Nature Geoscience 3, 358 - 362 (2010), doi:10.1038/ngco830
- Freudenthal, M.; Martín-Suárez, E. ; Heredia, N.; Rodriguez-Fernández, L.R. y Martín-González, F.; (2010): Rodents from the Lower Oligocene of the Bierzo Basin (Leon, Spain). Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh., 257: 317-340.pp.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N, Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 22.
- McNeice, G., and A. G. Jones (2001), *Multisite, multifrequency* tensor decomposition of magnetotelluric data, Geophysics, 66, 158–173, doi:10.1190/1.1444891.
- Martín-González, F., Heredia, N., (2008): ¿Cómo finaliza la estructura de la Cordillera Cantábrico-Pirenaica hacia el Oeste? Geo-Temas 10, 373-376.
- Martín-González, F. y Heredia N. (2011) Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. Tectonophysics 502:75-89.
- Martín-Velázquez, S (2010), Modelos numéricos de la litosfera Ibérica intraplaca: deformación, esfuerzo y resistencia. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 978-84-693-3225-2
- Rodi, W. L., and R. L. Mackie (2001), Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion, Geophysics, 66, 174–187, doi:10.1190/1.1444893.
- Rodríguez Fernández, L.R.; Bellido, F.; Díaz Montes, A.; González Clavijo, E.; Heredia, N.; López Olmedo, F.; Marín, C.; Martín Parra, LM.; Martín Serrano, A.; Matas, J.; Montes, M.; Nozal, F.; Quintana, L.; Roldán, F.; Rubio, F. y Salazar, A. (2004): *Mapa Tectónico de España, E. 1:2.000.000.* En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME
- Unsworth, M, (2010) Magnetotelluric Studies of Active Continent– Continent Collisions, Surv Geophys. 31:137–161 doi 10.1007/s10712-009-9086-y

Determinación de la detectabilidad y de las capacidades de monitoreo del método CSEM en el Laboratorio de Investigación sobre el almacenamiento geológico de CO2 en Hontomín (Burgos)

Assessing the detectability and monitoring capabilities of the CSEM method at the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos)

Eloi Vilamajó⁽¹⁾, Pilar Queralt⁽¹⁾, Juanjo Ledo⁽¹⁾ y Álex Marcuello⁽¹⁾

⁽¹⁾ Geomodels, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. <u>eloivilamajo@ub.edu</u>

SUMMARY

The Controlled Source Electromagnetic method (CSEM) has the appropriate features to become a complementary tool in order to monitor the storage of carbon dioxide in geological formations, particularly in conductive saline aquifers. Given the large variation of the electrical conductivity due to the replacement of the brine by CO_2 , electromagnetic (EM) techniques are highly sensitive to the presence of CO_2 in a deep reservoir. Moreover, the use of a controlled EM source enables to obtain an advantageous signal-to-noise ratio compared to other passive methods. In this study, two of the main aspects of the EM monitoring at the Hontomín's Storage Site are discussed: the potential benefits of having an EM source located at reservoir depth and the change of the EM response of the Hontomín structure due to the conductive casings planned to be installed at the injection and monitoring boreholes. According to our simulations, a deep EM source enhances markedly the capability of the CSEM method to detect the behavior of the CO_2 plume into the reservoir. Moreover, the appropriate modeling of the conductive casings represents an essential step of the simulation and interpretation process of the CSEM monitoring.

1. INTRODUCCIÓN

El método electromagnético de fuente controlada (*Controlled Source ElectroMagnetic*, CSEM) ha experimentado un notable desarrollo durante la última década, hasta llegar a convertirse en una técnica geofísica valiosa en la exploración de hidrocarburos *offshore*. Este desarrollo, que se vio favorecido por la capacidad del método de detectar capas resistivas en profundidad -las cuales pueden ser asociadas a la presencia de hidrocarburos-, ha propiciado una mejora de la instrumentación, metodología de adquisición de datos y de su procesado e interpretación. Recientemente, el método ha sido propuesto como una posibilidad en el monitoreo de reservorios de hidrocarburos, especialmente en ambientes marinos (Lien and Mannseth, 2008, o Orange et al., 2009), pero también terrestres (Bourgeois and Girard, 2010; Wirianto et al., 2010).

Aunque aparentemente los experimentos terrestres no presentan las mismas ventajas que los experimentos marinos (predominio de la onda aérea, poca penetración del señal en el subsuelo...), algunos experimentos presentan características adecuadas para un monitoreo CSEM. Entre éstos, destaca el monitoreo de reservorios de CO₂, que permite la instalación de instrumentación de monitoreo permanente en profundidad.

Este trabajo está enmarcado en la modelización del monitoreo CSEM del almacenaje de CO_2 en la Planta de Demostración Tecnológica (*Technological Demonstration Plant*, TDP) de Hontomín, por parte de la Fundación CIUDEN – Ciudad de la Energía. Se analizan dos aspectos clave del monitoreo CSEM: los posibles beneficios de disponer de una fuente electromagnética (EM) en profundidad y la alteración de las condiciones geoeléctricas en la TDP de Hontomín debido a la instalación de *casings* metálicos en los pozos de inyección y monitoreo.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOELÉCTRICO

La inyección de CO_2 en la TDP de Hontomín se llevará a cabo en una estructura anticlinal en forma de domo situada 30 km al norte de Burgos (Spain). La figura 1 muestra una vista en planta del área de localización de la TDP, con las instalaciones existentes y las que se prevé construir.

La TDP está localizada en el margen sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en los Pirineos Orientales, la cual se originó como una cuenca extensiva asociada a la apertura del Atlántico Norte durante el Mesozoico (e.g. Le Pichon and Sibuet, 1971; Muñoz, 2002). Posteriormente, sufrió un proceso de inversión a partir del Cretácico Superior, debido a la convergencia de las placas de Iberia y Eurasia. Las grandes secuencias sedimentarias acumuladas durante la extensión fueron incorporadas a la orogenia Pirenaica. La TDP de Hontomín está situada aproximadamente 10 km al norte de la falla de Ubierna, que limita la Cuenca Vasco-Cantábrica por su extremo meridional.



Figura 1. Representación en planta de las instalaciones existentes y previstas en la Planta de Demostración Tecnológica de Hontomín. (Vertical representation of the existent and planned facilities at the Technological Demonstration Plant at Hontomín.)

La estructura de Hontomín ha sido interpretada como un domo anticlinal con núcleo evaporítico del Triásico Superior (Keuper). Superpuestas, se encuentran las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas: dolomías, calizas y margas del Jurásico; areniscas, lutitas y conglomerados del Cretacio Inferior; calizas y margas del Cretacio Superior; y, finalmente, materiales detríticos Cenozoicos (conglomerados, areniscas y lutitas). El reservorio principal es un acuífero salino localizado aproximadamente a 1400 metros de profundidad, asociado a las secuencias de calizas del Jurásico Inferior, con porosidades locales entre el 10% y el 17% y salinidad elevada (Pérez-Estaún, 2011). Estas características proporcionan al reservorio una alta conductividad eléctrica. La formación sello principal consiste en margas y lutitas negras del Pliensbachiense y del Toarciense. La figura 2 muestra una representación de la estratigrafia descrita.

Un modelo geoeléctrico estratificado de 11 capas se ha construido con el objetivo de modelizar el comportamiento EM de la estructura de Hontomín. El modelo de resistividades de referencia, presentado en Ogaya et al. (2012), proporciona una respuesta magnetotelúrica idéntica al log de resistividades del pozo Hontomín-2 (figura 1). La correspondencia entre la secuencia estratigráfica y el modelo de referencia se presenta en la figura 2. La capa asociada al reservorio está localizada a 1353 metros de profundidad y tiene un espesor de 117 metros y una resistividad de 10 Ω ·m.



Figura 2. a) Representación del modelo de resistividades de referencia (rojo) y comparación con el log de resistividades del pozo Hontomín-2 (negro). b) Columna estratigráfica de la estructura de Hontomín. (a) Representation of the resistivity reference model (red line) and

comparison with the resistivity log obtained at the Hontomín-2 borehole (black line). b) Stratigraphic sequence of the Hontomín structure.)

3. PARÁMETROS DE MODELIZACIÓN

El código x3d (Avdeev et al., 1997 y 2002) ha sido utilizado para la obtención de datos sintéticos con el fin de modelizar la respuesta EM de la TDP de Hontomín. Se trata de un código basado en el método de la Ecuación Integral. Algunas de las características principales del proceso de modelización se presentan a continuación.

El monitoreo del comportamiento del dióxido de carbono almacenado en el reservorio de Hontomín modelizado se basa en una logística time-lapse, la cual requiere la repetición sistemática de una serie de experimentos en distintos instantes del proceso de inyección y almacenaje de CO2. Una correcta realización de experimentos time-lapse requiere la repetición exacta de las condiciones del experimento (localización y orientación de la fuente EM y de los receptores, intensidad y frecuencia de la señal EM generada...). El primer paso consiste en la realización del experimento baseline para conocer la respuesta de la estructura geoeléctrica de la TDP de Hontomín original. Los datos obtenidos en posteriores repeticiones del experimento de monitoreo, una vez se ha iniciado la inyección de CO2, son comparados con los datos baseline. La comparación de dicha información puede realizarse de manera directa (comparando la amplitud y orientación del campo EM medido en cada estación receptora y obteniendo el efecto o respuesta del CO₂) o a partir de los modelos de resistividades generados con la inversión de los datos experimentales. En el presente estudio, se utiliza el primer criterio para obtener la respuesta del CO₂, R_{CO2} , la cual se cuantifica a partir de la relación directa entre la amplitud del campo eléctrico (o magnético) pre-inyección y post-inyección en cada estación receptora:

$$R_{CO2} = \frac{\left| \vec{E}_{post-inyección} \right|}{\left| \vec{E}_{pre-inyección} \right|} \tag{1}$$

Análogamente, el efecto de los *casings* que serán instalados en los pozos de inyección y monitoreo ($R_{casings}$) se cuantifica en cada estación receptora de comparando directamente la amplitud de la componente horizontal del campo eléctrico obtenida considerando dichas estructuras con la obtenida con el modelo de referencia:

$$R_{ca \sin gs} = \frac{\left| \vec{E}_{ca \sin gs} \right|}{\left| \vec{E}_{referencia} \right|} \tag{2}$$

La ley empírica de Archie (1942), que relaciona la resistividad de una formación con sus propiedades petrofísicas y con su contenido fluido, se ha utilizado para modelizar el tamaño y la resistividad de la pluma de CO_2 . En determinadas circunstancias, por ejemplo con un alto contenido en arcillas, la ley de Archie deja de ser adecuada para describir el comportamiento de la resistividad eléctrica de la formación (de Witte, 1950; Waxman and Smits, 1968; o Nakatsuka et al., 2010). No obstante, en el presente trabajo, la ley de Archie se ha considerado válida, dado el bajo contenido en arcillas en el reservorio y su alta conductividad. Considerando únicamente la presencia de dos fases fluidas en el reservorio salino (salmuera y CO_2), se puede obtener una expresión de la variación de la resistividad en función de la saturación de CO_2 :

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left(1 - S_{CO_2}\right)^{-n} \tag{3}$$

donde ρ_0 y ρ son respectivamente las resistividades pre-inyección y post-inyección. S_{CO2} es la saturación en CO₂ y *n* es el exponente de saturación. A partir de la fórmula (3), una pluma realista ha sido modelizada teniendo en cuenta la cantidad prevista de CO₂ almacenado (20 kilotoneladas), la reducción de volumen del fluido prevista (0.3% de su volumen en superfície, aproximadamente) y las dimensiones y la porosidad del reservorio, resultando una pluma de 136x136x26 metros con una saturación en CO₂ del 50%.

La cantidad de CO_2 modelizada es la que se prevé inyectar en la TDP de Hontomín, 20 kilotoneladas. Este valor es notablemente menor que la cantidad que se inyectaría en una instalación de carácter comercial. Este hecho es debido a que la TDP de Hontomín es un laboratorio de ensayo, con limitaciones legales específicas sobre cantidad de dióxido de carbono almacenable. Esta circunstancia supone una mayor dificultad de monitoreo y la necesidad de optimizar la sensibilidad y detectabilidad de cada método.

En la simulación de la influencia de los *casings* conductores de los pozos sobre la propagación de la señal EM desde la fuente hasta los receptores, se ha llevado a cabo un esfuerzo para intentar que la modelización de dichas estructuras proporcionara los resultados más fiables posibles. Así pues, se han modelizado tres estructuras verticales conductoras en la futura localización de los pozos Hontomín-5, Hontomín-6 y Hontomín-7.

4. RESULTADOS

Un estudio de modelización amplio y sistemático se está llevando a cabo con el fin de determinar la capacidad del método CSEM para monitorear el almacenaje de CO_2 en la TDP de Hontomín y las configuraciones de monitoreo óptimas para obtener una mayor respuesta de la pluma de CO_2 . Así pues, la posición relativa fuente-pluma-receptores y las frecuencias de emisión de la señal EM son modelizadas en un rango extenso de escenarios con el fin de maximizar la sensibilidad del método y su capacidad de detectar cambios de resistividad a la profundidad del reservorio. Los distintos escenarios modelizados contemplan las posibilidades logísticas de la futura TDP de Hontomín, así como la influencia en los experimentos de monitoreo de la infraestructura que será instalada.

En la presente sección se presentan los resultados de la simulación de dos aspectos claves del proceso de monitoreo CSEM: la configuración fuente-receptor más adecuada y la influencia de los *casings* metálicos de los pozos de inyección y monitoreo. En todos los escenarios modelizados en este trabajo la frecuencia de emisión de la fuente EM es de 5.0 Hz. Experimentalmente, la fuente EM consiste en un dipolo eléctrico por el que circula una señal periódica de una frecuencia conocida. En el presente estudio, la fuente se ha aproximado como puntual, debido a las características del código x3d.

Para evaluar la configuración fuente-receptor óptima para maximizar el efecto de la pluma de CO_2 sobre la señal EM, se ha modelizado una serie de escenarios con la fuente situada a distintas profundidades y un receptor localizado en la superficie (configuración *downhole-to-surface*) en la posición (x=80 m, y=40 m). La fuente EM se encuentra en el origen de coordenadas (x=0 m, y=0 m). La pluma de CO_2 , de dimensiones 136x136x26 metros se ha desplazado respecto en pozo de inyección en dirección x. Su centro se encuentra en la posición (x=48 m, y=0 m). En este experimento sintético no se han tenido en cuenta los *casings* de los pozos, sino que el modelo estratificado ha proporcionado la respuesta pre-inyección. Para la modelización de la respuesta post-inyección se ya añadido el volumen resistivo a 1353 metros de profundidad. Un esquema en planta de la localización de la fuente, la pluma de CO_2 y la estación receptora se presenta en la figura 3.



Figura 3. Esquema en planta de la localización de fuente (S), receptor (R) y pluma en la modelización de la respuesta del CO_2 en relación a la profundidad de la fuente.

(Schematic representation at the surface of the location of the Source (S), receiver (R) and plume during the modeling of the CO_2 repsonse versus the source depth.)

La figura 4 muestra la respuesta del CO₂, R_{CO2} , obtenida en una configuración *downhole-to-surface* con una fuente orientada verticalmente emitiendo a 5.0 Hz para las distintas componentes del campo eléctrico, así como para la amplitud de su componente horizontal. La figura 5 muestra el valor de R_{CO2} para el campo magnético en una configuración equivalente. El mismo experimento se ha realizado con una fuente EM orientada horizontalmente (dirección x). Los resultados se presentan en las figuras 6 (campo eléctrico) y 7 (campo magnético). La componente horizontal de los campos eléctrico y magnético se representa debido a que es la que más fácilmente puede medirse experimentalmente.



Figura 4. Respuesta downhole-to-surface del CO₂ en el campo eléctrico, R_{CO2} , en función de la profundidad de la fuente de orientación vertical. *(Electric field downhole-to-surface CO₂ response, R_{CO2}, versus the source depth, vertically oriented.)*



Figura 5. Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo magnético, R_{CO2} , en función de la profundidad de la fuente de orientación vertical.

(Magnetic field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO_2} , versus the source depth, vertically oriented.)



Figura 6. Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo eléctrico, R_{CO2} , en función de la profundidad de la fuente de orientación horizontal (x).

(Electric field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO2} , versus the source depth, horizontally oriented -x-.)



Figura 7. Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo magnético, R_{CO2} , en función de la profundidad de la fuente de orientación horizontal (x).

(Magnetic field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO_2} , versus the source depth, horizontally oriented -x-.)

El efecto de los casings metálicos conductivos que se instalarán en los pozos de inyección y monitoreo se analiza a partir de la comparación de simulaciones de la propagación de la señal EM en un modelo geoeléctrico estratificado con tres conductores verticales en las posiciones de los pozos respecto a la respuesta del modelo de resistividades de referencia presentado en la figura 2. Dicho efecto se cuantifica a partir de la fórmula (2). Debido a las limitaciones computacionales del código de simulación EM x3d, no puede modelizarse de forma exacta las dimensiones y los valores de resistividad de los casings metálicos. Consecuentemente, una simulación aproximada se ha llevado a cabo. Así pues, cada uno de los tres conductores verticales añadidos al modelo de referencia de resistividades tiene unas dimensiones de 8x8 metros y una resistividad de 0.005 Ω ·m. Los casings de los pozos Hontomín-6 y Hontomín-7 alcanzan una profundidad de 1000 metros, mientras que el del pozo Hontomín-5 llega a los 1240 metros.



Figura 8. Efecto en superficie de los casings conductores de los pozos de inyección y monitoreo sobre la propagación de la señal en una configuración downhole-to-surface. Fuente vertical a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz.

(Surface effect of the conductive casings around the injection and monitoring boreholes on the signal propagation. Downhole-to-surface configuration with a 5.0 Hz vertical source located 1390 meters deep.) Las figuras 8 y 9 muestran el efecto de los tres *casings* conductores en caso de localizar la fuente EM a 1390 metros de profundidad con los receptores en superficie y una frecuencia de 5.0 Hz. Se trata de una representación en superficie del efecto de las estructuras conductoras, para una fuente orientada, respectivamente, verticalmente y horizontalmente (dirección x). Se representa únicamente la relación entre las amplitudes de la componente horizontal del campo eléctrico. En las figuras 10 y 11 se muestra, respectivamente, una ampliación de las zonas más cercanas al pozo de inyección de las figuras 8 y 9, la cual permite una observación más detallada de los efectos en las zonas cercanas a los pozos.



Figura 9. Efecto en superficie de los casings conductores de los pozos de inyección y monitoreo sobre la propagación de la señal en una configuración downhole-to-surface. Fuente horizontal (dirección x) a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz.

(Surface effect of the conductive casings around the injection and monitoring boreholes on the signal propagation. Downhole-to-surface configuration with a 5.0 Hz horizontal -x- source located 1390 meters deep.)



Figura 10. Ampliación de la parte central de la figura 8. (A closer view of the scenario represented in figure 8.)



Figura 11. Ampliación de la parte central de la figura 9. (A closer view of the scenario represented in figure 9.)

5. DISCUSIÓN

Los resulados sintéticos presentados en las figuras 4-7 muestran un resultado previsible: que la capacidad de una fuente EM profunda para detectar los cambios de resistividad en el reservorio augmenta a medida que la fuente se acerca al volumen en que se producen estos cambios. Así pues, en ninguno de los casos presentados se obtienen valores de la respuesta de CO2 significativos hasta los 1200 metros de profundidad de la fuente. Este resultado intuitivo refuerza la idea de que la capacidad de una logística CSEM de monitoreo maximizará su sensibilidad si la fuente se sitúa cerca del volumen objetivo del experimento: los valores de R_{CO2} suficientemente altos como para proporcionar información útil de la situación de la pluma de CO₂ se obtiene en todos los casos entre 1200 y 1600 metros. Este resultado es válido tanto por el campo eléctrico como por el campo magnético. Localizaciones más profundas de 1600 metros proporcionan valores de la respuesta del CO₂ muy débiles por la misma razón. Este rango de profundidades útil está limitado debido al hecho que las dimensiones de la pluma de CO₂ son notablemente reducidas (ver sección 3). Distintos volumenes de CO2 se han modelizado para determinar qué ocurriría en caso de una inyección más cuantiosa de dióxido de carbono. Según los resultados obtenidos en estos casos, los cuales no se presentan en este estudio, el rango válido de sensibilidad de la logística CSEM downhole-to-surface augmenta notablemente con el tamaño de la pluma.

Más allá del rango de profundidades de la fuente útil, otros aspectos del monitoreo CSEM quedan expuestos en las figuras 4-7:

- Una fuente vertical produce una respuesta máxima en el campo eléctrico (figura 4) en la componente E_x , mientras que la respuesta mínima se obtiene en las componentes E_y y E_z . Los valores máximos de R_{CO2} alcanzados están por encima de 3, lo que equivale a más del triple de amplitud del campo eléctrico post-inyección respecto al de pre-inyección. Estas profundidades óptimas de la fuente EM implican que ésta esté localizada en el interior de la pluma de CO₂ o justo por debajo, asegurando que la propagación de la señal EM hasta los receptores atraviesa el volumen de interés.

- Una fuente vertical permite alcanzar valores de R_{CO2} magnético muy elevados (figura 5): la amplitud del campo post-inyección puede ser hasta 1000 veces mayor que la del campo pre-inyección. Estos valores se deben a que el campo original es muy débil. La componente H_x apenas se ve afectada por la presencia del CO₂, mientras que la respuesta máxima se obtiene para la componente H_y . La componente H_z no está representada ya que el campo preinyección es nulo debido a la naturaleza estratificada del modelo de resistividades de referencia. - Una fuente orientada horizontalmente en la dirección x permite obtener valores de R_{CO2} para el campo eléctrico de hasta 3.5 para las componentes E_x y E_y y de casi 3.0 para la componente E_z (figura 6). Este hecho contrasta con la débil respuesta en amplitud de la componente horizontal global, lo cual indica una variación en dirección de dicha componente horizontal (valores altos de E_y y E_x pero bajos de E_h). Este resultado indica que también podría extraerse información útil respecto al comportamiento del CO₂ analizando la variación en la dirección del campo eléctrico en superficie. Por otra parte, la componente vertical del campo eléctrico se ve también fuertemente afectada.

- La figura 7 muestra que las dos componentes horizontales del campo magnético se ven afectadas de manera similar por la pluma de CO_2 en caso de que la orientación de la fuente EM sea horizontal. Los valores que se obtienen son inferiores a los casos anteriores, obteniéndose un valor máximo de variación de la amplitud del campo magnético de casi el 30% en la componente H_x .

Por otro lado, en las figuras 8, 9, 10 y 11 está representado el efecto de los *casings* conductores de los pozos Hontomín-5, Hontomín-6 y Hontomín-7 sobre la propagación de la señal EM desde una fuente situada a 1390 metros de profundidad hasta las estaciones receptoras localizadas en la superficie. La frecuencia de emisión modelizada es de 5.0 Hz.

En la figura 8 se aprecia que en caso de que la fuente esté orientada verticalmente, los *casings* producen un efecto en superficie de amplificación de la señal EM alrededor de la localización de la fuente. Este efecto de amplificación no es completamente simétrico, como puede observarse en la figura 10, debido a que los pozos de monitoreo no están distribuidos simétricamente respecto al pozo de inyección. Efectos poco intuitivos se producen en zonas muy cercanas a la localización de los pozos.

En la figura 9 se representa un escenario equivalente, pero con la fuente orientada horizontalmente en la dirección x. En este caso el efecto en superficie está muy influenciado por la orientación de la fuente: se observa una respuesta máxima en la zona de localización de los pozos y un área de efecto mínimo contigua a lo largo del eje x. El efecto en zonas alejadas de los pozos es prácticamente nulo, obteniéndose valores de $R_{casings}$ próximos a uno: en puntos más alejados que 400 metros del pozo de inyección, la amplitud del campo eléctrico considerando los *casings* es prácticamente igual a la amplitud del campo obtenida con el modelo de resistividades de referencia. Nuevamente, pueden observarse algunos artefactos en la proximidad de las estructuras conductoras difíciles de interpretar.

6. CONCLUSIONES

La simulación sintética de dos aspectos clave del proceso de monitoreo del almacenaje de CO_2 en la TDP de Hontomín ha permitido una mayor comprensión del efecto de las estructuras conductoras que se instalarán en un futuro en la planta, así como la determinación de una configuración fuente-receptor adecuada para maximizar la respuesta del dióxido de carbono.

Por un lado, se ha determinado que la localización de la fuente EM en profundidad proporciona una mayor sensibilidad de la infraestructura de monitoreo a la presencia de CO_2 en el reservorio. Una fuente localizada a la profundidad de inyección o justo por debajo proporciona respuestas de la pluma de dióxido de carbono suficientemente grandes para ser detectadas por las estaciones receptoras localizadas en superfície. Valores elevados de la respuesta del CO_2 se obtienen tanto por el campo eléctrico como por el campo magnético.

Por otro lado, se ha comprobado que la presencia de estructuras conductoras que modifican la estructura geoeléctrica de la TDP de Hontomín tiene una influencia decisiva en la propagación del señal EM desde la fuente hasta los receptores. En este caso, los *casings* metálicos de los pozos de inyección y monitoreo se han modelizado como conductores verticales. Su efecto sobre el campo eléctrico en la superficie se ha obtenido para dos orientaciones distintas de la fuente EM (vertical y horizontal), situada a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz. Los resultados que se presenta

evidencian que un estudio completo del proceso de monitoreo CSEM en la TDP de Hontomín debe intentar reproducir con la mayor precisión posible la influencia que la infraestructura tecnológica tendrá sobre la capacidad de monitoreo CSEM del almacenamiento de dióxodo de carbono.

Los resultados presentados en este trabajo se enmarcan en la tarea de modelización del proceso global de monitoreo CSEM en la TDP de Hontomín. Corresponden al análisis de dos aspectos de dicho proceso, el cual incluye otras facetas que también están siendo analizadas. Entre éstas, destacan la capacidad de determinar la posición de la pluma de CO_2 mediante una logística de monitoreo CSEM y la posible limitación de las capacidades del método debido a la presencia de ruido EM en la zona de inyección. Otro de los posibles trabajos a realizar es la utilización en las simulaciones numéricas de un modelo de resistividades más realista. Por el momento, un modelo 2D de resistividades se ha obtenido a partir de la inversión de datos magnetotelúricos (Ogaya et a., 2012), mientras se sigue trabajando en la construcción de un modelo 3D de resistividades.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolla en el marco del proyecto Español MCI PIERCO2 (CGL2009-07604) y del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED), proyecto P711RT0278.

Eloi Vilamajó dispone en la actualidad de una beca FPU (Formación del Profesorado Universitario) concedida por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

8. REFERENCIAS

Archie, G.E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of AIME, 146 :54-62.

- Avdeev, D. B., A. V. Kuvshinov, O. V. Pandratov and G. A. Newman (1997): High-Performance Three-Dimensional Electromagnetic Modelling Using Modified Neumann Series. Wide-Band Numerical Solution and Examples. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 49, 1519–1539.
 Avdeev, D. B., A. V. Kuvshinov, O. V. Pankratov and G. A. Newman (2002): Three-
- Avdeev, D. B., A. V. Kuvshinov, O. V. Pankratov and G. A. Newman (2002): Threedimensional induction logging problems, Part I: An integral equation solution and model comparisons. Geophysics, Vol. 67, no. 2; P. 413–426.
- Bourgeois, B., and J.F. Girard (2010): First Modelling Results of the EM Response of a CO2 Storage in the Paris Basin. Oil & Gas Science and Technology -Rev. IFP, 65 (4): 597-614.
- De Witte, L. (1950): Relation between resistivities and fluid contents of porous rocks. Oil and Gas Journal, 24.
 Le Pichon and Sibuet (1971): Western extension of boundary between european and
- Le Pichon and Sibuet (1971): Western extension of boundary between european and iberian plates during the pyrenean opening. Earth and Planetary Science Letters, 12, 83-88.
- Lien, M., and T. Mannseth (2008): Sensitivity study of marine CSEM data for reservoir production monitoring. *Geophysics*, 73(4), F151-F163.
- Muñoz, J.A. (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera: The Pyrenees. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), The Geology of Spain. Geological Society, London, United Kingdom, pp. 370–385. Nakatsuka, Y., Z. Xue H. Garcia and T. Matsuoka (2010): Experimental study on CO2
- Nakatsuka, Y., Z. Xue H. Garcia and T. Matsuoka (2010): Experimental study on CO2 monitoring and quantification of stored CO2 in saline formations using resistivity measurements. International Journal of Greenhouse Gas Control 4, 209-216.
- Ogaya X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà (2012): First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO2 Geological Storage: a magnetotelluric 2D characterization. Submitted to the International Journal of Greenhouse Gas Control.
- Orange, A., K. Key and S. Constable (2009): The feasibility of reservoir monitoring using time-lapse marine CSEM. Geophysics 74 (2), F21–F29.
- Pérez-Estaún A (2011): Preinjection program of the Technological Developing Plant in a saline aquifer in Hontomín, II Coloquio Hispano-Francés sobre Almacenamiento Geológico de CO2, S3_24Oct. Ponferrada.

Waxman MH and L.J.M. Smits (1968): Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. Society of Petrology Engineers J. 8: 107-122.

Wirianto, M., W. A. Mulder and E. C. Slob (2010): A feasibility study of land CSEM reservoir monitoring in a complex 3-D model. Geophysical Journal International <u>Volume 181</u>, pages 741–755.

Densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes en el área metropolitana de Granada (España) Soil densification due to seismic movement in Granada (Spain)

I. Valverde-Palacios¹, F. Vidal² & I. Valverde-Espinosa¹

⁽¹⁾Dpto. de Construcciones Arquitectónicas. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071. Granada (España). nachoval@ugr.es ⁽²⁾Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja. 18071. Granada (España).

SUMMARY

Soil densification because of intense seismic movement causes settlements that are a threat to building constructions. The calculation of the maximum number of expected settlements due to seismic activity is important for the design of earthquake-resistant foundations. The maximum shear modulus (G_{max}) or the maximum dynamic shear stiffness modulus is an essential parameter to obtain the settlements induced in dry and saturated sandy layers. This research used 1500 data of N_{SPT} values and the thickness of sandy layers in the metropolitan area of Granada (Spain). To estimate the Gmax parameter based on the shear wave velocity (V_s) , dry density (ρ) and the acceleration of gravity (g), we used both the Tokimatsu and Seed (1987) method and the Ohta and Goto (1976) method, as recommended by Kramer (1996) and Díaz Rodríguez (2006). The V_s was determined from the $(N_1)_{60}$ data by means of the empirical correlation proposed by Imai (1981). The values of $(N_l)_{60}$, Vs and G_{max} were obtained and mapped for the metropolitan area of Granada. Our study calculated and quantified the maximum settlements in four population areas in the NW zone of Granada. The Vs obtained for the materials nearest the surface (h < 15) were found to vary from 249 m/s to 360 m/s in the NW-SE direction. The G_{max} ranged from 12,212 to 23,000 T/m², and the thickness of the sandy layer was 9.5-12m. The total maximum settlements were 0.5–100 cm, and largest settlements were found in Atarfe.

1. INTRODUCCIÓN

La densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes genera asentamientos que suponen una amenaza considerable en las construcciones. La estimación de asientos máximos previsibles por sismo es un dato esencial en el diseño simorresistente de cimentaciones. El módulo de cizalla máxima (Gmáx) o módulo dinámico máximo de rigidez al cortante es un parámetro esencial para obtener los asientos inducidos en arenas secas y saturadas.

El presente estudio se ha centrado en los desplazamientos verticales que pueden sufrir los suelos en zonas urbanas del Área Metropolitana (AM) de Granada (España), para un evento sísmico similar al ocurrido en Atarfe en 1431 (Mw ~7). En esta AM predominan los suelos Cuaternarios aluviales (Figura 1) que se pueden diferenciar en: aluvial fino (arcillas de baja-media plasticidad y/o limos de baja-media compresibilidad en los que se intercalan arenas arcillo-limosas); aluvial fino-granular (alternancias de arcillas y limos con arenas limosas y arcillosas y/o gravas arcillo-limosas); aluvial grosero (arenas limosas y gravas con intercalaciones de limos).

2. METODOLOGÍA

En este trabajo hemos usado 1500 datos de N_{SPT} y de espesores de terrenos arenosos obtenidos en el área metropolitana de Granada. Para la estimación del parámetro G_{máx} (ecuación 1), a partir de la velocidad de las ondas de cizalla (Vs), densidad seca (ρ) y la aceleración de la gravedad (g), se ha empleado el método de Tokimatsu y Seed (1987) y el de Ohta & Goto (1976), recomendado por Kramer (1996) y Diaz Rodríguez (2006), para el cálculo de la deformación tangencial efectiva inducida por un terremoto (γ_{eff}) – ecuación 2 (G_{max}= módulo de cizalla máximo en el punto más bajo del nivel de deformación; Geff= módulo de cizalla efectivo inducido en el nivel de deformación: amax= aceleración horizontal máxima; g= aceleración de la gravedad; σ_0 = tensión total a la profundidad considerada; r_d= factor reductor en función de la profundidad)-.

$$G_{max} = \rho \cdot v_s^2 \tag{1}$$

$$\gamma_{eff} \left(\frac{G_{eff}}{G_{max}} \right) = \frac{0.65 \cdot a_{max} \cdot \sigma_0 \cdot r_d}{g \cdot G_{max}} \tag{2}$$

La Vs se ha determinado a partir de los datos (N1)60 utilizando la correlación empírica de Imai (1981) -ecuación 3-.

$$V_{\rm s} = 91 \cdot N^{0.337} \tag{3}$$

Una vez calculado el G_{max}, se puede determinar el $\gamma_{eff}(G_{eff}/G_{max})$ a través de la ecuación inicialmente propuesta. Para determinar el esfuerzo tangencial del suelo (γ_{eff}) se recurre al ábaco propuesto por Tokimatsu & Seed (1987). La deformación volumétrica (ε_v), se determina igualmente con la ayuda de dos ábacos desarrollados para el caso de la aplicación de 15 ciclos de esfuerzo tangencial cíclico (M~7.5). El esfuerzo tangencial cíclico (γ_{cvc}) es equivalente al esfuerzo tangencial efectivo (γ_{eff}), con la salvedad de que γ_{cyc} está expresado en tanto por ciento, de ahí que γ_{cyc} =100 γ_{eff} . No obstante, para determinar la deformación volumétrica (ε_v) se necesita conocer a priori el valor de N_{SPT} corregido -(N_1)₆₀- o el valor de la densidad relativa (D_r) in situ del suelo.

Las condiciones de las sacudidas sísmicas se estudian multidireccionalmente, donde el suelo está sometido a tensiones de "vaivén". Pvke et al. (1975) concluveron que "los asientos causados por movimientos horizontales combinados son aproximadamente iguales a la suma de los asientos en cada una de las direcciones". Por tal motivo, la deformación volumétrica unidireccional (ε_v) obtenida debe multiplicarse por dos para tener en cuenta los efectos multidireccional de las sacudidas producidos por un terremoto.

La deformación volumétrica calculada es para terremotos de M=7,5 (15 ciclos a 0,65 τ_{max} , siendo τ_{max} el máximo esfuerzo tangencial inducido por un terremoto), por lo que si se necesita calcular para otra magnitud, basta con multiplicar por el factor corrector que se expresa en la tabla 1.

Dado que las propiedades geomecánicas del suelo pueden variar con la profundidad, se debe establecer el perfil geotécnico dividiéndolo en capas. Se calcula para cada una las capas la deformación volumétrica corregida por la magnitud del terremoto, si fuera necesario. El asiento de cada capa es la deformación volumétrica, expresada en decimal, por el espesor de cada una de las capas.



Figura 1 - Mapa de situación y encuadre litológico. (Lithological map and location of the study area.) - Valverde-Palacios (2010)-

Tabla 1- Influencia de la magnitud del terremoto sobre la deformación volumétrica para arenas secas (*Scaling factors for effect of earthquake magnitude on cyclic stress ratio*) - Tokimatsu & Seed, 1987-

Magnitud del	Número representativo de	Ratio de deformación
Terremoto	ciclos a 0,65 τ _{max}	volumétrica
5 1/4	2-3	0.4
6	5	0.6
6 ³ / ₄	10	0.85
7 1/2	15	1.0
8 1/2	26	1.25

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han obtenido y cartografiado (Figura 2) los valores de (N₁)₆₀, V_s y G_{máx} para el área metropolitana de Granada. Se han calculado y cuantificado los asientos máximos en cuatro poblaciones y zona NW de Granada. La V_s obtenidas para los materiales más someros (h<15) varían desde 249 m/s a 360 m/s en dirección NW-SE. Los G_{máx} varían entre 12.212 y 23.000 T/m².

En las poblaciones estudiadas (Tabla 2) el espesor de la capa arenosa varía entre 0.5 y 12 m. Los asientos totales máximos oscilan entre 0.5 y 100 cm, siendo los de mayor rango los del sector de Atarfe. Los intervalos de valores de asentamientos estimados en las zonas urbanas analizadas son:

- Sector de Albolote. Los asientos previsibles varían entre 1 y 6 cm, dependiendo del espesor de la capa de arenas, con arcillas y/o limos, que se encuentra entre 0,5 y 2,5 cm. Los mayores asientos se prevén en el sector próximo a la margen derecha del río Juncaril y al NW del casco urbano. El asiento medio se puede establecer en unos 2,5 cm, el cual se considera no admisible tanto para luces de 5m como para 6m. No obstante, en este sector se han prescrito cimentaciones con gran capacidad de reparto y rigidez tipo zapata corrida, emparrillado o losa armada con catos no inferiores a 0,70 m, o incluso profundas en la mitad SE del polígono industrial Juncaril. Si bien, las profundidades a las que se localizan los niveles arenosos en los que pueden producirse asientos, en la mayoría de los casos pueden salvarse con la ejecución de un sótano, teniendo en cuenta que el nivel freático se encuentra en torno a 3 m.

- Sector de Atarfe. Los asientos previsibles son de consideración, entre 6 y 100 cm, ya que los espesores de las capas arenosas, con distinta proporción de finos arcillosos y/o limosos, varían entre 2,5 y 12 m. El mayor asiento se prevé en los materiales que se detectan en la ctra. Pinos Puente-Atarfe. Se han recomendado de forma generalizada cimentaciones profundas tipo pilotaje por la existencia de rellenos y sobre todo de materiales de muy baja competencia. Dichos asientos deberán tenerse en cuenta a la hora del dimensionamiento de los pilotes ya que pueden producir rozamientos negativos que incrementa la carga axil.

- Sector de Churriana de la Vega. Los asientos previsibles varían entre 1,4 y 2,4 cm, dependiendo del espesor de la capa de arenas bien o mal gradadas con matriz limosa, que se encuentra entre 1,0 y 1,5 cm. Se puede disponer cualquier tipo de cimentación directa. Si bien, los asientos máximos previsibles inducidos por un terremoto hacen desconfiar del tipo zapatas aisladas, no obstante, las profundidades a las que se localizan las capas arenosas pueden salvarse con la ejecución de un sótano y/o profundización de la cota de cimentación.

- Sector de Fuente Vaqueros. Los asientos previsibles son de consideración, entre 9 y 28 cm, ya que los espesores de las capas arenosas, con distinta proporción de finos arcillosos y/o limosos, varían entre 7 y 10 m. El mayor asiento se prevé en los materiales que se detectan en el sector SSE. Se han prescrito cimentaciones con gran capacidad de reparto y rigidez tipo losa armada con cato no inferior a 0,70 m. Si bien, las profundidades a las que se localizan las capas arenosas que pueden sufrir densificación varían entre 3 y 15 m, por lo que no pueden salvarse con la ejecución de un sótano y/o profundización de la cota de cimentación; además hay que contar con que el nivel freático se localiza a una profundidad en torno a 1,5 m. Por lo anterior, se recomienda disponer cimentaciones profundas tipo pilotaje. Dichos asientos por densificación deberán tenerse en

cuenta a la hora del dimensionamiento de los pilotes ya que pueden producir rozamientos negativos que incrementa la carga axil.

- Sector de Granada-La Chana. Los valores de asientos previsibles por densificación varían entre 0,5 y 11 cm en niveles de arena que se localizan a profundidades variables entre 1 y 10 m. La cimentación recomendada es de tipo directo, a base zapatas corridas y/o losas armadas con catos no inferiores a 0,70 m. No obstante, los niveles susceptibles a sufrir cambios volumétricos se localizan hasta profundidades de 10 m, lo que conlleva la ejecución de uno a tres sótanos, dependiendo de las zonas; o bien, disponer cimentaciones profundas a base de pilotaje.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran, en las zonas estudiadas, importantes asentamientos previsibles que van desde 0,5 a 100 cm. La gran variación de esta deformación superficial permanente inducida por sismo, nos muestra la importancia de la necesidad de estudios detallados en las áreas urbanas de la Vega de Granada. En el pueblo de Atarfe, se han detectado las zonas más peligrosas, debido a la presencia de una capa de arena y limo de gran entidad (3-12 m), los asientos podría alcanzar de 6 a 100 cm, especialmente en el sector a lo largo de la carretera de Pinos Puente-Atarfe. Los rangos de valores de asentamientos estimados en las zonas urbanas analizadas son: Fuente Vaqueros (de 9 a 28 cm), Atarfe (de 6 a 100 cm), Albolote (1 a 6 cm), La Chana (0,5 a 11 cm) y Churriana (1,4 a 2,5 cm).

La cuantificación de asientos previsibles por densificación de capas areno-limosas, por acción dinámica producida por un sismo, es de gran importancia en la planificación del nuevo desarrollo urbano con el fin de establecer el tipo de construcción y de cimentación.



Figura 2 - Módulo de cizalla máximo (G max), Velocidad de ondas de cizalla (Vs), N_{SPT} corregido $-(N_1)_{60}$ y profundidad de nivel freático en el área metropolitana de Granada. (*Maximum shear modulus (G max)*, shear wave velocity (Vs), N_{SPT} corrected - (N₁) ₆₀ and water table depth in the metropolitan area of Granada.)

Tabla 2- Resumen de resultados, localización y propiedades de las capas arenosas, #200(%), porcentaje de la fracción fina que pasa por el tamiz n° 200 ASTM; ϕ° , ángulo de rozamiento interno (Summary of results and location and properties of sandy layers (#200 %, percentage of fine fraction passing sieve n° 200 ASTM; ϕ° , internal friction angle)

Localidad	Espesor de la capa (m)	Profundidad	Asiento previsible (cm)	USCS	Profundidad Nivel Freático (m)	#200 (%)	(N ₁) ₆₀	Φ (°)
	1.0	1.50-2.50	2-3	SC	12.0	37.47	15	30
	1.0	3.50-4.50	2-3	SC-SM	6.3	38.51	20	15
Albolote	2.5	5.50-8.00	3-5	SM	6.3	19.11	30	30
	0.5	1.50-2.00	1-1.5	SC-SM	4.4	43.90	19	30
	1.5	4.50-600	4-6	SM	4.4	24.20	10	30
	7.5	8.50-16.00	20-75	SM	3.9	30.22	11	28
Atarfe	3.0	5.00-8.00	6-25	SW-SM	6.0	30.22	13	29
	12.0	4.50-16.50	28-100	SM	4.8	18.50	12	29
Churriana	1.0	7.00-8.00	1.4-2	SM	70.0	16.20	30	33
de la Vega	1.5	1.50-3.00	1.8-2.4	SP	70.0	16.20	30	30
Enorto	10.0	5.00-15.00	9-27	SW-SM	2.0	6.80	15	28
Fuente				SP-SM				
vaqueros	7.0	3.00-10.00	18-28	SM	1.5	15.50	11	28
	0.5	1.00-1.50	0.5-1	SC	15	47	14	28
Casada	0.6	2.30-2.90	0.6-1.2	SC	15	42	14	28
Granada-	2.5	5.0-7.50	2-6.5	SP-SC	15	11.3	15	25
La Unana	0.5	1.0-1.50	0.5-1.2	SC	15	45	12	25
	5.5	4.50-10.00	5-11	SC	19	38	30	28

5. REFERENCIAS

 Díaz Rodríguez, J. A. (2006). Dinámica de Suelos. Mexico: limusa: Universidad Nacional Autónoma de Mexico. 322pp.
 Imai, T. (1981). P- and S-wave velocities of the ground in Japan. Tokio: 9th

Imai, T. (1981). P- and S-wave velocities of the ground in Japan. Tokio: 9t International conference of soil mechanics and foundation engineering.

Kramer, S. L. (1996). Geotchnical Earthquake Engineering. New Jersey: Prentice-Hall. Ohta, Y., & Goto, N. (1976). Estimation of s-wave velocity in terms of characteristic indices of soil. Butsuri-Tanko 29:4, 34-41. Pyke, R., Seed, H. B., & Chan, K. (1975). Settlement of sand under multidirectional shaking. *Journal of Geotechnical Engineering Division* 101:4, 379-98.
 Tokimatsu, K., & Seed, H. B. (1987). Evaluation of settlements in sands due to

earthquake shaking. Journal of Geotechnical Engineering **113:8**, 861-878.

Valverde-Palacios, I. (2010). Cimentaciones de edificios en condiciones estáticas y dinámicas. Casos de estudio al W de la ciudad de Granada. Universidad de Granada (España). *Tesis Doctoral.*

Evaluación de estructuras seleccionadas en la Depresión Intermedia como posibles almacenes de CO2. Estudios preliminares: modelización gravimétrica 3D Assessment of Depresion Intermedia structures as potential CO2 storage sites. Preliminary studies: 3D gravimetric modelling

García-Lobón J. L.⁽¹⁾, **Ayala C.**⁽¹⁾, **Rubio F. M.**⁽¹⁾, **Rey-Moral C.**⁽¹⁾, **Reguera I.**⁽¹⁾, **Ibarra P.**⁽¹⁾ y **Bernat M.**⁽¹⁾ ⁽¹⁾Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003. Madrid. <u>jl.garcia@igme.es</u>

SUMMARY

In order to reduce greenhouse gas emissions, options for CO_2 geological storage are currently being investigated in many countries. The Geological Survey of Spain (IGME) within the framework of a large Program of evaluation and characterization of Spanish areas for CO₂ storage, has established general criteria for selection of favourable formations for CO_2 storage at regional scale, and thereafter, a shortlist of detailed areas was established based upon appropriate tectonic environment, structure and sedimentary fill thickness characteristic (reservoir quality and capacity-safe seal) and socioeconomic impact. One of these areas is La Rambla-Zafra de Záncara anticline Complex, located within the Depression Intermedia Basin (also known as Loranca Basin). In the Complex area some old disperse seismic network and deep oil exploration boreholes are available, and allow an initial delineation of the subsurface structure of the Complex. In order to improve this delineation and to build consistent 3D models of the anticline Complex, a gravity survey (2 points/ km^2) and 50 magnetotelluric stations were acquired in the area. Rock sampling has also been done in order to determine the petrophysical parameters of the geological formations. Within the anticline Complex, the most plausible CO_2 storage site corresponds to the Buntsandstein sandstones and conglomerates and the Muschelkalk limestones with the Keuper shales/evaporates as a seal. Stochastic gravity inversion validates and extends significantly the known seismic former information, providing a final 3D model with the depth and the shape of the anticline traps of La Rambla and Zafra de Záncara, where new storage targets have been delineated. 3D mapped geometry together with the petrophysical data (CO_2 density, porosity and permeability estimates) give a total storage estimated capacity of the Complex around 70 MTm CO₂.

