

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>
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>
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. 175 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	201
J.J. Galiana-Merino, S. Rosa-Cintas, P. Jáuregui-Eslava, J.J. Martínez Esplá, J. Rosa-Herranz, J.J. (Giner-
Caturla	

La Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (QAFI v.2): Características, Aplicaciones y Problemas *The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2): Characteristics, Applications and Problems.......*211 J. García-Mayordomo, R. Martín-Banda, J. M. Insua-Arévalo, J. A. Álvarez-Gómez, L. Cabañas, J. V. Cantavella, M. J. Crespo, R. Pereira Dias, C. Moniz, G. Pascual, S. Alfageme, E. Rodríguez-Escudero

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 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. France*182, 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 in the 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 in 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
- Oncel, 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 $Mw \ge 5.0$. Un gran número de réplicas significativas (19 de $M_w \ge 6,0$ y más de 1300 con $M_w \ge 4,0$) 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).

Proceedings

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).

Ancient Surface

VIII

Beach Sana over zone from -5.5 to -11 of fan

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

whdd, allu

gravelly alluv

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

Maicille

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).

			TABLA	DE EV/	LUACIO	ON DE V	ULNER/	ABILIDA	D				_			
Identification 6	atastral			4 F					Ano de construcción Aprov						Aprox.	
Numero de mar	cana.		Numero	od Foil	grana.				Uso predominante:					_		
Disección:	CBOINT.		Nombre edition.					Residencial Institucional						- U		
Direction.									Educacional D patrimonio histório					rico l	0	
Población / Ban	io:								Salud		t t	0	Estacion	amiento	15	0
Municipio / Corr	una:								Hotelero	0		0	Bombero	5		0
Provincia / Regi	ón:								Oficinas			0	Defensa	civil		0
Código postal/ E	Distrito:								Industria	ai	_	0	Policía			0
Clasificación E	structural y Vul	nerabilic	ad		1.4.4	1.0.0					Comenta	rios				
Sistema estruc Hormiçón	tural:	Sistema de soporte vertio	Paredes exterior	Diafragma horizont	(Enlaces) Refuerzos horizontali / Riostras (de acen	Refuerzos interiores ylo muros o corte o Cizalla (Estructurale	Particiones no Estructurale	Pisos (No estructurale	Escaler	Offe						
Prefabricados h	ormigón										Tipo de i	nspec	ción			
Mampostería re	forzada										Exterior					0
Mamposteria no	reforzada					_					Parcial					0
Marco de acero	inde (Frein)		-	-	-	-	-	-			Completa	(inter	or y exteri	or)		0
Wetal Deck -Cu	orema / Porjados	-	-	<u> </u>	<u> </u>	-	<u> </u>	-	-	-	Cimensi	mes d	e ia edific	ación		
Chine		-	-	-	-	-	-	-	-	-	Econic (N	etros)				_
Desconocido		<u> </u>	-	-	-			-	-	-	Area area	0106)	-			_
Escala EM ^a					-	-			Classifie	ación	Disk J III	-Arriell	Tipo PT		M ^a	