1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Ante el reto de la mitigación de los efectos de las emisiones de CO_2 , dentro de su programa de Geología del subsuelo y Almacenamiento geológico de CO_2 , el IGME ha establecido criterios generales para la selección de formaciones seguras como almacén de CO_2 a escala regional, seleccionando una serie de zonas favorables en función de sus características tectónicas, estructura y espesor del relleno sedimentario, calidad y capacidad del almacén y seguridad del sello, e impacto socieconómico (García Lobón, et al, 2011). Una de las zonas seleccionadas en una primera fase fue El Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara, situado en la mitad sur-meridional de la Depresión Intermedia (o Cuenca de Loranca), entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (figura 1).

El interés del Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara reside en que alberga estructuras con buena capacidad potencial y sello aceptable, y aunque se encuentran cartografiadas de manera incompleta mediante antiguas campañas petroleras de sísmica de reflexión, a partir de las cuales se pueden construir modelos 3D iniciales, verosímiles pero incompletos, su cartografía de subsuelo puede ser mejorada mediante métodos geofísicos mucho más económicos que el sísmico. Con este objetivo, se ha llevado a cabo una campaña de gravimetría de detalle (2 puntos por km²), 50 estaciones de magnetotelúrica (MT); y una toma de muestras de las principales unidades a estudiar con el fin de determinar sus parámetros físicos, densidad, porosidad, etc, necesarios para la modelización 3D. En el Complejo estructural, se desean caracterizar dos grupos de formaciones como posibles pares almacén/sello: areniscas del Buntsandstein-carbonatos del Muschelkalk como reservorio, cuyo sello estaría formado por los materiales arcillosos y evaporíticos del Keuper; y las calizas fracturadas del Jurásico Inferior con sello en niveles margosos también del Jurásico y las intercalaciones de yesos, margas y arcillas del Terciario.



Figura 1 - El Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara. Izquierda: cartografía Magna (hojas 633, 634, 661 y 662) con posición de líneas sísmicas (en rojo: área de modelación 3D, con cierres de los almacenes de la figura 4). Derecha: esquema estructural.

2. MODELIZACIÓN 3D DEL COMPLEJO ESTRUCTURAL DE LA RAMBLA-ZAFRA DE ZÁNCARA: PROCESO Y RESULTADOS

El modelo geométrico 3D inicial del Complejo estructural de La Rambla-Zafra de Záncara se construyó a partir de 9 cortes geológicos, construidos ad-hoc, y 15 líneas sísmicas de origen petrolero (se usó 3D-Geomodeller; Calcagno, et al, 2008). Los cortes (un ejemplo se ve en la figura 2) se han realizado a partir de la cartografía geológica y datos estructurales de la serie Magna (buzamientos, fallas) de las Superfícies de Referencia del Modelo de Subsuelo (SRMS: techos y muros de las formaciones geológicas de interés, figura 2), según revisión 3D con ortoimagen y MDT de detalle. Los datos geofísicos de subsuelo (sísmicos y MT) definen los espesores estratigráficos y estructura de los cortes en profundidad.



Figura 2 - Vista de un corte geológico en 3D Geomodeller (izquierda). Se representan a color las SRMS (techo del Paleozoico, techo del Bunt+ Muschelkalk, techo del Keuper, techo de la Fm. Cuevas Labradas, techo del Jurásico Medio, base de la Fm. Utrillas, techo de la Fm. Sierra de Utiel y Base del Cenozoico), y sondeo de petróleo El Hito 1 (proyectado). Centro: panel de cortes. A la derecha: datos petrofísicos según testificaciones de El Hito 1.

La construcción del modelo geométrico 3D inicial con Geomodeller es un proceso laborioso de ensayo y verificación, con corrección sistemática de errores ya que la topología de todos los elementos del modelo debe ser consistente (pe, relaciones de corte entre fallas y extensión de las mismas, intersecciones consistentes de cortes y secciones, proyección de sondeos, etc; Calcagno, et al, 2008). Una vez construido un modelo inicial 3D sin errores topológicos, se calcula una primera respuesta gravimétrica del modelo (*forward modeling*). La anomalía calculada (figura 3) es función de la geometría del modelo y del perfil de densidades de su pila estratigráfica. A continuación se procede al análisis de los desajustes entre la anomalía medida (figura 3) y la calculada, y a la revisión y corrección de los más notorios (pe, mediante retoques de espesores de cobertera o profundidad de basamento en algunos cortes). A partir del modelo 3D "revisado", los modelos finales se obtuvieron por Inversión estocástica de datos gravimétricos (Guillen et al., 2008), que trata de ajustar la respuesta del modelo inicial 3D a la anomalía gravimétrica observada. Durante la inversión se permiten modificaciones de la densidad de hasta +/- 0.01 g/cm³ y de hasta un 5% de la geometría.



Figura 3 - Resultados de la inversión gravimétrica. Izquierda: anomalía residual observada. Centro: anomalía gravimétrica residual calculada a partir de la inversión del modelo inicial 3D. Derecha: mapa de diferencias entre la anomalía residual observada y la calculada, después de la inversión (el 80% es inferior a +-2mGal).

El impacto de la inversión gravimétrica en la modificación de la geometría del modelo inicial, se representa en la figura 4 donde se observa que en los cortes iniciales (figura 4, arriba a la izquierda), la estructura del anticlinal de basamento del área de La Rambla es bastante laxa, existiendo por tanto, poca altura en la estructuratrampa inicial al Buntsandstein+Muschelkalk. La intensidad de la anomalía de Bouguer positiva sobre la estructura exige un exceso de masa en el área, y por tanto una elevación (además del Jurásico) del basamento paleozoico, y la trampa al Muschelkalk desplegada por el modelo 3D Geomodeller final. Los modelos finales obtenidos con 3D Geomodeller se han exportado a Gocad (figura 4, derecha). Ello es necesario para llevar a cabo el análisis de la estructura geológica 3D y de los cierres obtenidos en los sectores estudiados, realizando un último ajuste de las fallas y horizontes, y para integrar los datos petrofísicos disponibles, y proceder a los cálculos de las reservas de los reservorios en función de volúmenes, porosidades, y densidad de CO₂. Gocad permite la modelación 3D de propiedades físicas del reservorio (densidad, porosidad, etc), facilitando la determinación de capacidades según los cierres adoptados.



Figura 4 - Izquierda: detalle del modelo 3D Geomodeller en La Rambla: comparación de geometrías de estructura del área de la Rambla antes (arriba) y después de la inversión gravimétrica. Derecha: modelo gOcad, con indicación de cierres anticlinales al Bunt+Muschelkalk y Jurásico Inferior de los almacenes estudiados.

En el mapa de isobatas del techo del almacén Buntsandstein+Muschelkalk de la figura 4 (derecha), la profundidad del techo del Muschelkalk (cota nivel del mar) se sitúa, aproximadamente, entre unos -1100 m y -2200 m. Los altos estructurales correspondientes a los almacenes definidos (La Rambla, Zafra de Záncara) se marcan claramente dentro del mapa de isobatas. Los almacenes vienen cerrados por la profundidad de la isobata -1500 msnm, tanto en la estructura de Zafra de Záncara NO como en la estructura de La Rambla (en la que son discernibles hasta 5 altos estructurales), con una altura de trampa de unos 300 m.

En cuanto a las isobatas del techo del Jurásico Inferior (figura 4), situadas entre, aproximadamente, 0 y -1200 m (snm), delinean cierres en la isobata -500 m en la estructura de La Rambla y en la "Extensión SE" de la estructura de Zafra de Záncara NO. El techo del almacén (0 a -200 m snm) se encuentra a algo más de 800 m de profundidad, relativamente próximo por tanto a la profundidad de CO_2 supercrítico.

El espesor bruto medio de los reservorios resultantes de la inversión del modelo 3D es, según los datos estadísticos suministrados por el programa de inversión estocástica:

a) Unos 200 m para el Buntsandstein-Muschelkalk, cuyo techo se encuentra a una profundidad de unos 2000-2100

m bajo cota topográfica en La Rambla y Zafra de Záncara NO (-1200 m snm), y,

 b) Unos 350 m para el Jurásico Inferior (techo a unos 800-1000 m bajo cota topográfica, 0 a -200 msnm, figura 4). Los sellos respectivos se encuentran en los materiales arcillosos y evaporíticos del Keuper (con unos 400-700 m de espesor), y los niveles margosos del Jurásico Inferior (con el terciario como sello secundario).

El resumen de la geometría de los almacenes cartografiados se presenta en la siguiente tabla:

Geometría v Petrofísica	Bunt-Muschelkalk	Bunt-Muschelkalk Zaf	ra Záncara NO	Jurásico Inferior	
Almacén	La Rambla	Modelo 3D gOcad	Sólo sísmica	Zafra Záncara	La Rambla
Profundidad techo (m)	2100	2050	2100	800	1000
Espesor (m)	200	200	200	350	350
Altura trampa (m)	250	300	250	500	300
Cota cierre (m snm)	-1500	-1500	-1500	-500	-500
Área de cierre (km ²)	37.0	54.5	43.7	28.0	24.0
Porosidad (%)	6.2	5.8	5.8	2.0	2.0
Densidad CO2 (kg/m ³)	650	660	665	600	550
Capacidad* (Mt)	7.6	26.0	21.5	7.5	7.0

Tabla 1 - Características geométricas generales de los 4 almacenes geológicos del Complejo anticlinal de La Rambla-Zafra de Záncara según los mapas de isobatas derivados de los modelos 3D gOcad obtenidos. *La capacidad es el producto de volumen neto *densidad del CO2*porosidad*factor de eficiencia. El Volumen neto es el producto Área cierre*Espesor efectivo, corregido por un factor geométrico empírico derivado del ratio anchura/altura del anticlinal. El factor de eficiencia representa la fracción de poros del almacén que puede ser rellenado de CO₂ (libre o disuelto). Como Rule of thumb, para almacenes de calidad media como los considerados en este trabajo, el factor de eficiencia de almacenamiento en trampas estructurales cerradas, sin barreras impermeables próximas, puede estar aproximadamente en un rango entre el 10% y 20%. Se ha usado el 15%.

En la tabla 1, en el caso de la estructura Zafra de Záncara NO se comparan geometrías derivadas de los modelos de isobatas gravimétrico y sísmico. En Zafra de Záncara NO las estructuras sísmica y gravimétrica son bastante similares en cuanto a geometría, como lógicamente debía ocurrir según las características del proceso de inversión estocástica, si bien la gravimétrica es ligeramente más laxa y uniforme (anticlinal más regular), de mayor superficie y más próxima a la superficie (entre 50 y 100 m). Es decir, según el perfil de densidades, el modelo sísmico presenta un ligero déficit de masa, que es corregido en el proceso de inversión gravimétrica.

Algo mayores son las diferencias entre los modelos sísmicos y gravimétricos en la zona de La Rambla, pues aquí el déficit de masa sugerido por los datos gravimétricos es más intenso que en Zafra de Záncara. Hay que tener en cuenta que la cobertura símica en La Rambla es bastante menor que Zafra de Záncara (figura 1), por lo que estas discrepancias pudieran no ser importantes (en realidad, las isobatas sísmicas sugieren la existencia de estructuras semiabiertas en la zona de La Rambla; los cierres son definidos por la gravimetría). Las diferencias más notables entre los modelos sísmicos y gravimétricos se producen al SE de Zafra de Záncara NO: aquí el proceso de inversión sugiere la presencia de un pequeño cierre al Buntsandstein-Muschelkalk, en una zona donde la cobertura sísmica es prácticamente nula. La estructura del Jurásico Inferior apenas si tiene cobertura sísmica, por lo que su cartografía puede considerarse exclusivamente gravimétrica.

3. CONCLUSIONES

El proceso de inversión gravimétrica estocástica ha permitido validar y extender de manera relevante el modelo sísmico inicial de los anticlinales de La Rambla y Zafra de Záncara (El Hito-1), obteniéndose un modelo final donde se observa la morfología 3D de del Complejo y de las estructuras citadas y proporcionando nuevos objetivos de almacenamiento dentro de su esquema de pares formación almacén/sello, con una capacidad total estimada de 70 MTm. Es importante destacar que los trabajos metodológicos descritos en esta comunicación se han dirigido:

-Al aprovechamiento integral y consistente de la información estructural y de subsuelo disponible, mediante la construcción de modelos geológicos 3D previos.

-Al diseño y ejecución de campañas para la adquisición de nuevos datos geofísicos que traten de resolver la problemática de validación planteada en tales modelos iniciales, sin costes excesivos.

Los aspectos metodológicos novedosos residen en la integración completa de toda la información (geología, cortes estructurales, sondeos, fuentes geofísicas diversas) en un modelo 3D con métodos específicos y software especializado (Geomodeller, gOcad), con todas las ventajas (y dificultades) que ello conlleva; y en el afino y validación del modelo mediante inversión gravimétrica 3D (también en el mismo entorno proporcionado por 3D Geomodeller). La falta de densidad y calidad de la sísmica disponible, se ha subsanado con la adquisición de datos geofísicos nuevos, con los que se ha pretendido hacer hincapié en ensayar metodologías alternativas, sencillas y baratas, para la realización de estudios geológicos sistemáticos del subsuelo, en función de las características e información disponible en cada zona.

4. **REFERENCIAS**

- Calcagno, P., Courrioux, G., Guillen, A., Chilès, J.-P., 2008. Geological modeling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. Physics of the earth and planetary interiors, 171: 147–157.
- García Lobón, J. L., Reguera García, M. I., Juliana Martín León, Rey Moral, C., Berrezueta Alvarado, E. R., y Pérez Ortiz, I. (2011). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el Almacenamiento geológico de CO2 en España. Resumen ejecutivo (2009-2010). Informe Archivo Documental IGME, SID nº 64.055, 75 p.
- Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A., Ledru, P., 2008. Geological modeling from field data and geological knowledge, Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. Physics of the Earth and Planetary Interiors 171: 158–169

Un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural en las series temporales magnetotelúricas

A new method to identify cultural noise sources in magnetotelluric time-series.

Escalas, M.⁽¹⁾, Queralt, P.⁽¹⁾, Ledo, J.⁽¹⁾, Marcuello, A.⁽¹⁾

⁽¹⁾Institut de Recerca Geomodels - Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona. c/Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. <u>lenaescalas@ub.edu</u>

SUMMARY

Magnetotelluric (MT) data acquired nearby industrialized, urban or farming areas are contaminated by man-made electromagnetic (EM) signals. The detection and characterization of the artificial EM sources which generate this cultural noise is crucial to identify and remove noisy data. We propose a new method to identify cultural noise sources: the polarization analysis of the MT time-series in the time-frequency domain, using a wavelet scheme. The polarization attributes of an EM signal are related to its source. Thereby, they make possible to distinguish between natural and artificial signal. The time-dependence of the method takes into account the non-stationary character of both signals. We have developed an algorithm to implement the proposed method; it has been tested successfully with synthetic and field data.

1. INTRODUCCIÓN

Los datos magnetotelúricos (MT) adquiridos en las proximidades de zonas industrializadas, urbanas o agrícolas están contaminados por señales electromagnéticas (EM) originadas por el hombre. La detección y caracterización de las fuentes EM que generan dicho "ruido cultural" es crucial para identificar y eliminar los datos de baja calidad. Los métodos más usuales de procesado de datos MT, basados en la referencia remota (Gamble et al., 1979) y en esquemas robustos (Egbert y Booker, 1986) pueden proporcionar resultados erróneos en algunos casos, ya que el ruido cultural suele estar altamente correlacionado entre el site de medida y el de referencia.

El ruido cultural puede ser activo o pasivo, dependiendo de su fuente (Szarka, 1988). El presente estudio se centra en el ruido activo, creado por fuentes que producen corrientes EM parásitas en la Tierra (centrales eléctricas, líneas de transmisión eléctrica, trenes eléctricos, sistemas anticorrosivos en tuberías, vallas electrificadas, etc).

La mayoría de las fuentes de ruido cultural se encuentran fijadas en el espacio, y por tanto la señal EM artificial que generan está habitualmente polarizada. En cambio, la señal MT natural en general no está polarizada en ninguna dirección preferencial debido a su gran variedad de fuentes (Zonge y Hughes, 1991). En este trabajo proponemos un nuevo método para identificar las fuentes de ruido cultural, basado en el distinto estado de polarización que presentan la señal natural y la artificial. El método se ha desarrollado en el dominio tiempo-frecuencia, teniendo el cuenta el carácter no estacionario de ambas señales.

2. METODOLOGÍA

Una señal rotatoria polarizada elípticamente, S(t), de componentes ortogonales (S_{NS} , S_{EW}), se describe mediante los siguientes parámetros geométricos (Figura 1):

 $\begin{array}{ll} \theta: \mbox{ angulo de polarización, } \theta \in [-\pi/2, \pi/2] \\ \epsilon: elipticidad, \ \epsilon = r / R, \ \epsilon \in [0,1] \\ \Delta \Phi: \mbox{ diferencia de fase entre sus componentes,} \\ \Delta \Phi = \Phi_{\rm EW} - \Phi_{\rm NS}, \ \Delta \Phi \in [-\pi, \pi] \end{array}$

Diallo et al. (2006) definieron dichos atributos de polarización en el dominio tiempo-frecuencia en términos de una transformada wavelet contínua (CWT). El método se basa en la construcción de una nueva señal compleja, Z(t), a partir de las componentes ortogonales de S(t), de manera que $Z(t)=S_{EW}(t)+i\cdot S_{NS}(t)$. Los atributos de polarización de la señal se obtienen considerando la parte progresiva y la regresiva de la CWT.



Figura 1 – Elipse de polarización asociada a la señal S(t) y sus parámetros geométricos - Componentes ortogonales de la señal y su diferencia de fase. (Polarization ellipse associated to the signal S(t) and its geometric parameters - Orthogonal components of the signal and their phase difference).

En el presente trabajo hemos aplicado dicho esquema al análisis de la señal MT. Hemos desarrollado un algoritmo en Matlab que permite obtener los atributos de polarización de las series temporales del campo eléctrico y campo magnético en el dominio tiempofrecuencia. El funcionamiento del código ha sido evaluado con señales sintéticas y con datos de campo.

3. RESULTADOS CON DATOS SINTÉTICOS

En primer lugar, se han evaluado las respuestas del algoritmo aplicándolo al análisis de numerosas señales sintéticas, que presentan atributos de polarización variables con el tiempo y la frecuencia. Los componentes de dichas señales son ortogonales (NS y EW) y de forma sinusoidal:

$$S_{NS}(t) = R_{NS} \cdot \sin\left(2\pi f_{NS} t + \phi_{NS}\right) \tag{1}$$

$$S_{EW}(t) = R_{EW} \cdot \sin\left(2\pi f_{EW} t + \phi_{EW}\right)$$
(2)

donde (R_{NS}, R_{EW}) son las amplitudes, (f_{NS}, f_{EW}) las frecuencias de cada componente y (Φ_{NS} , Φ_{EW}) su fase correspondiente. A continuación mostramos un ejemplo ilustrativo. La señal sintética analizada se define de la siguiente manera:

 $\begin{array}{ll} 0s \leq t < 0.8s; & S_{NS} = 8 \cdot sin(2\pi 10t), & S_{EW} = 5 \cdot sin(2\pi 10t), \\ 0.8s \leq t < 1.5s; & S_{NS} = 5 \cdot sin(2\pi 5t), & S_{EW} = 8 \cdot sin(2\pi 5t), \\ 1.5s \leq t < 2.35s; & S_{NS} = 8 \cdot sin(2\pi 10t), \\ 2.35 \leq t \leq 3.5s; & S_{NS} = 8 \cdot [sin(2\pi 5t) + sin(2\pi 10t)], \\ & S_{EW} = 8 \cdot sin(2\pi 5t) . \end{array}$

La señal compleja Z(t) correspondiente y sus atributos de polarización se muestra en la Figura 2.

Entre 0s y 0.8s el ángulo de polarización obtenido mediante el algoritmo es de 58° para los 10Hz. La elipticidad y la diferencia de fase son prácticamente nulos, indicando que se trata de una señal linealmente polarizada con sus componentes en fase.

Entre 0.8s y 1.5s, la frecuencia de la señal cambia a 5Hz, y su ángulo de polarización es de 32°. La elipticidad y la diferencia de fase permanecen nulas.

En el tercer intervalo, entre 1.35s y 2.35s, la señal pasa a estar circularmente polarizada a los 10Hz: la elipticidad es la unidad, la diferencia de fase entre sus componentes es de 90° y el ángulo de polarización está indefinido, adquiere todos los valores posibles.

Entre 2.35s y 3.50s la señal presenta dos frecuencias, 5Hz y 10Hz. Para ambas frecuencias la elipticidad es nula, la señal está linealmente polarizada. A los 5Hz el ángulo de polarización es de 32° y no hay diferencia de fase entre sus componentes. A los 10Hz el ángulo de polarización es de $\pm 90^{\circ}$ y la diferencia de fase no está definida, ya que dicha frecuencia solamente está presente en la componente NS de la señal.

Los valores obtenidos meditante el algoritmo son los esperados en cada intervalo según la definición de la señal. El ángulo de polarización teórico se puede calcular para cada frecuencia a partir de la amplitud de las componentes de la señal:





4. RESULTADOS CON DATOS DE CAMPO

Con la intención de evaluar el funcionamiento del nuevo algoritmo con datos de campo, se llevó a cabo un experimento en Hontomín, la Planta de Desarrollo Tecnológico para el almacenamiento geológico de CO_2 en España. Se contaminaron series temporales MT con la señal artificial generada mediante una fuente de ruido conocida. Los datos MT se adquirieron en 14 sites aproximadamente equidistantes, a lo largo de un perfil NS de 2.8 km. La fuente de ruido artificial consistió en 2 dipolos eléctricos horizontales, de 780m y 960m, orientados en las direcciones NS y EW, respectivamente. La Figura 3 muestra la localización del perfil MT y de los dipolos de la fuente. Dichos dipolos se alimentaron mediante una fuente de corriente, que permitió transmitir señal de 18 frecuencias discretas, en el intervalo entre 0.0833Hz y 32 Hz. En la Tabla 1 se indican las sucesivas frecuencias de la señal artificial. Su intensidad se mantuvo entre 3A y 4A, por tanto el momento dipolar de la fuente fue entorno a los 2730 A·m (NS) y 3360 A·m (EW).



Figura 3. Hontomín. Localización del perfil MT y de los dipolos de la fuente. *(Hontomín site. Location of the MT profile and the dipole sources.)*

Tabla 1 – Frecuencia y duración de la señal transmitida mediante la fuente controlada. (Frequency and duration of the signal transmitted from the controlled source)

Frecuencia	Duración
(Hz)	(min)
32.000	1
21.333	1
16.000	1
10.667	1
8.000	1
5.333	1
4.000	1
2.667	1
2.000	1
1.333	1
1.000	1
0.667	2
0.500	2
0.333	3
0.250	4
0.167	6
0.125	9
0.083	12

A continuación se muestran algunos de los resultados obtenidos en el site 23, durante la emisión de señal mediante el dipolo EW de la fuente. El escalograma de la componente NS del campo eléctrico se muestra en la Figura 4. La señal artificial se identifica fácilmente a causa de su forma de escalera, debido a que su frecuencia disminuye consecutivamente. Los múltiples de la señal aparecen con menor densidad de potencia espectral. El resto de la señal que se observa corresponde a la señal MT natural.



Figura 4. **Site 23. Escalograma de la componente NS del campo eléctrico.** (*Site 23. Scalogram of the NS component of the electric field.*)

La figura 5 muestra el ángulo de polarización del campo eléctrico. Adquiere valores constantes para la señal artificial, mientras que adquiere valores aleatorios para la señal MT natural.



Figura 5. **Site 23. Ángulo de polarización del campo eléctrico.** *(Site 23. Polarization angle of the electric field.)*

El ángulo de polarización del campo magnético se muestra en la Figura 6. Su comportamiento es análogo al del campo eléctrico: la señal artificial presenta un ángulo de polarización constante, en contraste con la señal natural.

La Figura 7 muestra la elipticidad del campo eléctrico. La señal artificial aparece prácticamente polarizada linealmente (su elipticidad es siempre menor que 0.1), en contraste con la señal MT natural, que presenta una polarización variable. La diferencia de fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico se muestra en la Figura 8. Nuevamente, la señal emitida mediante la fuente controlada presenta un comportamiento prácticamente constante.

El análisis de los datos MT adquiridos en todos los sites muestra que la señal artificial emitida por la fuente de ruido controlada se detecta en cada site tanto en las series temporales de campo eléctrico como en las de campo magnético. La señal MT natural se detecta no polarizada en ninguna dirección preferente, y presenta una diferencia de fase aleatoria entre sus componentes ortogonales. En cambio, la señal artificial presenta unos atributos de polarización específicos, que dependen de la posición del site a lo largo del perfíl y de la orientación del dipolo de la fuente. Los valores obtenidos en cada site para cada configuración de la fuente (NS y EW) son los esperados, teniendo en cuenta la distancia entre ellos y la orientación de los dipolos eléctricos horizontales. El análisis conjunto de los atributos de polarización de las series temporales de campo eléctrico y magnético ha permitido caracterizar las propiedades y la localización de la fuente controlada.



Figura 6. **Site23. Angulo de polarización del campo magnético.** *(Site 23. Polarization angle of the magnetic field.)*







Figura 8. Site 23. Diferencia de fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico. (*Site 23. Phase difference between the orthogonal components of the electric field.*)

5. CONCLUSIONES

Se propone el análisis de la polarización de las series temporales MT en el dominio tiempo-frecuencia como un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural. Se ha desarrollado un algoritmo en Matlab para implementar el método. El código ha sido evaluado satisfactoriamente con datos sintéticos y datos de campo.

Se ha llevado a cabo un experimento en Hontomín, en el cual se han contaminado series temporales MT con la señal artificial emitida mediante una fuente de ruido controlada. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto las diferencias entre los atributos de polarización de la señal natural y la señal artificial. El análisis conjunto de los atributos del campo eléctrico y del campo magnético ha sido crucial para determinar las propiedades y la localización de la fuente de ruido.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto "Progress in Electromagnetic Research for CO2 geological reservoirs" (Pier-CO2) (CGL 2009-07604), por la Fundación Ciudad de la Energía y por la Generalitat de Catalunya mediante una beca predoctoral FI.

6. REFERENCIAS

- Diallo, M. S., Kulesh, M., Holschneider, M., Scherbaum, F., Adler, F. (2006). Characterization of polarization attributes of seismic waves using continuous wavelet transforms. Geophysics, 71, 67-77.
- Egbert, G.D. y Booker, J.R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. Geophys. J. Roy. Astr. S., 87, 173–194.
- Gamble, T., Goubau, W., Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote reference. Geophysics, 44, 53-68.
 Szarka J. (1988). Geophysical Aspects of Man-made Electromagnetic Noise in the
- Szarka, L. (1988). Geophysical Aspects of Man-made Electromagnetic Noise in the Earth A Review. Surv. in Geophys. 9, 287-318.
- Zonge K.L. y Hughes L.J. (1991). Controlled source audio-frequency magnetotellurics. In: Nabighian MN (ed) Electromagnetic methods in applied geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp 713–809.
Magnetotelluric characterization of a deep saline aquifer: using a priori information to determine its capability as CO2 storage site.

Perla Piña-Varas^(1,2), Juanjo Ledo⁽¹⁾, Pilar Queralt⁽¹⁾, Eduard Roca⁽¹⁾, Jose L. García-Lobón⁽²⁾, Pedro Ibarra⁽²⁾ and Cristina Biete⁽¹⁾

⁽¹⁾Universitat de Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. <u>p.pina@ub.edu</u> ⁽²⁾Spanish Geological Survey (IGME), Rios Rosas 23, 28003 Madrid, Spain.

SUMMARY

Integration of different geophysical and geological methods will play a key role for the spatial characterization of geological CO₂ storage sites such as deep saline aquifers. The magnetotelluric (MT) method is sensitive to fluid salinity, porosity and pore connectivity, and can image these reservoirs on km depth scale. During 2010 a MT survey was carried out on the southern of Loranca Basin (Spain), with the aim of image and characterizes the deep saline aquifer located at El Hito Anticline. The potential reservoir formation consists of Lower Triassic (Buntsandstein) sandstones and conglomerates located at more than 1500 m depth. 2D inversion of TE and TM apparent resistivity and phase data were undertaken but the first MT resistivity models had not geological sense. A conceptual model based on previous geological and geophysical information (Cross-sections and well-log data) was made to test the MT response of the El Hito Anticline. Several inversion tests were performed over the conceptual model playing a key role for the correct interpretation of the raw MT data. Following the main results of these synthetic data tests we obtained the 2D resistivity models which provide information of the main geological units.

1. INTRODUCTION

Capture and geological storage of CO2 is one of the technological options that are currently being considered for the reduction of CO2 emissions in the atmosphere (Rao and Rubin 2002). This process involves capturing the CO₂ emitted from large industrial producers, transport, injection and its isolation in deep geological formations. Geological formations suitable for CO2 storage are all porous and permeable rocks to ensure sufficient capacity for the volumes of CO2 needed to store, confined by low permeability rocks that favour the retention of CO₂ in the ground. Thus, deep saline aquifers, depleted oil and gas fields and unmineable coal seams have the most appropriated geological characteristics (IPCC 2005; Donda et al. 2011). Moreover, these formations have to lie at depths below 800-1000 m depth, where the injected CO₂ remains in a supercritical state and has a liquid-like density that provides the potential for efficient utilization of underground storage space. Among the possible geological reservoirs, the deep saline aquifers have the highest potential capacity globally for CO₂ storage (Benson and Cook 2005; IPCC 2005; Michael et al. 2010).

Geological characterization of the potential reservoirs is an important stage in the process of site selection, to determine the structure and characteristics of both, reservoir and caprock seal. Geophysical methods are essential tools for a correct characterization of these formations, being the electromagnetic methods (EM) particularly useful for imaging the type and content of fluid of the reservoir. This is because the electrical resistivity is strongly dependent upon fluid salinity, porosity, pore connectivity and, to some extent, on temperature (Bedrosian 2007). The magnetotelluric method (MT) is the most suited EM method, which allows us to obtain an image of the electrical resistivity of the subsurface at depths below 800-1000 m, depth below which CO_2 will be injected.

Assuming the presence of an adequate seal-reservoir system for the storage of CO_2 , cost effectiveness and suitability will be strongly influenced among other factors, by their size and tectonic stability. In this sense, undeformed to moderately deformed sedimentary basins located, at present day, in a stable continental plate sector are excellent targets for long-term CO_2 storage because of their stability and structure (Benson and Cook 2005).

Taking into account these general site-selection criteria, in the Iberian Peninsula the search of areas that could store CO_2 has been located in the Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover. Specifically in external areas of contractive chains developed in the Cenozoic and in the adjacent foreland basins (Duero, Tajo,

Guadalquivir and Ebro basins). These areas practically have no hydrocarbon deposits (Ruiz 2009) but host large saline aquifers that are potentially favourable for storing CO_2 . For a first assessment of its potential the IGME (Spanish Geological Survey) carried out in 2010 a classification of a substantial part of these areas, some of which were analyzed in greater detail. Among these, El Hito Anticline, located in the Loranca piggy-back basin, is the target of this study (see Fig. 1).

The structure of this anticline is partly known from the nearby surface data, well data and seismic lines acquired in the 70's; and the petrophysical properties of the subsurface rocks can be extracted from the nearby boreholes (Belmontejo-1A, Torralba-1, Tribaldos-1 and Hito-1). Located close the axial trace of the anticline, the Hito-1 well data shows the presence of a deep saline aquifer located in the Lower Triassic sandstones at more than 1500 m depth which correlates whit low resistivity values measured in the resistivity log.

The work presented here aims to image and characterizes this deep saline aquifer by means of the MT method trough three transversal sections crossing the anticline structure. Due to the geometry of the structure, the low electrical resistivity contrast among the target units, and the depth of the main target, finding a geologically reasonable electrical resistivity model has been a challenging task. Thus, a comprehensive analysis of the MT data inversion on this specific situation was required. The methodology used to obtain the final resistivity model incorporates all the previous available information (from geological cross-sections obtained from seismic lines interpretation and well-logs data) in the initial model used during the MT data inversion. The incorporation of this information can be done in different ways: by locking model parameters (Hoversten et al. 2000; Wannamaker and Doerner 2002) or, in a less restrictive way, by the incorporation of the so called tear zones (Muñoz et al. 2010). In our case, the optimum methodology suggests that certain initial model parameters, such as the depth and resistivity of the basement, must be locked during the inversion procedure. This case study shows clearly how the integration of existing geological and geophysical data (seismic lines, well-log data) together with cost-effective new data (MT data) can be used during the screening process for selecting CO2 storage zones.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Iberian Range (Fig. 1) is a NW-trending intraplate contractional thrust and folds belt whose origin and geometry is related to the Cenozoic tectonic inversion of a set of mainly NW-trending basement faults (Alvaro et al. 1979; Guimerà and Alvaro 1990; Muñoz Martín 1997; Muñoz Martín et al. 2003). It is a chain that includes an internal part formed by basement involving thick-

skinned thrusts and an external part constituted by a system of folds and thrusts that, affecting the Mesozoic cover, are detached at Middle-Upper Triassic evaporites.

The study area is located in a segment of these external areas, specifically located in the frontal western Iberian Chain where, under a piggy-back basin (Loranca Basin), the Mesozoic and the Cenozoic are deformed by a system of W-verging folds and thrusts with a trend wich gradually changes southwards to NW-SE. These deforming structures are preferably along the Altomira Range (boundary between Loranca and Madrid basins) and in central and southern parts of the system.



Figure 1 – a) Geographic situation of Loranca Basin in Iberian Peninsula. b) Geological map of the Iberian Range with the situation of the study area (Box). (Modified from Guimerà 2004).

3. EL HITO ANTICLINE

This anticline is located in the central part where, beneath the Cenozoic structures of Loranca Basin outcrop the Cenozoic and Jurassic affected by a series of N-NW trending folds (Fig. 2). It is 10 km long and 3 km wide and detachment fold, with a predominant W vergence, detached on the Upper Triassic evaporates. As most of the others folds in the Loranca Basin, the location and development of the El Hito Anticline is controlled by the partial or total inversion of the older basement faults which generated a set of basement highs and the folding of the detachment level. These basement highs were the main target for the hydrocarbon exploration carried out in the 70's and include Variscan deformed Paleozoic rocks (Silurian to Carboniferous in age), Permian and Lower Triassic continental sedimentary rocks.

Over these basement highs, the Middle-Upper Triassic detachment level is marine carbonates and continental clays and evaporites (Muschelkalk and Keuper facies) that are folded with the overlying Mesozoic-Cenozoic cover. This cover includes a Jurassic-Cretaceous carbonated succession (mainly dolostones) with an interbedded thin Lower Cretaceous siliciclastic; and a synorogenic Cenozoic succession of continental filling sediments.

In this context, the potential reservoir formation consists of Lower Triassic (Buntsandstein) sandstones and conglomerates, which constitutes a deep saline aquifer located at more than 1500 m depth. In the Hito-1 borehole this reservoir is about 150 m thick and is covered by up to 600 m thick succession of Middle-Upper Triassic clays and evaporites (Keuper facies), which set as a very effective seal.

4. MAGNETOTELLURIC DATA

The broadband magnetotelluric data (BBMT) were recorded at 51 stations along three profiles (Fig. 3), which coincide roughly with three geological cross-sections obtained by Biete et al. (2012). The length of the profiles goes from 7 km, in the northern profiles to 25 km in the southern profile, with site spacing between 0.5 km and 1.5 km. Because the El Hito Anticline is oriented approximately NWW-SEE and assuming that the geoelectric strike of the geological

structures will be similar, the sites were located along SW-NE profiles. At each site location four field's components (Ex, Ey, Hx and Hy) were recorded in the period range from 0.001 to 100 s. A permanent reference station was installed at a remote distance (between 7 and 20 km from sites) to suppress the uncorrelated noise (Gamble et al. 1979).



Figure 2 – a) Resistivity log from the Hito-1 borehole. b) Stratigraphic column of the Hito-1 (Lanaja 1987). c) Simplified geological map of the study area with the location of the Hito-1 well (modified from Biete et al. 2012).

To determine the regional TE and TM responses from the observed MT impedance tensor data, we applied McNeice-Jones (McNeice and Jones 2001) multi-site, multi-frequency MT tensor decomposition based on Groom and Bailey (Groom and Bailey 1989). Moreover, this analysis will help us to detect and eliminate the effects of distortions caused by local inhomogeneities in the near surface. Figure 3 displays the strike directions estimated from the MT impedance tensors at each site for the period band of 0.01-10 s. The lengths of the arrows are scaled by the error misfit to the GB distortion model, misfits with an RMS (root mean square) less than 2.0 are considered reliable, whereas larger misfits are indicative of three-dimensional (3D) effects. In general, most sites display a misfit to the distortion model of below 2, so a 2D model is valid and appropriate. The best-fit average multi-site, multi-frequency GB regional strike are N30°W for the northern profile (profile A), N40°W for the central profile (profile B), and N14.5°W for the southern profile (profile D), which are consistent with the strike of the main surface geological structures.



Figure 3 – Simplified geological map of the studied area with the three MT profiles. Black arrows correspond to GB strike angle (modified from Biete et al. 2012).

5. 2D INVERSION

2D inversion of TE and TM apparent resistivity and phase data were undertaken using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). This algorithm simultaneously searches for the model which trades off the lowest overall RMS misfit with the smallest lateral and vertical conductivity gradients in a regularized manner, following the approach pioneered for MT data by Constable et al. (1987).

Initially, inversions of MT data were carried out using as initial model a uniform half-space of 100 Ohm.m. Apparent resistivity and phase of TM and TE modes were inverted simultaneously. The result obtained was similar for the three profiles: A, B and D; with RMS misfit of 2.16%, 2.78% and 1.99% respectively, showing a resistive body with a round shape occupying most of the model (Figure 4a shows the result for the profile A). Model appraisal taking into account geological information shows that these inversion results are not reliable. Thus, a conceptual model based on geological information was made to test the magnetotelluric response of the El Hito Anticline.

The conceptual model was generated taking into account the available geological cross-sections, the resistivity values of the Hito-1 well-log (Fig. 2) and the results obtained from the first inversion of MT data. The main geological structural limits, figure 4b, were taken from the available geological cross-section (Biete et al. 2012). The resistivity values of the main structures were obtained from the inversion model obtained from the new MT data for the near surface structures, and from the well-log electrical resistivity data (Fig. 2) for the deeper ones. Figure 2, shows clearly how the top of the basement (formed by Carboniferous shales) is less resistive than the subjacent Silurian quartzites. At the same time, the resistivity value of the shales is very similar to the Lower Triassic sandstones forming the saline aquifer (10 Ohm.m).

Figure 4b shows the conceptual model and the corresponding geological cross-section. Site position and topography corresponds to the ones observed along profile A. The model consists of five geoelectrical layers: the Cenozoic continental sediments with a resistivity value of 50 Ohm.m; the Mesozoic, Jurassic and Cretaceous carbonate levels of the cover, with a resistivity value of 1000 Ohm.m; the Triassic units (Buntsandstein sandstones and conglomerates and clays and Keuper evaporites) with a resistivity value of 10 Ohm.m; and the basement at the bottom of the model with resisitivity values of 5 Ohm.m for the Carboniferous shales and 3000 Ohm.m for the Silurian quertzites.

Once generated the conceptual model, we obtain the synthetic curves for apparent resistivity and phase for each MT site. The synthetic data were inverted using the same model discretization and parameters settings that raw MT data, resulting again in a model without agreement with the information introduced in the conceptual model (Fig. 4c).

The inversion results derived from the synthetic data does not recover the conceptual model because of the effects of the geological structure and the resolution capacity of the MT method. Decreasing resolution with depth leads to diffuse boundaries and the screening effect of conductors can result in inaccurate recovery of deeper structures, similar results using synthetic data can be found in Bedrosian (2007).

A series of tests with this synthetic data were performed to determine the best combination of inversion parameters settings and a priori information used during the inversion process that better recovers the conceptual model. The process presented in the next section is similar to that used by Matsuno et al. (2010), which shows the importance to test the resolution of MT data through inversions with different initial models.



Figure 4 – a) Two-dimensional MT resistivity model obtained by inversion from uniform half-space of raw MT data using both TE and TM mode resistivity and phases. b) Conceptual model and corresponding geological cross-section from Biete et al. 2012. c) Two-dimensional MT resistivity model obtained by inversion from uniform half-space of synthetic data using both TE and TM mode resistivity and phases. Dashed red line indicates the different layers introduced in the conceptual model.

6. TEST WITH SYNTHETIC DATA

Inversions of geophysical data of any kind are inherently nonunique, so different models could fit the observed data with the same accuracy. This is due to the fact that: a) the data are typically measured on the surface only with a limited coverage, while physical properties vary in three dimensions; b) the geophysical response is insensitive to certain features, due to low resolution capacity of the data to a certain depth or small changes in physical parameters; c) data measurements contain noise; and d) our models are simplifications of the true Earth. Therefore, for an accurate interpretation is essential an integrated approach, so the joint interpretation of different geophysical and geological models reduces model non-uniqueness and improves parameter estimation. In this sense, a very useful practice would be to integrate this information in the initial models for 2D inversion.

Thus, several inversion tests were performed over the conceptual model to determine the best combination of TM and TE modes, initial models and a priori information used during the inversion process that will better recover the geoelectrical conceptual model.

The synthetic data resulting from the forward response of this conceptual model, with 2.5% Gaussian noise added, were inverted using different initial models. These initial models were considered taking into account the prior information available in order to optimize its use during the raw data inversion process as much as possible. For each inversion TE and TM mode apparent resistivity and phase data were inverted for a frequency range of 0.001-10 s using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). For all resistivity models, the RMS misfit between the synthetic data and the model response was less than 1. Three possible initial models were considered: SM1, consists of a three layered Earth with a first layer of 100 Ohm.m and a basement divided in two parts of 5 Ohm.m (Carboniferous) and 3000 Ohm.m (Silurian) according to the conceptual model; SM2 is a variation of the first model where the Silurian depth and resistivity are locked in the inversion process; and SM3 is similar to SM2 but in this case both parts of the basement (Carboniferous and Silurian) are locked during the inversion (Fig. 5). The main results are as follows: 1) Basement is located at greater depths than the conceptual model (Fig. 5) for the inversion from SM1; 2) Triassic Units are thicker and show higher values of resistivity for the SM2 initial model. Thus, for these two cases the geologic structure is not well resolved. This is because magnetotellurics is most sensitive to conductance, so the conceptual model and the result of the inversion from these two initial models have similar conductance values but different values of thickness and conductivity. And 3), for the third initial model SM3, the result reproduces well the structure introduced in the conceptual model; Triassic units are recovered with thickness and resistivity values similar to those of the conceptual model, as well as Mesozoic and Cenozoic materials.

The 2D results from synthetic inversions with different initial models highlight the importance of the integration of geological data during the inversion of geophysical data, since all models obtained are similar in terms of data misfit. In our particular case given the characteristics of the structure in terms of size, thickness and resistivity contrasts, it is necessary to introduce these geological data as locked parameters, since otherwise the models obtained are not geologically reasonable (Ledo 2005).



Figure 5 – Synthetic models. Three initial models considered (left) and the results of its inversions (right). The models are obtained by inversion using both TE and TM mode resistivity and phases. Dashed red line corresponds to the different layers introduced in the conceptual model, and filling lines indicates the locked layer during the inversion process.

7. MT DATA INVERSION AND INTERPRETATION

Taking into account the results of the previous section, a three layers Earth with a basement locked is used as initial model for the inversion of the raw MT data. In this initial model, the geometry of the structure and the depth of the basement is constrained from a recent detailed structural study (Biete et al. 2012), and the resistivity values are known from the Hito-1 resistivity log. Both modes, TE and TM, are inverted within the frequency range of 0.001-10 s, adopting an error floor for the impedance tensor data of 5%. Figure 7 compares the phase and resistivity pseudosections of the data and model responses.

The most striking feature of the inverse 2D resistivity models is the conductive unit above the basement (labeled C in Figure 6) that have lateral continuity in all three profiles, and the resistive unit (labeled R in Figure 6) above the conductive one with about 1000 m thickness.

The resistive unit corresponds well with the location and thickness of cover's deepest part, Mesozoic carbonated levels which outcrop in the anticline core (profile B, Figure 3). The conductive unit is interpreted as the Triassic Units, mainly Keuper clays and evaporites and Buntsandstein sandstone and conglomerates. Despite the lithological difference, these units present similar resistivity values due to the presence of salt water into Buntsandstein sands and conglomerates.



Figure 6 – Two-dimensional inversion resistivity models of the profiles A, B and D, obtained by inversion using both TE and TM mode resistivity and phases. The interpretation is superimposed on the cross sections. The white lines indicate the limit between the main units.

In summary, the high resistivity structure associated to Mesozoic carbonate rocks are well imaged, the medium values show a good correlation with Cenozoic continental filling sediments, and the lowest values with Triassic Units. Therefore the lithology is the main factor controlling the resistivity changes observed in this area, except for the Buntsandstein sandstones and conglomerates. In this case, the behaviour is controlled by the type of fluid.

8. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The El Hito Anticline is a relative small structure with a subsurface conductor of considerable thickness (Triassic units and Carboniferous shales) whose base is not well resolved. In these circumstances the incorporation of additional information (data from geological cross-sections and well-log) during the inversion process and the realization of synthetic models have played a key role for the correct interpretation of the raw MT data.

The synthetic data were inverted from different initial models with and without constraints on the depth and resistivity of each parts of the basement (Carboniferous shales and Silurian quartzites). All resultant inversion models are similar in terms of data misfit but those obtained from initial models which incorporate previous information have much more geological sense.

Following the main results of the synthetic data tests, we have obtained three 2D resistivity models along three profiles crossing the El Hito Anticline using 2D inversion of 51 MT sites. The initial model for the inversions incorporates geological information and consists of a three layers Earth with a basement locked (Carboniferous and Silurian).



Figure 7 – Comparison of apparent resistivity and phases of TM mode (left) and TE mode (right) for the observed and model responses. a) Profile A, b) Profile B, and c) Profile D.

The inversion results are in agreement with the geological observations of the target area and allow us to determine that:

• The main stratigraphic levels can be correlated with resistivity as: (a) high- resistivity with Carboniferous basement (quartzites), (b) medium-high resistivity with Mesozoic cover (carbonates); (c) low resistivity with Triassic units (clays and sandstones) and Silurian basement (Shales).

• Lithology is the main factor controlling the resistivity changes, except for the Buntsandstein sandstones (potential reservoir of CO_2). In this case, the behaviour is controlled by the type of fluid.

• In the MT resistivity models can be distinguished both Buntsandstein-Paleozoic contact as well as the top of the Keuper (caprock seal). These two surfaces are of special importance from the standpoint of geological storage of CO_2 as they form the boundaries of the caprock-reservoir system.

Resistivity models obtained in this study provide information of the main geological units such as electrical resistivity values, thickness, and depth boundaries.

From the standpoint of geological storage of CO_2 , is of fundamental importance the correct characterization of both reservoir as well as the caprock. Available data show the general characteristics of the structure, but further studies will be needed to characterize in more detail the reservoir-caprock system and determine its suitability as a geological reservoir of CO_2 .

9. REFERENCES

- Alvaro, M., Capote, R., & Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. Acta. Geol. Hisp. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14, pp 172-177.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIMME, 146, 54-62.
- Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and process. Surv Geophys, 28, 121-167.
- Benson, S. M., & Cook, P. J. (2005). Underground geological storage of carbon dioxide. In B. Metz, & et al. (Eds.), Intergovernmental panel on climate change spatial report on carbon dioxide capture and storage. (pp. 195-276) Cambridge University Press.
- Biete, C., Roca, E., & Hernaiz-Huerta, P. P. (2012). The alpine structure of the basement beneath the southern loranca basin and its influence in the thin-skinned contractional deformation of the overlying mesozoic and cenozoic cover. Geo-Temas., 13, pp. 1576-5172.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52(3), 289-300. doi:10.1190/1.1442303
- Donda, F., Volpi, V., Persoglia, S., & Parushev, D. (2011). CO₂ storage potential of deep saline aquifers: The case of italy. International Journal of Greenhouse Gas Control, 5(2), 327-335. doi:DOI: 10.1016/j.ijggc.2010.08.009
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., & Clarke, J. (1979). Error analysis for remote reference magnetotellurics. Geophysics, 44(5), 959-968.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Descomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distorsion. Journal of Geophysical Research, 94(B2), 1913-1925.
- Guimerà, J. (2004). Cadenas con cobertera: Las cadenas ibéricas y costera catalana. In J. A. Vera (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid.
- Guimerà, J., & Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la chame ibérique et la chame cótiére catalane (espagne). Bull. Soc. Géo. France, 8(VI), 339-348.
- Hoversten, G. M., Constable, S. C., & Morrison, H. F. (2000). Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of mexico field test at the gemini structure. Geophysics, 65(5), 1476-1488.

- IGME. (2010). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en españa. SID IGME database docs nº 64.044 to 64.055.
- IPCC. (2005). Special report on carbon dioxide capture and storage: Prepared by working group III of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Lanaja, J. M. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Ledo, J. (2005). 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. Surveys in Geophysics, 26(5), 511-543.
- Matsuno, T., Seama, N., Evans, R. L., Chave, A. D., Baba, K., White, A., Utada, H. (2010). Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central mariana subduction system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(9), Q09003. doi:10.1029/2010GC003101
- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. Geophysics, 66(1), 158-173.
- Michael, K., Golab, A., Shulakova, V., Ennis-King, J., Allinson, G., Sharma, S., & Aiken, T. (2010). Geological storage of CO2 in saline aquifers—A review of the experience from existing storage operations. International Journal of Greenhouse Gas Control, 4(4), 659-667. doi:10.1016/j.ijggc.2009.12.011.
- Muñoz Martín, A. (1997). Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del tajo desde el oligoceno hasta la actualidad. PhD Thesis, Univ. Complutense De Madrid.
- Muñoz Martín, A., De Vicente, G., & Giner, J. L. (2003). Análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y su relación con la sismicidad en el borde oriental de la cuenca del tajo (españa central). Boletín Geológico y Minero, 114(1), 103-120.
- Muñoz, G., Ritter, O., & Moeck, I. (2010). Magnetotelluric exploration of the gross schönebeck low enthalpy geothermal reservoir. Paper presented at the Proceedings World Geothermal Congress. Bali. Indonesia.
- Rao, A., & Rubin, E. (2002). A technical, economic, and environmental assessment of amine-based CO₂ capture technology for power plant greenhouse gas control -American Chemical Society. doi:- 10.1021/es0158861.
- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 66(1), 174-187. doi:10.1190/1.1444893
- Ruiz Rivas, C. (2009). Almacenamiento geológico de CO₂: Criterios de selección de emplazamientos. Paper presented at the CONAMA 2009. Madrid, Spain.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In M. N. Nabighian (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics. (pp. 641-711) Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- Wannamaker, P. E., & Doerner, W. M. (2002). Crustal structure of the ruby mountains and southern carlin trend region, nevada, from magnetotelluric data. Ore Geology Reviews, 21(3-4), 185-210. doi:DOI: 10.1016/S0169-1368(02)00089-6.
- Weidelt, P. (1985). Construction of conductance bounds from magnetotelluric impedances. J. Geophys., 57, 191-206.

Resultados preliminares de la caracterización magnetotelúrica 3-D del subsuelo de la Planta de Desarrollo Tecnológico de Hontomín (Burgos) para el almacenamiento geológico de CO₂

Preliminary results of the 3-D magnetotelluric characterization of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos) for geological storage of CO_2

Xènia Ogaya^(1,2), Pilar Queralt⁽²⁾, Juanjo Ledo⁽²⁾, Álex Marcuello⁽²⁾ y Alan G. Jones⁽³⁾

⁽¹⁾Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN), II Avda. Compostilla 2, Ponferrada 24404, Spain. xenia.ogaya@ciuden.com

⁽²⁾GEOMODELS Research Institute, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, Barcelona 08028, Spain. <u>xeniaogaya@ub.edu</u>

⁽³⁾Dublin Institute for Advanced Studies, Geophysics, 5 Merrion Square, Dublin 2, Ireland.

SUMMARY

Magnetotelluric (MT) data are providing a resistivity baseline model of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos, Spain) for geological storage of CO_2 . In total, 109 broadband magnetotelluric (BBMT) soundings were acquired in the area covering an extent of 3 x 4 km². The data are organized mainly along five north-south profiles, each of around 4 km in length, in the period range of 0.001 to 100 s. The stations were deployed at approximately 200 m intervals and the average distance between profiles was 500 m. This paper presents the dimensionality analysis of the data using the WALDIM code (Martí et al., 2009) based on the rotational invariants of the impedance tensor and the MTMAP code (Alan G. Jones) based on the phase tensor. The results provide new information about the geoelectrical structure of the study area and help to face successfully the inversion and modelling process of the data. The dimensionality analysis confirms the validity of the two-dimensional resistivity model obtained previously and shows the one-dimensional character of the shallow structures in the southern region of the study area. However, it reveals a threedimensional (3-D) behaviour of the geoelectrical structures in depth. Consequently, it concludes affirming that the geoelectrical baseline model of the Technology Demonstration Plant of Hontomin will be compute using different 3-D inversion codes in the period range of 0.001 to 10 s because the electromagnetic noise dominates the signal at periods longer than 10 s.

1. INTRODUCCIÓN

La captura y almacenamiento de dióxido de carbono (CO2), comúnmente conocido por las siglas CAC, constituye una de las soluciones propuestas en la actualidad para reducir el número de emisiones de este gas a la atmosfera. El objetivo es capturar el CO₂ de las grandes fuentes puntuales y transportarlo hasta lugares aptos para su almacenamiento. El CO2 es inyectado en los poros de una formación permeable (reservorio) donde queda confinado. El reservorio se halla cubierto por una formación impermeable (sello) que evita el retorno del gas a la superficie (IPCC, 2005). El CO₂ es inyectado a profundidades cercanas a los 800 metros, nivel en el que alcanza condiciones supercríticas (Tc=31.1°C y Pc=7.38 MPa); en estas condiciones, el CO2 sigue comportándose como un gas ocupando todo el volumen disponible pero presenta una mayor densidad. De este modo, el almacenamiento es más efectivo y seguro pues se reducen las fuerzas de empuje (Bachu, 2003). En España, los acuíferos salinos ofrecen el escenario más favorable para almacenar geológicamente el CO2 (Pérez-Estaún et al., 2009). Por ello, la Fundación Ciudad de la Energía-CIUDEN ha establecido una Planta de Desarrollo Tecnológico (PDT) en la localidad burgalesa de Hontomín para estudiar el almacenamiento de CO₂ en un acuífero salino profundo. El proyecto está parcialmente financiado por el Gobierno de España y por la Unión Europea a través del European Energy Programme for Recovery. El presente trabajo constituye una de las componentes de este proyecto en curso.

Hasta la fecha, el almacenamiento geológico de CO_2 se ha llevado a cabo tanto en contextos terrestres como marinos y a escala tanto piloto como industrial (Global CCS Institute, 2011). En todos ellos, destaca el papel del monitoreo como elemento clave para localizar y seguir la evolución de la pluma de CO_2 durante y después de la inyección y ser capaces así, de detectar cualquier tipo de comportamiento anómalo o fuga. En definitiva, el monitoreo del complejo permite asegurar el cumplimiento de las condiciones de seguridad requeridas. Dado que la migración de la pluma tiene lugar a distintas escalas, una gran variedad de técnicas deben ser utilizadas de forma complementaria (Giese et al., 2009; Sato et al., 2011; JafarGandomi & Curtis, 2011). El trabajo desarrollado en el campo de la exploración de hidrocarburos ha proporcionado cierta experiencia en este aspecto (Hoversten et al., 2003; Harris & MacGregor 2006; Harris et al., 2009). En este contexto, las técnicas geofísicas se presentan como muy apropiadas para la caracterización y monitoreo del complejo reservorio y la evaluación de su integridad. Entre ellas, los métodos electromagnéticos (EM) destacan por ofrecer ese alto grado de complementariedad necesario entre las distintas escalas de interés y ser sensibles a la conductividad eléctrica. Este segundo aspecto resulta muy interesante en el caso de fluidos acuosos (acuífero salino) pues la conductividad eléctrica depende fuertemente de la salinidad, la temperatura, la porosidad, la conectividad del poro, la saturación y la presión (Bedrosian, 2007). En el almacenamiento de CO2 en acuíferos salinos esta relación se hace aún más adecuada pues la presencia del gas en el interior del poro remplaza una fracción del fluido contenido reduciendo el volumen disponible para la conducción iónica (Bourgeois & Girard, 2010; Nakatsuka et al., 2010). Como consecuencia, tras la inyección se experimenta un incremento de la resistividad eléctrica que puede ser detectado y que permite estimar la concentración de CO2 en los poros de la formación mediante métodos eléctricos y electromagnéticos (Nakatsuka et al., 2010; MacGregor, 2012).

El éxito del proceso de monitoreo vendrá en base a la calidad de la caracterización llevada a cabo en la zona de estudio en la situación de pre-inyección. Conocer en detalle la estructura y construir un modelo inicial de propiedades es básico para detectar y evaluar correctamente los cambios que se produzcan una vez iniciada la inyección. Los datos magnetotelúricos (MT) adquiridos en la zona de Hontomín, se enmarcan dentro de la caracterización geoeléctrica de la PDT y proporcionarán el modelo geoeléctrico inicial de la misma; este modelo tridimensional constituirá la base sobre la que llevar a cabo los distintos estudios de monitoreo. El presente trabajo presenta el análisis de dimensionalidad de los datos magnetotelúricos adquiridos. El objetivo es conocer para cada uno de los sondeos y a distintos rangos de periodos, que dimensionalidad presenta la estructura geoeléctrica. Este estudio será clave para conocer en detalle la estructura y poder abordar con éxito la posterior etapa de inversión y modelado de los datos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en Hontomín (figura 1) en el margen sur-oeste de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineo occidental, norte de España), entre el cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria y la falla de Ubierna. La Cuenca Vasco-Cantábrica fue una cuenca extensional (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) íntimamente ligada a la extensión del Atlántico Norte y a la apertura del Golfo de Vizcaya (Le Pichon & Sibuet, 1971; Montadert et al, 1979; Ziegler, 1988; Vera, 2004). En el Mesozoico, la cuenca se rellena de una gruesa secuencia de sedimentos que se superponen a un paquete de evaporitas del Triásico Superior. En el Cretácico Superior, la apertura del Atlántico Sur produce la convergencia y colisión de las placas Ibérica y Euroasiática, generando el orógeno pirenaico (Boillot & Capdevila, 1977; Boillot & Malod, 1988; Roest & Srivastava, 1991; Muñoz, 1992). Durante este período, las anteriores cuencas mesozoicas se invierten y se incorporan al orógeno pirenaico.



Figura 1 – Localización de Hontomín y área de estudio. Se indica la posición de los 109 sondeos MT adquiridos junto al nombre de cada perfil y la ubicación de los 4 pozos de exploración perforados en el pasado. (Hontomín location and study area. It is shown the position of the 109 MT soundings together with the name of each profile and the location of the four exploration wells drilled in the past.)

La región de Hontomín constituye una zona de interés petrolero desde los años 60, hecho que ha permitido disponer de información geológica y geofísica de gran valor. Los perfíles sísmicos y los pozos perforados en el pasado muestran una estructura en forma de domo anticlinal de la sucesión Mesozoica y Cenozoica, en cuyo núcleo se encuentran evaporitas del Triásico Superior (facies del Keuper).

La secuencia estratigráfica muestra varios niveles sello y reservorio conocidos en la zona gracias a la citada exploración petrolera. En Hontomín, existe un reservorio de hidrocarburos en las calizas jurásicas; el sello lo constituyen las margas. Por otra parte, en el campo de Ayoluengo, se explotan hidrocarburos en paleocanales de la serie del Purbeck siendo el sello las arcillas de la propia formación y las series Wealdenses. Existen más niveles reservorio en la formación Utrillas y en los niveles de calizas del Cretácico superior; sin embargo, en Hontomín, son muy superficiales y no resultan de interés en este estudio.

En base a la información disponible, se prevé la inyección en la base del reservorio carbonatado, alrededor de los 1500 m de

profundidad. De este modo, el acuífero salino formado por una secuencia de unos 100 m de grosor de calizas del Jurásico Inferior (Formación Sopeña y parte superior de la Formación Puerto de la Palombera), actuará como reservorio principal. Los cuatro niveles de pizarras negras interestratificadas en las margas del Jurásico Inferior (Formación Camino) constituirán el sello principal. El sistema reservorio-sello secundario se localiza en las facies del Purbeck y del Weald (Jurásico Superior- Cretácico Inferior): las intercalaciones de conglomerados, areniscas y lutitas aseguran una adecuada trampa estratigráfica que evitará la migración de CO_2 a superficie (figura 2).



Figura 2 – Columna estratigráfica de la zona de estudio mostrando materiales del Triásico al Cretácico. Los sistemas reservorio-sello principal y secundario aparecen indicados. (Stratigraphic column of the study area showing Triassic to Cretaceous materials. Primary and secondary reservoir-seal systems are indicated.)

3. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico es una técnica electromagnética pasiva (con fuente natural) que permite inferir las propiedades eléctricas del subsuelo. Se basa en la medida simultánea en superficie de las variaciones del campo EM natural. Los orígenes del método para la exploración geofísica se atribuyen a Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) que establecieron las bases teóricas. En esta breve descripción sólo se presentaran aspectos fundamentales del método, para una descripción más detallada consultar los artículos de MTnet –www.mtnet.com-.

En magnetotelúrica, el campo EM incidente es tratado como ondas planas que se propagan verticalmente hacia el interior de la Tierra. Al ser la Tierra conductora, estas ondas EM se propagan difusivamente y su penetración depende de la frecuencia de oscilación (ω) y de la conductividad (σ) del medio que penetran. El parámetro *skin-depth* (δ ; ecuación 1) permite estimar la longitud de penetración de la onda, es decir, la distancia a la cual los campos EM ven atenuado un factor *e* su amplitud en superficie:

$$\delta = \sqrt{2/\mu\sigma\omega} \tag{1}$$

La permeabilidad magnética μ tipicamente se asume igual a μ_0 pues para la mayoría de materiales que componen la Tierra la permeabilidad del medio no difiere mucho de la del vacio.

Las variaciones del campo EM registradas en superficie (datos de campo) son luego transformadas al dominio de las frecuencias – procesado de los datos-. El tensor de impedancias $Z_{ij}(\omega)$ es un tensor complejo de segundo rango que relaciona las amplinudes y las fases de las componentes horizontales registradas del campo

eléctrico (E) y magnético ($H = B/\mu_0$); es funciór de la frecuencia (ecuación 2),

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$
(2)

Las componentes del tensor de impedancias permiten derivar las funciones de respuesta magnetotelúrica: la resistividad aparente $\rho_{a_{ij}}$ (ecuación 3)

$$\rho_{a_{ij}}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} \left| Z_{ij}(\omega) \right|^2 \tag{3}$$

y la fase φ_{ij} (ecuación 4),

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{Im Z_{ij}(\omega)}{Re Z_{ij}(\omega)} \right]$$
 (4)

La referencia remota (RR) es una técnica muy utilizada en el procesado pues permite mejorar la calidad de los datos adquiridos en zonas ruidosas. El método fue introducido por Gamble et al. (1979) y consiste en la medida simultanea del campo magnético en la zona de estudio y en una posición remota. El objetivo es eliminar la parte incoherente del ruido asumiendo que la parte no contaminada (señal natural) del campo inducido es coherente pese la distancia.

El análisis del tensor de impedancias permite conocer la dimensionalidad de la estructura geoeléctrica estudiada. De este modo, en el caso unidimensional (1-D), la conductividad es sólo función de la profundidad y el tensor de impedancias adopta la forma que muestra la ecuación 5:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix}$$
(5)

En una Tierra bidimensional (2-D), la conductividad varía a lo largo de una dirección lateral y en profundidad. La dirección a lo largo de la cual la conductividad no varía se conoce como dirección *strike*. En este caso particular, el campo eléctrico y el campo magnético son ortogonales y el tensor de impedancias equivalente puede ser desacoplado en dos modos indepandientes (ecuación 6):

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \xrightarrow{\mathfrak{h}_{sf} \mathfrak{strike}} \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix}$$
(6)

El modo TE (*Transverse Electric*) describe la respuesta de las corrientes eléctricas que circulan a lo largo de la estructura (paralelas a la dirección *strike*) y el modo TM (*Transverse Magnetic*) describe la respuesta de las corrientes que circulan a través de la estructura (perpendiculares a la dirección *strike*). Así pues, los modos TE y TM satisfacen el principio de complementariedad. En el caso de una estructura tridimensional (3-D), la conductividad varía a lo largo de todas las direcciones y en consecuencia, el tensor de impedancias no puede desacoplarse.

Existen distintos métodos con los que abordar el análisis de la dimensionalidad de las estructuras. El código WALDIM (Martí et al., 2009) por ejemplo, se basa en los parámetros invariantes bajo rotación del tensor de impedancias presentados por Weaver et al. (2000). Otra técnica consistente en estudiar el tensor de fases. Este tensor o matriz compleja se define como el producto del tensor inverso de la parte real de $Z_{ij}(\omega)$ por el tensor de la parte compleja de $Z_{ij}(\omega)$ (Caldwell et al., 2004). La ventaja que ofrece este segundo método frente a otros es que no está afectado por distorsión galvánica. Es decir, no está afectado por los campos creados por las acumulaciones de cargas que se producen básicamente en las superfícies de los pequeños cuerpos superficiales y que dan lugar a una perturbación de la respuesta inductiva. Chaves & Jones (2012) presentan una descripción y comparación de estas metodologías avanzadas.

4. DATOS MAGNETOTELÚRICOS: PROCESADO Y ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD

La caracterización geoeléctrica de la PDT de Hontomín se llevó a cabo a través de dos campañas magnetotelúricas; la primera tuvo lugar en primavera de 2010 y la segunda, en otoño de 2010. En total, 109 sondeos magnetotelúricos de banda ancha fueron adquiridos en el área de estudio cubriendo una extensión de 3 x 4 km² (figura 1). Los datos se organizan básicamente a lo largo de 5 perfiles norte-sur de 4 km de extensión (MTA, MTB, MTC, MTD y MTE). La distancia aproximada entre estaciones es de 200 m y la distancia entre perfiles es de entorno 500 m. Se abarcó el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y los 100 s a fin de alcanzar con seguridad las profundidades de interés. La instrumentación utilizada consistió en equipos ADU06 y ADU07 de Metronix y en un equipo Phoenix V8. Con la intención de minimizar el efecto del ruido en los datos, se instaló una estación remota 20 km al norte de la zona de estudio que registró a lo largo de ambas campañas. Asimismo, se llevaron a cabo registros de entre 24 y 48 horas para disponer de datos suficientes como para minimizar el ruido por estadística. El eje de las x se orientó en la dirección norte-sur magnético señalando el norte y el eje de las y, en la dirección este-oeste magnético señalando el este.



Figura 3 – Respuestas magnetotelúricas correspondientes al sondeo MTA16. Se observa como el ruido domina la señal para periodos superiores a los 10 s. (*Magnetotelluric responses at site MTA16. At periods exceeding 10 s, the noise dominates the signal.*)

Con el fin de derivar respuestas magnetotelúricas (resistividad aparente y fase) óptimas en todas los sondeos, se emplearon códigos de procesado robustos (Gamble et al., 1979 y Egbert & Booker, 1986) utilizando referencia remota (RR). Dada la importante presencia de ruido EM en la zona (generadores eólicos, líneas de alta tensión y una población cercana entre otros) el método de la RR resultó clave en la mejora de la calidad de los datos magnetotelúricos. En las respuestas magnetotelúricas obtenidas (figura 3) sin embargo, se observa como para periodos superiores a los 10 segundos las fases decaen a 0º y las curvas de resistividad aparente presentan pendientes de 45º. Este hecho evidencia que el ruido domina la señal en estos periodos y en consecuencia, en la posterior etapa de análisis de dimensionalidad, se trabajó en el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y los 10 s.

El análisis de la dimensionalidad de los datos se llevó a cabo mediante el estudio de invariantes rotacionales a través del código WALDIM y mediante el estudio del tensor de fases a través del código MTMAP de Alan G. Jones. El objetivo era determinar la dimensionalidad de la estructura geoeléctrica para cada sondeo y en distintos periodos. Con el código WALDIM, se asumió un error del 5% en los datos y se trabajó con valores umbrales $\tau = 0.19$ y τ_Q = 0.10; los resultados se muestran en la figura 4. Este código permite trabajar con rangos de periodos y en consecuencia, se analizó la dimensionalidad de los datos por décadas: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s y 1-10 s. Con el código MTMAP, se analizaron directamente los datos de campo para 4 periodos promedio distintos: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s y 3 s; los resultados obtenidos se muestran en la figura 5.



Figura 4 – Mapa de dimensionalidad calculado mediante el código WALDIM para 4 rangos de periodos distintos: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s (sistemas reservorio-sello principal y secundario) y 1-10s. (Map of dimensionality computed using the WALDIM code for four different period ranges: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s (primary and secondary reservoir-seal systems) and 1-10 s.)

5. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD Y DISCUSIÓN

La figura 4 muestra los resultados obtenidos en el análisis de dimensionalidad llevado a cabo con el código WALDIM. Como se indica, cada dimensionalidad va asociada a un color distinto. De este modo, el color blanco representa los puntos 1-D; el color verde agrupa todos los casos 2-D (caso 2-D propiamente dicho, caso 3-D/2-D general donde se observa una estructura 2-D con distorsión galvánica y los casos indistinguible 3-D/2-D y 3-D/1-D donde la distorsión galvánica no permite recuperar el strike de la estructura); por último, el color rojo representa los casos 3-D. Analizando los resultados se observa como los periodos más cortos (que alcanzan estructuras más superficiales) presentan un carácter más 1-D/2-D y como a medida que aumenta el periodo y se penetra en estructuras más profundas, predomina una estructura 3-D. El strike aparece indicado por líneas negras de longitud inversamente proporcional a su error.

Para estudiar en detalle estos resultados, es de gran utilidad tener presentes los resultados obtenidos en la primera fase de la caracterización geoeléctrica de Hontomín. Como se ha mencionado, en la primavera de 2010 se realizó una primera campaña magnetotelúrica en la que se adquirieron los datos correspondientes al perfil MTD. La modelización e inversión de dicho perfil proporcionó el primer modelo 2-D de resistividades de la zona de estudio. Entre otras cosas, el modelo 2-D obtenido (Ogava et al, 2013) permitió localizar los sistemas reservorio y el sello principal y secundario entre los 0.1 y 1 s y determinar un strike de 86°E. Asimismo, permitió visualizar con claridad una falla en la región sur del perfil MTD que, de acuerdo con estudios posteriores y como muestra el propio modelo 3-D de resistividades preliminar (Ogaya et al, 2012), parece extenderse en dirección EW como se indica en la figura 4 (subfigura correspondiente a los 0.001-0.01s). Los estudios realizados parecen indicar que la falla no aflora.



Figura 5 – Mapa del tensor de fases para 4 periodos distintos: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s y 3 s. El tensor de fases aparece representado por elipses. El azimut del semieje mayor corresponde a la dirección del strike y el color indica el valor del ángulo β (ángulo skew). (Phase tensor map at 4 different periods: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s and 3 s. The phase tensor is represented by ellipses. Semimajor axis azimuth corresponds to the strike direction and the skew angle β is indicated by colours.)

De este modo y retomando el estudio de los resultados obtenidos en el análisis de dimensionalidad con el código WALDIM, se observa que éstos están en concordancia con los resultados obtenidos previamente. En el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y 0.01 s (estructuras superficiales), se evidencia un comportamiento claramente 1-D en la región al sur de la falla. Asimismo, se observa como el strike de la estructura en general oscila entre los 45-90°E siguiendo la tendencia de la falla. En referencia al perfil MTD, se aprecia como inclusive a la profundidad de las unidades reservorio y sello principal y secundario (0.1-1 segundos) presenta un comportamiento predominantemente 2-D, poniendo de manifiesto la validez del modelado 2-D llevado a cabo y en consecuencia, del modelo 2-D obtenido.

La figura 5 muestra los resultados obtenidos al representar el tensor de fases directamente a partir de los datos de campo con el código MTMAP. Se presenta un periodo para cada uno de los rangos de periodos estudiados con el código WALDIM para así determinar si existe una importante distorsión galvánica en los datos y estimar

hasta que punto ésta condiciona los resultados obtenidos con el método anterior. Dado que no ha existido tratamiento previo de los datos se observa como algunos de los sondeos no presentan datos en los periodos estudiados. Las elipses de la figura representan el tensor de fases. El azimut del semieje mayor corresponde al strike; cuanto mayor es la diferencia entre las longitudes del semieje mayor y menor de la elipse, más compleja es la dimensión de la estructura geoeléctrica (de este modo, el caso 1-D corresponde a un círculo). En colores se indica el valor del ángulo β (ángulo *skew*) que es un indicador del carácter 3-D de la distribución de conductividades ($\beta =$ 0 en el caso de una estructura regional 2-D).

A grandes rasgos, los resultados son coherentes con los obtenidos con el código WALDIM. Se muestra una vez más, como a medida que aumenta el periodo (aumenta la profundidad), la estructura se torna más compleja adquiriendo básicamente un carácter 3-D. En la región al sur de la falla, a nivel superficial (0.003 segundos), se observa una estructura muy 1-D. Asimismo, nuevamente se aprecia el carácter 2-D de los datos correspondientes al perfil MTD a lo largo de todos los periodos estudiados y en consecuencia, la validez del modelo 2-D obtenido. Recordando que en la determinación del strike existe una ambigüedad de 90° pues no es posible determinar si las fases mínimas y las fases máximas pertenecen al modo TE o al modo TM, se concluye que los strikes obtenidos son compatibles con los calculados por el método anterior (en general, contenidos entre los 45-90°E). Se infiere por tanto, que la distorsión galvánica en la zona no es importante.

6. CONCLUSIONES

El análisis de dimensionalidad de los datos magnetotelúricos adquiridos en la zona de Hontomín pone de manifiesto un marcado carácter tridimensional de las estructuras geoeléctricas en profundidad y sugiere la necesidad de llevar a cabo una inversión magnetotelúrica 3-D de los datos. Las curvas de resistividad aparente y fase muestran que el ruido EM existente en la zona de estudio domina la señal en periodos superiores a los 10 segundos. En consecuencia, el análisis de dimensionalidad se ha llevado a cabo para periodos comprendidos entre los 0.001 segundos y los 10 segundos. De este modo, éste deberá ser también el rango de periodos empleado en la inversión de los datos magnetotelúricos.

Asimismo, los resultados obtenidos analizando los invariantes rotacionales del tensor de impedancias y el tensor de fases son coherentes y permiten abordar el proceso de inversión y modelado disponiendo de un mayor conocimiento de la estructura. El estudio presentado confirma la validez del modelo 2-D de resistividades obtenido previamente y muestra la existencia de una zona de marcada estructura superficial 1-D en la región sur del área de estudio que, de acuerdo con anteriores trabajos, se asociaría a la región al sur de una falla EW.

Este trabajo permite concluir afirmando que se llevará a cabo una inversión 3-D de los datos magnetotelúricos utilizando distintos códigos de inversión 3-D: inversión comercial 3-D de Winglink® (Mackie & Madden, 1993), WSINV3DMT (Siripunvaraporn et al., 2005) y modEM (Egbert & Kelbert, 2012). Se invertirán los 4 elementos del tensor de impedancias (8 respuestas) y más de 16 periodos comprendidos en el rango de estudio. La topografía será incluida en los casos que sea posible.

10. AGRADECIMIENTOS

Este proyecto está financiado con fondos del Ministerio de Industria, Turismo y Comercio del Gobierno de España a través del acuerdo CIUDEN-UB para el Desarrollo y Adaptación de Técnicas Electromagnéticas: Caracterización de Almacenes. Este proyecto está cofinanciado por la Unión Europea a través del proyecto Planta de Desarrollo Tecnológico de Compostilla OXYCFB300 dentro del European Energy Programme for Recovery. Este trabajo también se desarrolla en el marco del proyecto Español MCI PIERCO2 (CGL2009-07604) y del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED), proyecto P711RT0278. Xènia Ogaya dispone en la actualidad de una beca de la fundación CIUDEN para la formación de personal investigador. Los autores agradecen al grupo EXES-UB su ayuda en la adquisición de los datos magnetotelúricos.

7. REFERENCIAS

- Bachu, S. (2003): "Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO2 in geological media in response to climate change". Environmental Geology, 44, 277-289, doi: 10.1007/s00254-003-0762-9.
- Bedrosian, P. A. (2007): "MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and process". Surv Geophys, 28, 121-167.
- Boillot, G. and R. Capdevila (1977): "The Pyrenees: subduction and collision?". Earth and Planetary Science Letters, 35, 151-160. Boillot, G. and J. Malod (1988): "The North and North-West Spanish continental
- Bolhor, G. and J. Malou (1986). The Form and Form-west spatial continental margin". Revista de la Sociedad Geológica de España, 1, 295-316.
 Bourgeois, B. and J.F. Girard (2010): "First Modelling Results of the EM Response of a CO₂ Storage in the Paris Basin". Oil & gas Science and Technological- Rev. IFP, 65, 4, 597-614, doi: 10.2516/ogst/2009076.
- Caldwell, T.G., H.M. Bibby and C. Brown (2004): "The magnetotelluric phase tensor". *Geophys. J. Int.*, **158**, 457-469. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.
- Cagniard, L. (1953): "Principe de la métode magnéto-tellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique". Ann. Geophys., 9, 95-125. Chaves, A. D. and Jones, A. J. (2012): "The magentotelluric Method. Theory and
- Practice". Cambridge. 552p. Egbert, G.D. and J.R. Booker (1986): "Robust estimation of Geomagnetic
- transfer functions". Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 87, 173-194.
- Egbert, G.D. and A. Kelbert (2012): "Computational Recipes for EM Inverse Problems". Geophys. J. Int, 189, 1, 251-267.
- Gamble, T.D., W.M. Goubau and J. Clarke (1979): "Magnetotellurics with a remote magnetic reference". Geophysics, 44, 53-68.
- Giese, R., J. Henninges, S. Lüth, D. Morozova, C. Schmidt-Hattenberger, H. Würdemann, M. Zimmer, C. Cosma, C. Juhlin, and CO2SINK Group (2009): "Monitoring at the CO₂SINK Site: A Concept Integrating Geophysics, Geochemistry and Microbiology". Energy Procedia, 1, 2251-2259, doi: 10.1016/j.egypro.2009.01.293
- Global CCS Institute (2011): "The Global Status of CCS: 2011". Global CCS Institute, Canberra, Australia, ISBN: 978-0-9871863-0-0.
- Harris, P. and L. MacGregor (2006): "Determination of reservoir properties from the
- integration of CSEM and seismic data". First break, 24, 15-21.
 Harris, P., Z. Du, L. MacGregor, W. Olsen, R. Shu and R. Cooper (2009): "Joint interpretation of seismic and CSEM data using well log constraints: an example from Luva Field". First break, 27, 73-81.
- Hoversten, G.M., R. Gritto, J. Washbourne and T. Daley (2003): "Pressure and fluid saturation prediction in a multicomponent reservoir using combined seismic and electromagnetic imaging". Geophysics, 68, 5, 1580-1591, doi: 10.1190/1.1620632.
- IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change (2005): "IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage". Cambridge U. Press, Cambridge, UK, pp.195-276 (Chapter 5).
- JafarGandomi, A. and A. Curtis (2011): "Detectability of petrophysical properties of subsurface CO2-saturated aquifer reservoirs using surface geophysical methods". The Leading Edge, **30**, 10, 1112-1121.
- Le Pichon, X. and J.C. Sibuet (1971): "Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean opening". Earth and Planetary Science Letters, 12, 83-88. MacGregor, L. (2012): "Integrating seismic, CSEM, and well log data for reservoir
- characterization". *The Leading Edge*, **31**, 3, 268-277. Mackie, R. L. and T.R. Madden (1993): "Three dimensional magnetotelluric inversion
- using conjugate gradients". Geophysical Journal International, 115, 215-229
- Martí, A., P. Queralt and J. Ledo (2009): "WALDIM: a code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor". *Comput. Geosci.*, **35**, 2295-2303.
- Montadert, L., O. de Charpal, D. Roberts, P. Guennoc and J.C. Sibuet (1979): "Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes", in: Talwani, M., W. Hay and W.B.F Ryan (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Ser., vol. 3, AGU, Washigton, D.C., pp. 154-186, doi: 10.1029/ME003p0154.
- Muñoz, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section", in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 235-246.
- Nakatsuka, Y., Z. Xue, H. Garcia and T. Matsuoka (2010): "Experimental study on CO2 monitoring and quantification of stored CO2 in saline formations using resistivity measurements". Int. Greenhouse Gas Control, 4, 209-216, doi: 10.1016/j.ijggc.2010.01.001.
- Ogaya, X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà (2013): "First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO₂ geological storage: A magnetotelluric characterization". International Journal of Greenhouse Gas Control, Vol. 13, 168-179, doi: 10.1016/j.ijggc.2012.12.023
- Ogaya, X., P. Queralt, J. Ledo, A. Marcuello and A.G. Jones (2012): "Preliminary results of the 3D magnetotelluric characterization of the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos, Spain)". Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-5425, 2012. EGU General Assembly 2012.
- Pérez-Estaún, A., M. Gómez and J. Carrera (2009): "El almacenamiento geologic de CO2, una de las soluciones al efecto invernadero./Geological storage of CO2, one of the solutions to the greenhouse effect". Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 17, 2 179-189 ISSN: 1132-9157
- Roest, W.R. and S.P. Srivastava (1991): "Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present". Geology, 6, 613-616.

- Sato, K., S. Mito, T. Horie, H. Ohkuma, H. Saito, J. Watanabe and T. Yoshimura (2011): "Monitoring and simulation studies for assessing macro- and meso-scale migration of CO2 sequestered in an onshore aquifer: Experiences from the Nagaoka pilot site, Japan". Int. J. Greenhouse Gas Control, 5, 125-137, doi:
- 10.1016/j.ijgc.2010.03.003.
 Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury and M. Uyeshima (2005): "Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method". *Phys. Earth Planet.* Interior., 150, 3–14.

Tikhonov, A.N. (1950): "On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust". *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*,**73**, 295-297.

- Vera, J.A. (2004): "Geología de España". SGE-IGME, Madrid, ISBN: 978-84-7840-546-6.
- Weaver, J.T., A.K. Agarwal and F.E.M. Lilley (2000): "Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants". *Geophysical Journal International*, 141, 321-336.
 Ziegler, P. A. (1988): "Late Jurassic–Early Cretaceous Central Atlantic Sea-Floor Spreading, Closure of Neo-Tethys, and Opening of Canada Basin", in: Ziegler,
- P.A. (Ed.), Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Memoirs 43, Tulsa, 63-82.

Mapping of water content distribution in sandy soil through electrical resistivity measurements

Farzamian, M., Monteiro Santos, F. A., Soares, A. and Bernardo, I.

Universidade de Lisboa, IDL, Campo Grande Ed. C8, 1749-016 Lisboa, Portugal, mohammadfarzamian@fc.ul.pt

SUMMARY

Studies of water content distribution in the vadose zone were conducted by collecting one electrical Schlumberger sounding along the same profile on 3 days and also taking 30 samples from 3 boreholes near the profile during the experiment on the same days. For this purpose, the particle size distribution, bulk density and particle density of samples have been analyzed in the Lab to estimate hydrologic parameters. Hydrologic parameters and atmospheric upper layer and constant water content lower layer boundary conditions were considered to simulate a 1D-dimensional infiltration experiment with HYDRUS-1D.

The resistivity data were inverted and the bulk electrical resistivity model has been converted to water content distribution map using established resistivity-water content changes relationships. Finally, the models were compared and evaluated with the soil sample water content that had been taken at the same time.

1. INTRODUCTION

Recent researches have shown that geophysical surveys using non invasive methods are a viable alternative to traditional techniques for hydrologic characterization. The capability of electrical resistivity tomography (ERT) in monitoring fluid movement in porous media has been shown in several studies (Binley et al., 1996; Daily et al., 1992; Hagrey and Michaelsen, 1999; Park, 1998). The repetition of geophysical measurements over time may yield information particularly for the definition of those hydrologic variables that are time dependent, such as water content changes with regard to the transient nature of water movement in the subsurface. Through a correlation of known conditions to measured responses (e.g., Archie, 1942; Feng and Sen, 1985), the geophysical data are mapped as hydrogeology variables of water content (Topp et al., 1980), hydraulic conductivity (Slater and Glaser, 2003) or clay content and salinity (de Lima and Niwas, 2000; Shevnin et al., 2007). Preliminary results of a monitoring program of water infiltration using ERT will be presented in this paper.

2. THEORETICAL CONCEPTS

Soil is a medium consisting of grain matrix, air, and water. With regard to electrical resistivity, soil water is the most important parameter, (Saarenketo, 1998). The widely used relationship between resistivity and soil moisture is expressed as (Archie, 1942)

$$\rho_2 = a \Phi^{-m} S^{-n} \rho_w \tag{1}$$

where a, m, and n are petrophysical constants that are characteristic of the porous medium, Pa is the resistivity of the

porous medium, $P_{\mathbf{w}}$ is the pore-water resistivity, Φ is the porosity, and S is saturation, which is the ratio of the water content and porosity. The moisture content of a porous media is generally the only factor that undergoes dramatic changes during an infiltration event, and the changes in resistivity can be related to changes in the moisture content.

In this paper, we present a procedure to obtain information on the soil water distribution of the soil in Samora Correia north east of Lisbon. In our approach we used empirical relationships between the resistivity model of data and saturation level of the samples which were taken along the profile just after collecting resistivity data. These data allow us to obtain the best fit of curve ρ vs. S based on the determination of the experimental data in the field, so we did not assume the validity of Eq. (1) to obtain more accurate relationship in our field of study

3. DATA ACQUISITION

A electrical Schlumberger sounding, with maximum current electrode (AB/2) expansion of 10 m, potential electrode expansion

(MN/2) of 0.25 m and electrode spacing of 0.5 m was performed on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and finally on 18th Jan 2012. Three soil cores to a depth of approximately 2 m were extracted from the site along of profile very close to middle of profile in the same day just after the data collection. These cores were sectioned into 0.2 m lengths and prepared for laboratory analysis of soil physical properties namely particle density, bulk density, texture and gravimetric moisture content. The particle size distribution analysis indicates a sand texture class with totally less than five percent clays and silt. The average particle density and bulk density were 2.65 and 1.66 respectively.

In addition, to determine changes in soil moisture from resistivity measurements, a 2D resistivity survey using Schlumberger electrode configurations was carried out in the same profile on 22th Oct 2011. Three soil cores down to a depth of approximately 2 m were extracted from the site along of profile at position 7, 10 and 15 meter (as shown in fig.1 by black arrows) in the same day just after the data collection. The apparent resistivity data were inverted using the program RES2DINV (Loke and Barker, 1996) and the inverse model resistivity section is shown in fig.1. The modeling results for this profile show very high resistivity values in the first 1.5 meter which indicate very dry sand in this zone, then the section shows a dramatic vertical decrease from more than 2000 ohm.m to less than 50 ohm.m at a depth of 3 meters. This sharp change is in broad agreement with the capillary transition zone above the water table. Then the relevant inverted data at positions 7, 10 and 15 meter were plotted as a function of saturation level (fig.2) to find out the best relationship between resistivity-water content changes. The best fit is given by following equation: p = 16.415-2.89

(2) This equation is used to convert resistivity model to water content distribution map in next section.

4. HYDROLOGICAL MODEL

Richards' equation is often used to describe variably saturated flow in porous media. In this study we assume that the retention and hydraulic conductivity functions can be represented by the parametric models of van Genuchten (1980). A total of five model parameters (θ r, θ s, α , n, and Ks) describe the hydraulic properties for soil layers where θ r is the residual moisture content, θ s is the saturated moisture content (or porosity), α and n are empirical parameters, and Ks is the saturated hydraulic conductivity. These five parameters were estimated using the ROSETTA software (Schaap et al., 2001) with regard the particle size distribution and bulk density of samples and were used as input to the onedimensional unsaturated flow and transport code HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 1998). Since the samples were taken during data collection and the water content of samples were obtained in the lab, initial conditions were developed based on the water content. The atmospheric boundary condition as upper layer and constant water content as lower layer boundary conditions were considered to simulate a one-dimensional infiltration experiment. The water content distribution on 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 which were extracted from HYDRUS-1D has been shown in fig.3 and 4 respectively.

5. RESISTIVITY MODEL

To obtain the true one-dimensional distribution of soil resistivity, the sounding data were inverted using the 1d inversion program (Monteiro Santos et al., 1997).

The inverted model of the sounding data on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 with the Schlumberger array is shown in Fig.5. These plots show very high resistivity values in the first 1-1.5 meter. A comparison of the modeling results on 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 with 22th Oct 2011 as reference shows the increase in resistivity in the vadose zone on 5th Dec 2011 and then the decrease on 18th Jan 2012. The resistivity variations are probably indicate the variations of water content during vertical infiltration after rainfall.

There is a dramatic decreasing of the resistivity after 1, 1.5 and 1.6 meter on the obtained model on 5th Dec 2011, 18th Jan 2012, and 22th Oct 2011 respectively. The sharp fall is related to considerable water content changes in the capillary transition zone. Due to water table rising after considerable rainfall after 22th Oct 2011, there is a gap between falling points on 22th Oct 2011 with 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012. The resistivity reaches to constant values (less than 50 ohm.m) in the water table level.

6. RESULT AND DISCUSSION

The results of water content distribution as a function of depth with regard HYDRUS 1D and resistivity model is shown in fig.6 and compared with the samples which were taken to the lab to measure water content as a reference. The Eq.2 was used to convert resistivity data to water content. A comparison of the models with the reference shows a good consistency between both models with the references in the vadose zone, but the resistivity model does not indicate an acceptable consistency with the reference in the capillary transition zone, however in the capillary transition zone, the HYDRUS 1D model shows better consistency with the reference and the resistivity model is not very accurate to map very sharp changes in the capillary transition.



Fig.1. The inverse model resistivity section with position of the soil cores on 22th Oct 2011.



Fig.2.Inverted resistivity data as a function of the effective saturation



Fig.3.Water content distribution on 5th Dec 2011







Fig.5.The inverted model of the vertical electrical sounding on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012







Fig. 7. Water content distribution with depth on 18th Jan 2012

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors sincerely acknowledge the financial support from the grant of IDL - PEST-OE/CTE-LA0019/2011-12 and FCT, Portugal to attend and present this work in the 7ahpgg conference in San Sebastian.

8. CONCLUSION

The resistivity method as a non-invasive and efficient method could be used to map water content distribution in the vadose zone, but it is not very accurate to map very sharp changes in the capillary transition zone. Using different geophysical methods such as GPR or EM38 in conjunction with resistivity method might improve our approach to predict water changes in the capillary transition zone.

9. REFERENCES

Archie, G.I. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Min. Metallurg. Eng. 146:54–62.

- Binley, A., S. Henry-Poulter and B. Shaw, 1996, Examination of Solute Transport in an Undisturbed Soil Column using Electrical Resistance Tomography, Water Resources Research, 32(4), p763-769
- Daily, W., A. Ramirez, D. LaBrecque, and J. Nitao. 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. Water Resour. Res. 28:1429–1442.
- de Lima, O.A.L., and S. Niwas. 2000. Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. J. Hydrol. 235:12–26.
- Feng, S., and P.N. Sen. 1985. Geometrical model of conductive and dielectric properties of partially saturated rocks. J. Appl. Phys. 58:3236–3243
- Hagrey, S. A., and J. Michaelson, 1999, Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany, Geophysics, 6464, 746-753
- Loke, M.H., and R.D. Barker. 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. Geophys. Prospect. 44:131–152
- Schaap, M.G., F.J. Leij, and M.Th. van Genuchten. 2001. ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J. Hydrol. 251:163–176
- Saarenketo, T. 1998. Electrical properties of water in clay and silty soils. J. Appl. Geophys. 40:73–88.
- Shevnin, V., A. Mousatov, A. Ryjov, and O. Delgado-Rodriquez. 2007. Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory measurements. Geophys. Prospect. 55:265–275.
- Šimůnek, J., M. Šejna, and M.Th. van Genuchten. 1998. Th e HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0. IGWMC TPS-70. Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden.
- Slater, L.D., and D.R. Glaser. 2003. Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. Geophysics 68:1542–1558.
- Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16:574–582.
- van Genuchten, M. T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892–898.
- Park, S., 1998, Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data, Geophysics, 6363, 41-51.
- Monteiro Santos, F. A., Dupis, A., Andrade Afonso, A.R. and L. A. Mendes-Victor, 1997. 1D joint inversion of AMT and resistivity data acquired over a graben.Journal of Applied Geophysics, 38, 115-1

The origins of groundwater salinity in some valleys at Santiago Island (Cape Verde)

Rui Goncalves^{(1),(3)}, Fernando Santos^{(2),(3)}, Paula Carreira⁽⁴⁾, Patrícia Represas⁽³⁾, Eugénio Almeida^{(1),(3)}

⁽¹⁾Unidade Departamental de Matemática e Física, Instituto Politécnico Tomar, Portugal,

⁽²⁾Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Universidade de Lisboa, Portugal,

⁽³⁾Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Portugal,

⁽⁴⁾Instituto Tecnológico e Nuclear, Sacavém, Portugal

SUMMARY

Some of the coastal valleys of the Santiago Island (Cape Verde Republic) have been experiencing an increase in salinity of groundwater. The most affected areas are the valleys where intense agricultural activity exists. To characterize and find out the salinity source, several methods have been applied; namely, hydrochemical and isotopic samples analyses, and geophysical electromagnetic transient soundings. The meteoric origin and also the water–rock interaction processes, does not alone explain the higher Chlorine loads measured at the groundwater. In some of the valleys, the geophysical profiles had shown resistivity structures that explain the high groundwater's conductivity values. The chemical difference in the valley's groundwater is also perfectly understandable in view of these geophysical observations, and two distinct origin sources mechanisms can be advanced.

1. CAPE VERDE SETTINGS

All the Cape Verde ten Islands have always had a problem of quantity and quality of available freshwater. This condition comes from the geographic location of these volcanic islands. It is the southernmost Macaronesian Atlantic archipelago, 640 km off the coast of Senegal, at western north Africa, figure 1. The prevailing semi-arid and arid climatic conditions seen at most of the islands, are consequence of archipelago location and Sahara desert influence. The constant north, northeast and east winds that blow for most of the year, brings almost no rain to the islands. The "rain season" happens only with the south and southwest winds monsoon, which blow between July and September-November. This season timespan, its rain amount and precipitation regime is irregular from year to year, leading frequently to extended drought periods.



Figure 1 – Cape Verde archipelago and Santiago's location.

Concerning the orography, the islands have small relief and gentle slopes, being almost flat, to the exception of the four major ones. As a result, mean annual rain amount is very small, around or less than 150 mm for the smallest and "flat islands". At the major island (Santiago, Santo Antão, Boavista and Fogo) the central mountainous allows greater rainfall amounts, with mean values that reach 300 mm/year. These higher mountains are below 2000 m altitude (exception to the 2829 m volcano summit at Fogo Island) and islands show a steep relief with relatively high slopes and eroded soils.