Mamposteria	No reformada	_	Confea	da	_	Referen	da	_	CHADING	activit	Lamond	oria	TIPO D T			_
Hormigón	Pórticos	Muros e	structura	xies	Sistema	a dual	Prefabr	icados	-		Hormigór	1	-		-	_
Acero	Pórticos arriostr	ados	Pórtico	no arrios	strado	Pórticos	s en celo	sias	-		Acero		<u> </u>		-	-
Madera	Pórtico y panel	madera Pórticos madera y paneles otros materiale			05	-	-	Madera					-			
Otros									+	_	Otros	_	 	_	<u> </u>	_
Sumatoria					_	_			_	_	Sumatryi		_	_		_
Modificadores	de comendantia	nto dal	adice d			50	_		_	_	30-300	<u> </u>		_	_	_
nara edificios de	Marrovosteria (M)vH	ormiaon.	armado	(HA) (Mi	lutinovic:	v Treada	filoski 2	003)							
Factores de con	nportamiento	Paráme	tros						M				HA (DRS	3		_
								Modific	cador (Mo	a)	Low (DR	3)	Midium (DRS)	High (DR	(\$)
Estado de consi	ervación	Buen m	lantenim	ento					-0.04	0	-0.04	0	-0.04	0	-0.04	0
		Mal ma	ntenimie	otn					+0.04	0	+0.04	0	+0.02	0	0.0	0
Altura o número	de plantas	Bajo (1	02)						-0.02	0	-0.04	0	-0.04	0	-0.04	0
		Medio (3,405)					-	+0.02	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0
Cistorea astroit	(and All one)	A10 (6)	o mais) dia lais m						+0.06		+0.08	- U	+0.00		+0.04	- U
	unar (moroa)	Distanc Conexii (barras Conexii	la entre i on entre de unión on horizo	muros: to muros: to , soporti ntal estr	e-rods, a es en las uctura-m	angle bra esquina turos/ Rk	cket s) ostras		-0.04 0.0 +0.04		0.0		0.0		0.0	D
Columna corta		_	_						0.0	0	+0.02	0	+0.01	0	0.0	0
Piso blando (So	ft-story)	Demoli	ción/ Tra	nsparen	cia, diáfa	ina	_		+0.04	0	+0.04	0	+0.02	0	0.0	0
irregularidad en	pianta								+0.04	0	+0.04	0	+0.02	0	0.0	0
irregularidad ve	rocal			_			_	-	+0.02	0	+0.04	0	+0.02	0	0.0	0
Cubierta	0345	Peso~	Unión /#	0.60	la cubier	da coo N	turn	-	+0.04	0	+0.04	0	+0.02	0	0.0	0
0.000		Conexi	ones con	la cubie	rta	- at cost N	10/0	1	+0.04		0.0		0.0		0.0	
Intervenciones o	de reparación		11168 0011	THE COLOR	- 10			-	-0.08	0	-0.04	0	0.0		0.5	
									0.0		0.0		0.0		0.0	
Elementos antis	ísmicos	Barbac (foil arc	anas (ba hes).Cor	rbican), itrafuerti	Láminas Is (buthe	refuerzo isses)/Ri	ostras		-0.08	0	+0.04	0	+0.04		+0.04	0
Edificio en agre	pado:	Interme	dio						-0.04	0				-		-
posición en plan	ta	Esquini	al (Heada	M)				1	+0.04		0.0		0.0		0.0	0
Edificio en agre	pado:	Plantas	escalon	adas	_				+0.02							
posición en elev	ración	Edificio	s adyace	ntes a d	iferente a	altura			0.0	0	1					
		(Juntas	antisism	icas ins	uficientes	s)			+0.04	0	+0.08	0	+0.04	0	+0.02	0
Cimientos		Cimient Vigas (I Vigas c	tos a dife beams) coectada	rentes n	iveles ected be	ame)		-	+0.04	0	-0.04	0	0.0	0	0.0	0
Morfología del tr	erreno.	Apoyo a	aislado (i	solated t	looting)			1	+0.02		+0.04	0	+0.02	0	+0.02	-
Constants		Precipie	cio o aca	obelitro				1	+0.04	ŭ	+0.04	D	+0.04	ŭ	+0.04	ŏ
Sumatoria:	EMG . 49	in the second	11.000	101111	E.M.		_	be not	_	_						_
Mamposteria	LINO - 20	- mo-9	(moa)	-CIBR-U	- 14	-		AV TOLA		1						
Hormigón	-	_				-		-		1						
Acero										1						
Madera																
Otros												IV Te	eat = IV" + L	n+k		
												_				