These factors, together with the usual season's episodes of heavy storms and high-intensity precipitation, produce torrential flow and floods in the valleys. Most of this superficial runoff waters is directly lost to the sea and also by evapotranspiration's process (Mannaerts and Gabriels, 2000). The remaining water (about 13%) infiltrates into the soil and feed the aquifer systems. With no permanent surface fresh water natural sources, the majority of the available waters come from the underground (water springs, dig wells and boreholes). The quality of this groundwater, which can be directly ascribed to its total dissolved salt content (hereafter TDS), is a major and growing problem. To characterize and investigate this salt origin, hydrochemical and isotopic samples analyses have been done and a geophysical survey was carried out with the transient electromagnetic method (hereafter TEM), at the Santiago Island.

2. SANTIAGO'S HYDROGEOLOGICAL SETTINGS

The Santiago Island is the biggest and most populated of the Cape Verde archipelago. As stated before, the sources of water for human consumption and irrigation fields had always been the natural springs and dug wells. The island's first boreholes for water extraction were done in the 70's of last century. With this newest source and a growing population, the demand and pressure over the groundwater resources is now reaching the limit. Overexploitation, especially at the coastal valleys, affects the water quality, increasing the TDS amount and its usefulness. Several episodes of saltwater land contamination have occurred near the cost, especially at the river-beds valleys, where high permeability geological materials predominate. Near the shoreline, these valleys are filled with alluvial material, which attain about ten to twenty meters thick, resting over basaltic formations that can be more or less fractured. Borehole log descriptions show that some clay layers also exist at these locations. The basaltic structures are predominant all over the island, and correspond to the several stages of Santiago's formation. The Vulcano-Stratigraphic sequence was established by Serralheiro (1974). Posterior and important contributions can be also found at Matos et al. (1979). At the higher places, the presence of the "Monte das Vacas" (MV) formation, composed by piroclastic materials with high permeability and porosity, allows the water to infiltrate. This groundwater leaks to lower levels, reaching to intermediate geological units, like the "Pico de Antónia" (PA) eruptive complex, which presents both under terrestrial and submarine facies (pillowlavas). The storage coefficient of the PA formation is relatively high, becoming the island most important reservoir of fresh water. This geological unit covers a more impermeable layer known as the Basic unit. This bottom unit shows a high degree of alteration, a high rate of compactness and low permeability.

The groundwater analyses showed that mineralization increases with the formations age (Pina et al., 2005). The water samples collect at the higher locations, far from the ocean, are of the type Na-HCO3, revealing the influence of the marine aerosol in the more recent waters. The samples from watersheds near the coast line are of Mg-Cl and Na-Cl type, figures 2 and 3. The presence of Na-Cl waters is dominant on samples from the valley areas, and has high TDS values (>1000 mg.l⁻¹). This translates into high values of electric conductivity (hereafter EC) and lower quality waters for drinking or land irrigation purposes. These same conclusions can be withdrawn from the isotopic water analyses ($\delta^{18}O/\delta^2H$), that confirm the meteoric origins and the mixtures between deeper and older water with the more recent and shallow water. The observed low levels Tritium values can be assigned as follows: at the valleys, near the coast line, the shallow waters are younger and show contemporary Tritium values, the deeper groundwater are a mixture of the shallow waters with oldest waters (Carreira et al., 2007). These older waters can have 30-40 (or more) years, as Tritium amounts are compatible with the past loads and its natural decay process. Similar values have been published at Akiti (1985) work.



Figure 2 - Santiago's groundwater Stiff pattern distribution, by hydrogeologic unit.



Figure 3 - Santiago's groundwater chemical composition Piper pattern distribution by hydrogeologic unit. Adapted from Pina (2009).

3. GEOPHYSICAL TEM SURVEY

The electromagnetic survey was conducted through the most important alluvial valleys with agriculture exploitations, where water problems exist. These places are located on the northwest (Tarrafal and Ribeira Grande), east (S.Miguel, Flamengos, Salto, Picos and Seca) and southeast coast (S.Domingos) of the island (Fig.4). The applied technique was the transient electromagnetic method, best suited to the arid and semi-arid environments and that can easily detect high conductive layers. The field equipment was the TEM-FAST 48 with a 25 or 50 m side square single-loop. The soundings resistivity models were computed from 1D inversion, 2D lateral constrain inversion (LCI) and 3D spatial constrain inversion (SCI) (Santos et al., 2011). This last inversion technique was only possible at the survey areas with spatially spread soundings (Tarrafal and S. Domingos). The stitched-together 1D cross section and 2D model's inversions profiles showed similar structures, although the 2D LCI perform better with queued side by side soundings. Survey results show deeper continuous conductive layers at several valleys. This conductive layer is not related to any actual seawater intrusion, only detected at the end part of the valleys, very near the sea. The hypothesis of a different Cl source, other than present seawater, seems to be confirmed by TEM data.



Figure 4 – Location of the TEM soundings profiles at Santiago.

4. SALT WATER ORIGINS

The integrated analysis of the TEM and hydrochemistry data shows that the origin of salty groundwater at several valleys follows two different mechanisms; the 1st is a mixture of shallow groundwater with seawater, from the seashore until ~500-1000 m into the inland, and the 2nd is a mixture of the shallow groundwater with a upflow of deep and oldest salty water, at ~1000-1500 m from the coast line. Figure 5 and 6 are examples of these two different sources of salinity, at S. Domingos and Seca valley, respectively. The near sea mixture area is controlled by the geometry of the clay layers. When the shallow groundwater flow decreases and the water level falls, at the dry season, the nearest to sea groundwater becomes partially or completely disconnected and starts an increasing mixing process with seawater. At these locations, water from the wells reaches very high TDS values (>5000 mg.l⁻¹). To the interior, boreholes overexploitation is certainly one of the causes for the observed increase in groundwater salinity. This, overpumping disturbs the natural system flow, increasing the vertical flow of water through the detected conductive layer. These two mechanisms are even more severe, enhancing the salt content in drought years.



Figure 5 – (a) Resistivity cross section at S. Domingos valley. (b) Corresponding hydrogeologic interpreted structure. The locations of boreholes and TEM soundings are superimposed, as well the two different sources mechanism of salinity.



Figure 6 - (a) Resistivity cross section at Seca valley. (b) Corresponding hydrogeologic interpreted structure. The locations of boreholes and TEM soundings are superimposed, as well the two different sources mechanism of salinity.

Several SUTRA computer models even been tested to check these hypothesis. SUTRA (Saturated-Unsaturated TRAnsport) is a finite-element 3D code to solve a very general set of single phase subsurface fluid flow and single-species transport problems. It is provided by the USGS (Voss, 1984).

One simulation corresponds to a uniform rectangular model with 2000 m long (x-direction), 400 m wide (y-direction) and 70 to 50 m depth (z-direction), with the constant bottom at 50 m below mean sea level (msl). A tridimensional mesh dimension was set with $160 \times 20 \times 40$ finite element (rectangular elements). Applied hydraulic parameters are presented at table 1. Most of them are unknown to actual problem and thus initially taken from published similar cases, as the Hawaii Oahu island basaltic aquifer (Voss, 1999). We tested a range of values for the longitudinal dispersivity and transverse dispersivity. From 100 to 1000 for the longitudinal dispersivity and from 0 to 10 for the transverse dispersivity. The porosity value was taken from the relations between the resistivity and water's EC measures. The obtained value of porosity (15%) is similar in alluvium and fractured basalt.

Table 1 - Applied hydraulic parameters at SUTRA simulation.

Parameter	values
Freshwater density	1000 kg.m ⁻³
Seawater density	1026 kg.m ⁻³
Water compressibility	4.47×10 ⁻¹⁰ Pa ⁻¹
Water viscosity	0.001 kg.m ⁻¹ .s ⁻¹
Molecular diffusivity	$1.5 \times 10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
Matrix compressibility	2.5×10 ⁻⁹ Pa ⁻¹
Horizontal hydraulic permeability	$5 \times 10^{-12} \text{ m}^2$
Vertical hydraulic permeability	$1 \times 10^{-12} \text{ m}^2$
Porosity	0.15
Horizontal Longitudinal dispersivity	250 m
Vertical Longitudinal dispersivity	25 m
Horizontal Transverse dispersivity	1.0 m
Vertical Transverse dispersivity	1.0 m

To confirm the effect of the borehole overexploitation at this deep conductive layer, the simulation includes a borehole in the centre of the model with the drain located at 30 m below msl. The water sink amount was set to 1.5 kg.s⁻¹, the typical mean daily pumping rates at valleys (13 m^3 .h⁻¹ for about 10 h long). The result is shown at figure 7. The boundary conditions for the simulation are given at table 2, with flow rates and TDS concentration.

Table 2 - A	pplied	boundary'	's data a	it SUTRA	simulation.

Boundary	Flow kg.m ⁻² .s ⁻¹ , mm.yr ⁻¹	Concentration kg.l ⁻¹
Inland	1.6×10 ⁻⁶ , 50	0.0005
Surface	3.2×10^{-7} , 10	0.0001
Deep bottom	3.2×10^{-6} , 100	0.0350

From the steady state condition, the TDS concentration results seem to reproduce the observed features at some resistivity cross sections; as near the borehole FT-26 and FT-38 at S Domingos valley, and near the borehole FT-6 at Seca valley.



Figure 7 – Borehole overexploitation effect at mid valley. Cross section perspective view of 3D SUTRA simulated TDS groundwater's values.

5. CONCLUSIONS

With the present TEM and the hydrochemical/isotopic data, the best explanation to the observed values is that - a deep layer exists with ancient trapped seawater or enriched salty water, from ancient sea transgressions, and that is the source of higher TDS values. At valleys near the sea, at shallow depths, a water mixture exists between seawater and freshwater, affecting the dug wells' waters.

REFERENCES

- Akiti, T., (1985): Environmental isotope study of the groundwaters of the island of Santiago (Cape Verde). Report CVI/82/004 PNUD. International Atomic Energy Agency, Division of Research and Laboratories, Section of Isotope Hydrology, Vienna. 26
- Alves, M. C. A., Macedo, J. R., Silva, L. C., Serralheiro, A., Peixoto Faria, A. F., (1979): Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde). Garcia de Orta 3, 1-2, 47-74, (in Portuguese)
- Carreira, P. M., Pina, A. F. L., Gomes, A.M., Marques, J. M., Almeida, E., Monteiro Santos, F., (2007): Assessment of groundwater salinization mechanisms in Santiago Island (Cabo Verde), an environmental isotopic approach. Vienna, Austria
- Mannaerts, C. and Gabriels, D., (2000): Rainfall erosivity in Cape Verde. Soil and Tillage Research. 55, 207-212
- Pina, A. F. L., (2009): Hidroquímica e qualidade das águas subterrâneas da ilha de Santiago - Cabo Verde, PhD Thesis, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro. 209. (in Portuguese).
- Pina, A.F.L., Gomes, A.M., de Melo, M.T.C. and da Silva, M.A., (2005): Caracterização hidrogeológica das principais unidades aquíferas da ilha de Santiago, Cabo Verde (in Portuguese). Actas da XIV Semana de Geoquímica e do VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro
- Serralheiro, A., (1976): A geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde), PhD Thesis, Faculdade Ciências da Universidade de Lisboa. 218. (in Portuguese)Autor, I. (2001): "Trabajo del primer autor". *Jornal de Geofísica*, **19**, 23, 110-120.
- Voss, C. I., (1984): SUTRA, A finite-element simulation model for saturatedunsaturated fluid density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically-reactive single-species solute transport, US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 84-4369. 409.Voss, C. I., (1999): Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and
- Voss, C. I., (1999): Seawater Intrusion in Coastal Aquifers Concepts, Methods and Practices, Theory and Applications of Transport in Porous Media, Ch. 9. In USGS SUTRA code – History, Practical use, and Application in Hawaii, (Y. Bear, J., Cheng, A., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I., Eds.), Kluwer Acad. Pub. 14, 625.

Acknowledgements

This work was developed in the scope of the project financed by FCT, HYDROARID (POCTI/CTE-GEX/55399/2004).

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A

Almeida, E	
Arias, P	
Ayala, C	
В	
Bellmunt, F.	

Bellmunt, F.	
Benjumea, B	
Bernardo, I.	
Bernat, M.	
Biete, C.	
Bosch, D	
Brenner, Y.	
Buces, J.	619

С

Carbó Gorosabel, A.	
Carmona, E.	
Carreira, P.	
Carrión, F.	
Causapé, J.	
Coll, M.	
D	

D

Duque, M. R	
Ε	

Escalas, M

F

Farzamian, M.	709
Fernández-Álvarez, J. P.	
Figueras, S.	
Flor, G.	611
Flor-Blanco, G.	611

G

Gabàs, A	605
García, E.	619
García-Lobón, J. L.	
García-Mayordomo, J.	671
Goncalves, R.	713
González Cuadra, P	675
Goodman, D	601

H

Heredia, N	
Ι	
Ibarra, P	659, 671, 675, 689, 697
J	
Jones, A. G.	
L	
Lamban, L. J.	
Ledo, J	595, 679, 693, 697, 703

Lorenzo, H	601,	629
M		
Macau, A Malico, I		605 663
Marcuello, A	693, 	703 675
Martín, R Merchán, D		671 655
Mínguez, A Monteiro Santos, F. A.		675 709
Morelli, G Muñoz Martín, A	601, 633,	667 641
N		
Novo, A	629,	667
0		
Ogaya, X	595,	703
P		
Pedrera, A.		675
Pena, J. A		649 649
Pérez-Bielsa C	•••••	625
Pérez-Santisteban. I.	633.	641
Piña-Varas, P.	595.	697
Plata, J. L	655,	659
Pous, J		675
Q		
Q Queralt, P595, 679, 693,	697,	703
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703 689 713
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703 689 713 689
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703 689 713 689 629
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703 689 713 689 629 697
<i>Q</i> Queralt, P	697,	703 689 713 689 629 697 675 671
<i>Q</i> Queralt, P	697, 	703 689 713 689 629 697 675 671 689
<i>Q</i> Queralt, P	697, 	703 689 713 689 629 697 675 671 689 611
<i>Q</i> Queralt, P	697, 	703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641
<i>Q</i> Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619
<i>Q</i> Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713 675
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713 675 667
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713 675 667 709 629
Q Queralt, P	697, 	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713 675 667 709 629
Q Queralt, P	697,	 703 689 713 689 629 697 675 671 689 611 641 619 671 593 713 675 667 709 629 619

V	
Valverde-Espinosa, I	
Valverde-Palacios, I	

Vidal, F	
Vilà, M.	
Vilamajó, E	595, 679



Chairpersons:

Antonio Correia Gonçalo Vieira Miguel Ramos Pedro Elosegui

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Análisis de los ciclos de congelación y descongelación en la capa activa en el entorno de la BAE JCI. Periodo 2000-2011.

M. Ramos; Error! Marcador no definido., M. A. De Pablo, A. Molina, G. Vieira

Análisis de los ciclos de congelación y descongelación en la capa activa en el entorno de la BAE JCI. Periodo 2000-2011.

Study of the active layer freezing and thawing cycles in the surroundings of the Spanish Antarctic Station JCI. 2000 to 2011.

M. Ramos⁽¹⁾; M. A. De Pablo⁽²⁾; A. Molina⁽³⁾; G. Vieira⁽⁴⁾; A. Trindade⁽⁴⁾; A. Correia⁽⁵⁾

(1) Department of Physics. Alcalá University, miguel.ramos@uah.es

(2) Department of Geology. Alcalá University.

(3) Center of Astrobiology. INTA-CSIC.

(4) Institute of Geography and Territorial Planning, University of Lisbon.

(5) Department of Physics. Évora University.

SUMMARY

Close to the Spanish Antarctic Station our research team drilled, at the 1999-2000 Antarctic campaign, a 2,30 m shallow borehole in quartzite bedrock. This borehole was instrumented with temperature data loggers (Tinytag model) that have allowed us to register the gradient thermal in a continuous regime evolution during the 2000-2011 period. The analysis of the temperature data allows to describe the temporal evolution of the freezing and thawing cycles in the active layer, as well as the N-Factor variability, related with the soil surface thermal behavior and its energy balance. In this work we discuss the different freezing and thawing mechanisms in monthly and annual periods. The study shows a important freezing and thawing inter annual variability, the annual cumulative index showed values in the following intervals: freezing index, If ϵ (-700, -300 °C day) and thawing index It ϵ (400, 700 °C day).

1. INTRODUCCIÓN

La Isla Livingston (62° 39' S; 60° 21' W) forma parte del archipiélago de las Shetland del Sur situado al norte de la península antártica en la región bioclimática que se denomina como Antártida marítima. Su clima está caracterizado por inviernos largos con temperaturas por debajo del punto de fusión del agua en condiciones normales (0°C) y breves veranos con periodos de fusión. Las precipitaciones son abundantes y pueden ser líquidas en verano, teniendo un valor en régimen anual medio, de entre 470 y 700 mm de agua equivalente; siendo el régimen de innivación muy variable de un año para otro (Styszynska et al., 2004). La distribución del permafrost en la zona de estudio básicamente es función de las características geológicas, edafológicas y topográficas del terreno habiendo una aproximada distribución altitudinal que estaría representada por una zona costera con permafrost ocasional (0 a 100 m s.n.m.), otra de permafrost discontinuo (100 a 175 m s.n.m.) y encontrando por encima de esta cota permafrost continuo (Vieira et al., 2010). Además, la posición latitudinal de esta isla se encuentra en el tránsito de la isoterma estacional del aire -1°C, que tiene como consecuencia la existencia de permafrost (Bockheim., 1995) (Figura 1).



Figura 1 - Posición de la isoterma de la temperatura media anual del aire -1°C, característica de la presencia de permafrost en estas latitudes, y su variación durante el verano y el invierno. Mapa base, distribución del permafrost en la Antártida según Bockheim (1995).

La tendencia de la temperatura media anual de los últimos 50 años nos ofrece un incremento regional de aproximadamente $0,25^{\circ}C/década$ (Turner et al., 2005) (*Figura 1*), para unas temperaturas medias anuales del aire a nivel del mar, en esta zona, dentro del intervalo (-2,6°C, -1,9°C) (*ver Tabla 1*).



Figura 2 - Variación de la temperatura media superficial por décadas, distribuida a lo largo de la Antártida, se aprecia la fuerte tendencia positiva en la zona de la península antártica (Steig et al., 2009).

 Tabla 1 - Temperaturas medias anuales del aire para

 diferentes periodos y emplazamientos en la zona de la península

 antártica (www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/stationpt.html).

 *MAAT.- Mean Annual Air Temperature.

Antarctic Station	Latitude	Longitude	Height (m) asl	Period	MAAT (°C)	
Esperanza	63.4°S	57.0°W	13	1960-2006	-5.2	
Faraday/Vernadsky	65.4°S	64.4°W	11	1947-2004	-3.9	
Arctowski	62.1°S	59°W	-	1977-1996	-1.6	
Ferraz	62.1*S	58.4°W	-	1986-2005	-1.8	
Great_Wall	62.2*8	59.0°W	10	1987-2006	-1.9	
King_Sejong	62.2*S	58.7*W	11	1988-2006	-1.8	
Marsh	62.4°S	58.9*W	10	1987-2006	-2.3	
Jubany	62.2*S	58.6*W	4	1987-2006	-1.6	
Bellihausen	62.2*5	58.9*W	16	1968-2006	-2.4	
Deception	63.0°S	60.7°W	8	1959-1967	-3.2	
Ta (°C):MAAT= -2.6 °C						

Ta (°C):MAAT, sin datos de Faraday, Esperanza y Deception = -1.9 °C

Durante la campaña antártica 1999-2000 se realizó una perforación somera (230 cm de profundidad) en las proximidades de la Base Antártica Española Juan Carlos I en un afloramiento rocoso de cuarcita denominado Incinerador (62° 39' 51,2'' S; 60° 23' 09,0'' W) (35 m s.n.m.) (Ramos and Vieira., 2003, 2004 and 2009). El

objetivo era realizar la medida de la evolución temporal del gradiente térmico en la capa activa, no afectada en este caso por los procesos de congelación/descongelación de agua, ya que la roca cuarcita tiene una porosidad muy baja y una fracturación residual, que, aunque podría contener reservorios de agua su volumen sería despreciable.

El estudio de la señal climática en el interior de la capa activa durante los últimos 11 años es el propósito de este trabajo, analizando los periodos de congelación (temperaturas inferiores a 0°C) y descongelación (temperaturas superiores a 0°C) en los diferentes niveles de profundidad del suelo así como en el aire. Además se estudiarán los índices acumulados de congelación/descongelación para cada periodo inverno/verano y se realizará un análisis comparativo durante dicho periodo de tiempo extrayendo las conclusiones climáticas pertinentes.

2. MÉTODO

Durante la campaña antártica 1999-2000 se realizó una perforación en afloramiento rocoso de cuarcita situado en las proximidades de la Base Antártica Española Juan Carlos I (62° 39' 51,2'' S; 60° 23' 09,0'' W), a unos 35 m s.n.m., mediante el sistema de rotación con cabezal de diamante con un diámetro de 125 mm alcanzándose una profundidad de 230 cm (ver *Figura 3*; Ramos y Vieira., 2003, 2004 y 2009).

En su interior se instalaron sensores de temperatura conectados a sistemas de adquisición de datos autónomos y de reducido tamaño, tipo Tinytag (<u>http://www.geminidataloggers.com/</u>) basados en termistores (0,06°C de resolución y 0,2°C de precisión), dichos sistemas autónomos han sido reemplazados periódicamente para evitar errores de calibración y deriva. La posición y el periodo de lectura de los mismos fue variando en sucesivas campañas hasta normalizarse, a partir del año 2003, en medidas horarias en los niveles (5, 15, 40, 90, 150 y 230 cm), además se registraron valores de la temperatura del aire a 160 cm de altura con un sistema de adquisición de datos similar, con la misma frecuencia de registro y precisión (*Figura 4*).



Figura 3 – Posición del sondeo Incinerador en península Hurd, la base cartográfica corresponde a la variación de los frentes glaciares en el área de trabajo entre 1956 y 2001 (Navarro et al., 2005).



Figura 4 –Evolución temporal del gradiente térmico en el interior del sondeo Incinerador durante 2005. Se aprecian los periodos de congelación y descongelación en la intersección con 0°C, además de la atenuación de la amplitud de la señal climética con la profundidad asi como su desfase temporal debido a la inercia térmica del suelo.

Considerando que la cuarcita no varía sus parámetros termodinámicos, en particular su difusividad térmica, estacionalmente y considerando lineal el proceso de transmisión del calor en su interior, se ha extrapolado el valor de la temperatura en la superficie x=0 (1) mediante la aplicación de la ley de Fourier utilizando los niveles (15 cm y 40 cm), comunes durante todo el periodo de registro, ya que el registro en la profundidad 5 cm no ha sido continuo durante todo el periodo de medida.

$$T(x=0) = T(40) - \frac{T(x=40) - T(x=15)}{25} * 40$$
 (1)

A partir de los valores medios diarios de la temperatura ambiente, superficial y de las temperaturas para los diferentes niveles, se han analizado los periodos de congelación ($T_{dia} < 0^{\circ}$ C) y descongelación ($T_{dia} > 0^{\circ}$ C) para calcular en cada nivel los índices de congelación y descongelación (2). Siendo $T_f = 0^{\circ}$ C la temperatura de fusión del agua en condiciones normales

$$I_{cong/des} = \int_{cong/des} \left(T - T_f\right) dt$$
⁽²⁾

Así como el factor-N (Andersland and Ladanyi, 1994) correspondiente (3):

$$FN = \frac{I_{suelo}}{I_{aire}} \tag{3}$$

Este parámetro nos indica el acoplamiento entre la variación térmica del suelo y el aire, está por lo tanto estrechamente relacionado con las condiciones de aislamiento de la superficie del suelo (capa de nieve) y el régimen de intercambio de energía entre el suelo y el aire.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el periodo completo de registros (25/02/2000 a 10/01/2012) la temperatura media del aire registrada fue de $-1,7^{\circ}$ C, algo superior a la media histórica regional que aparece en la Tabla 1, y la temperatura media de la superficie del suelo extrapolada mediante (1) arroja un valor de $-0,3^{\circ}$ C.

La representación gráfica de la temperatura del aire, T_a , respecto de la temperatura extrapolada de suelo, $T_s(x=0)$, se presenta en la *Figura 5*, mostrando una ligera tendencia lineal con pendiente aproximada de 0,74.



Figura 5 – Nube de distribución de puntos en la representación de la temperatura del aire, T_a , respecto de la temperatura de la superficie del suelo, $T_s(x=0)$ extrapolada a partir de las temperaturas de sub-suelo registradas durante el periodo completo de registro 2000-2011. Se aprecia una ligera tendencia lineal de pendiente 0,74, que está relacionada con el valor promedio del factor-N durante el intervalo total de tiempo analizado.

Para realizar un primer estudio de la variabilidad interanual de los índices de congelación/descongelación del suelo, se han calculado y representado en la *Figura 6* los valores mensuales de los índices de descongelación (positivos) y congelación (negativos) durante todo el periodo de medidas. A partir de los anteriores resultados observamos que hay una mayor variabilidad interanual en los registros de congelación que en los de descongelación para el mismo periodo, posiblemente relacionados con la variabilidad de la capa nival que produce un efecto aislante sobre la superficie del suelo en el intercambio energético con la capa límite superficial del aire (Goodrich, 1982).



Figura 6 – Valores de los índices de congelación y descongelación mensuales durante el periodo competo de registros 2000-2011.

Dicha variabilidad queda manifestada también en la representación de los índices anualizados según se representan en las *Figuras 7* (congelación) y *Figura 8* (descongelación), donde la máxima variación interanual de I_a alcanza valores de unos 500 °Cdía para el caso de la congelación y de sólo 300 °Cdía en los periodos de descongelación. Se ha representado el periodo 2003-2011 exclusivamente ya que es en el que la serie de datos presenta mayor homogeneidad.

Incinerador Borehole (35 m asl). Freezing Index 2003-11



Figura 7 – Evolución de los índices de congelación anuales durante el periodo 2003-2011, para el aire, la superficie del suelo y los diferentes niveles de profundidad.

Incinerador Borehole 35 m asl. Thawing Index 2003-11



Figura 8 – Evolución de los índices de descongelación anuales durante el periodo 2003-2011, para el aire, la superficie del suelo y los diferentes niveles de profundidad.

El estudio de la tendencia de los registros de los índices de congelación/descongelación para el suelo y el aire muestra una tendencia diferenciada entre los periodos de congelación y descongelación. Para el caso del periodo de congelación se aprecia en la *Figura 9* una tendencia al enfriamiento, más acusada y continua en el caso de la superficie del suelo que en el aire durante el periodo 2003-2011 y una pendiente aproximada de -34,2°Cdía/año.

En el caso de los índices de descongelación, durante el mismo periodo de registros, la tendencia es también hacia el enfriamiento pero en forma mucho más moderada y casi inapreciable, con una pendiente, para el índice de la superficie del suelo, de -4,95°Cdía/año (*Figura 10*).



Figura 9 –Evolución temporal y tendencia de los índices de congelación, de la superficie del suelo y del aire, durante el periodo 2003-2011.





Figura 10 –Evolución temporal y tendencia de los índices de descongelación, de la superficie del suelo y del aire, durante el periodo 2003-2011.

Finalmente la representación temporal de los Factores-N (FN) en los procesos de congelación (Figura 11) y descongelación (Figura 12) nos muestran un valor medio, durante el periodo completo de registros, más elevado (FN \approx 1,8) y con mayor variabilidad para el caso de la fusión que en el caso de los periodos de congelación (FN \approx 0,6). El valor superior a la unidad de FN>1 durante el verano manifiesta la pérdida de calor de la superficie del suelo que es transferida al aire debido fundamentalmente a la absorción de radiación solar por parte de la superficie, el valor menor de la unidad, FN<1, en este periodo está relacionado con una transferencia de energía desde el aire al suelo. Durante el periodo de congelación, el valor menor que la unidad de FN<1 muestra que el sentido del intercambio de energía, las temperaturas del suelo son superiores a las del aire, parte del suelo hacia el aire, invirtiéndose en el caso en el que FN>1. Dicha variación nos muestra la importancia del aislamiento térmico provocado por la capa nival durante el invierno frente a la absorción de energía solar por la superficie del suelo sin nieve durante el verano.



Figura 11 –Evolución temporal del Factor-N durante los periodos de descongelación (fusión) en la superficie del suelo del sondeo incinerador 2000-2011. Valor del promedio de este valor durante el periodo de registro 2000-2011.



Figura12 –Evolución temporal del Factor-N durante los periodos de congelación en la superficie del suelo del sondeo incinerador 2000-2011. Valor del promedio de este valor durante el periodo de registro 2000-2011.

4. CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos podemos concluir:

- El método de medida de la evolución del gradiente térmico en la capa activa del permafrost nos permite analizar la onda térmica propagada a través de la capa límite del suelo en su contacto con la capa límite atmosférica como parámetro integrante del balance de energía intercambiado entre el suelo y el aire.

- Durante el periodo de medida 2000-2011 la temperatura media del aire en nuestra instalación es un poco superior a la temperatura media regional del aire registrada en los últimos 50 años.

- La variabilidad de la evolución temporal de los índices de congelación es superior a aquellos de descongelación, posiblemente asociado a la variabilidad de la capa nival que genera un efecto aislante sobre la superficie del suelo.

- La tendencia de los índices anuales de congelación y descongelación durante el periodo 2003-2011 se dirige hacia el enfriamiento, mostrando los índices de congelación una tendencia más pronunciada que los de descongelación.

- La evolución de los valores de los factores-N durante los periodos de congelación/descongelación muestran una tendencia diferente. En el caso de la congelación el valor menor que la unidad (FN < 1) nos expresa el aislamiento térmico del suelo debido a la capa nival, que además reduce la amplitud de las señales térmicas propagadas hacia el suelo y por lo tanto reduce la variabilidad del factor-N en estos casos. Durante los periodos de descongelación el valor mayor que la unidad del factor-N (FN > 1) nos indica la importancia de la absorción de la radiación solar por la superficie del suelo desnuda de nieve durante el verano y su alta variabilidad.

5. REFERENCIAS

- Andersland, O.B; Ladanyi, B, (1994). An Introduction to Frozen Ground Engineering. Chapman & Hall. ISBN: 0-412-98201-3
- Bockheim, J., (1995). Permafrost distribution in Southern circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research, Permafrost Periglac. 6, 27–45.
- Permafrost Periglac., 6, 27–45.
 Goodrich, L. E., (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime, Can. Geotech. J., 19, 421–432.
- Navarro. F, Macheretb, Y, y Benjumea. B., (2005). Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers, Journal of Applied Geophysics, 57(3), 193–211.
- Ramos, M. and Vieira, G., (2003). Active layer and permafrost monitoring in Livingston Island, Antarctica. First results from 2000 and 2001, En: Permafrost – Proc. 8th International Conference on Permafrost, edita: Phillips, M., Springman, S. M., and Arenson, L. U., Zurich, Switzerland, Balkema, Lisse, Rotterdam, 929–933.
- Ramos, M. y Vieira, G., (2004). Variabilidad térmica de la capa activa y evaluación de la energía perdida por el suelo durante el proceso de congelación en la isla Livingston (Antártida), Inviernos 2000, 2001 y 2002, Boletím de la Real Sociedad Española de Historia Natural, (Sec. Geología), 99, 1–4, 83–92.
- Ramos, M y Vieira, G., (2009). Evaluation of the ground surface Enthalpy balance from bedrock temperatures (Livingston Island, Maritime Antarctic). The Cryosphere, 3, 133–145.
- Styszynska, A., (2004). The origin of coreless winters in the South Shetlands area (Antarctica). Polish Polar Research, 25, 45–66.
- Steig, E.J., D.P. Schneider, S.D. Rutherford, M.E. Mann, J.C. Comiso, y D.T. Shindell, 2009: Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. Nature, 457, 459-462.
- Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., et al., (2005). Antarctic climate change during the last 50 years, Int. J. Climatol., 25, 279–294.
- Vieira, G; Bockheim, J; Guglielmin, M; Balks, M; Abramov, A, Boelhouwers, J; Cannone, N; Ganzert, L; Gilichinsky, DA; Gotyachkin, S; Lopez-Martinez, J; Meiklejohn, I; Raffi, R; Ramos, M; Schaefer, C; Serrano, E; Simas, F; Sletten, R; y Wagner, D (2010). Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances During the International Polar Year 2007–2009. Permafrost And Periglacial Processes. 21(2), 182–197.
- Agradecimientos: A la agencia financiadora del Ministerio Español de Ciencia y tecnología a través de los proyectos POL2006-01918 y CTM2009-10165. Así como al programa polar español y sus medios logísticos.

Progresión del frente de hielo en la capa activa del permafrost en la experiencia CALM-S "Crater Lake" (Isla Decepción, Antártida).

Freezing front movement into the permafrost active layer of the CALM-S "crater lake" site.

M. Ramos⁽¹⁾; M. A. De Pablo⁽²⁾; A. Molina⁽³⁾; G. Vieira⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Department of Mathematics and Physics. Alcalá University. <u>miguel.ramos@uah.es</u>

⁽²⁾ Department of Geology. Alcalá University.

⁽³⁾ Center of Astrobiology. INTA-CSIC.

⁽⁴⁾ Institute of Geography and Territorial Planning, University of Lisbon.

SUMMARY

A Stephan problem is a non-linear heat transfer problem in a medium with phase change, allowing the study of the freezing front progression in rich water content soils like those at the CALM-S "crater lake" site in Deception Island. In this place an experience based in the CALM-S (Circumpolar Active Layer Monitoring- South) protocol has been installed that includes the record of the maximum thaw that is measured at the end of the polar summer. We have also measured meteorological parameters, snow depth distribution, temperature evolution on the upper permafrost and temperature gradient evolution in two places by means of shallow boreholes. Data analysis permits us to study the energy exchange mechanisms across the soil surface and the importance of the highly variable snow depth distribution which acts like an insulating medium.

1. INTRODUCCIÓN

La isla Decepción $(62^{\circ} 55' \text{ S}, 60^{\circ} 37' \text{ W})$ forma parte del archipiélago de las Shetland de Sur al norte de la península Antártica (*Figura 1*). Isla Decepción es un volcán activo con diversas erupciones contemporáneas (Torrecillas et al., 2011) que han modelado su superficie con la deposición de cenizas volcánicas que han cubierto glaciares, neveros y zonas de suelos helados (permafrost) durante diversos episodios. Estos cambios en sus características superficiales han contribuido a variar los mecanismos de intercambio de energía entre el permafrost y la capa límite atmosférica, además de los cambios registrados en el régimen térmico del suelo de origen geotérmico.



Figura 1 – Situación de Isla Decepción (62° 55′ S, 60° 37′ W) como parte del archipiélago Shetland del Sur en el mapa regional de la Antártida.

Su clima está caracterizado por inviernos largos con temperaturas por debajo de 0°C y breves veranos con periodos de fusión y precipitaciones abundantes, que pueden ser líquidas en verano, teniendo un valor, en régimen anual medio, de entre 470 y 700 mm de agua equivalente; siendo el régimen de innivación muy variable de un año para otro (Styszynska et al., 2004).

La tendencia de la temperatura media anual de los últimos 50 años nos ofrece un incremento regional de aproximadamente 0,25°C/década (Turner et al., 2005), para unas temperaturas medias anuales del aire a nivel del mar, en esta zona, en el intervalo (-3,9°C, -1,6°C) http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/stationpt.html.

Durante la campaña de investigación 2005-06 se instaló en las proximidades de la Base Antártica Española "Gabriel de Castilla" una estación de monitorización y seguimiento de la profundidad de la capa activa del permafrost en una explanada colindante con el denominado "Crater Lake" (112m snm) (Ramos et al., 2010). Dicha

experiencia se basa en el protocolo "Circumpolar Active Layer Monitoring-South"(CALM-S) http://www.udel.edu/Geography/calm /research/active_layer.html) y tiene por objetivo la medida de la evolución temporal del máximo espesor de la capa activa del permafrost además de su seguimiento térmico (Nelson et al., 2004). La variación anual de la capa activa estará relacionada con el balance de energía entre la superficie del suelo y la capa límite atmosférica y eventualmente podría verse alterada por anomalías geotérmicas. En el caso de la estación situada en "Crater Lake" se ha escogido una zona sin evidencia de anomalías geotérmicas que pudieran enmascarar el efecto del intercambio energético con la atmósfera y su variabilidad.

En este trabajo se presentarán las medidas del máximo espesor de la capa activa distribuido en la parcela de estudio durante el periodo 2006-2012. También se analizará el régimen térmico de la capa activa obtenido por dos sondeos (1,6 m y 4,5 m de profundidad) así como la variación de las temperaturas en el techo del permafrost (a unos 40 cm de la superficie). El análisis de estos datos estará combinado con los registros de la capa de nieve obtenidos por sendos nivómetros y una cámara automática que tomó, en régimen diario, las imágenes de cobertura nival durante todo el periodo de medida.

2. MÉTODO

Durante verano de 2006 se procedió a seleccionar el emplazamiento e instalar la experiencia basada en el protocolo CALM-S en las proximidades del "Crater Lake", cercana a la base antártica Española "Gabriel de Castilla" (*Figura 2*).



Figura 2 – Ubicación de la experiencia CALM-S "Crater Lake" en Isla Decepción, arriba una instantánea durante el proceso de perforación de los sondeos para la instalación de las sondas termométricas en el suelo.

Dicha experiencia tiene por objetivo la medida del máximo espesor de la capa activa así como el seguimiento temporal de su evolución térmica. Para ello se balizó una superficie aproximadamente plana y horizontal de dimensiones (100 m x 100 m) formando el exterior de un mallado con nodos interiores de (10 m x 10 m) (error instrumental de aproximadamente 10 cm) (*Figura 3*). En dichos nodos se midió en forma mecánica con la penetración de una pica, sistemáticamente al final de cada verano, la profundidad de la capa activa en su posición de máximo espesor, con un error instrumental de aproximadamente 0,5 cm.

Además se instalaron dos sensores de temperatura del aire en el interior de la parcela a 1,6 m del suelo, constituidos por sistemas autónomos de adquisición de datos Tinytalk y sensor tipo termistor (precisión 0,2°C, resolución 0,05°C) (www.geminidataloggers.com) y dos termo-nivómetros que nos dan una estimación promedio del espesor de la capa de nieve y su evolución temporal. Los termo-nivómetros están formados por soportes con sensores de temperatura tipo i-button (DS1921G) (precisión de 1°C, resolución 0,5°C) (http://www.maximintegrated.com/products/ibutton/) en varias alturas (5, 10, 20, 40, 80 cm) desde la superficie del suelo (*Figura 4*). El estudio de la evolución térmica comparativa entre los diferentes niveles nos permite calcular el espesor de la capa de nieve.

Una cámara fotográfica digital Campbell CC640 diariamente realiza la adquisición de imágenes panorámicas de la parcela de estudio y nos permite determinar la distribución espacial de la capa nival sobre la superficie de la estación CALM-S "Crater Lake" (*Figura 5*).

Se completó el sistema de medida con la realización de tres sondeos (1,0 m, 1,6 m y 4,5 m) de profundidad y 32 mm de diámetro con objeto de medir la evolución temporal de la distribución térmica en la capa activa, aunque sólo se instrumentaron los dos más profundos con sensores tipo i-button (DS1922L) (precisión 0,5°C, resolución 0,06°C). Además se realizaron 16 pequeñas perforaciones de unos 40 cm que alcanzan el permafrost y en ellas se introdujeron sensores de temperatura tipo i-button (DS1921G) (precisión 1°C, resolución 0,5°C) con objeto de seguir la evolución temporal de la temperatura en el techo del permafrost.

En la tabla 1 y 2 se detallan los instrumentos de medida instalados.



Figura 3 – Posición de la parcela de estudio de una hectárea de superficie (100m x 100m) dividida en nodos de (10m x 10m), los puntos muestran la posición de los sensores de capa de nieve y temperatura del aire.



Figura 4 – Perspectiva de la estación experimental CALM-S "Crater Lake", se aprecian las posiciones de la cámara digital (al fondo), los sondeos de 1,60 m (a la izquierda situado en el nodo (7, 7)) y 4,50 m (en el centro de la imagen, situado en el nodo (3,3)).



Figura5 – Cámara digital Campbel CC640 con vista panorámica a la parcela CALM-S "Crater Lake". Abajo foto tomada el 3 de febrero de 2011 indica la posición aproximada del sondeo STS-1 situado en el nodo (3, 3) de la parcela.

Tabla 1 - Posición de la estación de medida CALM-S "Crater Lake" y número y tipo de sensores instalados en su interior.

Lati- tud	Longi- tud	Cota m snm	Nivó- metros	T aire	Sondeos	Camara
62°59'	60°40'	112	2	2	1,00 m	1
07'' S	45" W		Nodos		1,60m	
			(3,3)		(7,7)	
			(7,7)		4,50 m	
					(3,3)	

Tabla 2 - Posición de los sensores de temperatura en el interior de los sondeos STS-1 y STS_7_7 situados en el techo del permafrost.

Sondeo	Posición de los sensores (cm)
STS-1	5; 10; 20; 40; 80; 120; 160; 200; 250; 300;
(4,50 m) nodo	350; 400; 450
(3,3)	
STS_7_7	2,5; 5; 10; 20; 40; 70; 100; 150
(1,60 m) nodo	
(7,7)	
Sensores de	(2,2);(2,4);(2,6);(2,8);(4,2);(4,4);(4,6);(4,8)
temperatura	(6,2);(6,4);(6,6);(6,8);(8,2);(8,4);(8,6);(8,8)
a 40cm.	

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Siguiendo el protocolo de medidas para las estaciones experimentales CALM-S se han realizado las medidas mecánicas de la profundidad de la capa activa al final del verano en el periodo de máxima descongelación de manera ininterrumpida durante el periodo 2006 a 2012 sobre la parcela experimental "Crater Lake". Las medidas se realizan en todos y cada uno de los nodos de la malla (*Figura 3*) obteniéndose una distribución espacial del espesor de la capa activa.

En la *Figura 6* se presenta el conjunto de medidas para el periodo indicado, pudiéndose observar una distribución bastante homogénea de la profundidad de la capa activa sobre la superficie, así como una tendencia a la disminución de este parámetro desde el 2006 al 2012. Dicha tendencia hacia la disminución relativa del máximo espesor se puede apreciar con mayor facilidad en la *Tabla 3* donde se presentan los valores medios, máximo, mínimos y desviaciones del conjunto de valores espacialmente registrados.



Figura 6 –Distribución espacial del máximo espesor de la capa activa sobre la parcela de estudio CALM-S "Crater Lake" para el periodo 2006-12. La escala de profundidad va de 15 cm a 45 cm, según tonos de grises. Las variaciones anuales del espesor de la capa activa están relacionadas directamente con el clima estacional y sobre todo con la formación y permanencia de la capa nival sobre la superficie de la parcela.

Tabla 3 - Valores medios, máximos, mínimos y desviaciones del máximo espesor de la capa activa. Calculados a partir de los datos espacialmente distribuidos para cada año durante el periodo 2006-12.

Año	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2006- 12
Maan	25.5	22.0	22.2	22.8	21.5	27.6	28.7	21.6
(cm)	55,5	52,0	32,2	33,0	51,5	27,0	20,7	51,0
MAX	44,0	38,0	39,0	39,0	40,0	34,0	34,0	38,3
(cm)	20.0	21.5	26.0	20.0	210	10.5	a a o	24.4
min (cm)	29,0	21,5	26,0	28,0	24,0	19,5	23,0	24,4
STD	2,5	3,2	2,9	2,3	3,0	2,8	2,5	2,7
(cm)	,	,	,	,	,	,	,	,

STD- Desviación Standard.

La distribución de la capa de nieve durante el periodo 2009-11 del que se tienen datos nos muestra una variación interanual importante que se dibuja en la *Figura 7*, teniendo su máximo durante el invierno de 2009 y su mínimo durante el de 2010. Si analizamos en forma conjunta los datos de temperatura del techo del permafrost (*Tabla 4*) podemos observar que las diferencias entre las temperaturas medias del techo del permafrost y la del aire están correlacionadas de forma evidente con la capa de nieve. Las diferencias son mayores durante el invierno de 2009 en el que el aislamiento térmico de la capa de nieve sobre el terreno fue máximo y al contrario, la diferencia fue mínima el año 2010 en el que la capa nival es la más delgada del periodo de registro.



Figura 7 –Evolución temporal de la capa de nieve sobre la superficie de "Crater Lake" determinada a partir de los termo-nivómetros y las correspondiente imágenes durante el invierno de los años 2009 a 2011.

Tabla 4 – Temperatura media, máxima y mínima de los registros en el techo del permafrost y del aire (entre paréntesis), durante los periodos anuales 2009, 2012 y 2011.

T(-40) (Ta) (°C)	2009	2010	2011
Mean	-1,8 (-5,1)	-1,0 (-1,8)	-1,6 (-3,0)
MAX	0,0 (4,2)	0,2 (6,8)	0,2 (6,4)
min	-6,0 (-24,0)	-5,9 (-15,8)	-9,3 (-19,4)

A partir de las medidas del régimen térmico en la capa activa del permafrost recogidas de los sondeos instalados a tal efecto (*Figura* 8), podemos extraer información de la posición del frente de hielo siguiendo la evolución de la isoterma 0°C. Al tratarse de suelos piroclásticos ricos en agua el proceso de congelación estará vinculado al cambio de fase del agua y por lo tanto el mecanismo de transmisión de calor estará relacionado con la solución de Stephan

(Williams, 1989). Dicha solución expresa la dependencia funcional de la posición del frente de hielo (isoterma 0°C) con el tiempo X(t) (1) para unas condiciones de contorno especiales de temperatura constante en la superficie del suelo:

$$X(t) \propto \sqrt{t}$$
 (1)

La ecuación generalizada de Bergren (Williams, 1989) nos relaciona la constante de proporcionalidad con el índice de

congelación en el caso en el que la temperatura del contorno, superficie del suelo, sea variable (2):

$$X(t) = \sqrt{\frac{2K}{L}I_{cs}(t)}$$
(2)

Siendo, K, la conductividad térmica del suelo, L, el calor latente e I_{cs} el índice de congelación del suelo función de la variable temporal.



Figura 8 – Evolución temporal durante 2010 de las temperaturas en el interior de la capa activa del permafrost en el sondeo situado en el nodo (7,7) de la estación de medida CALM-S "Crater Lake".

A partir de la representación gráfica de la posición del frente de hielo, hallado a partir de la distribución experimental de temperaturas en los sondeos (*figura 8*), se determinan los instantes en el que la temperatura 0°C alcanza las diferentes profundidades, ofreciendonos la dependencia funcional de Stephan. Pudiéndose, a partir de la ecuación (2), obtener información indirecta del índice de congelación o bien de los parámetros térmicos del suelo (*Figura 9*), mediante ajuste por regresión lineal de las variables; profundidad de la capa activa, X(t), y la raíz cuadrada del tiempo, t^{1/2}.



Figura 9– Evolución temporal de la posición de la isoterma 0°C (frente de hielo) durante el periodo de congelación de 2010 en el sondeo STS_7_7.

4. CONCLUSIONES

Como conclusiones más significativas podemos enumerar las siguientes:

-Se ha instalado, durante la campaña antártica 2005-06, una estación de medida de la capa activa del permafrost, en Isla Decepción, siguiendo los protocolos de la red internacional CALM-S. Comprobándose la adecuación del emplazamiento elegido en el estudio de la evolución de la capa activa del permafrost. -La distribución espacial de la capa activa del permafrost sobre la parcela de estudio es bastante homogénea, con una dependencia espacial vinculada a las zonas de acumulación de nieve.

-La evolución de los registros de la máxima profundidad de la capa activa en la estación experimental muestran una tendencia a la disminución del espesor de la misma durante el periodo 2006 a 2012.

-La variabilidad anual de la capa de nieve sobre la parcela afecta directamente a las medidas térmicas de la capa activa, mostrándose una estrecha correlación entre la diferencia de temperaturas entre el aire y la capa activa con la capa nival, que tiene un efecto de aislante térmico sobre el suelo.

-La evolución temporal del frente de hielo en la capa activa manifiesta la dependencia funcional de la ecuación de Stephan. Pudiéndose obtener indirectamente la evolución temporal del índice de congelación o bien de los parámetros térmicos del suelo a partir de las medidas experimentales.

5. REFERENCIAS

- Nelson, F., Hinkel., K., Chistiansen. H. 2004. Introduction: The Circum Polar Active Layer Monitoring (CALM) workshop and the CALM II program. Polar Geog. 28. 4. Pp.-253-266.
- Ramos M., Vieira G., Guilichinski D., De Pablo MA. 2010. "Nuevas estaciones de medida del régimen térmico del permafrost en el área de "Crater Lake. Isla Decepción (Antártida). Resultados preliminares". Proceedings of II Iberian Conference of the International Permafrost Association Periglacial, environments, permafrost and climate variability. Editores: J. J. Blanco, M. Ramos and M.A. de Pablo. UAH. 93-109. ISBN: 978-84-9138-885-5
- Styszynska, A., (2004). The origin of coreless winters in the South Shetlands area (Antarctica). Polish Polar Research, 25, 45–66.
- Torrecillas, C.; Berrocoso, M.; Pérez-López, R.; Torrecillas, M. D. 2011
 Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote-sensing at Deception Island (West-Antarctica). Geomorphology, Volume 136, Issue 1, p. 6-14.
 Williams, P. 1989. The Frozen Earth Fundamentals of Geocryology. Cambridge
- Williams, P. 1989. The Frozen Earth Fundamentals of Geocryology. Cambridge University Press. Paperback ISBN: 9780521424233.
- Agradecimientos: A la agencia financiadora del Ministerio Español de Ciencia y tecnología a través de los proyectos POL2006-01918 y CTM2009-10165. Así como al programa polar español y sus medios logísticos.

Modelação do glaciar do Zêzere durante a última deglaciação (Serra da Estrela, Portugal)

Modelling of the Zêzere glacier during the last deglaciation (Serra da Estrela, Portugal)

Amilton Moreira⁽¹⁾ e Gonçalo Vieira⁽²⁾

⁽¹⁾Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, <u>amiltonmoreira@gmail.com</u>

⁽²⁾ Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, <u>vieira@campus.ul.pt</u>

SUMMARY

This study aims at reconstructing the surface profile of the Zêzere valley glacier (Serra da Estrela, Central Portugal) during retreat stages as indicated by geomorphic features (moraine of Covões -1080 m, moraine of Espinhaço do Cão-1140 m and Covão de Albergaria – 1200 m). The profile of this glacier has been previously reconstructed for the Last Maximum of the Serra da Estrela Glaciation, when its snout was close to 750m asl. Vieira (2004 and 2008) modeled the profile with very good results, and validated with geomorphological evidence in the landscape (e.g. moraines and kame terraces). The methodology was proposed by Schilling & Holling (1981) and has been applied successfully in the reconstruction of mountain glaciers in several geographical contexts (e.g., Locke, 1995 in the Rocky Mountains; Evans et al., 2002 in northern Norway; Carrasco et al., 2012 in Sierra de Béjar, Spain). The method calculates the glacier surface altitude based on the slope, valley-shape indices and the basal yield shear stress.

Once the glacier snout altitude is known, (given by the projection of the lateral moraines onto the valley floor), it is possible to assess the altitude of the glacier surface and the ice thickness up along the valley, in an iterative procedure, with constant variations of the distance from the glacier snout. We tested different values of basal shear stress (τ). Results show that with 100kPa-120kPa basal shear stresses and with the glacier snout near the lower 2 moraines (1080m and 1140m), there were still conditions for sediment feeding of the highest moraines (above 1500m), which have previously been interpreted as correlating to the maximum glacier extent. This may explain its large development and good conservation and a time-transgressive genesis.

1. INTRODUÇÃO

O Vale do Zêzere localiza-se no sector oriental da Serra da Estrela, uma montanha granítica no centro de Portugal, pertencente à Cordilheira Central Ibérica, cuja altitude máxima atinge 1993 m.

O conhecimento acerca da glaciação da Serra da Estrela resulta, sobretudo, dos trabalhos de Lautensach (1929), Daveau (1971) e Vieira (2004). As características geomorfológicas desta glaciação estão bem documentadas, contudo falta desenvolver estudos mais consistentes sobre a sua cronologia. Sabe-se que no Plistocénico os glaciares ocuparam uma extensão máxima de cerca de 66 km², formando um campo de gelo de planalto, drenado por vários glaciares de vale, muito sensíveis a variações de parâmetros climáticos, tendo sido o glaciar do Zêzere o mais extenso (11 km) e o que ocupava maior área (23 km²). Datações TL (Vieira 2004) e ³⁶Cl (Vieira & Palacios, 2010) sugerem que o último máximo da glaciação da Serra da Estrela (UMGSE) ocorreu há cerca de 30ka BP, sendo anterior ao LGM. Vieira (2004) caracterizou os principais vestígios geomorfológicos glaciários, reconstituiu os glaciares no UMGSE e identificou algumas questões que merecem investigação, sendo uma delas a reconstituição das fases de deglaciação.

O estudo de vestígios geomorfológicos glaciários (p. ex. moreias) tem sido uma ferramenta muito importante na reconstituição de paleoambientes glaciários. Os modelos físicos, como é o caso do modelo proposto por Schilling & Holling (1981), pelos vestígios complementando а informação dada geomorfológicos, permitem a reconstituição de perfis glaciários e determinar algumas características dos glaciares nos locais onde esses vestígios são escassos. Estes modelos têm permitido também compreender a forma como os glaciares moldaram as paisagens e influenciaram a sua evolução. Outra vantagem desta metodologia é a sua utilidade na estimativa das altitudes da linha de equilíbrio (ALE).

Para a Serra da Estrela (SE) foi possível estimar uma cronologia relativa da glaciação, em que a posição das moreias latero-frontais foi integrada na modelação como um indicador fundamental, possibilitando o cálculo da extensão máxima, da espessura, da topografia dos glaciares e ainda das ALE no UMGSE.

O glaciar do Zêzere terá registado um retrocesso mais lento quando comparado com outros glaciares de vale da SE, o que pode ser explicado pela sua posição a oriente, favorável à alimentação nivo-eólica e ainda pelo facto de ter línguas glaciárias tributárias provenientes do planalto, principalmente do vale da Candeeira a oeste.

O objectivo deste trabalho é reconstituir o perfil da superfície do glaciar do Zêzere em momentos de estabilidade durante a deglaciação, evidenciados por moreias latero-frontais (moreia dos Covões -1080 m, moreia do Espinhaço do Cão – 1140 m e moreia do Covão da Albergaria – 1200 m), testemunhos geomorfológicos observáveis no campo e que serviram também para validar o cálculo do perfil do glaciar no UMGSE (Vieira 2004, 2008). No UMGSE a frente do glaciar esteve próximo dos 750 m de altitude e teve uma influência significativa na génese e evolução das principais formas de acumulação, como as moreias. A hipótese que é discutida neste artigo é se as moreias localizadas no sector mais a montante do vale (acima dos 1500 m), interpretadas como sendo datadas do UMGSE, tiveram condições para continuarem a ser alimentadas, em momentos de retrocesso em que a frente do glaciar esteve próximo dos locais acima referidos.

2. METODOLOGIA

A metodologia proposta por Schilling & Holling (1981) tem sido aplicada com sucesso, na reconstituição de perfis teóricos de glaciares de montanha em diversos contextos geográficos (p. ex. Locke (1995) nas Montanhas Rochosas; Evans *et al.* (2002) na Noruega). Embora parta de um princípio que não é dominante na natureza (a perfeita plasticidade da deformação do gelo), este método tem permitido bons resultados na reconstituição de superfícies glaciares. A altitude da superfície do glaciar é calculada com base no declive, no coeficiente de forma do vale e na tensão tangencial basal crítica (τ) – momento a partir do qual o gelo se comporta de forma plástica. A partir da altitude da frente do glaciar, que é dada pelo prolongamento da moreia lateral até o fundo do vale, calcula-se a altitude da superfície do glaciar e a espessura do gelo para montante, de forma iterativa, com variações constantes da distância em relação à frente do glaciar. Schilling & Holling (1981) desenvolveram a metodologia apresentada por Nye nos anos 50 do século XX, propondo a seguinte equação para o cálculo iterativo num leito glaciário irregular:

$$h_i + 1 = h_i + \tau_{av} / c_i \rho g \cdot \Delta x / t_i \tag{1}$$

Nesta fórmula, h_i representa a altitude da superfície do glaciar; τ_{av} a tensão tangencial basal média, uma variável influenciada pelo coeficiente de forma do vale (c_i); ρ a densidade do gelo; g a gravidade e t_i a espessura do gelo num sector central do vale. Δx representa a variação constante da distância em relação à frente do glaciar de acordo com o procedimento iterativo que é aplicado.

Conforme foi acima referido, a forma do leito do glaciar tem uma influência significativa na tensão tangencial. Num glaciar de vale a tensão tangencial basal é menor do que num glaciar amplo, na medida em que num vale, parte do peso do glaciar é suportado pelas vertentes, aliviando a tensão. Weertman (1971) determinou os seguintes valores do coeficiente de forma: 1 para um glaciar infinitamente grande; 0,5 para um vale semi-circular e 0,4 para circos glaciários. Para o Vale do Zêzere, foram encontrados valores entre 0,48 e 0,58 (Vieira 2004), o que demonstra uma variação muito regular da forma do vale, que por sua vez facilita a interpolação quer do coeficiente de forma como da tensão tangencial, em diferentes sectores do vale.

Com base em estudos laboratoriais e em observações dos glaciares da actualidade, sabe-se que o fluxo do movimento do glaciar acelera com tensões tangenciais próximas de 100 kPa e que este é o valor mais frequente na natureza, o que foi comprovado por vestígios geológicos observados por Schilling & Holling (1981) em Yosemite e na Tasmânia. Estes autores referem que a utilização de valores constantes de τ permite uma correspondência mais rigorosa entre os perfis glaciários e os dados geológicos. Os valores de τ

normalmente usados têm por base o que ocorre em glaciares de vale contemporâneos (entre 50 kPa e 150 kPa). Contudo é uma variável que deve ser ponderada em cada passo da iteração, sendo que os vestígios geomorfológicos são fundamentais para a validação dos valores escolhidos. Schilling & Holling (1981) chamam a atenção para alguns factores que podem enviesar os valores da tensão tangencial: estimativa incorrecta da quantidade de sedimentos acumulados nos vales após a glaciação; diferenças nas taxas de acumulação e velocidade do gelo; diferenças na temperatura do gelo (temperaturas mais baixas significam maior tensão tangencial e viceversa).

3. RESULTADOS

Para esta reconstituição do glaciar do Zêzere, a modelação foi feita com base na folha de cálculo proposta por Locke (1995) que integra a fórmula proposta por Schilling & Holling (1981). Uma adaptação da mesma folha foi utilizada por Vieira (2004 e 2008) para o cálculo do perfil glaciário no UMGSE (figura 1), que serve de termo de comparação para esta modelação. Nessa última foram alterados valores de tensão tangencial (τ) e altitudes da frente do glaciar (com base na localização das moreias), para gerar os perfis representativos das fases de deglaciação. Para cada um dos perfis foram testados 3 valores de τ , próximos daquele que é o valor mais observado na natureza, conforme referido no ponto anterior (100 kPa). Deste modo, foram modelados perfis com tensões tangenciais de 80 kPa (figuras 2, 3 e 4), 100kPa (figuras 5, 6 e 7) e 120 kPa (figuras 8, 9 e 10). Note-se a relação do perfil longitudinal da superfície do glaciar com a posição das moreias laterais (triângulos) e os terraços de obturação lateral (losangos), mas sobretudo com as 2 moreias localizadas mais a montante do vale (acima dos 1500 m de altitude - moreia do Poio do Judeu - Lagoa Seca).



Figura 1. Perfil do glaciar do Zêzere no Último Máximo Glaciário da Serra da Estrela (UMGSE). Foram usados 3 valores de τ : 120 kPa (até 4270 m de distância da frente do glaciar), 80 kpa (de 4270 m a 7060 m) e 120 kPa para montante. (**Zêzere glacier profile during the Last Glacial Maximum of Serra da Estrela.** Three values of τ were considered: 120 kPa (up to 4270 m from the glacier snout) 80 kPa (between 4270 m and 7060 m) and 120 kPa (upstream).

3.1. Perfis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 80 kPa

Com uma tensão tangencial basal baixa, nota-se uma maior diminuição da espessura do gelo com o retrocesso glaciário. Quando a frente do glaciar esteve junto à moreia dos Covões (a 1080 m), a espessura máxima do gelo atingia os 204 m próximo do local onde ocorrem moreias acima dos 1500 m (assinalado com um círculo sobre os gráficos). À medida que o glaciar recuou é possível notar uma diminuição dessa espessura para 159 m, com a frente do glaciar junto ao Espinhaço do Cão e 117 m no 3º momento do recuo, com a frente do glaciar a jusante da Covão da Albergaria.

É de realçar que com uma tensão tangencial de 80 kPa houve condições favoráveis para a alimentação da moreia do Poio do Judeu – Lagoa Seca (acima dos 1500 m), até quando o glaciar recuou para próximo dos Covões (figura 2).










Frente do Glaciar a 1200 m (Covão da Albergaria) - tensão tangencial = 80 kPa 1950 1950 1450 1450 950 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 5000 6500 7000 7500 8000 8500 9000 9500 10000 10500 11000 Dist. (m)

Figura 4. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria e, com $\tau = 80$ kPa. (Glacier snout at 1200m with $\tau = 80$ kPa)

3.2. Perfis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 100 kPa Aumentando a tensão tangencial basal para 100 kPa, a diminuição da espessura do gelo é mais notória numa fase mais adiantada do retrocesso (Covão da Albergaria), onde deixa de haver contacto da superfície do glaciar com a moreia do Poio do Judeu -Lagoa Seca, localizada acima dos 1500 m, como se pode observar na Neste local, se compararmos a espessura máxima do gelo entre este momento e os 2 momentos anteriores de retrocesso, constatamos uma redução de mais de 100 m em relação ao 1º momento (moreia dos Covões) e de mais de 50 m em relação ao 2º momento (moreia do Espinhaço do Cão).







Figura 6. Recuo do glaciar para 1140 m, próximo da moreia do Espinhaço do Cão, com $\tau = 100$ kPa. (Glacier snout at 1140m with $\tau = 100$ kPa)



Figura 7. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria, com $\tau = 100$ kPa. (*Glacier snout at 1200m with* $\tau = 100$ kPa)

3.3. Perfis do glaciar com uma tensão tangencial basal de 120 kPa

Com uma tensão tangencial de 120 kPa, também se regista uma forte diminuição da espessura do gelo e a perda de contacto com as moreias do Poio do Judeu – Lagoa Seca, quando o glaciar recua para próximo do Covão da Albergaria.

Contudo, mesmo na fase do Espinhaço de Cão pode ter havido condições para acumulação nos sectores inferiores das moreias dos 1500 m.



Figura 8. Recuo do glaciar para 1080 m, próximo da moreia dos Covões, com τ = 120 kPa. (Glacier snout at 1090m with τ = 120 kPa)







Figura 10. Recuo do glaciar para 1200 m, próximo da moreia a jusante do Covão da Albergaria, com a tensão tangencial basal de 120 kPa. (Glacier snout at 1200m with τ = 120 kPa)

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O modelo mostra que valores de tensão tangencial basal de 100 e 120 kPa permitiriam a alimentação das moreias do Poio do Judeu – Lagoa Seca em fases muito posteriores ao UMGSE. Com estes valores de tensão tangencial basal, estas moreias continuariam a ter condições para ser alimentadas pelo glaciar, sobretudo nas 2 primeiras fases de recuo, ou seja com a frente do glaciar a 1080 m (junto à moreia do Covões) e a 1140m (junto ao Espinhaço do Cão) – figuras 5, 6, 8 e 9.

A 3^a fase de recuo do glaciar, com a sua frente a 1200 m de altitude, a jusante do Covão da Albergaria, levanta mais dúvidas no que concerne à relação entre o glaciar e as moreiras acima dos 1500 m. Nesta fase, para qualquer dos 3 valores de tensão tangencial ensaiados, é notório um afastamento entre a superfície do glaciar e essas moreias (figuras 4, 7 e 10). Em nenhum dos casos o perfil coincide com as referidas moreias embora haja uma ligeira aproximação com τ = 120 kPa.

Em relação à tensão tangencial mais baixa (80 kPa), apenas numa primeira fase de recuo (moreia do Covões) se verifica uma correspondência próxima do perfil com as moreiras acima dos 1500 m.

Os perfis calculados sugerem ainda uma possível interrupção da alimentação glaciária a partir do planalto. Numa fase posterior ao UMGSE a alimentação terá sido sobretudo a partir do gelo disponível nos circos glaciários e vales afluentes. Note-se a reduzida espessura do gelo no planalto e sobretudo na área de transição para o vale, quando comparada com o que ocorre ao longo do vale.

Os resultados que aqui apresentamos renovam o interesse no estudo geomorfológico das moreias da Serra da Estrela e, em especial das moreias do sector Poio do Judeu – Lagoa Seca, bem como do complexo morénico da Nave de Santo António. A possibilidade de algumas destas moreias terem estado activas numa fase pós-máximo glaciário é especialmente importante e pode ajudar a explicar a sua grande dimensão e volume de material. A fase seguinte deste estudo consistirá em efectuar novas datações destas moreias por métodos como os isótopos cosmogénicos, de modo a clarificar a cronologia da deglaciação da Serra da Estrela.

5. REFERÊNCIAS

- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa,J., Willenbring, J.K. (2012). "The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology". *Geomorphology*. 2012. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.019.
- Daveau, S. (1971). "La glaciation de la Serra da Estrela". *Finisterra* 6, 5 40.
- Evans, D.J.A., Rea, B.R., Hansom, J.D., Whalley, W.B. (2002)."Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway". *Journal of Quaternary Science* 17, 221–239.
- Lautensach, H. (1929). "Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal)". Zeitschrift für Gletscherkunde 17, 324 369.
- Locke, W. (1995). "Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana". *Geomorphology* 14, 123–130.
- Nye, J.F., (1952). "A method of calculating the thickness of icesheets." *Nature* 169, 529–530.Schilling, D.H., Hollin, J. (1981)."Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps". In: Denton, G.H., Hughes (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*. Wiley, New York, 207–220.
- Vieira, G. (2004). Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Vieira, G. (2008). "Combined numerical and geomorohological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal". *Geomorphology* 97, 190-207.
- Vieira, G. & Palacios, D. (2010). "New cosmogenic isotope datings for the Serra da Estrela glaciation." Preliminary results. V Congresso Nacional de Georfologia, Porto, 8-10 Dezembro 2010.
- Weertman (1971). "Shear stress at the base of a rigidly rotating cirque glacier". *Journal of Glaciology* 10, 31-37.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

С	R
Correia, A723	Ramos, M 723, 727
D	Τ
De Pablo, M. A	Trindade, A
M	V
Molina, A	Vieira, G



Chairpersons:

Emilio García Ladona Joan Martí Molist José Ignacio Badal Nicolás José López Ruiz Juan Barrado Díaz

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Función temporal (STF) del terremoto del 8 de Octubre de 2011 (Mw=4.0) en El Hierro (Islas Canarias) Source Time Function (STF) of the earthquake of the 8th October 2011 at El Hierro (Canary Islands)

C. del Fresno⁽¹⁾, I. Domínguez Cerdeña⁽²⁾, E. Buforn⁽³⁾ y C. López⁽¹⁾

⁽¹⁾Observatorio Geofísico Central, Insto. Geográfico Nacional. c/ Alfonso XII 3, 28009 Madrid. <u>cdelfresno@fomento.es</u>

⁽²⁾Centro Geofísico de Canarias, Insto. Geográfico Nacional. c/ La Marina 20, 2°, 38001 Sta Cruz de Tenerife

⁽³⁾Dpto. Física de la Tierra I (Geofísica y Meteorología). Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid

SUMMARY

On the 8th of October of 2011, and earthquake of local magnitude 4.3 occurred on the South of El Hierro Island (Mw=4.0). This event is part of the seismic crisis which preceded and accompanied the volcanic submarine eruption on this area (October 2011 – March 2012). The earthquake took place just 30 h before the onset of the volcanic tremor signal and it was the biggest shock before the start of the eruption. Therefore, it is of great interest the analysis of its rupture process. In this work we present the first results obtained of its source time function (STF). We have used the Empirical Green Function methodology, considering data of five smaller earthquakes of the same crisis as Green functions for the waveform modeling. Results showed a STF duration of 0.3s and a seismic moment of $9x10^{14}$ Nm, these values are in agreement with results obtained from spectral analysis and with the magnitude of the event.

1. INTRODUCCIÓN

El terremoto que tuvo lugar el 8 de octubre de 2011 a las 20:34 h es uno de los sismos más destacables en la crisis sismovolcánica de la Isla de El Hierro 2011-2012. Este sismo fue el de mayor magnitud (M_I =4.3) ocurrido antes del comienzo de la erupción submarina.

El foco de este sismo ha sido localizado a 1.5 km al SW de la costa de la isla y a 12 km de profundidad, en una región de alta magnetización que ha sido considerada como posible zona de realimentación magmática de la dorsal S de la isla en estudios anteriores (Blanco-Montenegro, 2008). El terremoto fue sentido ampliamente en toda la Isla de El Hierro y alcanzó una intensidad máxima de V (EMS) en la población costera de La Restinga situada al sur de la isla. (Fuente: Instituto Geográfico Nacional, IGN).

A partir del día en el que ocurre este terremoto se empezó a observar un claro cambio de tendencia en la deformación superficial, indicando el comienzo de la estabilización del sistema. Durante esa misma noche y a lo largo el día siguiente, se registra un enjambre de sismos superficiales (1 km < h < 6 km) de baja magnitud (M_L <1.8) a unos 5km de la costa S de la isla. Una intensa señal de tremor volcánico comenzó a registrarse en todas las estaciones sísmicas de la isla tan solo 30 h después del sismo. Y finalmente, dos días más tarde, el 12 de octubre, se observaron las primeras evidencias de la erupción submarina en la superficie del mar a unos 2 km del sur de la isla (López et al., 2012).

El estudio del proceso de ruptura de este terremoto es de gran importancia para determinar si pudo ser el desencadenante del ascenso del magma hacia la superficie. En este trabajo se presentan los primeros resultados de la función temporal de la fuente sísmica (STF) mediante el método de las funciones de Green Empíricas.

2. METODOLOGÍA Y DATOS

Se ha estudiado la función temporal de la fuente sísmica (STF) de este terremoto mediante la técnica de las funciones de Green Empíricas. Esta metodología se basa en el uso de terremotos de magnitud pequeña como funciones de Green (EGF) para la modelización de formas de onda de terremotos de magnitud mayor. Los sismos de menor magnitud aportan a la modelización los efectos de propagación en el medio y de sitio sin ser necesarios modelos teóricos de litosfera que los describan. (Mueller, 1985)

Para este estudio se han utilizado registros de las estaciones de la Red Sísmica Nacional y de la Red de Vigilancia Volcánica (IGN). Se han podido utilizar los datos de 6 de las 9 estaciones distribuídas en la Isla de El Hierro, se han descartado los datos de las estaciones más cercanas a los epicentros puesto que la distancia entre los hipocentros no es lo suficientemente pequeña frente a las distancias foco-estación como para considerar que los rayos de cada terremoto recorren la misma trayectoria. Por otro lado, en dos de esas estaciones el sismo principal saturó los registros lo que imposibilita la modelización de la forma de onda. De las 6 estaciones utilizadas en este estudio, una de ellas corresponde a un registro de un sensor de banda ancha y el resto a sensores de periodo corto.

Para la elección de los terremotos que puedan hacer las veces de EGF se ha realizado una correlación cruzada de formas de onda de todos los terremotos con $M_L>2.5$ anteriores a la erupción. De esta manera se ha determinado una familia de terremotos con forma de onda similar a la del sismo principal. Se han considerado los datos de de 6 estaciones y un filtro paso banda 1-4 Hz. Finalmente se han seleccionado los 5 sismos que mejor correlación presentan con el principal (>0.71) y al menos un grado de magnitud menor que el terremoto principal ($M_L<3.0$). Todos los sismos elegidos tuvieron lugar el día anterior o el mismo día que el sismo principal.



Figura 1 – Registros del terremoto principal y las cinco EGF en la componente EW de la estación de CTIG (Banda Ancha).

Como ejemplo de los datos utilizados, en la Figura 1 se muestran los registros correspondientes al terremoto principal y los cinco sismos elegidos como EGF en la estación de CTIG y la componente EW. Se puede observar la similitud entre las distintas formas de onda.

La deconvolución de formas de onda para la obtención de la STF aparente se ha llevado a cabo en el dominio temporal, utilizando el algoritmo iterativo desarrollado por Ligorría y Ammon (1999). Se han realizado pruebas tanto imponiendo condición de positividad como sin imponerla, observando que esta condición era necesaria para estabilizar las STF aparentes en algunas estaciones. Se ha considerado una ventana temporal de 5 s de duración de ondas S y superficiales en las componentes horizontales. No se han utilizado ondas P porque la baja relación señal/ruido en los sismos pequeños impedía la convergencia a una solución estable.

3. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Tras la deconvolución de los distintos pares de formas de onda, los resultados en las distintas componentes muestran una sola fuente impulsiva de forma triangular y unos 0.3 s de duración. En la Figura 2 se muestra un ejemplo de los sismogramas observado y teórico, los espectros observado, teórico y de la EGF y la STF aparente obtenida tras la deconvolución.

La duración de la STF aparente obtenida presenta un valor similar al de terremotos tectónicos del mismo orden de magnitud en otras regiones como Grecia (Courboulex et al. 1996) o el S de la Península Ibérica (Buforn et al. 1997).



Figura 2 – Izda: Componentes horizontales de los sismogramas observado y teórico en la estación de banda ancha de CTIG utilizando la EGF4. Centro: espectros observado, teórico y EGF. Dcha: STF relativa obtenida en cada componente.

Comparando los resultados obtenidos en las distintas estaciones (Figura 3), se puede comprobar que el resultado obtenido no depende del tipo de sensor utilizado (banda ancha o periodo corto), pero sí se aprecia que hay estaciones en los que la deconvolución presenta un mayor nivel de ruido que en otras (CTAB o CJUL frente a CORC y CTIG). No se aprecia variación de la duración de la fuente en función del azimut, por lo que no se puede hablar de efectos de directividad a partir de los resultados obtenidos en este trabajo.

Tabla 1 – Resultados obtenidos del análisis espectral. (Results obtained using spectral analysis)

Sismo	Fecha	hora	r (km)	M _O (Nm)	$\mathbf{M}_{\mathbf{w}}$
Principal	08-10-201	11 20:34:48	0.54	1.3×10^{15}	4.0
EGF1	07-10-201	1 22:31:18	0.28	9.5×10^{12}	2.5
EGF2	07-10-201	1 23:30:35	0.23	3.2×10^{13}	2.9
EGF3	07-10-201	1 23:37:00	0.26	1.2×10^{13}	2.7
EGF4	08-10-201	1 00:46:00	0.27	3.3×10^{13}	2.9
EGF5	08-10-201	1 01:08:00	0.25	1.8×10^{13}	2.8



Figura 3 – Distribución de los sismos y las estaciones que se han utilizado en este estudio. Estrella: localización del sismo principal. Cuadrados: localización de los sismos utilizados como EGF. Las gráficas muestran los resultados de la STF aparente en cada estación tras la deconvolución con las distintas EGF. Círculos negros: estaciones de periodo corto; círculo blanco: estación de banda ancha. Mecanismo de doble par del sismo principal obtenido a partir de polaridades de ondas P.

Como comprobación de los resultados obtenidos en este trabajo, se ha estimado el Mo del terremoto principal como el área bajo la curva de la STF promedio, obteniendo un valor de M_0 = 9x10¹⁴ Nm, un valor similar, aunque ligeramente inferior al resultado a partir de ánálisis espetral (Tabla 1).

Asimismo, considerando los resultados de la duración de la STF aparente y una velocidad de ruptura de 3 km/s, se obtiene una dimensión de la ruptura de 0.9 km para este sismo. Este resultado concuerda con el obtenido a partir de análisis espectral de formas de onda y considerando el modelo de Brune de falla circular (Tabla 1).

Por último, aplicando la relación entre M_0 y el área de la fractura (Kanamori y Anderson, 1975) se ha estimado la caída de esfuerzos de los distintos terremotos (Figura 4). La caída de esfuerzos del terremoto principal se encuentra entre los 1-10 MPa, un valor superior a los estimados en otras regiones para sismos de la misma magnitud. Sin embargo, las caídas de esfuerzos de las réplicas varían entre los 0.1-1.0 MPa, que sí son valores similares a los obtenidos en otros estudios para terremotos del mismo rango de magnitud (Courboulex et al.1996).



Figura 4 – Representación del área de la fractura fresnte al Mo mostrando las líneas de igual caída de esfuerzos. Los rombos corresponden al terremoto principal y los cuadrados a las EGF. En negro la solución obtenida a partir de la deconvolución y en gris las soluciones a partir de análisis espectral.

AGRADECIMIENTOS 4.

Los autores agradecen al Grupo de Vigilancia Volcánica (IGN) y a la Red Sísmica Nacional (IGN) la labor realizada durante la crisis de El Hierro. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Fomento y por el proyecto CGL2010-19803-C03-01.

REFERENCIAS 5.

- Blanco-Montenegro, I., I. Nicolosi, A. Pignatelli y M. Chiappini (2008): "Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands)". Geophys. J. Int. 173, 339-35.
- Buforn, E., P. Coca, A. Udías y C. Lasa (1997): "Source mechanism of intermediate and deep eathquakes in southern Spain". J. Seismol. 1, 113-130.

- Courboulex, F., J. Virieux, A. Deschamps, D. Gilvert y A. Zollo (1996): "Source investigation of a small event using empirical Green's functions and simulated annealing". *Geophys. J. Int.* 125, 768-780.
- Kanamori, H. y D. L. Anderson (1975): "Theoretical basis of some empirical relations in
- Seismology". Bull. Seism. Soc. Am. 65, 1073-1095.
 Ligorría, C. P. y C. Ammon (1999):" Iterative deconvolution and receiver function estimation". Bull. Seism. Soc. Am.89, 1395-1400.
- López, C., M. J. Blanco, R. Abella, B. Brenes, V. M. Cabrera Rodríguez, B. Casas, I. Domínguez Cerdeña, A. Felpeto, M. Fernández de Villalta, C. del Fresno, O. García, M. J. García-Arias, L. García-Cañada, A. Gomis Moreno, E. González-Alonso, J. Guzmán Pérez, I. Iribarren, R. López-Díaz, N. Luengo-Oroz, S. Meletlidis, M. Moreno, D. Moure, J. Pereda de Pablo, C. Rodero, E. Romero, S. Sainz-Maza, M. A. Sentre Doming, P. A. Torres, P. Trigo, V. Villasante-Marcos (2012): "Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption". Geoph. Res. Let. 39, L13303. doi:10.1029/2012GL051846.
- Mueller, C. (1985): "Source pulse enhancemente by deconvolution of an empirical Green's fuction". *Geoph. Res. Let.* 12, 33-36.

Control de deformaciones en la reactivación y erupción de El Hierro (Islas Canarias, España) 2011-2012

Deformation monitoring of the volcano unrest and eruption of El Hierro (Canary Island, Spain) 2011-2012

L. García-Cañada⁽¹⁾, M. A. Cano⁽²⁾, M. J. García-Arias⁽¹⁾, J. Pereda⁽³⁾, E. González-Alonso⁽¹⁾, M. Valdés⁽²⁾, Unidad de Volcanología y Área de Geodesia del IGN.

⁽¹⁾Observatorio Geofísico Central, Instituto Geográfico Nacional (IGN), C/Alfonso XII, 3, 28014 Madrid, Spain, Igarcia@fomento.es.

⁽²⁾Área de Geodesia, Instituto Geográfico Nacional (IGN), C/General Ibáñez de Ibero, 3, 28003 Madrid, Spain.

⁽³⁾Centro Geofísico de Canarias, Instituto Geográfico Nacional (IGN), C/La Marina 20, 2º, 38001 S/C de Tenerife, Spain.

SUMMARY

In July 2011 the Instituto Geográfico Nacional (IGN), responsible for the volcano monitoring in Spain, detected unusual seismic activity and deformations in El Hierro that could be the precursors of a volcanic activity reactivation. Therefore the IGN started to develop a multidisciplinary monitoring network including eight permanent GNSS sites. These GNSS data together with other permanent sites belonging to several institutions and some densifying points with temporal observations have been used to monitor the ground deformation in the island. Radar Interferometric techniques (InSAR) have been used to complement the information obtained. Preliminary GPS results show deformation in the pre-eruptive process. InSAR preliminary analysis corroborates these deformations.

1. INTRODUCCIÓN

Las Islas Canarias es un archipiélago volcánicamente activo situado frente a la costa noroeste africana. Se conocen numerosas erupciones históricas en todo el archipiélago, siendo Lanzarote, Tenerife y La Palma las islas que han presentado una mayor actividad en los últimos años, con 16 erupciones registradas desde el siglo XV (Romero, 2000).

En julio de 2011 el Instituto Geográfico Nacional (IGN) comienza a detectar una actividad sísmica anómala en la isla de El Hierro, isla en la que no se había detectado ninguna actividad volcánica desde hacía al menos 200 años. Como responsable de la vigilancia volcánica en España comienza en ese momento a desarrollar una red de monitoreo multidisciplinar para complementar la instrumentación ya existente y permitir el seguimiento y estudio de la actividad que estaba teniendo lugar en la isla. Dentro de esta red se instalan hasta un total de ocho estaciones permanentes GNSS (Global Navigation Satellite System) densificadas por tres puntos de observación periódica, que han permitido realizar el seguimiento de las deformaciones del terreno durante el periodo pre-eruptivo y posterior erupción submarina, que comenzó el 10 de octubre de 2011, aproximadamente a 2 km al sur de la isla de El Hierro. También se han adquirido imágenes de satélite para, mediante el uso de técnicas de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR), procesarlas y complementar los resultados obtenidos por GPS (Global Positioning System).

Se va a realizar la descripción de la red de puntos medidos, posteriormente se explican los procesados y análisis realizados a los datos GPS para la obtención de coordenadas y a las imágenes InSAR para llegar a los interferogramas. Finalmente se verán las deformaciones obtenidas y que han permitido, junto a los resultados de las otras técnicas, la gestión de la emergencia surgida por la reactivación volcánica y posterior erupción, así como el estudio de todo el fenómeno ocurrido.

2. RED DE ESTACIONES

La red de Vigilancia Volcánica en las Islas Canarias se empezó a desplegar en el año 2007 en Tenerife, siendo esta isla la que se considera que presenta una mayor peligrosidad. Dentro de esta red multiparamétrica, para el control de deformaciones existe un total de ocho estaciones GNSS instaladas y en funcionamiento cuyos datos son recibidos y analizados de forma continua en los Centros de Datos de Madrid y Tenerife (Cano et al., 2008a).

A partir del comienzo de la actividad sísmica en El Hierro, en julio de 2011, se inicia la instalación de una red de estaciones GNSS

permanentes constituida en la actualidad por ocho estaciones del IGN, además de una estación GNSS situada en Frontera y perteneciente a GRAFCAN (Cartográfica de Canarias, S.A) denominada FRON. Esta estación se instaló en julio de 2010 y sus datos han sido utilizados desde entonces.

Debido a que la actividad sísmica durante el mes de julio tuvo lugar al norte de la isla, en el área de El Golfo (Frontera), las primeras estaciones GNSS se instalaron en esta zona, además de una de ellas fuera del área de actividad. De esta forma, desde finales de julio de 2011 se disponen de datos de HI01, situada en el vértice geodésico de Asomadas, como estación en el exterior del área de estudio, HI02 y HI03 en la zona de El Golfo, al este y oeste de la zona de máxima ocurrencia sísmica.

A primeros de septiembre, con el fin de confirmar las direcciones de los movimientos detectados, se instala HI04, también en el área de El Golfo, al oeste de HI03 (ver Figura 1).



Figura 1 – Mapa de localización de las estaciones GNSS instaladas en la isla de El Hierro.

En septiembre se inicia la instalación en el sur de la isla de las estaciones restantes, comenzando por HI05, situada al oeste, en el vértice geodésico de Orchilla.

El Grupo de Geodesia de la Universidad de Cádiz (UCA) en colaboración con el IGN y el Instituto de Geociencias del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) instala nuevas estaciones permanentes, HI00 en Valverde, HI08 en El Pinar y HI09 en La Restinga, además de puntos para observación periódica, HI06 y HI07 en la zona de El Julán y HI10 en Tacorón.

A partir de octubre estas estaciones son remplazadas por equipos del IGN y con registro continuo allí donde ha sido posible, de forma que excepto los dos puntos de El Julán (HI06 y HI07) actualmente todas son estaciones permanentes desde primeros de noviembre y con comunicación para la transmisión de datos, excepto HI10.

En diciembre de 2011 se instala un nuevo punto de observación, HI11, como apoyo a los trabajos de control de una ladera en la cara norte de la isla (Brenes Fernández et al., 2012).

Finalmente, la red de estaciones GNSS instalada para el control de deformaciones en la isla de El Hierro queda como se muestra en la Figura 1. Esta red, a septiembre de 2012, se encuentra plenamente operativa.

3. TRATAMIENTO Y ANALISIS DE DATOS GNSS

Los datos de las estaciones GNSS se han integrado en los centros de datos y cálculo que el IGN ya disponía para el Servicio de Vigilancia Volcánica (Cano et al., 2008b). Las estaciones envían datos horaria y/o diariamente, dependiendo de la comunicación, que se reciben en dos centros de datos gemelos en las instalaciones del IGN en Madrid y Santa Cruz de Tenerife. Una vez allí se realiza un control de calidad con el programa TEQC (Estey y Meertens, 1999) y son almacenados para el posterior procesado.

Tanto en el caso de las estaciones permanentes como para los puntos de observación periódica, el procesado se realiza con el programa Bernese v.5.0 (Dach et al. 2007), aunque con ligeras diferencias. En el caso de las estaciones permanentes de El Hierro los datos se han añadido al procesado ya existente para todas las estaciones del Sistema de Vigilancia Volcánica, procesándose una red regional formada por todas las estaciones de Canarias del IGN, GRAFCAN, MAS1 y estaciones IGS del norte de África, Azores y la Península Ibérica. Para la obtención de las coordenadas se usa el modelo de carga oceánica FES2004 (Lyard et al., 2006), calibración absoluta de las antenas del IGS para los satélites y estaciones y efemérides del IGS (Kouba 2009), utilizando una estrategia de procesado similar a la utilizada por el IGN como Centro Local de Análisis de EUREF (Valdés et al., 2008). Para la materialización del marco de referencia se realizan constreñimientos mínimos a las coordenadas IGS en cada época de un conjunto formado por cinco estaciones de referencia, MAS1, PDEL, SFER, RABT y VILL.

Para la obtención de los resultados de la forma más rápida posible, los datos de cada día son procesados tres veces usando en cada caso las efemérides disponibles en ese momento. Así, a las pocas horas de la obtención de los datos se realiza el primer procesado con efemérides ultrarrápidas, cuyos resultados se obtienen a primera hora del día siguiente. Posteriormente, a las 17 horas de la finalización del día, el IGS publica las efemérides rápidas, de forma que vuelve a procesarse el día anterior con estas efemérides, además de incluir datos que por problemas de comunicación no hayan entrado en el procesado anterior. Finalmente se realiza un procesado preciso con el uso de las efemérides IGS finales.

En todos los procesados, como resultado se obtienen las coordenadas cartesianas tridimensionales geocéntricas (X, Y, Z) para cada día en el sistema de referencia definido, que depende del marco de referencia de la órbitas y las coordenadas de las estaciones de referencia que se utilizan para definir el marco, siendo en este caso el IGS08. Estos resultados se obtienen en el fichero de salida de formato estándar SINEX (Solution Independent Exchange Format). A partir de ahí se agrupan las coordenadas diarias para cada estación obteniendo así las series temporales de coordenadas cartesianas. Para una interpretación más sencilla de los resultados se realiza una transformación de estas series a un sistema de referencia topocéntrico local, usando como referencia las coordenadas geográficas de las medias de las series anteriores. De esta forma se obtienen las series temporales diarias de coordenadas locales norte, este y elevación, (n,e,u), para cada estación. Un ejemplo de serie temporal de estas coordenadas puede verse en la Figura 2, donde está representada la serie precisa completa de la estación FRON.



Figura 2 – Serie completa de coordenadas locales (n,e,u) de FRON.

Además de las coordenadas, para estudiar el comportamiento relativo entre estaciones, también se calculan las distancias entre unas estaciones de referencia seleccionadas y el resto de estaciones de la red. En el caso de las estaciones de El Hierro se ha considerado las distancias entre las propias estaciones de la isla, así como con la estación del IGN situada en La Palma. En la Figura 3 están representadas las variaciones de distancia entre HI02 y LPAL, como estación de referencia.



Figura 3 – Serie de las variaciones de la distancia entre HI02 y LPAL.

Los puntos de observación periódica permiten densificar la red, completando principalmente la zona conocida como el Julán, donde las características de la zona hacen difícil la instalación de una estación permanente. La observación se realiza semanalmente durante un periodo mínimo de cinco horas. Para la obtención de las coordenadas, estos datos son procesados con una estrategia similar a las estaciones permanentes, pero en una red más pequeña, formada solamente por las estaciones GNSS permanentes que el IGN tiene en Tenerife, El Hierro y La Palma, y usando como estación de referencia LPAL. A partir de estos resultados también se obtienen series de coordenadas de HI06, HI07 y HI11 y distancias entre ellas.

4. ANÁLISIS INSAR

Con la finalidad de complementar los resultados de deformaciones obtenidos con técnicas GNSS, temporal y espacialmente, se han usado técnicas de InSAR. El uso de InSAR ha permitido la creación de interferogramas tanto pre-eruptivos como de las etapas iniciales de la erupción, que permiten observar los desplazamientos del terreno derivados de la actividad volcánica.

Para ello se han adquirido una colección de imágenes TerraSAR-X cubriendo todo el proceso eruptivo. Aunque la técnica InSAR no permita la obtención de resultados en tiempo real, como ocurre con las estaciones permanentes GNSS, tiene la ventaja de obtener deformaciones no puntuales y disponer de catálogos de imágenes anteriores al comienzo de la actividad, por lo que su complementación permite un mayor conocimiento de cómo se ha desarrollado el proceso. Sin embargo una de las mayores dificultades y limitaciones de este uso es la necesidad de aislar la señal atmosférica de la deformación real en los interferogramas.

Normalmente se considera que la fase interferométrica se relaciona linealmente con la altura, lo que permite estimar la parte de la fase derivada de la atmósfera y eliminarla del interferograma para obtener de manera aislada la información correspondiente a la deformación (Hanssen, 2001). Pero en la serie de interferogramas de El Hierro se ha comprobado que las características atmosféricas de la isla y su compleja orografía hacen que esta aproximación no sea válida. Por esta razón se ha preferido mostrar los interferogramas sin aplicar ningún tipo de corrección atmosférica, de forma que la fase final es una combinación de la deformación real del terreno y el efecto atmosférico.

Para la obtención de los interferogramas se ha utilizado el programa DORIS de la Universidad Técnica de Delft (Kampes et al., 20003) usando órbitas precisas y un modelo digital de terreno del IGN de 5m de resolución. Posterioremente se ha aplicado una máscara para evitar que los píxeles de baja coherencia produzcan errores que puedan propagarse a todo el interferograma en el desenrrollado de fase, proceso que se ha realizado con el programa Snaphu (Chen et al, 2001) y que ha permitido obtener de esta forma los valores absolutos de la fase.

5. RESULTADOS OBTENIDOS

A partir de los datos e imágenes disponibles y siguiendo los procesado y análisis descritos en el apartado anterior, se va a describir los resultados de deformaciones obtenidos con GPS e InSAR durante las diferentes etapas de todo el proceso eruptivo.

6. ESTACIONES GNSS

La deformación en el proceso pre-eruptivo comienza el 7 de julio de 2011, detectándose en la estación de FRON, la única estación GNSS permanente instalada en la isla en ese momento. Este comienzo, junto a la deformación de la estación FRON durante todo el proceso aparece en la Figura 2.

En general, en todas las estaciones instaladas, se detecta la inflación desde el inicio del registro de datos. Esto puede verse, por ejemplo, en la serie (n,e,u) de HI04 (Figura 4) desde el 31 de agosto de 2011, fecha en la que se instaló la estación, hasta marzo de 2012, cuando finaliza la erupción. En esta estación se ha detectado una deformación durante este periodo de 3 cm norte y casi 2 cm oeste.

A primeros de septiembre de 2011, coincidiendo con la migración hacia el sur de la actividad símica (López et al., 2012), se observa una aceleración y rotación hacia la dirección norte de la deformación (ver Figura 5) que llega a ser de más de 3 cm en 20 días.



Figura 4 – Serie (n,e,u) de la estación HI04.

En los últimos días de septiembre la tendencia de deformación continua, aunque no tan rápido como en los días anteriores. A partir del 1 de octubre y durante aproximadamente unos 5 días, se observa en todas las estaciones una repentina deflación y posterior inflación de más de 2 cm, que coincide con señales anómalas en otras técnicas (López et al., 2012). Este fenómeno puede verse fácilmente en las componentes norte de HI03 (Figura 4) y HI04 (Figura 3). A partir del 8 de octubre las coordenadas se estabilizan, continuando así durante los primeros días de la erupción.



Figura 5 – Gráfico de coordenadas horizontales (n,e) de HI03.

En resumen, durante el proceso pre-eruptivo, desde principios de julio hasta el 10 de octubre, se ve claramente una inflación de la isla de más de 5 cm en horizontal y 4 en vertical. Esta inflación se ve reflejada en las velocidades estimadas que están representadas en la Figura 6, donde se muestran las velocidades horizontales (flecha negra) y verticales (barra gris) de las estaciones GNSS desde el 1 de julio de 2011, o la instalación de cada estación, hasta el comienzo de la erupción. En el caso de las estaciones HI05 y HI08, el corto periodo de datos hace que el error de la velocidad horizontal sea mucho mayor que en las demás estaciones aunque su valor está por encima de este error. Sin embargo esto no ocurre en la componente vertical, por lo que no se ha considerado la velocidad obtenida.



Figura 6 – Velocidades horizontales y verticales previas al comienzo de la erupción.



Figura 7 – Serie de coordenadas locales (n,e,u) de H109.

Posteriormente, con la erupción ya en marcha, comienza a observarse una deflación, principalmente en el sur de la isla, que continua hasta mediados de noviembre de 2011. Esta deflación tiene

una mayor magnitud en la componente vertical y es más clara en las estaciones más cercanas a la erupción, como es HI09 (Figura 7) donde el hundimiento vertical en ese periodo es de casi 3cm.

A partir de entonces y hasta la finalización de la erupción, en marzo del 2012, no se han detectado deformaciones significativas, aunque sí que hay pequeñas inestabilidades en algunas ocasiones, seguramente causadas por la erupción en curso.

Los puntos de observación periódica comenzaron a observarse a principios de noviembre, por lo que no se dispone de resultados para el periodo pre-eruptivo, aunque sí que confirman la tendencia de las otras estaciones durante la erupción.

Las series de coordenadas locales durante la erupción, tanto de los puntos de observación periódica (HI06, HI07 y HI11) así como de todas las estaciones GNSS permanentes (excepto FRON, HI04 y HI09, cuyas series están representadas en las figuras 2, 4 y 7 respectivamente), pueden observarse en la Figura 8, donde se observa que excepto la deflación durante las primeras fases de la erupción, no se aprecia ninguna deformación significativa.



Figura 8 – Series (n,e,u) de las estaciones GNSS de El Hierro durante la erupción 2011-2012.

7. RESULTADOS INSAR

A partir de las imágenes disponibles se han seleccionado dos interferogramas (Figuras 9 y 10) para el estudio de deformaciones. Estos interferogramas obtenidos presentan únicamente geometría ascendente, aunque lamentablemente esta geometría no cubre la isla en su totalidad, y muestran la etapa pre-eruptivas y el inicio de la erupción.

El valor de la fase que se observa en las dos figuras sólo puede interpretarse de una forma cualitativa, ya que realmente el resultado obtenido es una combinación de la deformación real más el efecto atmosférico. De esta forma y teniendo en cuenta la línea de visión del satélite, las fases negativas son una combinación de la elevación, con el movimiento oeste y el efecto atmosférico, mientras que las fases positivas representan hundimiento, más movimiento este y de nuevo los efectos atmosféricos. Actualmente se está trabajando en un método para eliminar dicho efecto adecuadamente.

La Figura 9 muestra el interferograma pre-eruptivo, entre el 11 de agosto y el 05 de octubre de 2011. Las zonas en blanco presentan coherencia baja y no se pueden determinar deformaciones sobre ellas. Como sabemos por los resultados GPS que entre estas dos fechas los movimientos en la dirección este-oeste fueron mucho menores que los verticales, se puede interpretar que los valores negativos de las fases que se observan en la zona de El Julán corresponden a elevaciones del terreno en esa área.



Figura 9 - Interferograma pre-eruptivo 11 agosto- 5 octubre 2011.

En el interferograma de la Figura 10 se muestran los desplazamientos entre el 11 de agosto y 16 de octubre de 2011. Se observan fases negativas en la costa del Mar de las Calmas y El Julán (sudoeste de la isla) y fases positivas en el resto de la isla. Si comparamos este interferograma con el de la Figura 8, los resultados parecen indicar una posible etapa de deflación generalizada durante las primeras fases de la erupción.



Figura 10 - Interferograma 11 agosto - 16 octubre 2011.

CONCLUSIONES 8.

El uso de estaciones GNSS ha permitido el control de deformaciones en El Hierro desde el comienzo de la reactivación, a primeros de julio de 2011. Todas las estaciones permanentes han registrado una inflación en el periodo pre-eruptivo de más de 5 cm. A primeros de septiembre, un cambio en el comportamiento del sistema hace que la deformación se acelere y sufra una rotación hacia el norte.

El análisis InSAR corrobora estas deformaciones obtenidas en la isla, aunque sus resultados sean preliminares, ya que es necesario un filtrado atmosférico apropiado. Además han permitido la detección de deformaciones en zonas donde no había estaciones GNSS, como en el Julán durante el periodo pre-eruptivo.

Estos resultados parecen corresponderse bien con una presión ejercida por la intrusión magmática existente antes de la erupción, en la zona donde los sismos estaban migrando del norte al sur entre esas fechas.

Durante la erupción los resultados GPS no presentan ninguna deformación en los primeros días, aunque posteriormente comienza una pequeña deflación hasta últimos de noviembre de 2011. El resto de las series hasta la finalización de la erupción, el 5 de marzo de 2012, no muestran ninguna tendencia clara.

Esta es la primera erupción monitorizada en las Islas Canarias, por lo que los datos obtenidos, de deformaciones, sismicidad y el resto de técnicas, ayudarán a la compresión y estudio de la reactivación y su aplicación en otros casos similares

Agradecimientos: Queremos expresar nuestro agradecimiento por su ayuda en la instalación de las estaciones, mantenimiento, trabajo de campo y soporte al Grupo de Geodesia de la Universidad de Cádiz-CSIC (UCA), así como a Cartográfica de Canarias (GRAFCAN) y todos los residentes y autoridades de la isla de El Hierro sin los que no hubiera sido posible la obtención de estos datos.

9. REFERENCIAS

- Brenes Fernández, B., M.J. García Arias, M. Moreno Solanas, J. Pereda De Pablo, P. Trigo Gambaro-Espuig, J. Fraile Torrecilla y P. Gonzalo López (2012, enviado): "Desarrollo de la red de vigilancia volcanica del IGN durante la crisis de El Hierro", X Topcart 2012, I Congreso Iberoamericano de Geomática y Ciencias de la Tierra.
- Cano, M. A, L. García-Cañada, M. J. García-Arias, J. Pereda, y R. Quirós (2008a): "Desarrollo de la Red Geodésica del IGN para el Sistema de Vigilancia Volcánica en Tenerife, Congreso Internacional de Ingeniería Geomática y Topografía", IX Congreso Nacional TOP-CART, 2008.
- Cano, M. A. L. García-Cañada, M. J. García-Arias, J. Pereda, v R. Ouirós (2008b); "Infraestructura geodésica del IGN para el Sistema de Vigilancia Volcánica", 6 Asamblea Hipano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 11-14 de febrero de 2008, pg. 289-290.
- Chen, C. W. y H. A. Zebker (2001): "Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization", Journal of the Optical Society of America A (Optics, Image Science and Vision), 18 (2), 338 -351 doi: 10.1364/IOSAA.18.000338
- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez y M. Meindl (Eds.) (2007): "Bernese GPS Software Version 5.0", Astronomical Institute University of Berne.
- Estey, L. H. y C. M. Meertens (1999): "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data", GPS Solutions, Vol. 3, No. 1, p. 42-49, doi:10.1007/PL00012778.
- Hanssen, R. F (2001): "Radar Interferometry. Data Interpretation and Error Analysis", Springer.
- Kampes, B.M., R. F. Hanssen y Z. Perski (2003): "Radar Interferometry with Public Domain Tools", Proceedings of the FRINGE 2003 Workshop, Frascati Italy.Kouba, J. (2009): "A guide to using international GNSS Services (IGS) products",
- disponible en http://igscb.jpl.nasa.gov/components/usage.html.
- Lyard F, Lefevre F, Letellier T, Francis O (2006): "Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004", Ocean Dyn 56:394-415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x
- López, C., et al. (2012): "Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption", Geophys. Res. Lett., 39, L13303, doi:10.1029/2012GL051846.
- Romero, R., (2000): "Actividad volcánica histárica en Las Islas Canarias". En: Astiz, M. y García, A., eds., Curso Internacional de Volcanología y Geofísica volcánica, pgs. 115-128.
- Valdés, M., L. García-Cañada y M. A. Cano (2008): "Estado actual de procesamiento en el Centro de Análisis Local de EUREF (IGE)". 6^a Asamblea Hispano-Portuguesa Geodesia y Geofísica, 11-14 de febrero de 2008, pg.283-284. de

Solución Geoespacial del Instituto Español de Oceanografía a las Campañas en la Erupción del Volcán de El Hierro

Geospatial Solution developed by the Spanish Institute of Oceanography after the oceanographic surveys in the El Hierro volcanic eruption

Hermida N. ⁽¹⁾ *, Pastor E. ⁽¹⁾, Rivera J. ⁽¹⁾, Arrese B. ⁽¹⁾, Tello O. ⁽¹⁾, Vargas JL. ⁽¹⁾, Acosta J. ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto Español de Oceanografía, Corazón de María nº8 28002. Madrid, España. <u>nuria.hermida@md.ieo.es</u>

SUMMARY

The Spanish Oceanographic Institution (Instituto Español de Oceanografía: IEO) has developed a marine information viewer that is located in its official Web page (http://www.ideo-elhierro.ieo.es). This viewer shows the cartography, the results and interpretations related to the 12 Bimbache Surveys, which were leaded by the IEO from October 2011 to February 2012 in the Ramón Margalef Research Vessel.

The main aim of this viewer, is to facilitate either the researchers or the geoscientific information users, an interactive display that can be used for the study of the eruptive process geomorphologic evolution. In addition it lets consult the bathymetries, ROV dives and trawl camera transects conducted during the surveys for scientific assessment of civil defense.

1. INTRODUCCIÓN

El equipo de la Infraestructura de datos espaciales del IEO ha desarrollado un visor de información marina que muestra el cartografiado y los primeros resultados e interpretaciones relativas a las Campañas Bimbache, realizadas por el grupo de Geología y Geofísica de Madrid del IEO entre los meses de Octubre de 2011 y Febrero de 2012, a bordo del *B/O Ramón Margalef*. El objetivo principal del visor es facilitar, tanto a los investigadores como a los usuarios de información geocientífica en general, un entorno de visualización interactivo que permita estudiar la evolución geomorfológica del proceso eruptivo, además de consultar las batimetrías y los puntos de inmersión de ROV y trineo fotogramétrico realizados durante las campañas para la asesoría del Comité Científico del PEVOLCA de Protección Civil.

2. DESARROLLO

La aplicación permite publicar los resultados de las Campañas Bimbache como servicios REST (Representational State Transfer) y como servicios Web, concretamente el servicio Web Map Service (WMS) definido por el OGC (Open Geospatial Consortium) Implementation Specification v1.3, aprobada como ISO 19128 Geographic Information – Web Map Server Interface. Además se ha elaborado un visor interactivo dotado de herramientas de visualización que permiten conocer y comparar los resultados de los estudios e interpretaciones de dichas campañas a lo largo del proceso eruptivo. Estos servicios WMS, se integran en el nodo de la Infraestructura de datos Espaciales Oceanográficos que está desarrollando el IEO, dentro del marco del proyecto IDEO.

La plataforma tecnológica usada está basada en la interfaz de aplicaciones para Adobe Flex desarrollada por Esri.

3. FUNCIONALIDAD

El menú desplegable permite acceder a cada uno de los levantamientos batimétricos realizados por el equipo de Geología y Geofísica de Madrid del IEO, la información de cada levantamiento se compone de los elementos descritos el la *tabla 1*.

Sombreado	Permite obtener un sombreado de la superficie o grado de iluminación de cada uno de los píxeles respecto a la orientación y al ángulo de elevación solar o cenital. 315° de orientación y
MDE	Estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de las profundidades.
Isóbatas	Curvas extraídas del MDE, con una equidistancia de 100 m, convenientemente etiquetadas.
Cono y Colada	Cono volcánico y depósitos, asociados al levantamiento batimétrico correspondiente.
Reservas Marinas	Zonas declaradas específicamente para la protección, regeneración, concentración o aumento de la producción de los recursos vivos o para la protección y regeneración del medio físico con fines pesqueros, medioambientales, recreativos y otros.
Transectos	Puntos inicio de inmersión del trineo fotogramétrico <i>Politolana</i> y el ROV <i>Liropus</i> 2000 (Remote Operated Vehicle).

El modelo de sombreado analítico, si bien no aporta una imagen métricamente precisa es particularmente adecuado para las visualizaciones del terreno ayudando a la compresión e interpretación comprensión de las formas del fondo marino, solo o combinado con otras capas de datos. El usuario tiene la posibilidad de variar el orden de las capas, aplicar transparencia para aprovechar las propiedades del sombreado analítico, personalizar la visualización y comparar las diferentes fases del proceso eruptivo. El botón descripción da acceso al metadato resumen, con la información principal que caracteriza a cada grupo temático y a cada levantamiento y un listado de palabras clave. *figura1*.

Tabla 1 – Lista de capas y su descripción. (Layer list and description)

Capa Descripción



Figura 1 - Opciones del cuadro de diálogo de gestión de capas. (Dialog box options for Layer Management)

El visor cuenta también con un conjunto de herramientas que permiten, identificar, medir y dibujar sobre la información geoespacial del espacio de trabajo, para posteriormente imprimir el resultado de las interpretaciones realizadas por el usuario, personalizando etiquetas (título, subtítulo y autor) y la orientación de la composición.

La herramienta de dibujo sirve para añadir a la información publicada las figuras geométricas más comunes (puntos, líneas, polígonos, rectángulos, círculos, elipses) fruto de la interpretación visual del usuario, y muestra a la vez tanto la longitud como la superficie del elemento dibujado en las unidades de medida elegidas (Metros, Kilómetros, Millas Náuticas). También es posible incorporar un texto cualquiera al mapa, con un estilo personalizado figura 2.



Figura 2 – Cuadro de diálogo de la herramienta dibujar y medir. (Draw and measure widget dialog box)



Figura 3 – Cuadro de diálogo de la herramienta identificar y la imagen submarina asociada a ese punto.(Identify widget dialog box and the underwater picture linked to that point)

La herramienta identificar permite consultar las entidades del espacio de visualización. tabla 2. Y así acceder a la información alfanumérica asociada al elemento gráfico, que se encuentra almacenada en la base de datos corporativa del Instituto Español de Oceanografía. Además se puede acceder a las fotografías obtenidas en las inmersiones de ROV y trineo pinchando en la capa transectos. En un futuro existirá la posibilidad de ver los vídeos grabados durante los transectos figura 3. También es posible consultar los informes de las diferentes Campañas Bimbache utilizando la herramienta sobre las capas de resultados.

Tabla 2 - Lista de capas e información devuelta por la herramienta identificar. (Layer list and information returned by *identify widget*)

Capas	Campos devueltos
Transectos	 Transecto: identificador del transecto Tipo: trineo o ROV Liropus 2000. Fecha/Hora/ en la que se realizó la inmersión. Latitud/Longitud/Profundidad y Rumbo del punto de inicio de la inmersión. Fotografías obtenidas.
Reservas Marinas	 Tipo: nivel de protección en función de la distribución de los elementos del medio que se quieran proteger. Nombre de la Reserva.
Cono y Colada	 Tipo: Cono o Colada. Campaña: Campaña en la se realizó el levantamiento correspondiente. Informes: vínculo al pdf con el informe de dicho levantamiento.
Isóbatas	Profundidad

4. CONCLUSIONES

Con este desarrollo el IEO pretende divulgar de manera sencilla y rigurosa los resultados obtenidos en las Campañas Bimbache. Los perfiles de usuario para los que este visor ha sido diseñado abarcan un rango de uso que incluye, desde una simple consulta apoyada por las herramientas del visor, a la posibilidad de incluir está información por medio de los servicios WMS en un Sistema de Información Geográfica que permita realizar análisis más exhaustivos sobre la información publicada.

5. REFERENCIAS

- Acosta, J. et al (2011), "Campaña BIMBACHE 1011 Fase 1. Geología y geofísica: reconocimiento batimetrico mediante ecosonda multihaz", Instituto Español de
- Oceanografía, Memoria científico-técnica, 13 pp.
 Ahmed, T., Orlando, D., (2011) "Flex 4 in Action", Manning, 606 pp.
 Felicísimo, A. (1994). " Modelos Digitales del Terreno Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales." Pentalfa Ediciones. Madrid. España. 122 pp.
- Gao Xiao-rong, XU Dan, LEI Ying. (2011)"Development of WebGIS System based on Flex and REST Service." Remote Sensing Technology and Application, 26(1), 123-128.
- Hengl, T. and Reuter, H. I. (2009): "Geomorphometry: Concepts, Software, Application,
- Developments in Soil Science." *Elsevier, Amsterdam*, vol. 33, 707pp.
 Navarro R (2007):"REST vs Web Services. Modelado, Diseño e Implementación de Servicios Web" *ELP-DSIC-UPV*. 19 pp.
- Rivera, J. et al (2011), "Campaña BIMBACHE 1011 Fases 4, 6, 7, 9, 11. Nuevo cartografiado y seguimiento del proceso eruptivo por métodos acústicos.", Instituto Español de Oceanografía, Memoria científico-técnica, 60 pp...
- Sánchez, et al (2011), "Campaña BIMBACHE 1011 Fase 2 Inmersiones efectuadas con el ROV Liropus 2000 y el trineo de fotogrametría Politolana a bordo del B/O Ramón Margalef (IEO)", Instituto Español de Oceanografía, Memoria científicotécnica, 21 pp.
- Web Map Service. OGC (s.f) Recuperado el 14 septiembre de 2012, http://www.opengeospatial.org/standards/wms

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A	
Acosta, J Arrese, B	753 753
В	
Buforn, E	743
C	
Cano, M. A	747
D	
del Fresno, C Domínguez Cerdeña, I	743 743
G	
García-Arias, M. J	747
García-Cañada, L.	747
González-Alonso, E.	747

Н
Hermida, N
L
López, C
P
Pastor, E
R
Rivera, J753
Τ
Tello, O753
V
Valdés, M



Chairpersons: José Antonio Peláez Montilla José Ignacio Badal Nicolás

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Consecuencias Y Actuaciones De Protección Civil En El Terremoto De Lorca Consequences And Civil Protection Activities Earthquake Lorca	
Movimientos de ladera inducidos por el terremoto de Lorca Landslides induced by the Lorca earthquake	
Zonación sísmica del casco urbano de Lorca, elaborada con valores de los parámetros Vs30 y C obtenidos por medio de microtremores de refracción <i>The urban seismic zonation of Lorca, made with values of parameters Vs30 and C obtained through refraction</i> <i>microtremors</i>	
Geología De La Ciudad De Lorca (Murcia, España). Una Base Para Evaluar El Riesgo Sísmico Geology Of Lorca Town (Murcia, Spain). A Basis For Assessing Seismic Hazard	
Localización Hipocentral: Análisis Comparativo De Distintos Métodos Utilizando La Serie Sísmica De 2011 En Lorca, España Hypocentral Location: Comparative Analysis Of Different Methods Using The 2011 Lorca (Spain) Seismic Series Dataset	
Juan V. Cantavella, Mar Tapia, Carme Olivera, José Morales, José B. Bravo	

Consecuencias Y Actuaciones De Protección Civil En El Terremoto De Lorca *Consequences And Civil Protection Activities Earthquake Lorca*

Gregorio Pascual⁽¹⁾, Sofía Gonzalez⁽²⁾ y Lucrecia Alguacil⁽³⁾

⁽¹⁾ Dirección General de Protección Civil y Emergencias, C. Quintiliano 21 28002 Madrid, gpascual@procivil.mir.es

⁽²⁾ Delegación de Gobierno de Murcia, Avenida Teniente Flomesta, s/n, 30001 Murcia, msofia.gonzalez@seap.minhap.es

⁽³⁾ Dirección General de Protección Civil y Emergencias, C. Quintiliano 21 28002 Madrid, lalguacil@procivil.mir.es

SUMMARY

This article aims to provide a summary of the actions taken by Civil Protection Organizations, after the earthquakes that occurred in Lorca, May 2011. With this aim, measures that arise from the functions of Civil Protection were applied (Anticipation, Prevention, Planning, Intervention and Normalization) as defined in the basic legislation: Civil Protection Act 2/1985 of January 21 and Royal Decree 407/1992 of 24 April, approving the Basic Rule of Civil Protection Specifically, two plans were applied this time: The State Civil Protection Plan to the Seismic Risk and the Civil Protection Special Plan to the Seismic Risk - Region of Murcia (SISMIMUR).

1. INTRODUCCIÓN AL SISTEMA NACIONAL DE PROTECCIÓN CIVIL

El modelo de Protección Civil, establecido por la Ley 2/1985, la Sentencia del Tribunal Constitucional 133/1990 y por la Norma Básica de Protección Civil (Real Decreto 407/1992), se basa en los principios de solidaridad territorial y en las exigencias esenciales de coordinación y cooperación administrativa. La Ley 2/1985, de 21 de enero, sobre Protección Civil, define la protección civil como la *"protección física de las personas y de los bienes, en situación de grave riesgo colectivo, calamidad pública o catástrofe extraordinaria, en la que la seguridad y la vida de las personas pueden peligrar y sucumbir masivamente"*. La protección civil constituye, por tanto, la afirmación de una amplia política de seguridad, que encuentra su fundamento jurídico en la Constitución, concretamente, en la obligación de los poderes públicos de garantizar el derecho a la vida y a la integridad física, y en las exigencias esenciales de eficacia y coordinación administrativa.

La Directriz Básica de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, (de acuerdo con la Norma Básica de Proteccion Civil, Real Decreto 407/1992, de 24 de abril), fue aprobada por Acuerdo del Consejo de Ministros del 7 de abril de 1995 y publicada por Resolución de la Secretaría de Estado de Interior de 5 de mayo de 1995, posteriormente fue modificada por Acuerdo del Consejo de Ministros de 16 de julio de 2004 para incorporar el mapa que actualizaba los valores de peligrosidad sísmica vigentes hasta entonces. Previa homologación de la Comisión Nacional de Protección Civil, las Comunidades Autónomas concernidas han aprobado sus planes especiales ante el riesgo sísmico siguiendo los requisitos establecidos por esta Directriz.

2. PLAN ESTATAL DE PROTECCIÓN CIVIL ANTE EL RIESGO SÍSMICO.

El Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico tiene como fin establecer la organización y procedimientos de actuación de aquellos recursos y servicios del Estado que son necesarios para asegurar una respuesta eficaz del conjunto de las Administraciones Públicas, ante situaciones de emergencia por terremoto en las que esté presente el interés nacional, así como los mecanismos de apoyo a los Planes de Comunidad Autónoma en el supuesto de que éstos lo requieran o no dispongan de capacidad suficiente de respuesta, como ha sido el caso del terremoto de Lorca.

El Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, se elaboró en coordinación con todos los organismos que forman el Comité Estatal de Coordinación (CECO) según establece la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico. El plan fue homologado por la Comisión Nacional de Protección Civil el 3 de diciembre de 2009, aprobado por el Consejo de Ministros y publicado en el BOE el 9 de abril de 2010.

3. PLAN ESPECIAL DE PROTECCIÓN CIVIL ANTE EL RIESGO SÍSMICO DE LA COMUNIDAD AUTÓNOMA DE MURCIA (SISMIMUR)

El Plan SISMIMUR tiene como objetivos:

1º Establecer la organización y los procedimientos de actuación de los recursos y servicios cuya titularidad corresponde a la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y los que puedan ser asignados al mismo por otras Administraciones Públicas.

2° Conocer la peligrosidad existente en la Región de Murcia frente a este riesgo.

3º Estimar la vulnerabilidad de las construcciones cuya destrucción pueda ocasionar víctimas, interrumpir un servicio imprescindible o aumentar los daños por efectos catastróficos asociados.

Estos objetivos persiguen hacer frente a las emergencias por terremotos ocurridos en su territorio o bien, caso de que el episodio catastrófico ocurra en otra Comunidad Autónoma marcar las pautas para que el Plan Estatal recoja la estructura y se pueda prestar el concurso necesario a la Comunidad Autónoma afectada.

El Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Región de Murcia, fue redactado por la Comunidad Autónoma en colaboración con la Delegación de Gobierno de Murcia. Con el apoyo de las Universidades Politécnica y Complutense de Madrid, por encargo del Instituto Geográfico Nacional se realizó el análisis de riesgo.

Fue homologado por la Comisión Nacional de Protección Civil el 19 de julio de 2006.

Tanto el Plan Estatal como el de Comunidad Autónoma, han sido puestos a prueba tras la ocurrencia de los terremotos, y han sido la guía de las actuaciones para los intervinientes en las labores de protección civil.

4. SISTEMAS DE INFORMACIÓN SÍSMICA

El objetivo de un sistema de información sísmica es agilizar la difusión a las autoridades de la sismicidad producida cuando ésta supera unos parámetros preestablecidos y/o es susceptible de ser sentida por la población. De este modo, se permite conocer lo más rapido posible los efectos que pueda tener el terremoto registrado y así poder tomar las decisiones oportunas en el menor tiempo posible y minimizar los daños a las personas y sus bienes.

Los sistemas de información sísmica que se describen en los planes mencionados en los puntos 2 y 3, parten de la recepción de la información de los eventos sísmicos. Esta información es enviada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), que es el órgano competente en la planificación y gestión de sistemas de detección y

comunicación de movimientos sísmicos ocurridos en territorio nacional y áreas adyacentes, así como para la realización de trabajos y estudios sobre sismicidad y la coordinación de la normativa sismorresistente.

Una vez la DGPCE y el 112 de la Comunidad Autónoma afectada reciben la información sísmica, éstas la difunden al resto de organismos/instituciones involucradas en la atención de la emergencia de acuerdo a lo establecido en sus procedimientos.

Para el terremoto de Lorca, tal y como se describe más detallado en el siguiente capítulo, a escasos minutos de la ocurrencia de los dos terremotos que ocurrieron, tanto la DGPCE, Delegación del Gobierno de Murcia y 112 de la Región de Murcia recibieron la información sobre el terremoto procedente del IGN. De este modo se pudieron tomar las decisiones oportunas en un tiempo muy breve.

5. INICIO DE LA EMERGENCIA

Siguiendo los procedimientos establecidos en los sistemas de información sísmica, el 11/05/2011 a las 17:35 la Sala de Coordinación Operativa (SACOP) de la Dirección General de Protección Civil y Emergencias (DGPCE) recibió, procedente del IGN, las comunicaciones correspondientes al primer terremoto con los siguientes parámetros:

"Sismo ocurrido a las 17:05 horas del día 11/05/2011 en NE LORCA (Murcia). Magnitud 4,4 mbLg. Longitud: -1,67 O -Latitud: 36,69 N (Evento 1060256)"

Tal como está establecido, el SACOP comunicó la ocurrencia de este evento a:

- Los cargos directivos de la DGPCE mediante mensaje de SMS
- Los gabinetes de información de la Delegación de Gobierno en Murcia.
- 112 de la Región de Murcia.
- Las Comunidades Autónomas colindantes.

Dada la magnitud del terremoto, desde el SACOP, se recabó información sobre los efectos tanto al 112 como a la Delegación del Gobierno. A través de ellas, se conoció que este terremoto fue sentido ampliamente en la región de Murcia, Albacete y Almería, y que la Comunidad Autónoma de Murcia había activado el Plan SISMIMUR en **situación 1**, a las 17:40h, al considerarse que la protección de las personas y sus bienes podría quedar asegurada mediante el empleo de los medios y recursos del municipio afectado y de la Comunidad Autónoma.

A las 18:50, el SACOP recibió por los mismos medios, pero con procedimiento de urgencia (cálculo automático, con envío manual para Protección Civil) el aviso de un segundo terremoto con los parámetros:

"Sismo ocurrido a las 18:47 horas del día 11/05/2011 en NE LORCA (Murcia). Magnitud 5,1 mbLg, intensidad VII. Longitud: -1,67 O - Latitud: 37,7 N (Evento 1060340)"

Esta información, que se distribuyó de la misma manera que la del primer sismo, dio lugar (dada la magnitud) a muchas más reacciones, que se tratarán de describir en el siguiente capítulo.

6. COORDINACIÓN E INTERVENCIÓN DE LA EMERGENCIA

Tras el segundo terremoto, en la DGPCE, siguiendo los protocolos establecidos, se simularon los daños del terremoto con el programa SES 2002 según varias hipótesis, de lo que se dedujo que el terremoto podía ser de los más graves ocurridos en España en los últimos años.



Figura 1 - Resultado de las simulaciones SES 2002. (Results of the simulations SES 2002.)

El análisis objetivo de la información por parte de la Administración General del Estado, aceleró la toma de decisiones y la movilización en un tiempo record, entre otros, de la Unidad Militar de Emergencias, de medios y recursos de la Empresa TRAGSA, así como las activaciones de los convenios de la DGPCE con Cruz Roja Española y la empresa CARREFOUR para garantizar alojamiento y manutención a las personas que se hubieran quedado sin hogar.

En la Comunidad Autónoma se activó el Plan SISMIMUR en **Situación 2**, a las 19.20 (tras el segundo terremoto), lo que supone el concurso de medios, recursos o servicios extraordinarios de titularidad estatal no asignados al Plan SISMIMUR. La dirección pasó a ejercerse en un Comité de Dirección constituido por el responsable del órgano competente de la Comunidad Autónoma (el Consejero de Justicia y Seguridad Ciudadana) y un representante del Ministerio del Interior (en este caso, el Delegado del Gobierno en la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia) en apoyo del primero. De forma automática, y para dar respuesta a las tareas de apoyo que la Administración Estatal había de prestar a la Administración Autonómica derivadas de la declaración del Nivel de situación 2, se activó el Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico.

A las 21.30 horas, en la sede de la Dirección General de Protección Civil y Emergencias (Ministerio del Interior), se constituyó el Comité Estatal de Coordinación (CECO) bajo la presidencia del Subsecretario del Ministerio del Interior. Asistieron representantes de instituciones y organismos que define el Plan Estatal y disponen de medios útiles en la atención de la emergencia (DG Policía y Guardia Civil, DG Instituto Geográfico Nacional, DG Política de Defensa, DG Departamento de Infraestructura y Seguimiento para Situaciones de Crisis, DG Tráfico, DG Protección Civil y Emergencias, TRAGSA y Cruz Roja).

Este Comité, en coordinación y comunicación permanente con la Delegación del Gobierno en Murcia que llevó a cabo las tareas de gestión de información, análisis permanente de la situación y la detección de necesidades, se encargó de coordinar las medidas a adoptar para la aportación y movilización de medios y recursos extraordinarios necesarios para reforzar y apoyar a los establecidos en el Plan SISMIMUR, promovió la activación de un Hospital Militar de Campaña de la BRISAN (Brigada de Sanidad del Ejército de Tierra Español), dependiente del Ministerio de Defensa, la activación del Convenio de Albergue y Asistencia Psicosocial en Cruz Roja y la movilización de una Unidad Móvil del IGN.

El Puesto de Mando Avanzado se instaló en el recinto del "Huerto de la Rueda" (Lorca), y a él, desde un primer momento, se incorporaron los representantes y responsables de las diferentes administraciones.

Desde la DGPCE, también se activó el programa SAFER (en el marco de GMES) de la Unión Europea para la obtención de

imágenes de satélite en emergencias. Por carencia de satélites que pudieran tomar imágenes con precisión suficiente en poco tiempo los primeros resultados de la interpretación de imágenes capturadas no llegaron hasta el lunes 18 de mayo, por lo tanto la evaluación de daños en edificios realizada por los técnicos en campo, resultó mucho más efectiva.

Dentro de este programa se realizaron unas pruebas de toma de imágenes desde un avión no tripulado que resultaron, dada la precisión y calidad de la imagen, de mucho mayor interés, estas pruebas demostraron el inconveniente de tener que compartir espacio aéreo con los helicópteros de rescate, pero permitieron desarrollar los metodos de captura y distribución.



Figura 2- Cartografía proporcionada por el programa SAFER. (*Cartography obtained by the SAFER program.*)



7. ANÁLISIS DE DAÑOS

Tras el primer terremoto no se tiene constancia de daños importantes, sobre personas y sus bienes, pero si produjo temor entre muchos de los ciudadanos que salieron de sus casas.

El segundo terremoto, además de los graves daños directos que produjo, agravó los daños que se habían producido en las edificaciones por el primero. Se produjeron dos colapsos de edificios, uno de ellos habitable, en los que afortunadamente no había personas en su interior. Hubo centenares de heridos de diversa gravedad y 9 fallecidos. Se resalta que los fallecidos se produjeron a consecuencia de la caída de elementos no estructurales de los edificios. Además, se observaron desprendimientos en las laderas y daños en algunas carreteras regionales, quedó interrumpido el tráfico durante unas horas en el túnel y viaducto de la A-7 a su paso por Lorca hasta finalizar su inspección.

Para la atención de los heridos se instaló un hospital de campña por parte del Escalón Médico Avanzado del Ejército con el personal correspondiente, que cubrió parte de las carencias sanitarias derivadas de los daños en los hospitales y centros sanitarios de la zona. Los servicios de emergencias de la comunidad autónoma se reforzaron con efectivos de las Fuerzas y Cuerpos de Seguridad del Estado y la Unidad Militar de Emergencias.

A lo largo de la tarde se instalaron tres campamentos para la atención de los ciudadanos (I.E.S. Ibáñez Martín, Huerto de la Rueda y La Viña).

La mayor parte de la población (60000 personas aproximadamente) pasó la noche en intemperie, muchos por no poder entrar en sus casas al estar dañadas y/o por miedo a nuevas réplicas.

Tabla 1 – Resumen de daños ocasionados. (Summary of damage).

Casi el 80% del parque inmobiliario del municipio se vio

Muertos	9
Heridos	324
1ª noche fuera de casa	60000
Campamentos iniciales	I.E.S. Ibáñez Martín, Huerto de la Rueda y la Viña.
Campamento definitivo	La Torrecilla
Raciones repartidas	600 (12 de mayo) - 1420 (17 de mayo)
Inmuebles dañados con distinto grado de afectación	80%
Edificios evaluados estimación rápida habitabilidad	7862
Establecimientos mercantiles afectados	966
Establecimientos industriales	94
Servicios con daños globales	555
Servicios públicos afectados	Educación, servicios sociales y servicios sanitarios
Centros educativos con daños	17 (5 con daños estructurales y 2 demolidos)
Centros sanitarios dañados	2 centros de salud (1 demolido) y un hospital con actividad interrumpida durante los primeros días.
Infraestructuras	 A-7 (grietas en viaducto), RM-701 (pk. 0,6-2,7) (desprendimientos), infraestructuras ferroviarias, estación Lorca - Sutullena con daños estructurales muy graves con colapso parcial de planta superior.
Servicios esenciales	Interrumpidos con carácter preventivo gas y electricidad. Saturación en telefonía móvil.
Patrimonio cultural	Rehabilitación o reconstrucción de 60 edificios valorado en mas de 40 millones de euros.

afectado. Desde las primeras horas se llevaron a cabo tareas de estimación rápida de la habitabilidad, con el fin de que los ciudadanos que tenían la casa sin daños o con daños menores, pudieran volver a sus casas lo más pronto posible. Esta labor se llevó a cabo por técnicos del Ayuntamiento de Lorca, de la Comunidad Autónoma y técnicos voluntarios que se desplazaron a la zona. La falta de formación específica y de entrenamiento y formación previa en algunos técnicos voluntarios, así como la ausencia de un procedimiento previo para llevar a cabo dicha evaluación de edificios, provocó que en ocasiones existiera confusión derivada de la disparidad de criterios a la hora de evaluar, lo que en algunos casos, sembró la desconfianza y alarma social entre los moradores. Si bien es verdad, que el altruismo y la voluntariedad favoreció que en aproximadamente 72 horas se finalizara esta evaluación de habitabilidad de los más de 7800 inmuebles que componen el casco urbano de Lorca.

Tabla 2 - Daños en edificios. (Damage to buildings.)

Actualizado a 10-30h, 21/05/2.011



Tras esta evaluación, muchos ciudadanos pudieron volver a sus casas, por tanto las necesidades para la atención a los ciudadanos disminuyó. Para continuar con estas tareas, se instaló un campamento en las instalaciones deportivas del municipio "La Torrecilla" de 1300 plazas, que se mantuvo hasta el 11 de noviembre de 2011.

8. NORMALIZACIÓN. GASTOS GENERADOS.

En la fase de normalización se llevan a cabo todas las medidas y actuaciones encaminadas a reparar los daños ocasionados por el sismo con el fin de que la población vuelva a la situación de normalidad lo antes posible.

Con fecha 14 de mayo de 2011, tan solo 3 días después de que se registraran los terremotos, se publicó en el BOE el Real Decreto-Ley 6/2011, de 13 de mayo, por el que se adoptan medidas urgentes para reparar los daños causados por los movimientos sísmicos acaecidos el 11 de mayo de 2011 en Lorca, Murcia (RDL).

El 18 de mayo de 2011 la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia publica el Decreto 68/2011, de 16 de mayo, por el que se regulan las ayudas para la reparación y reconstrucción de las viviendas afectadas por los movimientos sísmicos acaecidos el 11 de mayo de 2011 en el municipio de Lorca, complementario al RDL 6/2011 y que establecía los procedimientos para la concesión y pago de las ayudas para la rehabilitación, reparación o reconstrucción en su caso de las viviendas siniestradas en el término municipal de Lorca, estableciendo plazo de un mes para la presentación de solicitudes a partir de la publicación del Decreto en el BORM, registrándose un total de 13 028 solicitudes.

El 20 de mayo de 2011, y con el objetivo de organizar, concentrar y gestionar todas las ayudas que llegaban de forma solidaria procedentes de fundaciones, empresas, entidades financieras o personas anónimas para los vecinos de Lorca, se constituyó la mesa de solidaridad. En la sesión del 15 de junio se aprobaron las normas de funcionamiento de la "Mesa de Solidaridad" que fijaban como objetivo básico y primordial: La colaboración en la gestión de las ayudas y donaciones de cualquier tipo, que se reciban por cualquiera de los miembros, destinadas a paliar los efectos producidos por los terremotos de Lorca, como refuerzo y apoyo a la acción organizada e institucional de los poderes públicos.

En resumen, con 17 decretos leyes y medidas dictadas tanto a nivel autonómico como estatal se habilitaron los créditos que se relacionan de forma resumida en la siguiente tabla:

Tabla 3 – Resumen de créditos pagados/comprometidos (Summary of credits paid/commited) (20/07/2012)

RESUMEN DE LAS AYUDAS APROBADAS (a 20/7/2012)		
AYUDAS	IMPORTES	
POR DAÑOS PERSONALES (fallecidos)	144.000,00€ (8 fallecidos con derecho a ayuda x 18.000€)	
POR ALQUILERES DE VIVIENDAS (aportación MIR 50% de los alquileres)	3.408.792,75€ (50% de 968 ayudas concedidas por importe total de 6.817.585,50€)	
POR REPARACIÓN/RECONSTRUCC IÓN DE VIVIENDA (aportación Mº FOMENTO 50%)	14.104.415,40€ (50% de 4.071 ayudas concedidas por importe total de 28.208.930,80€)	
POR REPARACIÓN/RECONSTRUCC IÓN DE LOCALES (aportación MIR 50%)	356.328,35€ (50% de 132 ayudas concedidas por importe total de 712.656,70€)	
GASTOS ACTUACIONES DE EMERGENCIA Y DEMOLICIÓN (pagos al AYUNTAMIENTO)	20.944.391,10€	
REQUERIMIENTOS EFECTUADOS POR DELEGACIÓN DEL GOBIERNO Y DGPCYE	212.241,00,	
TOTAL	39.170.168,60€	

A continuación se ha recogido una cronología resumida de la emergencia.

DÍA 11 DE MAYO DE 2011

El SACOP recibe mediante fax la siguiente información: Sismo ocurrido a las 17:05h en NE LORCA, Magnitud 4,4 mbLg. Longitud: -1,67 O, Latitud: 36,69 N Este terremoto ha sido sentido ampliamente en la región de Murcia, Albacete y Almería 17·40h

Activación del Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Región de Murcia (SISMIMUR), Nivel 1

Un equipo de TVE acude a Lorca para grabar en directo la situación generada por el terremoto ocurrido.

El SACOP recibe mediante fax la siguiente información: Sismo ocurrido a las 18:47h en NE LORCA, Magnitud 5,1 mbLg, Intensidad VII. Longitud: -1,67 O, Latitud: 37,7 N. Superficial. 19:15h

La Delegación del Gobierno en Murcia informa telefónicamente de: Se va a solicitar a la UME por petición de la Comunidad Autónoma. Podría haber personas atrapadas. Constituido 19.16h

El centro de Lorca esta lleno de cascotes, es una zona muy poblada. Se realizan dos simulaciones del terremoto para estimar los daños ocasionados con el SES 2002 19·30h

Aportaciones de la REMER (Red de EMergencia de Radioaficionados)

19:34h Llama el MIC solicitando información sobre el terremoto y ofrece ayuda en caso de ser necesario

19·40h

17:35h

Desde el SACOP, se informa por email a DIGENPOL y UME de la ocurrencia de los sismo y de la inmediata solicitud de la UME. 20:30h

La UME comunica que hace 5 minutos había salido de Bétera el primer elemento de intervención y reconocimiento

20:33h La Delegación del Gobierno en Murcia confirma que hay 8 fallecidos, y pide información de medios de la UME enviados y hora estimada de llegada. 21:15h

Presidido por el Subsecretario de Interior se constituye el Comité Estatal de Coordinación (CECO) en la DGPCE. Actuaciones:

- Movilización de medios de la Policía y de la Guardia Civil.
- Movilización de medios de la DG de Tráfico. Activación por DIGENPOL de un Hospital Militar de Campaña de la BRISAN
- Activación del Convenio de Albergue y Asistencia psicosocial en Cruz Roja

Movilización de la Unidad Móvil con Estación Sísmica 22:10h

Cruz Roja Española nos comunica que todos los equipos de respuesta inmediata están prealertados y a petición de la CA Murcia activado equipo para albergar desplazados.

Activado el convenio con Carrefour para suministrar comida y agua. La CA prevé unos 20.000 desplazados. 22:30h

Se informa al Director General de Emergencias de la Región de Murcia del ofrecimiento de ayuda de las CA de Andalucía, Asturias, Cantabria, Cataluña, Illes

Baleares y Madrid, así como de los Departamentos de PC de Francia, Italia, Portugal, Marruecos y el MIC. 22:30h

La Delegación del Gobierno en Murcia informa que el hospital comarcal de Lorca ha habilitado dos plantas para acoger mas heridos, se han evacuado tres residencias de ancianos, múltiples edificios con grietas, caídas de tejas y cornisas, daños en el castillo, una iglesia y el viaducto de la A-7. DÍA 12 DE MAYO DE 2011

01:05h

El IGN ha enviado la Unidad Móvil con Estación Sísmica con transmisión satélite. Están alertados los equipos de apoyo psicosocial y dos equipos mas de alberque provisional. 01:44h

10.000 personas albergadas, UME y Cruz Roja interviniendo, habilitadas zonas albergue y reparto alimentos.

09·04h

El IGN publica el primer informe, de carácter diario, sobre el terremoto

Alertados 3 helicópteros de la UME, finalizadas las labores de búsqueda y rescate de personas.

. 13·00h

Segunda reunión de CECO presidido por la directora General de protección Civil para valorar la situación.

Se confirma el fallecimiento de una de las tres personas en estado grave. Fallecidos

14·21h

La CA ha puesto en marcha un dispositivo formado por arquitectos, aparejadores y técnicos de la Administración Regional para valorar los daños en edificios y viviendas.

Hay 200 profesionales trabajando en la evaluación de viviendas. Se ha dividido la localidad en 26 áreas y se han evaluado 19, de los 542 edificios revisados hasta el momento, 40% verde libres para entrar, 17% rojo no habitables hasta rehabilitación, 39% amarillo habitables con precauciones, sin daños estructurales, pueden entrar a coger enseres.

DÍA 13 DE MAYO DE 2011

Real Decreto-Ley 6/2011, de 13 de mayo, por el que adoptan medidas urgentes para reparar los daños por los movimientos sísmicos acaecidos el 11 de mayo de 2011 en Lorca (Murcia). (BOE núm. 115 de 14 de mayo)

08:53h

Se constituye el PMA (Puesto de Mando Avanzado) en parque Huerto de la Rueda. 13:39h

Cruz Roja informa que se han repartido 2240 kits de comida, desayunos y se ha facilitado alojamiento a 1853 personas 13:59h

El servicio de urgencias del Hospital Rafael Méndez ya esta operativo. Progresivamente se irán reabriendo los demás servicios, ya que no ha sufrido daños estructurales.

23:13h

Heridos: 324 (de ellos 3 graves).

Los 3 heridos muy graves ingresados en el Hospital Arrixaca (Murcia).

Albergue A las 23h00 del día 13/05 400 personas se encuentran en la Guardería Virgen del Carmen donde pasarán la noche. Edificaciones destruidas

DÍA 15 DE MAYO DE 2011

Aceptada la solicitud para ampliar en 1.300 plazas de reserva el alojamiento y crear un nuevo emplazamiento en las cercanías del campo de fútbol, en la zona de Oñate. Se va a realizar el desmontaje progresivo de los 3 campamentos actuales en función del desalojo de sus ocupantes.

DÍA 16 DE MAYO DE 2011

Restablecimiento del servicio de gas en aquellas viviendas que no se han visto afectadas.

DÍA 17 DE MAYO DE 2011

CONVENIO SUSCRITO el día 17 de mayo entre MF, CCAA de la REGIÓN DE MURCIA y AYUNTAMIENTO de LORCA, para gestión de las medidas establecidas en el artículo 3.1c) del RDL 6/2011: reparación, rehabilitación y reconstrucción de viviendas. (Resolución BOE 17/06/2011)

El campamento de "La Torrecilla esta ya montado a falta de 400 literas, tendrá una capacidad de 1400 plazas. Ya se ha producido la trasferencia en la gestión del campamento a la CAR de Murcia, a la DG de Seguridad Ciudadana y Emergencias. A las 09:30 se desalojaba el Recinto Ferial y a las 10h se preveía la llegada de los primeros damnificados.

DÍA 20 DE MAYO DE 2011

Solicitud de desactivación del Hospital de Campaña y de la Unidad Médica Militar. DÍA 25 DE MAYO DE 2011

Solicitud de desactivación parcial de la UME.

Se publica el informe realizado por el IGME, sobre el terremoto. DÍA 25 DE JULIO DE 2011

Informe conjunto IGN-IGME-UPM con el resumen de los informes diarios del IGN y el efectuado por el IGM/UPM que se envía al Gobierno. DÍA 27 DE OCTUBRE DE 2011

Continúan 5 efectivos y 2 vehículos de la UME en el campamento de "La Torrecilla", que se espera cerrar el 11 de noviembre. DÍA 28 DE OCTUBRE DE 2011

Resolución de 28 de octubre de 2011, del Comisionado del Gobierno para las actuaciones derivadas del terremoto de Lorca, por la que se publica el Acuerdo del actuaciones derivadas dei terremoto de Lorca, por la que se publica el Acuerdo del Consejo de Ministros de 28 de octubre de 2011, por el que se adoptan medidas complementarias a las contenidas en los Reales Decretos-leyes 6/2011, de 13 de mayo, y 17/2011, de 28 de octubre, para reparar los daños causados por los movimientos sismicos acaecidos el 11 de mayo de 2011 en Lorca (Murcia) ((BOE núm. 263 de 1 de noviembre). DÍA 29 DE OCTUBRE DE 2011

Se solicita la desactivación de la UME en Lorca.

DÍA 31 DE OCTUBRE DE 2011

Real Decreto-Ley 17/2011, de 31 de octubre, por el que se establecen medidas complementarias para paliar los daños producidos por los movimientos sismicos acaecidos en Lorca el 11 de mayo de 2011, se modifica el Real Decreto-ley 6/2011,

Proceedings

de 13 de mayo, y se adoptan medidas fiscales y laborales respecto de la isla de El Hierro (Murcia). (BOE núm. 263 de 1 de noviembre) DÍA 11 DE NOVIEMBRE DE 2011

Se cierra el campamento de "La Torrecilla" DÍA 28 DE DICIEMBRE DE 2011

La Comunidad Autónoma desconvoca el CECOPI

9. LECCIONES APRENDIDAS

- La legislación a aplicar en emergencias sísmicas estaba actualizada cuando ocurrió el terremoto. Los planes de emergencias para el riesgo sísmico se aplicaron de acuerdo a lo establecido en la mencionada legislación.
- En general la colaboración entre los tres niveles administrativos (estatal, autonómico y municipal) funcionaron perfectamente y según lo planificado.
- Existirieron pequeños problemas puntuales de coordinación entre las instituciones que actuaron en la atención de la emergencia, pero se solucionaron con rapidez, y por tanto los servicios puestos a disposición de los afectados por el terremoto funcionaron perfectamente.
- Es necesario actualizar la Norma de Construcción Sismorresistente con el fin de que se contemplen medidas de seguridad frente a los elementos no estructurales de los edificios, ya que como ha sucedido en este terremoto, la caída de los mismos pueden producir víctimas y daños muy graves. Además, desde Protección Civil debemos hacer un mayor esfuerzo en difundir las recomendaciones intentando que estas se comprendan en su integridad (alejarse de los edificios tras la ocurrencia de un sismo).
- Respecto a la inspección técnica de los edificios tras la ocurrencia de un sismo, es conveniente desarrollar mas en profundidad unos procedimientos de evaluación de daños en colaboración con los técnicos de instituciones competentes en la materia.
- Estos terremotos, de mediana magnitud, han puesto a punto los servicios de emergencias. Frente a este tipo de situaciones, y siguiendo la planificación prevista, las actuaciones cubrieron las necesidades. Sin embargo, hemos de continuar trabajando en la previsión de que pudieran ocurrir terremotos de mayor magnitud.

10. REFERENCIAS

- Ley 2/1985, de 21 de enero, sobre Protección Civil. BOE núm. 22, de 25 de enero de 1985.
- Real decreto 407/1992, de 24 de abril, por el que se aprueba la Norma Básica de Protección Civil. BOE núm. 105, de 1 de mayo de 1992.
- Resolución de 5 de mayo de 1995, de la Secretaría de Estado de Interior, por la que se dispone la publicación del Acuerdo del Consejo de Ministros por el que se aprueba la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico. BOE de 25 de mayo de 1995.
- Resolución de 17 de septiembre de 2004, de la Subsecretaría, por la que se ordena la publicación del acuerdo del Consejo de Ministros, de 16 de julio de 2004, por el que se modifica la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico, aprobada por el Acuerdo del Consejo de Ministros de 7 de abril de 1995. BOE de 2 de octubre de 2004.
- Dirección General de Protección Civil. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, Consejería de Presidencia. Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico en la Región de Murcia (SISMIMUR).2008.372.
- Resolución de 29 de marzo de 2010, de la Subsecretaría, por la que se publica el Acuerdo de Consejo de Ministros de 26 de marzo de 2010, por el que se aprueba el Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico. (BOE núm.86 de 9 de abril de 2010).
- Resolución de 28 de octubre de 2011, del Comisionado del Gobierno para las actuaciones derivadas del terremoto de Lorca, por la que se publica el Acuerdo del Consejo de Ministros de 28 de octubre de 2011, por el que se adoptan medidas complementarias a las contenidas en los Reales Decretos Leyes 6/2011, de 13 de mayo, y 17/2011, de 28 de octubre, para reparar los daños causados por los movimientos sísmicos acaecidos el 11 de mayo de 2011 en Lorca (Murcia).(Boletín Oficial del Estado: 1 de noviembre de 2011, Núm. 263).
- Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre, por el que se aprueba la norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación (NCSR-02). (BOE núm. 244, de 11 de octubre de 2002).
- Real Decreto 637/2007, de 18 de mayo, por el que se aprueba la Norma de Construcción Sismorresistente: puentes (NCSP-07). (BOE núm. 132 de 2 de junio de 2007).
 Orden INT/3376/2011, de 28 de noviembre, por la que se delegan determinadas
- competencias en los Delegados del Gobierno en la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y en Illes Balears y en los Subdelegados del Gobierno en

Barcelona, Tarragona, Lleida, Girona, Castellón, Valencia, Alicante y Gipuzkoa, en

materia de concesión de subvenciones.

Movimientos de ladera inducidos por el terremoto de Lorca Landslides induced by the Lorca earthquake

Alfaro, P.⁽¹⁾, Delgado, J.⁽¹⁾, García-Tortosa, F. J.⁽²⁾, Lenti, L.⁽³⁾, López, J. A.⁽⁴⁾, López-Casado, C.⁽⁵⁾, Martino, S.⁽⁶⁾.

⁽¹⁾Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Alicante, Ap. Correos 99, 03080 Alicante, pedro.alfaro@ua.es, jose.delgado@ua.es

⁽²⁾Dpto. Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, gtortosa@ujaen.es

⁽³⁾Institute of Science and Technology for Transport, Development and Networks, 58 Bv. Lefebvre, 75732 Paris (Francia), <u>luca.lenti@ifsttar.fr</u>

⁽⁴⁾IES Juan Arcas, Av. Juan Carlos I, 30800 Lorca (Murcia), juanan@hotmail.es

⁽⁵⁾Dpto. Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Av. Severo Ochoa s/n, 18071 Granada, <u>clcasado@ugr.es</u>

⁽⁶⁾Dpt. Scienze della Terra, Universidad de Roma – La Sapienza, Pza. Aldo Moro 5, 00185 Roma (Italia), <u>Salvatore.martino@uniroma1.it</u>

SUMMARY

The earthquake on May 11, 2011, Mw 5.1, severely affected the city of Lorca (Murcia), causing significant damage, injuries and deaths. This earthquake also caused significant effects on the slopes. An inventory of instabilities was carried out immediately after earthquake occurrence, allowing identifying more than 250 sites affected by one or more instabilities. These are mainly of type disrupted landslides (rock/soil fall) that have occurred in susceptible areas (road cuts, river banks and ravines, rocky escarpments). It has been observed that such instabilities occur with equal frequency on both rock and soil. A feature of this earthquake, and differentiating with respect to other recent events in the region (earthquakes of 1999, 2002 and 2005), all of similar magnitude (between 4.7 and 5.1), is that Lorca's earthquake has triggered many more instabilities than all previous events. The analysis of possible causes of this significant difference seems to suggest that it contributed seismic and geometric factors.

1. INTRODUCCIÓN

El día 11 de Mayo de 2011 comenzó una serie sísmica que prolongó su actividad durante semanas en la comarca de Lorca (Murcia). La serie tuvo un evento principal de magnitud Mw 5.1, con hipocentro muy superficial y próximo a la mencionada ciudad. La sacudida provocó numerosos daños en viviendas, con caída de elementos no estructurales, que causaron 9 muertos. Previamente a este evento principal hubo varios premonitorios, siendo de magnitud Mw 4.5 el mayor de ellos.

El terremoto provocó, como efecto inducido adicional a estos daños en edificación, multitud de pequeñas inestabilidades de ladera. El objetivo de este trabajo es presentar el inventario de dichas inestabilidades realizado inmediatamente después del evento principal, y analizar las características de dichas inestabilidades.

Este trabajo se enmarca dentro de los trabajos de inventario de inestabilidades de ladera sismoinducidas por terremotos ocurridos en el mismo ámbito geográfico, realizados por los mismos autores (Delgado et al., 2011). Cabe señalar que en los últimos 13 años han sido hasta cuatro los eventos de magnitud aproximadamente 5.0 los registrados en la zona y que han desencadenado diversas inestabilidades de ladera.

2. METODOLOGÍA

Inmediatamente después de ocurrir el evento principal se organizó la tarea de realización del inventario de las inestabilidades desencadenadas por el terremoto. Para tal fin se diseñó un plan de trabajo que era básicamente el mismo que el mismo grupo había utilizado en trabajos previos en la zona (Delgado et al., 2011).

La ausencia de material cartográfico actualizado, post-terremoto, que ayudara en la identificación y cartografía de áreas inestables, especialmente en áreas remotas, obligó a organizar el trabajo mediante itinerarios a lo largo de las múltiples vías (carreteras, caminos asfaltados, caminos de tierra, pistas forestales) de la zona con vehículos todoterreno. Para aquellas vías de acceso limitado se realizaron también itinerarios con motocicletas y a pie. Finalmente, los fondos de barranco, inaccesibles para los vehículos, se inspeccionaron a pie. Adicionalmente, se consultó a habitantes y propietarios de la zona para obtener información de posibles inestabilidades en áreas remotas o inaccesibles. El trabajo de campo se desarrolló durante los meses de mayo y junio de 2011.

3. INVENTARIO DE INESTABILIDADES

La inspección realizada cubrió un área de aproximadamente 900 $\rm km^2$ y se reconocieron más de 250 áreas fuente de inestabilidades (Figura 1). Para cada inestabilidad se determinaron sus coordenadas mediante GPS y se trató de caracterizar aquellos aspectos más relevantes: tipología de la inestabilidad, volumen aproximado, naturaleza y disposición (buzamiento) de los materiales afectados, etc. Adicionalmente se realizaron múltiples fotografías de cada inestabilidad, tanto de las áreas de partida como de acumulación de las masas inestables.



Figura 1 – Mapa de inventario de inestabilidades inducidas por el terremoto de Lorca (Seismic induced inventory map for the Lorca earthquake).

Se han reconocido más de 250 áreas fuente, en las que se reconocieron una o más inestabilidades en cada una de ellas (Figura 1). La inmensa mayoría de estas inestabilidades corresponde a la tipología denominada "disrupted landslides" (*sensu* Keefer, 1984),

que comprende desprendimientos de bloques de suelo/roca y pequeños deslizamientos en suelos/roca cuya masa se desorganizó al progresar el movimiento ladera abajo (Figura 2). Se han reconocido unos pocos casos de inestabilidades de la tipología "coherent landslides" (sensu Keefer, 1984) o deslizamientos en suelos/rocas pero que mantuvieron su morfología y estructura original aún después del desplazamiento sufrido. La elevada frecuencia de las inestabilidades de tipo "disrupted" es congruente con lo previamente observado en otras zonas de la Cordillera Bética y para eventos de magnitud equivalente (Delgado et al., 2011).

La totalidad de las inestabilidades es de pequeño tamaño: una gran mayoría de ellas involucran volúmenes de suelo/roca inferiores a 10 m^3 y tan sólo en una decena de casos el volumen de la masa movilizada excede de 50-100 m³.



Figura 2 – Tipologías de inestabilidades inducidas por por el terremoto de Lorca (Seismic induced landslide typologies induced by the Lorca earthquake).



Figura 3 – Ejemplos de daños causados por las inestabilidades inducidas en la red de carreteras en el área epicentral (Examples of damage induced by induced landslides in the road netowrk of the epicentral area).

La mayoría de las inestabilidades tuvo lugar en áreas remotas (Figura 1), no urbanizadas, de manera que salvo unos pocos casos excepcionales (impacto en algunos muros en barrios altos de Lorca), no se vieron afectadas viviendas ni otro tipo de estructuras. Sin embargo, muchos desprendimientos afectaron a taludes de carreteras y caminos de la zona, además de laderas naturales (Figuras 1 y 3). En ciertos casos, algunas carreteras y vías secundarias de la zona quedaron temporalmente cerradas al tráfico debido a la presencia de masas desestabilizadas que amenazaban con caer sobre ellas (es el caso de la carretera MU-701, también conocida como "Carretera del Pantano de Puentes"), a la acumulación de bloques sobre la propia vía, o a los propios daños causados por el impacto de los bloques rocosos en el firme la vía (Figura 3).

3. ANÁLISIS DEL INVENTARIO

El análisis de los datos recopilados durante el trabajo de campo ha permitido extraer interesante información acerca de la naturaleza y características de las inestabilidades desencadenadas por el terremoto.

Atendiendo a la localización espacial de las inestabilidades y las distancias epicentrales observadas respecto del evento principal de la serie sísmica, este evento desencadenó inestabilidades a distancias máximas de 10-11 km para la tipología "disrupted" (desprendimientos y deslizamientos en suelos) y unos 4-5 km para deslizamientos coherentes. La distribución de estas inestabilidades muestra una disminución progresiva del número de éstas con la distancia, de manera que en las inmediaciones del epicentro se ha
observado una densidad de casi 10 inestabilidades/km², valor que disminuye a menos de 1 inestabilidad/km² para distancias epicentrales superiores a 5-6 km (Figura 4).



Figura 4 – Frecuencia relativa por tipología de las inestabilidades de ladera desencadenadas por terremotos (Relative frequency of seismicinduced landslide typology).

En el área epicentral existen afloramientos de materiales muy diversos: se pueden encontrar laderas en materiales rocosos firmes (calizas, areniscas, cuarcitas, esquistos, etc.), en rocas blandas (margas) y en suelos (gravas, arenas, limos y arcillas). Sin embargo, no se puede decir que los procesos de inestabilidad hayan sido más frecuentes en un tipo de material que en otro, sino que han sido igual de frecuentes en todos los grupos litológicos identificados (Figura 5). La mayor diferencia estribaría, en todo caso, en que las inestabilidades de mayor tamaño siempre han afectado a las formaciones rocosas firmes (Figuras 6 y 7). En cambio, laderas en suelos o en formaciones rocosas blandas (margas), más propensas a sufrir inestabilidad por tener menor resistencia, solo se observaron inestabilidades de pequeño tamaño (<10 m³).



Figura 5 –Abundancia de inestabilidades en los principales grupos litológicos presentes en el área epicentral (Relative frequency of instability occurrence in the most frequent lithological groups identified in the epicentral area).

Otra caracterísica observada sistemáticamente en las inestabilidades en formaciones rocosas firmes es que la mayoría de ellas afectaban a las zonas más altas de las laderas, independientemente de la morfología de éstas, tanto si éstas formaban crestas (Figura 6) como escalones (Figura 7). En cambio, las inestabilidades que afectaban a laderas o taludes en suelos y rocas blandas no tenían una localización preferente (Figura 8).



Figura 6 –Ejemplo de desprendimiento en formación rocosa firme afectando a una ladera con morfología en cresta. El esquema topográfico mostrado en la parte inferior corresponde al extraído del modelo digital del terreno MDT05 para el área mostrada en la fotografía (Example of rock-fall in a rock slope with crest morphology. The topographic crosssection shown was extracted from the Digital Elevation Model MDT05 for the area shown in the picture).



Figura 7 –Ejemplo de desprendimiento en formación rocosa firme afectando a una ladera con morfología en escalón. El esquema topográfico mostrado en la parte inferior corresponde al extraído del modelo digital del terreno MDT05 para el área mostrada en la fotografía (Example of rock-fall in a rock slope with step morphology. The topographic cross-section shown was extracted from the Digital Elevation Model MDT05 for the area shown in the picture).

Un aspecto significativo del terremoto de Lorca y del inventario realizado es el gran número de inestabilidades desencadenadas en comparación con otros eventos (Figura 9). Previamente el mismo equipo de trabajo había elaborado inventarios para los eventos de 1999, 2002 y 2005, ocurridos todos en el mismo contexto geográfico, y caracterizados por magnitudes similares (entre Mw 4.7 y Mw 5.0) al de Lorca (Mw 5.1) (Delgado et al., 2011). Sin embargo, el evento de Lorca ha desencadenado varios centenares frente a poco más de una decena del evento de 1999 (Mw 4.7), o cifras aún inferiores para los eventos de 2002 y 2005 (Figura 9).



Figura 8 –Ejemplos de inestabilidades en laderas de rocas blandas y suelos (*Examples of landslides affecting to slopes in soft-rocks and soils*).



Figura 9 –Número de inestabilidades inducidas por terremotos en el área de estudio (*Number of seismic-induced landslides in the study zone*).

Otro aspecto relevante es que la mayoría de estas inestabilidades tuvieron lugar en laderas con una orientación (aspecto) preferente hacia el SE, independientemente de la naturaleza y estructura (dirección de buzamiento) de los materiales afectados.

Estos dos aspectos se pueden interpretar como la concurrencia de varios elementos. De una parte, la serie sísmica del terremoto de Lorca incluye un evento premonitorio de magnitud suficiente como para desencadenar por sí solo cierto número de inestabilidades (Mw

4.5), así como para dañar el estado en que se encontraban las laderas/taludes (Alfaro et al., 2012a), las cuales pudieron entonces desestabilizarse bajo la acción del evento principal (Mw 5.1); por otra parte, la ocurrencia de fenómenos de amplificación topográfica (con posible contribución de amplificación estratigráfica) incrementaría la severidad de la sacudida en las partes altas de las laderas (Alfaro et al. 2012a,b), lo que justificaría la localización preferente en estos lugares. Finalmente, fenómenos de directividad ayudarían a explicar la mayor incidencia en laderas con una orientación dada, a semejanza de lo observado en otros terremotos (Meunier et al. 2008).

4. CONCLUSIONES

Se ha presentado el inventario de inestabilidades desencadenadas por el terremoto de Lorca (Mw 5.1) de mayo de 2012. El trabajo de campo realizado ha permitido identificar más de 250 áreas fuente de masas que se desplazaron de su posición original como consecuencia de la sacudida.

Las inestabilidades reconocidas corresponden en su gran mayoría (>95%) a desprendimientos y pequeños deslizamientos en suelos/roca, que se desorganizan conforme progresa el movimiento ("disrupted" *sensu* Keefer, 1984), de pequeño tamaño (<10 m³). Estas inestabilidades han ocurrido en áreas no urbanizadas, no causando daños a edificaciones, pero provocando múltiples incidencias en la red viaria secundaria en zonas al N de Lorca.

Los datos disponibles demuestran que este evento ha sido muy "efectivo" para desencadenar inestabilidades en comparación con otros terremotos previos en la zona (centenares frente a decenas de inestabilidades). El análisis de los datos parece indicar que este hecho es consecuencia de la concurrencia de fenómenos de amplificación topográfica (y posible estratigráfica), además del hehco de que la propia serie sísmica contiene varios eventosque por sí mismos pudieron causar inestabilidades, algo que no sucedió con eventos precedentes en la zona.

5. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto CGL2011–30153–C02–02 así como por el grupo de investigación VIGROB-184 (Universidad de Alicante).

6. REFERENCIAS

Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, J.A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012a):Widespread landslides induced by the the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52.

Alfaro, P., J. Delgado, F.J. García-Tortosa, L. Lenti, J.A. López, C. López-Casado and S. Martino (2012b): Landslides induced by the may 11 (2011), Lorca (SE Spain) earthquake (Mw 5.1). Proc. 11th International & 2nd North American Symposium on landslides, Banf (Alberta, Canada), June 2012. CD-ROM.

Delgado, J., J.A. Peláz, R. Tomás, F.J. García-Tortosa, P. Alfaro and C. López Casado (2011): Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31, 1203-1211.

Keefer, D.K. (1984): Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 406-421.

 Keefer, D.K. (2002): Investigating landslides caused by earthquakes – A historical review. Surveys in Geophysics, 23, 473-510.
 Meunier, P., N. Hovius and J.A. Haines (2008): Topographic site effects and the

Meunier, P., N. Hovius and J.A. Haines (2008): Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221-232.

Zonación sísmica del casco urbano de Lorca, elaborada con valores de los parámetros Vs30 y C obtenidos por medio de microtremores de refracción

The urban seismic zonation of Lorca, made with values of parameters Vs30 and C obtained through refraction microtremors

J. J. Giner-Caturla¹, P. J. Jauregui-Eslava¹, J. Delgado-Marchal¹, J. Rosa-Herranz², J. L. Soler-Llorens¹

1 – Universidad de Alicante, Facultad de Ciencias, Alicante, España 2 – Universidad de Alicante, Dpto. Física, Ingeniería de Sistemas y Teoría de la Señal, Alicante, España

SUMMARY

Recent publications of Special Plans at the Seismic Risk of the different autonomous communities and their legal consequences crystallize in future Municipal Action Plans against seismic risk, focus the attention of researchers in seismology and earthquake engineering to the possibilities to perform tasks of zonation and seismic microzonation urban scale. Moreover, the recent seismic event that has affected the people of Lorca, provides extensive data on the effects of an earthquake of medium magnitude, close to a population. As a result, a team of researchers from the UA has conducted a campaign of microtremor data collection in the urban area of Lorca, whose preliminary results, presented as the geographical distribution of Vs30 and C parameters respectively used by IBC and NCSR/02 regulations, constitute the purpose of this communication.

1. INTRODUCCIÓN

Ante la obligación legal, de la disponibilidad por parte de los ayuntamientos, de los correspondientes Planes de Actuación Municipal frente al Riesgo Sísmico, derivada de la publicación por parte de las Comunidades Autónomas españolas de los Planes Especiales para la Prevención del Riesgo Sísmico, surge la necesidad en determinados casos, de realizar tareas de zonación sísmica a escala urbana destinadas a la cuantificación del efecto local o efecto de sitio.

Ello implica, con vistas a la clasificación del sitio, el cálculo de los llamados coeficientes del terreno, C, o de la velocidad de cizalla promedio V_s30 , definidas en las normas, NCSR/02, EUROCODE8 o, NEHRP, de ambito nacional europeo y norteamericano respectívamente, lo que requiere elconocimiento local de la distribución vertical de la velocidad de cizalla, hasta una profundidad de 30 m.

Las dificultades que entraña este conocimiento son bién conocidas, bien porque los sondeos de reconocimiento rara vez alcanzan la profundidad citada, bien por que las estimaciones indirectas de la distribución vertical de la velocidad de cizalla, a partir de los datos de SPT, o ensayos de laboratorio, se caracterizan por un elevado grado de indeterminación.

Desde nuestro punto de vista uno, de los mejores procedimientos para lograr una estimación correcta, son las medidas directas de las velocidades de fase en el interior de sondeos, técnica conocida como Downhole.

Por desgracia, casi nunca se dispone de una malla de perforaciones de la profundidad y preparación necesarias para evaluar la evolución vertical y lateral de la velocidad V_s , siendo excesivo el coste y la sevidumbre derivada de la ejecución de perforaciones exprofeso. Debido a ello hoy en dia se tiende a utilizar métodos geofísicos de superficie capaces de adaptarse a las condiciones de ruido sísmico urbano y de generar con rapidez gran volumen de datos de manera no agresiva para los pavimentos y mobiliario.

En particular el grupo de métodos denominados de sísmica pasiva, o medida de microtremores resultan muy adecuados para su aplicación en la ciudad, dado que se fundamentan en la adquisición de los modos propios de vibración de la superficie del terreno sometido a la acción de ondas superficiales provocadas por los microtremores. Estos modos de vibración se relacionan con la propiedades físicas de la estratificación del subsuelo y su análisis puede conducir a la estimación de las columnas de la velocidad de cizalla. La experiencia que describimos a continuación consiste en la aplicación de uno de estos métodos, Refraction-Microtremor o abreviámente Re-Mi (Louie, 2001) en el entorno urbano de Lorca con el objetivo de obtener una representación en planta de la distribución de los parámetros C y V_s30 en la ciudad.

2. METODOLOGÍA

El método empleado para la obtención de los modelos de velocidad es el conocido como Re-Mi, este se enmarca entre las metodologías basadas en la inversión de ondas de superficie. Los parámetros de zonación empleados C y V_s30 se calculan a partir de estos modelos. Las fases a seguir en la metodología se resumen en tres:

2.1.- obtención de datos que conduzcan a la caracterización de la curva o tendencia de dispersión propia del lugar

2.2.- inversión de la curva de dispersión y obtención de modelos de las propiedades físicas del terreno

2.3.- Cálculo de los parámetros C y $V_s 30$

2.1 Caracterización de la curva o tendencia de dispersión

Como antecedentes del método Re-Mi citaremos las técnicas denominadas SASW (Spectral Analysis of Surface Waves, Nazarian& Stoke., 1984) y MASW, (Multichannel Analysis of Surface Waves, Parket al., 1999), que tienen el común el uso de fuentes sísmicas asociadas a arrays de uno o varios sensores. El método Re-Mi combina la capacidad de trabajar en el entorno urbano de ambos métodos y la robustez del análisis de ondas de superficie del método MASW, con la facilidad de despliegue y rapidez en la adquisición de datos asociada al uso de un equipo de refracción sísmica.

Un registrador multicanal conectado a un array o tendido lineal de nx geófonos de componente vertical, con frecuencias propias entre 4.5 y 12 Hz. permite la adquisición de un segmento espacio-temporal, *t-x*, del microtremor tal y como vemos en la figura 2.1.1. donde la longitud total del registro es de x=102 m. y la duración t=32 s. muestreados a intervalos dt=0.02, para cada una de las nx=18 trazas. El espaciado entre los géofonos dx y la longitud del array definen, junto con la estructura de velocidades subyacente, los límites de las longitudes de onda disponibles para el análisis y el alcance de la investigación.





Figura 2.1.1 – Registro parcial de un segmento de microtremor para 18 géofonos en el dominio espacio-tiempo. (An partial space-time 18 geophones microtremor recording)



Figura 2.1.2 – Registro completo de un segmento de microtremor de 32 s. para 18 géofonos en el dominio espacio-tiempo. (An full space-time 18 geophones 32 s. microtremor recording)

Los onsets que se visualizan en el registro corresponden a diferentes tipos de ondas de volumen, aéreas y superficiales viajando a traves del tendido. El primer paso del método Re-Mi consiste en la separación de estos tipos de ondas mediante la aplicación al registro de una transformación matemática. Esta consiste en la transformada p- τ (Thorson and Claerbout, 1985), también conocida como beamforming, la cual procede a la aplicación al registro de una serie de integrales de línea numéricas a lo largo de multiples radiaciónes o haces de rectas. Cada haz se caracteriza por su intersección común con el eje de tiempos o tiempo de intercepción τ y dentro del haz cada recta se

individualiza por su pendiente p cuyo sentido físico es la inversa de la velocidad aparente o slownes.

El eje de tiempos se discretiza a intervalos dt y el eje x utiliza el intervalo entre geófonos dx. Los parámetros iniciales para el análisis son los límites negativo y positivo de la lentitud [$-p_{max}$, p_{max}] es decir las inversas de la velocidad mínima a elegir, y el intervalo con que se incremente la misma dp o bién el número de rectas contenido en cada haz que se toma normalmente como 2np, con np coincidiendo con nx, lo que equivale a analizar la propagación de la energía en ambas direcciones del tendido.

La suma de las amplitudes obtenidas en las interseciones de cada una de estas rectas con las trazas del registro, interpoladas en caso necesario, define un punto en la nueva representación p- τ de acuerdo con la integral numérica:

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum_{j=0}^{nx-1} A(x = jdx, t = idt = \tau + px)$$
(1)

El resultado consiste en 2nx trazas conteniendo cada una de ellas la suma de las amplitudes correspondientes a una misma velocidad o lentitud para los diferentes tiempos de intercepción.

El siguiente paso consiste en la obtención de la densidad espectral de energía de cada traza, mediante la aplicación a cada una de ellas de una transformación de Fourier unidimensional. De esta manera el registro p- τ se convierte al dominio p-f, en el que los eventos dispersivos aparecen como picos de energía coherentes y son identificables permitiendo la extracción de las parejas lentitud-frecuencia o velocidad frecuencia.

En la figura 2.1.3 vemos el resultado de esta transformación una vez normalizada por el cociente con el valor medio de la energía transportada en cada banda de frecuencia. La normalización ayuda a identificar los diferentes modos, en particular el modo principal, definido por el límite inferior de la región de alta energía resaltada en la imagen, que presenta una característica disminución de la velocidad de fase al aumentar la frecuencia.

En la imagen aparecen artefactos de cálculo limitando la banda de frecuencias disponibles para el análisis, la región de frecuencias inferior a 2-4 Hz. para todas las lentitudes es un ejemplo de ello. La acumulación de alta energía que aparece abajo y a la derecha de la imagen se debe a la contaminación o aliasing espacial, en este caso limita el uso de frecuencias superiores a 26 Hz. para velocidades de fase de 220 m/s.



Figura 2.1.3 – Tranformada p-f normalizada de un segmento de microtremor para 18 géofonos. (An 18 geophones p-f normalizated transform of an microtremor recording) 2.2- Inversión de la curva de dispersión

Una vez obtenida la curva representativa del modo principal de dispersión, se procede a la inversión de la misma, es decir su resolución en un modelo de velocidades en capas estratificadas horizontalmente, Re-Mi utiliza la aproximación de Yuehua Zeng (1992) del método de Saito (1979, 1988), consistente en un ajuste gráfico iterativo, a lo largo del cual se ensayan modelos capaces de reducir el RMS del ajuste entre la curva de dispersión observada y la proporcionada por el modelo de ensayo progresivamente (fig.2.2.1)



Figura 2.2.1 – Ajuste entre las curvas de dispersión observada y calculada correspondiente a un RMS=8. (RMS=8; Observed and calculated curves fit)



Figura 2.2.2 – Modelos obtenidos por iteración, en linea continua y automáticos, en trazos. ((iterative, continouos line and automatic models, dashed lines)

Otras aproximaciones, como la inversión automática por medio de algoritmos de vecindad con generación de soluciones múltiples, (Wathelet, 2005) son también utilizables (fig 2.2.2). **2.3.- Cálculo de los parámetros C y V_s30**

Los coeficientes C, y Vs30 se calculan a partir de los parámetros del modelo, espesor d_i y velocidad V_{si} y su definición en las normas NCSR/02 y IBC2000, tablas 2.3.1. y 2.3.2 y formulas 2.

Velocidad	Tipo de terreno	Coeficiente C
Vs > 750 m/s	I	1.0
750 m/s ≥ Vs > 400 m/s	II	1.3
400 m/s ≥ Vs > 200 m/s	=	1.6
Vs ≤ 200 m/s	IV	2.0
$C = \frac{\sum C_i d_i}{\sum d_i} \qquad ; \qquad \qquad$	$V_s 30 = \frac{\sum d_i}{\sum \frac{d_i}{V_{s_i}}}$	- (2)

Tabla 2.3.1Coeficiente del terreno CNCSR/02(TerrainCoefficient CNCSR/02)

Site Class	Soil Profile Name	Average Properties in Top 100 feet (as per 2000 IBC section 1615.1.5) Soil Shear Wave Velocity, V _s			
		Feet/second	Meters/second		
А	Hard Rock	$V_s > 5000$	$V_{s} > 1524$		
В	Rock	$2500 < \mathrm{V}_{s} \leq 5000$	$762 < V_s \le 1524$		
С	Very dense soil and soft rock	$1200 < V_s \le 2500$	$366 < V_s \leq 762$		
D	Stiff soil profile	$600 < V_s \le 1200$	$183 < V_s \le 366$		
E	Soft soil profile	V _s < 600	V _s < 183		

Tabla 2.3.2 IBC2000 Clasificación del sitio (IBC2000 Site class).

De ellos se deriva el valor de la amplificación S y de las aceleraciones de diseño para edificaciones de importancia normal y especial para las que se utilizan valores respectivos de 1 y 1.3 para el parámetro r, de acuerdo con la normativa vigente.

Para
$$\rho \cdot a_b \leq 0.1g$$

Para $0.1g < \rho \cdot a_b < 0.4g$
Para $0.1g < \rho \cdot a_b < 0.4g$
Para $0.4g < \rho \cdot a_b$
S = $\frac{C}{1.25} + 3.33 \left(\rho \cdot \frac{a_b}{g} - 0.1 \right) \left(1 - \frac{C}{1.25} \right)$
Para $0.4g < \rho \cdot a_b$
S = 10

3. OBTENCIÓN DE DATOS

Con objeto de cubrir los objetivos propuestos, es decir la representación en planta de la distribución geográfica de los parámetros C, $V_s 30$ y S, se programó la toma de datos de microtremores en 40 lugares en el interior del casco urbano de la ciudad. En cada uno de ellos se obtuvieron cuatro segmentos de microtremores con diferentes ganancias o amplificaciones. El dispositivo sísmico utilizado fué un registrador Seistronis Ras24 y 18 geófonos de componente vertical y frecuencia propia de 10 Hz.

La separación entre geófonos se adaptó a la geometría del tejido urbano siendo de cinco metros la típica, con excepciones de cuatro y seis metros en casos aislados. En la mayoría de los casos se buscaron emplazamientos directos sobre el terreno, parques y jardines, y solo en algunos casos se dispusieron los geófonos sobre asfalto o cemento. El acoplamiento mecánico de los geófonos al terreno se logró en estos casos mediante taladros o vasos de arena.

La selección inicial de los sitios trató de abarcar las diferentes litologías sobre las que se asienta el casco urbano. En la práctica la elección de cada sitio ha estado condicionada por el trazado viario y la existencia de parques y jardines donde se han ubicado con preferencia las medidas. La toma de datos tuvo lugar entre los meses de Febrero a Abril de 2012.

El ancho de banda de los registros obtenidos, fig.3.2, se encuentra limitado inferiormente por la respuesta propia de los geófonos y superiormente por el filtro anticontaminación del registrador entre 10 y 200 Hz, con una meseta de alta energía entre los 10 y 20-25 Hz. En la práctica el límite inferior de las frecuencias utilizables alcanza los 3-4 Hz, llegando el superior hasta los 40 Hz en algunos casos, toda vez que en los registros transformados la energía ha sido normalizada por bandas de frecuencia



Figura 3.1. Ubicación de las medidas de microtremores (microtremors measurements positioning)



Figura 3.2 Densidad espectral de energía típica de los registros obtenidos (typical power espectral density of obtined records)

4. INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

En cada emplazamiento se obtuvieron las transformdas p-f de los cuatro registros correspondientes a las diferentes amplificaciones empleadas en él, siendo estas posteriormente apiladas con objeto de mejorar la relación señal/ruido. La inversión de las curvas de dispersión obtenidas a partir de las mismas ha sido realizada de manera interactiva, con el módulo Disper de Re-Mi (Louie; 2001) y contrastada eventualmente con el módulo Dinver de Geopsy (Wathelet; 2005). El rango típico de frecuencias manejables ha sido de 4 a 30 Hz, excepcionalmente de 2 a 40 Hz como parece lógico en función de las características de los registros. La profundidad de investigación estimada empíricamente ha sido de 30- 40 metros. En la tabla 4.1 se presentan los resultados obtenidos para los diferentes parámetros de zonificación.

Los residuos obtenidos por Disper han oscilado entre 3 y 14 con valor medio de 9. Se ha comprobado la estabilidad de los parámetros C y Vs 30, para diferentes modelos con similares residuos.

Punto	Х	Y	Ζ	Vs30	С	ADN	ADE
1	614585.3	4171313.6	328.5	479	1.38	0.18	0.24
2	615205.6	4171037.6	324.2	390	1.38	0.18	0.24
3	615085.9	4170218.1	324.5	321	1.55	0.23	0.30
4	615499.2	4170271.0	326.1	339	1.51	0.22	0.28
5	615731.4	4169930.3	321.1	336	1.45	0.20	0.26
6	614978.0	4169678.2	323.2	313	1.53	0.22	0.29
7	614692.2	4169604.0	326.9	365	1.49	0.21	0.27
8	615098.3	4169190.1	320.8	348	1.51	0.22	0.28
9	615378.8	4169807.1	324.9	340	1.46	0.20	0.26
10	614542.2	4169284.3	324.6	376	1.46	0.20	0.26
11	615270.4	4170503.7	325.3	297	1.6	0.24	0.31
12	615667.0	4171087.3	325.3	426	1.44	0.20	0.26
13	616032.1	4171236.7	327.5	396	1.47	0.21	0.27
14	616309.1	4171450.2	328.5	373	1.50	0.21	0.28
15	614790.5	4168671.5	318.7	339	1.53	0.22	0.29
16	614508.8	4168750.8	321.1	345	1.46	0.20	0.26
17	614183.2	4168819.6	331.0	371	1.50	0.21	0.28
18	613949.6	4168938.0	340.0	408	1.43	0.19	0.25
19	613694.7	4169120.2	351.4	474	1.37	0.18	0.23
20	614110.2	4170019.3	363.3	479	1.33	0.17	0.22
21	614211.2	4170372.5	350.3	392	1.37	0.18	0.23
22	613868.5	4170597.5	423.6	428	1.35	0.17	0.23
23	613716.7	4170733.0	432.2	493	1.33	0.17	0.22
24	615817.6	4171179.4	326.3	492	1.36	0.18	0.23
25	615841.8	4171467.2	331.9	397	1.28	0.16	0.20
26	615756.1	4171726.8	337.3	514	1.39	0.18	0.24
27	615636.9	4171862.7	339.8	423	1.45	0.20	0.26
28	615247.2	4171792.9	348.1	552	1.35	0.17	0.23
29	615057.1	4171701.5	340.7	570	1.34	0.17	0.22
30	614665.8	4170799.3	348.6	479	1.42	0.19	0.25
31	614633.0	4170758.1	346.3	472	1.40	0.19	0.24
32	614679.0	4169966.0	330.3	365	1.55	0.23	0.30
33	614889.6	4170555.0	329.2	380	1.47	0.21	0.27
34	614739.2	4170242.8	329.5	395	1.46	0.20	0.26
35	614403.0	4170390.3	338.0	484	1.40	0.19	0.24
36	614407.0	4170279.0	344.5	501	1.33	0.17	0.22
37	614851.7	4171250.3	328.4	423	1.35	0.17	0.23
38	614551.8	4170998.7	389.5	452	1.34	0.17	0.22
39	614902.6	4171112.8	329.9	404	1.37	0.18	0.23
40	615097.4	4170516.8	301.0	301	1.63	0.25	0.33

Tabla 4.1 **Resultados obtenidos para los parámetros C, Vs30, ADN, ADE.** (Results obtained for the parameters C, Vs30, ADN, ADE)

No se ha dispuesto de información geotécnica susceptible de ser utilizada como apoyo en la interpretación. Por esta razón nos hemos limitado a manejar los coeficientes C y Vs30, dada su estabilidad frente a los resultados de la inversión, a la espera de disponer de la información, que permita una explotación más completa de los datos en el sentido de modelizar la respuesta local y generar escenarios de daños para sismos de diferentes Los valores de Vs30 obtenidos resultan características. comparables a los detallados en la Monografía Técnica publicada por IGC (Goula, et al. Diciembre 2011). En resumen, Los coeficientes del terreno obtenidos se encuentran entre valores de 1.28 y 1.63, mientras que Vs30 está comprendido entre 297 y 570 m/s. Las aceleraciones de cálculo resultantes están entre 0.16 y 0.25g para edificios de importancia normal y 0.20 a 0.33g para edificios de importancia especial.

A partir de los datos contenidos en la tabla se han trazado los mapas de contornos para los diferentes parámetros que

presentamos en las figuras 4.1 a 4.4, mientras que en las 4.5 y 4.6 superponemos el mapa inicial de daños publicado por IGN tras el episodio sísmico que afectó a la población de Lorca el 11 de Mayo de 2011 con los contornos de las aceleraciones de cálculo obtenidas.



Figura 4.1 *Mapa de contornos del coeficiente del terreno C sobre el área urbana de Lorca*(Contour map of soil coefficient C over Lorca urban area)



Figura 4.2 *Mapa de contornos de V_s30 sobre el área urbana de Lorca*(Vs30 Contour map over Lorca urban area)



Figura 4.3 Mapa de contornos de la aceleración de diseño, para edificios de importancia normal, sobre el área urbana de Lorca (Contour map of normal importance buildings design aceleration, over Lorca urban area)



Figura 4.4 Mapa de contornos de la aceleración de diseño, para edificios de importancia especial, sobre el área urbana de Lorca(Contour map of special importance buildings design aceleration, over Lorca urban area)



Figura 4.5 Mapa de contornos de la aceleración de diseño, para edificios de importancia normal, sobre mapa de daños en Lorca tras la serie de Mayo de 2011 (Contour map of normal importance buildings design aceleration, over Lorca damaged building map after seismic series May of 2011)



Figura 4.6 Mapa de contornos de la aceleración de diseño, para edificios de importancia especial, sobre mapa de daños en Lorca tras la serie de Mayo de 2011 (Contour map of special importance buildings design aceleration, over Lorca damaged building map after seismic series May of 2011)

5. CONCLUSIONES

1.- Los valores del parámetro C obtenidos oscilan entre un mínimo de 1.28 y un máximo de 1.63 correspondientes a los terrenos tipos II y III de la Norma de Construcción Sismorresistente española (NCSR/02), mientras que los de Vs30 se encuentran comprendidos entre 290 y 570 metros/segundo correspondientes a los tipos de terreno D y C de las norteamericana, IBC2000 y NEHRP y a los terrenos C y B del Eurocódigo8.

2.-Las velocidades de cizalla que resultan, hasta la profundidad de 30 -40 metros, descartan la presencia de un sustrato formado por roca compacta, correspondiendo más bien a suelos granulares de compacidad media, o bien suelos cohesivos duros, granulares densos o rocas fracturadas.

3.- Los resultados obtenidos para la aceleración de cálculo para edificios de importancia normal se encuentran entre valores de 0.16g a 0. 25g y entre 0.20 g a 0.33 g para edificios de importancia especial. Las aceleraciones de diseño en el área de la antigua prisión, sería de 0.19 y 0.25 respectívamente, en todo caso inferiores al pico de aceleración, registrado por IGN en la misma.

4.- Como cabía esperar, en el caso presente, la distribución de estos parámetros aparece condicionada por los aspectos geomorfológicos y tectónicos donde se inscribe el entorno urbano de Lorca.

5.-El posible efecto local sugerido por la distribución de los parámetros, no explica por si solo la entidad y distribución de los daños observados.

6.- El registro de microtremores y la inversión de ondas de superficie, es una herramienta no agresiva que puede complementar a otras técnicas con vistas a tareas de zonación a escala urbana. Los mapas de contorno, de los parámetros C, Vs30, Adn y Ade, facilitan la aplicación de la normativa cuando no se dispone de información geotécnica suficiente, o esta es muy superficial.

6. **REFERENCIAS**

- Abbott, R. E., and Louie, J. N., 2000a, Depth to bedrock using gravimetry in the Reno and Carson City, Nevada area basins: Geophysics, v. 65, p. 340-350.
- Abbott, R. E., and Louie, J. N., 2000b, High shear wave velocities under precarious rock sites might be enough to explain their existence near the San Andreas fault (abstract): presented at Amer. Geophys. Union Fall Mtg., Dec. 15-19, San Francisco.
- Boore, D. M., and Brown, L. T., 1998, Comparing shear-wave velocity profiles from inversion of surface-wave phase velocities with downhole measurements; systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites:Seismol. Res. Lett., v. 69, p. 222-229.
- Galiana–Merino, J.J.; Rosa–Cintas, S.; Giner–Caturla, J.J.; Molina– Palacios, S.; Rosa–Herranz, J.; Jáuregui–Eslava, P. Estimation of the ground coefficients in the Spanish Seismic Code by using the refraction microtremor method, General Assembly of the ESC, Montpellier, Septembre 2010.
- Iwata, T., Kawase, H., Satoh, T., Kakehi, Y., Irikura, K., Louie, J. N., Abbott, R. E., and Anderson, J. G., 1998, Array microtremor measurements at Reno, Nevada, USA (abstract): Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, v. 79, suppl. to no. 45, p. F578.
- Louie, J., 2001. Faster, Better: Shear Wave Velocity to 100 meters Depth from Refraction Microtremor Arrays. Bullettin of the Seismological Society of America, 91, 2, 347-364 aprile
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics extimation of subsurface using microtremor on ground surface. QR Raylw. Tech. Res. Inst., 30, 25-33.
- Nazarian, S., and Stokoe II, K. H., 1984, In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves: Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering, v. 8, San Francisco, Calif., July 21-28.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1999, Multi-channel analysis of surface waves: Geophysics, v. 64, p. 800-808.
- Roma, V., Rix, G.J., Lai, C.G., Hebeler, G.L. Geotechnical soil characterization using fundamental and higher Rayleigh modes propagation in layered media, 12th European Conference on Earthquake Engineering, Paper Reference 473
- Saito, M., 1979, Computations of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media; I, Sound wave and SH wave: Butsuri-Tanko, v. 32, no. 5, p. 15-26.
- Saito, M., 1988, Compound matrix method for the calculation of spheroidal oscillation of the Earth: Seismol. Res. Lett., v. 59, p. 29.

Song, Y. Y., Castagna, J. P., Black, R. A., and Knapp, R. W., 1989, Sensitivity of near-surface shear-wave velocity determination from Rayleigh and Love waves: 59th Ann. Internat Mtg.,

Syln Ann. Internat Mig.,
Thorson, J. R., and Claerbout, J. F., 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion: Geophysics, v. 50, p. 2727-2741.
Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M., 2005, Direct inversion of spatial autocorrelation curves with the neighborhood algorithm, Bulletin of the Seismological Society of America 95 (5), pp. 1787-1800

Xavier Goula, Alex Horia Barbat, et al. El Terremoto de Lorca del 11 de Mayo de

2011, Monografía Técnica, Instituto Geológico de Catalunya, 2011
 Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: Geophysics, v. 64, p. 691-700

Geología De La Ciudad De Lorca (Murcia, España). Una Base Para Evaluar El Riesgo Sísmico

Geology Of Lorca Town (Murcia, Spain). A Basis For Assessing Seismic Hazard

Francisco J. Alcalá ^(1,2), Manuel Navarro ^(3,4), Antonio García-Jerez ^(3,4), Francisco Vidal ⁽⁴⁾, Cristina Creus ⁽⁵⁾ y Takahisa Enomoto ⁽⁶⁾

⁽¹⁾Geo-Systems Centre (CVRM-IST), Universidade Técnica de Lisboa, 1049-001, Lisboa (Portugal)

⁽²⁾Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA-CSIC), 04120, Almería (España)

⁽³⁾Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, 04120, Almería (España)

⁽⁴⁾Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070, Granada (España)

⁽⁵⁾Universitat Oberta de Catalunya, 08035, Barcelona (España)

⁽⁶⁾Department of Architecture and Building Engineering, University of Kanagawa, 2218686, Yokohama (Japón)

SUMMARY

The geological mapping is a basis to further evaluate ground amplification phenomena due to future earthquakes with applicability on urban seismic hazard management. However, it is difficult to make high-resolution geological mappings in urban areas because there are few outcrops. So the combination of different sources of data is necessary for constructing accurate 2D and 3D geological models, especially in those urban areas of complex geology, as Lorca town. This paper shows the combination of direct geological observations and the assimilation of geotechnical data and geophysical surveys performed for the 2D and 3D geological mapping of Lorca town (south-eastern Spain) at scale 1:10,000. The 17 geological formations identified have been clustered into 5 geological-seismic formations according to their range of S-ware velocity deduced from array measurements of ambient noise and mechanical properties from geotechnical data. According to research in progress, the geological resolution gained in Lorca town is a satisfactory basis for assessing seismic hazard, which allows detailed assessments of the seismic response of each identified geological formation.

Key words: Urban geology, high-resolution mapping, geotechnical data, geophysical data, Lorca town

Correspondencia: Francisco J. Alcalá Universidade Técnica de Lisboa Geo-Systems Centre (CVRM-IST) Av. Rovisco Pais, 1 1049-001 Lisboa Portugal Tel: +351 218 417 408 Fax: +351 218 417 442 E-mail: francisco.alcala@ist.utl.pt

1. INTRODUCCIÓN

La división geológica de áreas urbanas es una tarea básica para elaborar mapas de peligrosidad sísmica. Numerosos ejemplos han puesto de manifiesto como la geología superficial influye sobre la distribución de daños causados por un terremoto, especialmente cuando existen sedimentos no consolidados susceptibles de amplificar el movimiento sísmico. La variación de la compactación y del espesor de las formaciones geológicas produce diferencias de la intensidad sísmica. Estas diferencias aumentan conforme mayor es la heterogeneidad geológica, y suelen tener una influencia notable sobre la distribución espacial de daños a edificios a distancias cortas (Lachet et al., 1996), incluso en el caso de sismos de intensidad moderada.

Sin embargo, la división geológica de áreas urbanas puede resultar una tarea compleja porque en general se trata de áreas pavimentadas con una limitada exposición de afloramientos geológicos. Esta circunstancia limita considerablemente la capacidad de interpretación geológica utilizando criterios geomorfológicos convencionales. Es habitual que la división geológica de muchas localidades se base inicialmente en reproducir el modelo geológico y tectónico regional, cuya resolución (en España a escala 1:50.000) suele ser inferior a la que se necesita para caracterizar de forma correcta el efecto local en áreas urbanas. Además, la caracterización 3D puede quedar limitada cuando los datos disponibles de prospección del terreno son escasos y los pocos afloramientos solo permiten caracterizar las formaciones geológicas más superficiales; a veces se puede desconocer la profundidad a la que se localiza el sustrato rocoso. Son raros los casos donde el modelo geológico regional utilizado se puede validar con datos duros (geotecnia) y blandos (geofísica) de cierta calidad para determinar con mayor precisión la estructura 3D de las formaciones sedimentarias sobre el sustrato rocoso.

En agosto de 2006, casi 5 años antes de producirse el terremoto destructivo del 11 de mayo de 2011, se inició el estudio geológico de la ciudad de Lorca. La resolución espacial (escala) de la cartografía geológica de Lorca se planificó en base a las necesidades concretas de la zonación de áreas urbanas para aplicaciones símicas deducidas de experiencias previas en las localidades de Adra (Alcalá et al., 2002; Navarro et al., 2007) y Mula (Alcalá et al., 2004; García-Jerez et al., 2007a). La resolución espacial mostró ser dependiente del área a cubrir, la complejidad geológica regional, los datos disponibles de prospección del terreno y la posibilidad de obtener nuevos datos a partir de nuevos ensayos. Estas experiencias previas permitieron evaluar con cierta precisión el tiempo de ejecución y el coste económico; ambos aspectos no supusieron una limitación para esas pequeñas áreas urbanas de moderada complejidad geológica. En Adra y en Mula, la densidad de datos determinó que la escala 1:5.000 era óptima y factible de realizar en un plazo de 2 años bajo el soporte económico de proyectos de investigación no orientada, como los financiados por la CICYT. Esta escala permitió interpretar la elevada amplificación sísmica medida mediante técnicas de ruido ambiental en zonas donde existen formaciones sedimentarias no consolidadas tales como rellenos antrópicos y aluviales recientes (Navarro et al., 2007).

La ciudad de Lorca, con 91.000 habitantes y un área urbana de 3,5 km x 1,5 km, está situada al Sur de la Región de Murcia (SE de

España), en el sector oriental de la Cordillera Bética. A pesar de la baja actividad sísmica que presenta dentro del contexto mundial, esta región constituye un área de elevada peligrosidad sísmica en España (Vidal, 1986). De acuerdo con el Código Sísmico de España (NCSE-02, 2002), hay zonas extensas donde la aceleración del terreno medida sobre rocas da valores superiores a 0,12 g, incluso a 0,25 g para un periodo de retorno de 475 años. Durante el desarrollo de esta investigación, los terremotos superficiales ocurridos en mayo de 2011 (con epicentro en la ciudad de Lorca; Mw = 4,6 y 5,2, y Imax = VI y VII, respectivamente) pusieron de nuevo de manifiesto la importancia que la variable respuesta de los materiales geológicos superficiales tiene sobre el comportamiento de los edificios durante la sacudida (Navarro et al., 2012), incluso para edificios con similar tipología constructiva.

Este trabajo presenta una actualización de la cartografía geológica de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000. La investigación se ha orientado hacia una clasificación geológica-sísmica de las formaciones geológicas identificadas. Cada formación ha sido caracterizada según sus propiedades geológicas (geometría, genética, edad), geotécnicas y geofísicas, asignando a cada una un rango característico de valores de velocidad de ondas S (V_s) obtenido a partir de las propiedades mecánicas deducidas de parámetros geotécnicos, algunos datos bibliográficos y especialmente la aplicación de técnicas de ruido ambiental, como medidas del periodo dominante del terreno y registros array de componente vertical (ensayos SPAC). Se describe la recopilación, manejo y uso de los datos geotécnicos y experimentales de ruido ambiental para caracterizar la respuesta sísmica de las formaciones geológicas identificadas. Esta información ha sido combinada para definir el modelo geológico 3D. Se presentan dos cortes geológicos para mostrar el alcance obtenido en la definición del modelo geológico 3D. No es objeto de este trabajo avanzar aplicación símica alguna deducida del estudio geológico realizado, sino mostrar sucintamente la combinación de datos realizada hasta que la división geológica ha alcanzado una resolución espacial adecuada para la evaluación del riesgo sísmico en la ciudad de Lorca.

2. GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO TECTÓNICO

La cuidad de Lorca se localiza en el sector oriental de la Cordillera Alpina Bética, en el SE de España (Figura 1). En Lorca afloran dos de los tres complejos tectónicos de la Zona Interna Bética: el Complejo Alpujárride, que se superpone al Complejo Nevado-Filábride (no aflora en Lorca) e incluye rocas metamórficas de grado medio y bajo, y el Complejo Maláguide, compuesto por rocas metamórficas de grado bajo (Sanz de Galdeano et al., 1995).

La convergencia de las Placas Africana y Euroasiática ha producido una compresión tectónica regional NNW-SSE que culminó con la colisión de la Zona Interna y la Zona Externa Bética durante el Burdigaliense medio (Zeck et al., 1989). La inversión y deformación del margen pasivo (Zona Externa Bética; no aflora en Lorca) han producido fallas regionales ENE-WSW de salto en dirección que controlan la estructura y la tasa de sedimentación de las principales cuencas sedimentarias del sur de España (Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano et al., 1995). La cuenca del río Guadalentín es una de estas cuencas, la cual queda delimitada por el Sistema de Fallas de desgarre de Alhama de Murcia (Masana et al., 2004; García-Mayordomo, 2005) en las inmediaciones de Lorca. La actividad neotectónica controla la posterior evolución geomorfológica, la tasa de sedimentación, y la geometría del registro sedimentario Plio-Cuaternario (Silva et al., 1992).

3. GEOLOGÍA URBANA DE LORCA

En aquellos lugares con afloramientos geológicos visibles se ha podido realizar la cartografía geológica del área urbana de Lorca a escala 1:10.000 mediante la identificación directa de los materiales geológicos sobre el terreno y el uso de técnicas complementarias de fotointerpretación. Se han identificado 17 formaciones geológicas (Figura 1). La posibilidad para aplicar algunas técnicas geomorfológicas basadas en criterios topográficos ha permitido trazar los contactos litológicos entre las formaciones geológicas más recientes en el área urbana pavimentada. Estos criterios han consistido además en asociar la geometría lateral de las formaciones aluviales y coluviales a cambios en la pendiente topográfica y relacionar la temporalidad de afloramientos dispersos de terrazas aluviales con la identificada para secuencias completas reconocidas en otros lugares de la ciudad. Para mejorar la interpretación de la continuidad espacial (modelo 2D) y la geometría (modelo 3D) de las formaciones geológicas en el área urbana pavimentada, se ha combinado la información de campo con 14 catas del terreno, información obtenida de ensayos geotécnicos (columnas litológicas de 40 sondeos mecánicos y parámetros físicos y mecánicos de cada formación geológica), datos geofísicos de bibliografía (27 sondeos eléctricos verticales y 10 perfiles sísmicos de refracción con una profundidad prospectada entre 10 y 50 m; IGME, 1992) y medidas propias de ruido ambiental realizadas durante varias campañas desde 2005 (74 periodos dominantes del terreno y 11 ensavos SPAC). La Figura 2 muestra la localización de los datos descritos.



Figura 1 – Cartografía geológica de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000. La Tabla 1 incluye la descripción de cada formación geológica. (a) contacto geológico indiferenciado; (b) contacto geológico indiferenciado inferido; (c) falla normal; (d) falla normal inferida; (e) cabalgamiento; (f) cabalgamiento inferido; (g) contorno urbano; (h) carreteras principales; (i) perfiles geológicos A-A' y B-B' (ver Figura 3). (Geological mapping of Lorca town at scale 1:10,000. The description of geological formations is singled out in Table 1. (a) undifferentiated geological contact; (b) undifferentiated geological contact inferred; (c) normal fault; (d) normal fault inferred; (e) thrust; (f) thrust inferred; (g) urban boundary; (h) main roads; (i) geological consections A-A' and B-B' (see Figure 3).)

4. INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Las propiedades mecánicas y físicas de los sedimentos no consolidados y de las rocas duras constituyen una información valiosa para determinar la respuesta sísmica de las 17 formaciones geológicas identificadas. Una forma de caracterizar la respuesta sísmica de cada formación geológica consiste en determinar su rango característico de velocidad de ondas S (V_s). Una aproximación del rango de V_s de los materiales no consolidados se puede obtener mediante las expresiones de Ohta y Goto (1978), que relacionan la resistencia mecánica de los materiales con V_s. Tras el ensayo de

diferentes tipos de materiales, estos autores obtuvieron expresiones del tipo $V_S = x \cdot N^n$, donde *x* y *n* son parámetros que oscilan entre 50 y 150 y entre 0,1 y 0,8, respectivamente, dependiendo del tamaño medio de partícula, la cohesión y la densidad, y N es el número de golpes aplicado al terreno con una maza de peso conocido desde una altura determinada mediante ensayos de penetración estándar (SPT). La resistencia a la compresión axial (RAC) permite obtener valores de V_S para rocas duras aplicando modificaciones a las expresiones originales de Ohta y Goto (1978). Se han obtenido de esta forma valores de V_S para todas las formaciones geológicas identificadas.



Figura 2 – Datos geológicos, geotécnicos y geofísicos. (a) 14 catas del terreno; (b) 40 sondeos mecánicos; (c) 27 sondeos eléctricos verticales (IGME, 1992); (d) 10 perfiles de refracción sísmica (IGME, 1992); (e) 76 medidas de periodo dominante (en s); (f) 11 ensayos SPAC. Se muestra la profundidad prospectada en m para (a), (b) y (c). (Geological, geotechnical, and geophysical data. (a) 14 field-ground testing data; (b) 40 mechanical drillings; (c) 27 electrical geophysical tests (IGME, 1992); (d)10 refraction profiles (IGME, 1992); (e) 76 predominant period measurements (in s); (f) 11 SPAC surveys. For (a), (b), and (c), the thickness prospected in m is showed.)

Otros datos de V_s se pueden obtener relacionando el periodo dominante del terreno (T) (Figura 2e) - calculado mediante la relación espectral horizontal-vertical (método HVSR; Nakamura, 1989) - con el espesor de materiales geológicos no consolidados (H) deducido de sondeos mecánicos adyacentes (Figura 2 a-b) y/o técnicas complementarias como sondeos eléctricos verticales (Figura 2c), mediante la expresión V_s = 4H·T⁻¹. Esta formulación es sólo aplicable en emplazamientos donde existe una formación geológica no consolidada con propiedades suficientemente homogéneas en la vertical depositada directamente sobre un sustrato rocoso. De esta forma se han obtenido 25 valores de V_S en emplazamientos donde existen datos de prospección (sondeos mecánicos) para asegurar que la formación geológica no consolidada es suficientemente homogénea y está depositada directamente sobre un sustrato rocoso.

Los valores de V_S así deducidos han sido utilizados para completar los valores calculados en 11 sitios mediante inversión de

curvas de dispersión de ondas Rayleigh (Figura 2f) - usando un método de Auto-Correlación Espacial (SPAC) (García-Jerez et al., 2007a, 2007b; Luzón et al., 2011) - y otros 10 valores bibliográficos obtenidos mediante perfiles de refracción (IGME, 1992). En aquellos lugares donde se dispone de valores de V_S medidos mediante ensayos SPAC y perfiles de refracción (IGME, 1992) (sitios de referencia) y valores deducidos a partir de ensayos geotécnicos y periodos dominantes, la comparación de ambos tipos de datos 'medidos-deducidos" proporciona diferencias relativas en el rango del 5% al 15%, con algunos valores espurios que alcanzan el 25%. Por tanto, el conjunto de datos de V_S medidos (mediante ensayos SPAC), asimilados (a partir de perfiles de refracción; IGME, 1992) y deducidos (a través de la combinación de medidas de periodo dominante del terreno y datos de sondeos y mediante ensayos geotécnicos utilizando las expresiones de Ohta y Goto, 1978) se ha organizado en una misma base de datos para su tratamiento conjunto.

El rango de V_S de cada formación geológica es característico y varía espacialmente para las formaciones sedimentarias. Esta

propiedad permite utilizar la variable V_S como un elemento adicional de correlación estratigráfica que sigue los principios básicos de la Ley de de Walther (Vera, 1994). V_S se comporta a modo de facies sedimentaria. Esto quiere decir que la magnitud de V_S se puede predecir espacialmente e interpretar su variabilidad en términos de secuencialidad estratigráfica. El uso de V_S como un elemento de correlación estratigráfica permite cartografiar la variación de V_S dentro de una misma formación geológica y entre formaciones geológicas distintas. Este concepto mejora la capacidad predictiva de los modelos geológicos 3D en áreas urbanas a la vez que permite identificar y/o descartar la relación con otras formaciones geológicas adyacentes que presenten valores muy diferentes del rango característico de V_S medido en la formación de estudio. La Figura 3 muestra el modelo geológico 3D deducido en la ciudad de Lorca y los modelos de V_S medidos en distintitos emplazamientos utilizados posteriormente como un elemento adicional de correlación estratigráfica. La Tabla 1 muestra el rango de valores de V_S para cada formación geológica-sísmica.

Tabla 1 – Clasificación símica de las 17 formaciones geológicas identificadas en la ciudad de Lorca. Los valores de N para ensayos de penetración estándar (SPT) aplicando un peso de 30 kg (adimensional), densidad, y resistencia a la compresión axial (RAC) incluyen el número de datos (entre paréntesis) y el rango medido. El rango de velocidad de ondas S (V_S) para las formaciones geológicas se deduce a partir de datos de ensayos SPAC, datos bibliográficos de refracción sísmica (IGME, 1992), datos geotécnicos, de acuerdo con las formulaciones de Otha y Goto (1978), y periodos dominantes, de acuerdo con el método HVSR (Nakamura, 1989) utilizando datos de espesor de sedimentos no consolidados. MC Complejo Maláguide; AC Complejo Alpujárride; R rechazo. (Seismic classification of 17 geological formations identified in Lorca town. N-value from standard penetration tests (SPT) by applying 30-kg weight (dimensionless), density, and resistance to axial compression (RAC) include the number of data (into parenthesis) and the range measured. The range of S-wave velocity (V_S) for geological formations is deduced from SPAC surveys data, refraction profiles data from literature (IGME, 1992), geotechnical data, according to the formulations of Otha and Goto (1978), and predominant period, according to the HVSR method (Nakamura, 1989) using the thickness of unconsolidated sediments. MC Maláguide Complex; AC Alpujárride Complex; R refusal.)

		Edad	Formación geológica y tipos litológicos	Formación geológica- sísmica	Espesor (m)	Valor N (N ₃₀)	Densidad (g cm ⁻²)	RAC (Kp cm ⁻²)	V_{S} (m s ⁻¹)
Cuaternario	Holoceno	(1) Cultivos, rellenos antrópicos	Sedimentos recientes	(31) 0,2-3,3	(5) 4-21			<180	
		(2) Terrazas aluviales (arenas, gravas)	Sedimentos no consolidados post-orogénicos	(15) 1,5-21	(23) 6-36	(9) 1,55-1,77		220-380	
		(3) Coluviales		(6) 0,6-15,8	(17) 9-41	(3) 1,73-1,97			
	Distances	(4) Glacis III	Sedimentos	(18) 2,4-25	(31) 13-59	(2) 1,56-1,89			
		Pleistoceno	(5) Glacis II	consolidados	(6) 1,4-15,1	(19) 15-56	(3) 1,76-1,98		340-580
	Plioceno	(6) Glacis I	post-orogénicos	(6) 4,1-8,6	(12) 28-69			-	
10)	rior	T	(7) Margas arenosas, brechas		(3) >5	(7) 65-R			_
Neóger o-Super	Tortomense superior	(8) Yesos, margas	-	(1) >5	(2) R			-	
	0-S	Tortoniense medio- superior	(9) Margas	Sustrato rocoso "semi-duro" post-orogénico	(2) >5	(3) R	(1) 1,96		660-800
rio (ledi		(10) Brechas, margas		(2) >5	(1) R			
rcia	20	Tortoniense inferior-medio	(11) Conglomerados, areniscas, margas		(4) >5	(1) R	(2) 2,34-2,38	(7) 29-80	
Te ₁ Miocen	Cer	Helvetiense / Tortoniense	(12) Margas, yesos, areniscas						
	inferior	(13) Conglomerados poligénicos	_	(4) >10	(1) R		(16) 36-93		
		Triásico	(14) Caliza dolomítica						_
MC	Pérmico	(15) Arcillas rojas, pizarras, cuarcitas	Sustrato rocoso	(1) >10			(1) 141	800->1000	
	Devónico-Carbonifero	(16) Filitas, esquistos, cuarcitas	orogénico				(2) 56-193		
AC	2	Precámbrico-Ordovícico	(17) Esquistos, filitas, cuarcitas	U	(9) >10	(14) 13-R	(1) 2,11		

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La resolución espacial alcanzada en la división geológica de la ciudad de Lorca resulta de la combinación de: (1) la limitación que impone la alta complejidad geológica del área, deducida de la observación directa y de los modelos geológicos regionales existentes a mayor escala, (2) la ventaja que supone disponer de datos duros y blandos, (3) el área urbana a cubrir de aproximadamente 9 km², (4) el periodo temporal disponible para realizar la investigación, (5) el limitado presupuesto económico disponible una vez agotada la financiación pública a partir de 2008, y (6) la necesidad de ralentizar la investigación mientras se necesitaba caracterizar con más detalle aquellos barrios más dañados durante el terremoto de 2011 (e.g., La Viña, La Alberca, la Alameda, etc.). La escala 1:10.000 alcanzada se considera óptima para la evaluación del riesgo sísmico en zonas urbanas.

El uso y la combinación de información geológica, geotécnica y geofísica atendiendo a criterios estrictamente geológicos, como

supone administrar en diferentes grupos los valores de V_S de aquellas formaciones geológicas genéticamente relacionadas, ha permitido agrupar las 17 formaciones geológicas en 5 formaciones geológicas-sísmicas con distinta respuesta sísmica (Tabla 1): (1) esquistos, filitas, cuarcitas y calizas dolomíticas de edad Paleozóico-Triásico de los Complejos Alpujárride y Maláguide, (2) margas, yesos y areniscas del Tortoniense inferior-medio, (3) glacis consolidados del Plioceno y glacis no consolidados del Pleistoceno, (4) coluviales no consolidados y terrazas aluviales del Holoceno, y (5) rellenos antrópicos y tierras de cultivo recientes. El error que supone la asignación de datos deducidos de Vs respecto de la magnitud medida mediante ensayos SPAC es varía normalmente entre el 55 y el 15% para todas las formaciones geológicas. Por tanto, ambos conjuntos de datos (medidos y deducidos) pueden ser tratados conjuntamente sin introducir una incertidumbre adicional significativa (Tabla 1).



Figura 3 – Perfiles geológicos A-A' y B-B' (localización en Figura 1) deducidos de la cartografía geológica a escala 1:10.000, datos geotécnicos, sondeos eléctricos verticales, perfiles sísmicos de refracción, periodos dominantes y ensayos SPAC. Se han incluido los modelos de V_s (m s⁻¹) obtenidos mediante ensayos SPAC (SP1 a SP11 en la Figura 2), utilizados como un elemento adicional de correlación estratigráfica. (Geological cross-sections A-A' and B-B' (location in Figure 1) inferred from geological cartography at scale 1:10,000, geotechnical data, electrical profiles, shallow refraction profiles, predominant periods, and SPAC surveys. The V_s models (m s⁻¹) derived from SPAC measurements (SP1 to SP11 in Figure 2) are included, used as an additional element for stratigraphic correlation.)

Los valores de V_S obtenidos a partir de la asimilación de diferentes tipos de datos para rellenos antrópicos y tierras de cultivo (<180 m s⁻¹), las diferentes formaciones no consolidadas del Holoceno (320-380 m s⁻¹), glacis del Plioceno y Pleistoceno (340-580 m s⁻¹), sustrato Neógeno (660-800 m s⁻¹) y sustrato pre-Triásico $(800 \text{ a} > 1000 \text{ m s}^{-1})$ son coherentes con los rangos de V_s descritos en la literatura en otras localidades del SE de España para formaciones geológicas equivalentes (Alcalá et al., 2002, 2004; García-Jerez et al., 2007a, 2007b, Navarro et al., 2007, 2012). Esta clasificación caracteriza los materiales pre-Triásicos pre-orogénicos como un sustrato rocoso "duro" y los materiales Neógenos post-orogénicos como un sustrato rocoso "semi-duro". La división de sustratos rocosos atendiendo a sus propiedades mecánicas y al rango de valores de V_S tiene una implicación relevante cuando se pretende realizar una zonación del riesgo sísmico de áreas urbanas mediante modelos numéricos que utilizan soportes geológicos. Ambos sustratos afloran en las zonas norte y oeste de la ciudad y son

prospectados entre 10 y 50 m en el centro de Lorca y a más de 100 m hacia el sureste (Figuras 1 y 3). El espesor de los materiales Plio-Cuaternarios disminuye hasta desaparecer hacia el norte y noroeste de Lorca. La estructura sedimentaria y el espacio de acomodación están controlados por un conjunto principal de fallas de dirección ENE-WSW relacionadas con el Sistema de Fallas de Alhama de Murcia, que profundizan el sustrato hacia el sureste (Silva et al., 1992), y por un conjunto secundario de fallas conjugadas normales de dirección NW-SE y SW-NE que lo elevan o profundizan, compartimentando la cuenca.

Los modelos geológicos 2D (Figura 1) y 3D (Figura 3) son de utilidad cuando se plantea realizar una zonación del territorio siguiendo las pautas de ciertas normas constructivas, como el Eurocode 8 (2008). Para esta norma, el valor de V_S para los primeros 30 metros de terreno se utiliza como principal elemento de zonación. Este valor es más preciso cuando se conocen los espesores de las formaciones geológicas a ponderar en la vertical o cuando se puede

predecir con garantía la variación vertical y la continuidad espacial del medio geológico allí donde no existen medidas de SPAC o de similar precisión. En la fracción mayoritaria de terreno no monitorizado es de utilidad el uso de estimaciones complementarias de Vs.

Este trabajo plantea el uso de información secundaria de V_S deducida a partir de ensayos geotécnicos y de periodos dominantes del terreno para completar una fracción importante de la superficie urbana sin datos iniciales. Una vez comprobado que el error de asignación es bajo, esta asimilación constituye una herramienta viable desde el punto de vista técnico y de utilidad para aumentar la densidad de datos y mejorar la precisión de la división geológica de áreas urbanas dirigida a la evaluación del riesgo sísmico. En Lorca, se demuestra que V_S varía espacialmente dentro de una misma formación geológica de forma predecible, a modo de facies sedimentaria, permitiendo utilizar $\hat{V_s}$ como un elemento adicional de correlación estratigráfica. La variación espacial de V_S está controlada por criterios genéticos del material geológico, como por ejemplo la habitual mayor compactación y densidad de los sedimentos en zonas distales de sedimentación o su mayor granulometría en las zonas proximales. La variación espacial de V_S en una misma formación geológica debe ser considerada cuando se pretende dar continuidad espacial a modelos 3D de V_S realizados a partir de medidas puntuales de la variable.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de la CICYT CGL2007-66745-C02-01-02/BTE y CGL2011-30187-C02-01-02, y por fondos FEDER. Los autores agradecen la colaboración del Ayuntamiento y del Servicio de Protección Civil de Lorca. El primer autor agradece a la FCT de Portugal el Contrato C2008-IST/CVRM.1 del Programa "Ciência 2008".

7. REFERENCIAS

- Alcalá F.J., J. Espinosa, M. Navarro y F. Sánchez (2002): Propuesta de división geológica regional de la localidad de Adra (provincia de Almería). Aplicación a la zonación sísmica. *Rev. Soc. Geol. España*, **15**, 55-66.
- Alcalá, F.J., M. Navarro, T. Enomoto y F. Vidal, F. (2004): Evaluación preliminar de la peligrosidad sísmica en la ciudad de Mula (Murcia, España) a partir de datos geotécnicos. IV Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 1, 341-342.
- Bousquet J.C (1979): Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, Tectonophysics, 52, 277-286,
- Eurocode No.8 (1998): Design of structures for earthquake resistance. Commission of the European Communities. Doc CEN/TC250/SC8/N335,

- García-Jerez A., M. Navarro, F.J. Alcalá, F. Luzón, J.A. Pérez-Ruíz, T. Enomoto, F. Vidal y E. Ocaña (2007a). Shallow Velocity Structure Using Joint Inversion of Array and H/V Spectral Ratio of Ambient Noise: The Case of Mula Town (SE Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 27, 907-919.
- García-Jerez A., M. Navarro, F. Luzón y J.A. Pérez-Ruiz (2007b): Obtención de modelos de velocidad de onda S a partir de las características de las ondas superficiales mediante combinación paralelizada de métodos iterativos de minimización local y métodos de búsqueda aleatoria. Proceedings 3er Congr. Nac. de Ing. Sísmica, 504-512.
- García-Mayordomo, J. (2005): Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en
- el Sureste de España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 373 pp.
- IGME (1992): Estudio de la peligrosidad y vulnerabilidad sísmica en Lorca y su término municipal. Ed.: IGME y Gobierno de Murcia. 197 pp. Lachet C., D. Hatzfeld, P.Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou y A. Savvaidis (1996): Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches, Bul. Seismol. Soc. America, 6, 1692-1703.
- Luzón F., J. Almendros y A. García-Jerez (2011): Shallow structure of Deception Island, Antarctica, from correlations of ambient seismic noise on a set of dense seismic arrays. Geophys. J. Int., 185, 737-748.
- Masana E., J.J. Martínez-Díaz, J.L. Hernández-Enrile, y P. Santanach (2004): The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. J. Geophys. Res., 109, B01301.
- Nakamura Y. (1989): A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quartely Report of Railway Tech. Res. Inst. 30, 25-33.
- Navarro M., F. Vidal, T. Enomoto, F.J. Alcalá, F.J. Sánchez y N. Abeki (2007): Analysis of site effects weightiness on RC building seismic response. The Adra (SE
- Spain) example. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 36, 1363-1383. Navarro M., A. García-Jerez, F.J. Alcalá, F. Vidal, C. Aranda y T. Enomoto (2012): Analysis of site effects, building response and damage distribution observed due the 2011 Lorca, Spain, Earthquake. 15th World Conference on Earthquake Engineering, 24 to 28 September 2012, Lisbon, Portugal. Paper: 3537.
- NCSE-02 (2002): Normativa de Construcción Sismorresistente Española. Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes", Real Decreto 997/2002. Boletín Oficial Del Estado No. 244, 11 October, 2002, España,
- Ohta, Y. y N. Goto (1978): Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes. Earthquake Eng. Struct. Dyn., 6, 167-87.
- Sanz de Galdeano C., C. Lopez Casado, J. Delgado y M.A. Peinado (1995): Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. Tectonophysics, 248, 293-302.
- Silva P.G., L. Goy y C. Zazo (1992): Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama. Geogaceta, 12, 8-9.
- Vera J.A. (1994): Estratigrafía: principios y métodos. Ed. Rueda. Madrid. 806 pp.
- Vidal F. (1986): Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Zeck H.P., F. Albat, B.T. Hansen, R.L. Torres-Rodán, A. García-Casco y A. Martín-Algarra (1989): A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. Tectonophysics, 169, 215-220.

Localización Hipocentral: Análisis Comparativo De Distintos Métodos Utilizando La Serie Sísmica De 2011 En Lorca, España

Hypocentral Location: Comparative Analysis Of Different Methods Using The 2011 Lorca (Spain) Seismic Series Dataset

Juan V. Cantavella⁽¹⁾, Mar Tapia⁽²⁾, Carme Olivera⁽³⁾, José Morales⁽⁴⁾⁽⁵⁾, José B. Bravo⁽¹⁾ ⁽¹⁾Instituto Geográfico Nacional, General Ibáñez Ibero 3, 28003, Madrid, <u>jvcantavella@fomento.es</u>

⁽²⁾Laboratori Estudis Geofísics Eduard Fontseré - Institut d'Estudis Catalans, M. Aurèlia Capmany, Barcelona, <u>mtapia@iec.cat</u>

⁽³⁾Institut Geològic de Catalunya, Balmes, 209-211, 08006, Barcelona, colivera@igc.cat

⁽⁴⁾Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada, Profesor Clavera 12, 18071, Granada, morales@iag.ugr.es

⁽⁵⁾ Dept. de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada, Profesor Clavera 12, 18071, Granada.

SUMMARY

The great property and personal damages caused by the May 11, 2011 Lorca earthquake, assign to this event a high importance for the Spanish seismic hazard assessment.

One of the main aspects in order to study this event deals with the hypocentral location of the associated seismic series. In particular, aftershock location greatly contributes to our knowledge about the rupture zone and the geological structures involved.

The 2011 Lorca seismic series has been recorded by considerably more nearby seismometers and accelerometers than for other similar earthquakes in the Iberian Peninsula. Due to this fact, we have also used this series as a testing ground to compare different location methods in both location correctness and reliability of the provided solution uncertainties. In this work we study in detail the location process of this series, compare several methods with different theoretical grounds (Geiger, non linear method, double differences) and analyse their response to some challenging situations as the lack of nearby stations or a poor azimuthal coverage. The target of this study is to determine, for this one and other different cases, which of the presented methods is more appropriate in a given situation, and especially how well they estimate the accuracy of their solutions.

1. INTRODUCCIÓN

La localización hipocentral de la serie sísmica de Mayo de 2011 en Lorca pone de manifiesto la importancia del análisis de la calidad e incertidumbre asociadas a las soluciones. Inmediatamente después de la ocurrencia de estos eventos, una primera evaluación de la localización hipocentral con los datos de las estaciones permanentes de la Red Sísmica Nacional del IGN y del Instituto Andaluz de Geofísica, dio como resultado una interpretación tectónica muy diferente a la obtenida tras incluir en la localización un valioso conjunto de datos provenientes de estaciones sísmicas temporales de estas instituciones (Morales et al., 2012).

En este trabajo analizaremos tres métodos de localización con distintas bases teóricas (Geiger, método no lineal y dobles diferencias) y nos centraremos en comparar con qué fiabilidad estiman la incertidumbre de sus soluciones. Por otro lado definiremos para esta serie unos criterios mínimos en cuanto a la distribución geográfica de las estaciones utilizadas con los cuales obtenemos soluciones fiables.

En primer lugar haremos una breve descripción de los métodos utilizados, haciendo especial hincapié en cómo caracteriza cada uno de ellos las incertidumbres en los resultados.

En segundo lugar estudiaremos las diferencias en las localizaciones obtenidas con un método Geiger y un método no lineal contemplando distintas situaciones en cuanto a la distribución geográfica de los datos utilizados.

A partir del punto anterior, trataremos de definir unas condiciones mínimas en la calidad de los datos utilizados para obtener una localización fiable y analizaremos, para el conjunto de datos que cumple este umbral, las diferencias entre tres métodos distintos: Geiger, método no lineal y método de dobles diferencias.

Por último expondremos algunas conclusiones generales a partir de los análisis anteriores.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS UTILIZADOS

El primero de los métodos analizados está basado en el de Geiger (Geiger, 1912). En este método se calculan los residuos de las fases sísmicas utilizadas en cada una de las estaciones comparando los tiempos de llegada observados con los tiempos de llegada teóricos, calculados para un cierto modelo de velocidades y una solución hipocentral inicial. Estos residuos son luego relacionados con perturbaciones en la solución inicial por medio de la linealización de la ecuación que define los tiempos de llegada, formando así un sistema de ecuaciones lineales. Este sistema de ecuaciones, normalmente sobredeterminado, se resuelve por medio de una regresión lineal y, dado que el problema es en realidad no lineal, se realiza este proceso de forma iterativa hasta que la solución converge.

A partir de la matriz de covarianza de este sistema de ecuaciones y de la varianza de los residuos, es posible estimar los elipsoides de confianza (en general de cuatro dimensiones). Estos elipsoides reflejan la incertidumbre debida a la geometría de la red, las fases utilizadas y la incertidumbre en los tiempos de llegada observados, pero no tienen en cuenta el posible error debido al modelo de velocidades supuesto.

Para aplicar este método se ha utilizado el programa EvLoc escrito por Walter Nagy (1999) basado en Jordan y Sverdrup (1981) y Bratt y Bache (1988). El modelo de velocidades es tenido en cuenta al calcular las tablas de recorrido de fases regionales (Pg, Pn, Sg, Sn), creadas con el programa CalcTT escrito por Jeff Given (1997) (Nagy, 1996), el cual utiliza una formulación similar a la de Buland y Chapman (1983).

Las elipses de error en dos dimensiones (latitud y longitud), se han obtenido a partir de la submatriz correspondiente de la matriz de covarianza y para un nivel de confianza del 68% y del 90%, utilizando una distribución chi-cuadrado.

El segundo método analizado utiliza un algoritmo de localización no lineal siguiendo la formulación de Tarantola y Valette (1982). En este caso, en lugar de obtener la solución por medio de una regresión lineal, se resuelve el problema directo un gran número de veces, realizando una búsqueda en el espacio de soluciones (con un grid search u otro tipo de métodos más eficientes). Esto permite utilizar la ecuación que define los tiempos

de llegada de manera exacta, obtener información completa de la incertidumbre y resolución de la solución por medio de funciones de densidad de probabilidad (Probability Density Function, PDF) y utilizar modelos de velocidad complejos en 3-D.

En este tipo de métodos, a partir de las PDFs a priori de los tiempos de llegada y de la relación teórica entre, por un lado estos tiempos, las coordenadas de las estaciones y el modelo de velocidades y por otro la solución (coordenadas hipocentrales), es posible obtener la PDF de la solución, la cual tiene una forma irregular y no elipsoidal debido a la no linealidad. Esta PDF describe la incertidumbre debida a la geometría de la red y fases utilizadas, incertidumbre en los tiempos de llegada observados y errores en el cálculo de los tiempos de llegada teóricos.

El programa utilizado en este caso es NonLinLoc, desarrollado y mantenido por Anthony Lomax (Lomax et al., 2000), haciendo uso del algoritmo "Oct-tree Importance Sampling" en lugar de un *grid search* exhaustivo. En este programa no se utilizan los errores debidos a un modelo de velocidades incorrecto, debido a la dificultad que entraña su definición, pero sí se incluye la descripción de la incertidumbre en las observaciones, suponiendo que los errores en estas observaciones siguen una distribución Gaussiana. Los tiempos de recorrido teóricos de las primeras fases se calculan siguiendo el esquema de Podvin y Lecomte (1991). Por lo tanto, no se utilizan las fases regionales secundarias. Como ya hemos comentado el resultado es una PDF de los parámetros hipocentrales.

Por último hemos utilizado el método de dobles diferencias. Cuando la separación hipocentral entre dos terremotos es pequeña comparada con la distancia hipocentral y con la escala de las heterogeneidades en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, las trayectorias fuente-estación para dos eventos y una estación común son prácticamente coincidentes. En este caso la diferencia entre los tiempos de llegada para esos dos eventos puede atribuirse con gran precisión a la diferencia en las localizaciones hipocentrales de ambos eventos.

En este método se calculan los residuos para pares de estaciones y fases como la diferencia entre las ecuaciones definidas en el método Geiger para ese par de estaciones y se relaciona esos residuos con las perturbaciones en la localización hipocentral relativa de los dos eventos que forman ese par. El conjunto de ecuaciones debidas a cada uno de los pares considerados forma un sistema de ecuaciones sobredeterminado que se resuelve por medio de una regresión lineal.

Como en el método Geiger se puede realizar una estimación de la incertidumbre de los resultados a partir de la matriz de covarianza del sistema.

En este caso hemos utilizado el programa HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001), resolviendo el sistema de ecuaciones por medio de la descomposición en valores singulares (SVD). Este programa no presenta en su salida la matriz de covarianza del sistema sino simplemente los errores en una dimensión en la latitud, longitud, profundidad y tiempo para un cierto intervalo de confianza obtenidos a partir de dicha matriz de covarianza, siendo esta una visión más limitada de la incertidumbre que la que daría la propia matriz de covarianza o el elipsoide de error en cuatro dimensiones.

3. COMPARACIÓN MÉTODOS LINEAL-NO LINEAL

Se ha realizado la localización hipocentral por medio del método Geiger y por medio del método no lineal de todos los eventos de la serie. En la Figura 1 se comparan, para cinco eventos representativos de las características de esta serie, los dos tipos de soluciones, incluyendo la estimación de la incertidumbre, en el primer caso utilizando elipses de error y en el segundo PDFs. En cada uno de los casos se lleva a cabo la localización en tres situaciones diferentes: con todas las estaciones disponibles, sin utilizar las estaciones a menos de 10 km del epicentro y por último sin utilizar ninguna estación temporal ni acelerómetro. De este modo podemos realizar la comparación para distintos niveles de calidad en la disposición geométrica de la red sísmica.

En la Figura 1 podemos ver algunos aspectos generales de la localización de esta serie:

a) Para los eventos de mayor magnitud (M>3.9) se cuenta con una buena disposición geográfica de estaciones. En este caso la existencia o no de una estación a una distancia epicentral comparable a la profundidad hipocentral no influye apenas en el resultado salvo aumentando levemente la incertidumbre en profundidad. Al aumentar el Gap sísmico (columna 3) las soluciones de NonLinLoc y EvLoc se distancian ligeramente pero siguen dando resultados aceptables, muy similares al caso 1 en el que se utilizan todas las estaciones.

b) En eventos de magnitud alrededor de 2.5 la situación es similar al caso a) pero el hecho de no utilizar estaciones temporales crea gaps grandes (columna 3). En este caso los errores estimados en los dos programas son del mismo tamaño (hasta 5 km) que las diferencias de estos resultados (columna 3) con la mejor solución (columna 1).

c) En eventos de magnitud en torno a 1.5 utilizar una estación cercana al epicentro influye de manera importante en la magnitud del error en profundidad. La solución de EvLoc no converge en profundidad y se ha fijado a 0 km. No utilizar estaciones temporales reduce a 7 el número de fases disponibles (la diferencia con el evento b) estriba en no tener en este caso apenas lecturas de la onda S). Como resultado las estimaciones del error son muy altas especialmente con NonLinLoc. Los hipocentros sin embargo tan solo se distancian unos 5 km de la mejor solución (columna 1).

d) En los eventos de magnitud más baja localizados ($M\sim0.5$) utilizar una estación cercana al hipocentro es decisivo en la localización en profundidad. La PDF (Probability Density Function) de NonLinLoc representa bien la incertidumbre en este parámetro.

e) En general, en los eventos pequeños de esta serie, no utilizar las estaciones temporales, con el consecuente aumento del gap sísmico, produce un desplazamiento hacia el SE de los epicentros. En este caso esta diferencia supone que los epicentros queden situados a un lado u otro de la Falla de Alhama de Murcia, lo cual es decisivo en la interpretación tectónica.

A la vista de los resultados de esta serie el parámetro más significativo para evaluar la calidad de los datos utilizados en la localización es el número de fases utilizadas, antes que el gap sísmico o la distancia epicentral a la estación más cercana. Es decir, parece más importante para tener resultados fiables exigir un número mínimo de fases que un gap máximo o una distancia a la estación más próxima muy pequeña.

En los casos donde la calidad de los datos es baja la estimación del error de NonLinLoc por medio de la PDF parece algo exagerada como representación de la posible situación del epicentro real, dado que se extiende especialmente por zonas alejadas del epicentro más próximo a la realidad (columna 1).



Figura 1 - Cada una de las líneas, a) a e), corresponde a la localización hipocentral de un evento de la serie. Cada una de las tres columnas corresponde a un nivel de calidad de la red: 1. utilizando todas las estaciones disponibles (izquierda), 2. sin utilizar las estaciones a menos de 10 km de distancia epicentral (centro), 3. sin utilizar estaciones temporales ni acelerógrafos (derecha).

El círculo gris es la solución de máxima verosimilitud del método no lineal y los puntos grises son la PDF. La solución del método Geiger se representa por un círculo negro y por las elipses de error para un intervalo de confianza del 68% (línea continua) y del 90% (línea discontinua).

Las líneas negras son las principales fallas tectónicas. El gráfico polar de la parte inferior derecha muestra las estaciones utilizadas en cada caso (círculos) y los gaps sísmicos presentes (cuñas).

(Each row, a) to e), corresponds to the hypocentral location of a single event of this series. Each one of the three columns corresponds to a certain network quality level: 1. using all available stations (left), 2. not using stations with epicentral distance less than 10 km (center), 3. not using neither temporary nor strong motion stations (right).

The grey circle is the non-linear method maximum likelihood solution and the grey dots its PDF. Geiger solution is shown as a black circle and by 68% (solid line) and 90% (dashed line) confidence interval error ellipses.

Black lines are the main tectonic faults. The polar graphic at the lower-right shows used stations (circles) in each case and station gaps (wedges))



Figura 2 - Localización de la serie sísmica de Lorca de 2011 utilizando únicamente aquellos eventos que cumplen ciertos requisitos de calidad. Los círculos representan los eventos calculados con tamaño proporcional a su magnitud. Los distintos apartados muestran el

resultado de los tres métodos utilizados: a) solución con el programa EvLoc junto con las elipses de error para un intervalo de confianza del 90%, b) solución con el programa NonLinLoc. Los puntos muestran la PDF de todos los eventos, c) solución con el programa HypoDD junto con las barras de error para un intervalo de confianza del 90%.

(Lorca 2011 seismic series location. Only those events which fulfill certain quality criteria have been used. Circles represent the events. Circles sizes are proportional to the event magnitude. Each section shows one of the used methods: a) EvLoc solution along with error ellipses for a 90% confidence level, b) NonLinLoc solution. PDF of the whole set of events are shown by dots, c) HypoDD solution along with error bars for a 90% confidence level).

4. CRITERIOS MÍNIMOS DE CALIDAD. COMPARACIÓN DE TRES MÉTODOS DE LOCALIZACIÓN.

Una vez que hemos visto en el apartado anterior los factores que mejor representan la calidad de los datos procedemos a comparar los tres métodos con un conjunto de datos lo más sólido posible. Para ello imponemos como criterio mínimo que el número de fases sea superior a 20 y el gap sísmico inferior a 120°. Después de seleccionar los eventos que cumplen estos requisitos hemos relocalizado la serie completa con los programas EvLoc y NonLinLoc. Además, después de realizar la localización, solo se han tenido en cuenta aquellos eventos cuyo error horizontal y vertical con un intervalo de confianza del 90% sea inferior a 5 km. En el caso de HypoDD, se ha partido de los eventos con un número de fases sísmicas superior a 10 y se ha dejado que sea el propio programa el que descarte aquellos eventos que no permiten que el método de dobles diferencias se realice de manera fiable (de este modo el programa selecciona un 70% de estos eventos).

En la Figura 2 representamos los resultados de las tres relocalizaciones. Aquí podemos observar que HypoDD -apartado c)- utiliza más eventos y da una imagen más real de la falla en el plano XY que los otros dos programas -apartados a) y b)-. Además, los errores estimados son menores que con EvLoc y NonLinLoc. Por otro lado EvLoc y NonLinLoc ofrecen soluciones similares.

Es importante mencionar que ninguno de los tres métodos da una solución en profundidad que concuerde plenamente con la orientación y buzamiento del plano de la falla de Alhama de Murcia. Por lo tanto, parece que los datos que tenemos, después de aplicar los criterios considerados de calidad de la red sísmica, no son suficientes para llegar a tal precisión en la localización en profundidad.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo, dentro del contexto de la serie sísmica de Lorca de 2011, hemos analizado tres métodos de localización basados en fundamentos teóricos distintos con el fin de conocer su respuesta, diferencias e idoneidad en este caso. Hemos prestado especial atención a cómo influye la calidad de los datos iniciales en la obtención de resultados más o menos fiables, tratando de dar una idea de cuál será la precisión esperable en función de los datos sísmicos que tenemos. Asimismo, hemos evaluado si los parámetros de error de la solución obtenidos en cada uno de los métodos son un reflejo realista de la precisión de las localizaciones hipocentrales.

Una vez analizados los resultados hemos llegado a las siguientes conclusiones.

- La incertidumbre asociada a las localizaciones hipocentrales es un dato de suma importancia a la hora de sacar conclusiones a partir de estos datos. Esta información está relacionada principalmente con la distribución geográfica de la red sísmica y el número de fases utilizadas así como la incertidumbre en la lectura de los tiempos de llegada.

- En la serie sísmica de Lorca de 2012 el programa EvLoc da una indicación aceptable aunque simplificada del error en las localizaciones por medio del elipsoide de error para un intervalo de confianza del 90%.

El programa NonLinLoc tiene en cuenta la componente no lineal en el proceso de localización y da una información más completa de la incertidumbre. Indica claramente cuándo hay problemas en el conjunto de datos utilizados, pero en este caso la PDF parece que no muestra dónde puede estar el hipocentro "real". Una ventaja no utilizada en este trabajo es su facilidad para incorporar modelos de velocidades en 3D. En cambio tiene la limitación de no utilizar fases secundarias.

- Cuando se imponen ciertas condiciones de calidad en los datos las soluciones de los tres métodos de localización utilizados resultan muy similares. En este caso, el programa HypoDD cuenta con la ventaja adicional de relacionar los eventos entre sí, proporcionando lo que consideramos la mejor solución. No obstante, pensamos que la calidad de los datos junto con el modelo de Tierra utilizado no es suficiente para dar una imagen precisa de las profundidades hipocentrales.

- Resulta imprescindible imponer dichas condiciones de calidad en los datos o unas similares antes de realizar cualquier interpretación tectónica de los mismos.

6. REFERENCIAS

- Bratt, S. R. and T. C. Bache (1988): "Locating events with sparse network of regional arrays". Bull. Seism. Soc. Am. 78, 780-797.
- Geiger, L. (1912): "Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only". Bull. St. Louis Univ. **8**, 60-71. Jordan, T. H. and K. A. Sverdrup (1981): "Teleseismic location techniques and their
- application to earthquake clusters in the South-Central Pacific". Bull. Seism. Soc. Am. 71, 1105-1130.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant and C. Berge-Thierry (2000): "Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in Advances in Seismic Event Location Thurber", C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134
- Morales, J., J. V. Cantavella, F. L. Mancilla, L. Lozano, D. Stich, E. Herraiz, J. B. Martín, J. A. López-Comino, J. M. Martínez Solares (2012): "The 2011 Lorca Seismic series: Temporal evolution, faulting parameters and hypocentral relocation. Bulletin of Earthquake Engineering". Enviado abril 2012.
- Podvin, P. and I. Lecomte (1991): "Finite difference computation of travel times in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools". Geophys. J. Int., 105, 271-284.
- Tarantola, A. and B. Valette (1982): "Inverse problems = quest for information". J. Geophys., 50, 159-170.
- Waldhauser, F. and W. Ellsworth (2000): "Double-Difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault", California *Bull. Seism. Soc. Am.* **9**(): 1353-1368. Waldhauser, F. (2001): "HypoDD. A computer program to compute double-
- difference earthquake locations". U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 01-113.

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

L

A

Lenti, L López, J. A	767 767
López-Casado, C	767
M	
Martino, S Morales, J.	767 787
Ν	
Navarro, M	779
0	
Olivera, C	787
Р	
Pascual, G	761
R	
Rosa-Herranz, J	771
S	
Soler-Llorens, J. L	771
Τ	
Таріа, М	787
V	
Vidal, F	779









Universidad Euskal Herriko del País Vasco Unibertsitatea

Laguntzailea / Colabora / Collaborator



HEZKUNTZA SAILA

DEPARTAMENTO DE EDUCACIÓN