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. Se analizaron los detalles bajo qué versión de la Normativa Sismorresistente (Nch 433) se construyeron las edificios de Viña del Mar, usando su fecha de edificación, clasificándolos en cuatro tramos históricos (TM) correspondientes a cambios en la normativa aplicada.



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 N° 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 N° 19.748.

Numero de manzana	:	1	1	Plano U	bicación	Pla	no Emplaza	miento
43a					/制动的	P.		
Grado de Daño:		12	11			25		
Grado 4 (Rojo)		1	211			10/	122.	
Nombre del Edificio	:	E . · ·	-	一個				1 PP
Edificio Tricahue	2					-	- UDB	
Año de construcción		FR	-	Vieto	and a section	Atrian a	1 n	
1998			- Carl	vista rei	acion volum	etrica c	on entorno	18
Rango: 1994 - 2003	10		-	1 4		-		
Clasificación TM-3						111		
Direction:	1.44		- Long					8 2
8 Norte 501						<u> </u>		2.2
Sector:			lit.					
Plan de Viña		the de		7 E		4 E.		
Uso:	7 1	1 () () () () () () () () () (_		
Residencial	100	F I			- Internet		E realized	5
Numero de plantas:	A. S.	110	Come -	-			19 92	
11	C.	1 1 2	A SHE	Sec.			1	the second
Materialidad:	the second second	T A	Marker St.	- Parties			LI-V.	1
Estructura de Hormi	gón		ALX.	1			A. T	
con albañilería refor.	zada.		20	1.			1	
Clasificación de Vuli	nerabilidad	The second s	ACC -				Statement and Statement	-
Tipología	Tipología	Tipología	Cla	se de	Tipolo	zía	Índice o	le
Constructiva 2	HAZUS	EMS-98	Vulne	Vulnerabilidad		JE .	Vulnerabilidad	
Estructuras de Hormi	gón C2H	Muros con	E, F+,D-		RC2,		IV medio = 0	.386
de muros a cortante	Muros de	nivel alto de	Valor pr	obable E,	Muros de co	rtante		
	corte de	diseño	Limite s	iperior F y	de hormigón			
	normigon	e (DSR)	Linne	lienor D				
Clasificación de Dañ	os: Daño estruct	ural severo, da	ño no estr	uctural m	uy severo	100-00	-	
La edificación preser	nta Daño muy s	evero				-	-	Contraction of the local division of the loc
Descripción:	•					2		28
· Grandes grietas e	n elementos esti	ructurales con f	fallo por c	ompresiór	n del	100	1 . 1 .	2
hormigón y fracta	ura de barras con	rugas. Fallo en	la juntara	de vigas	reforzadas.		The second	
Agrietamiento no	table del hormi	gón. Perdida de	l recubrin	iento y er	xposición de		1000	and a
las barras de refu	erzo longitudina	I. Inclinación c	le algunas	columnas	s. Presenta	111	TUTO PERSONAL	10000
algunas deformad	ciones permanen	ites.						
 1 y 2 planta muy 	dañadas. Desalo	jado. Muestra	fallas múl	iples por	corte,			
compresión, entre	e otras, en partes	puntuales de l	a estructu	a. Tambi	én el terreno		14 11	
descendió 5 cm. l	En reparación					-	the second	N
Clasificación de la ha	abitabilidad: Pel	igro de colapso	, calificac	ión de RI	ESGO MUY		aller a	and the second
ALTO.								
43a SIGO Formation	Microsoft Descrite 2998 Si Norte Si	1 Plan Villa	Teo n' en Residencial 1	ten Comotaria 1 y 2 pàrta my	rdañadas, en reparacion. Desabi	ido.		
/#888.	Setter of Oracle Setter a de Parelle Setter oracital order form 1	n Diahagma Kaluerzos Maros horizontal herizontalen./	Netures Orner disponales y/b	adde <u>Cubiertas /</u> Tejados	Esciena Cenaniento Elementos	Paticiones / Tabiques (No	Orimentem y Tipes de Pisce adornos (No (No	Tipes de resentimiento
Sat. Extrustoral	(Delaman) de Cerg Nati	0 Potates / (Vgal./ Nates) Entreposi	munto de conte o Citalia		esteriona).	(instante	estudunile) estudunile)	(No extracturales)
Anno estructural Herrigion estructural	X X Web	x x	x	x	x x			
Harright Harris	0							x
Abarileria mforsal Abarileria anforsal	a X					x		
Abartieria contras Visito Metal o Neta								
	(Deck			_		x		
Antes y strike	i Ceck					X		

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 1.1s 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 $N \ge 10$ 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 $N \ge 3$ 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 Lig	ero L: Li	igero M:	Moderado	> S: S	evero	C: Colar	so	

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

uiguilos ca

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 I	N° de p	lantas	Total de edificios	0/ 1-14-4-1
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.

Énora da	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 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/states-background-complexity
- 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, Nº 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 Máguina 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 $b \in \Box$.

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

$$y_i(w \cdot x_i + b) - 1 \ge 0 \quad \forall (x_i, y_i) \in T$$
(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

$$H \in \frac{1}{\|w\|}.$$



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

$$\min_{w,b} \left(\frac{1}{2} \left\| w \right\|^2 \right) \tag{9}$$

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 $\Phi: X \to \mathfrak{F}$ 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 $X_i \cdot X_i$ 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:

 $R_{PVAO-EW} = 97.80\%$

 $S_{PVAO-EW} = 98.60\%$

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 <u>earthquake</u>, which lifted for near two days. On the 27th of bait 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 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 Suadiana 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 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 land, and feveral men perished. The rocks on the banks of Guadiana were moved in feveral places, and several 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.

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, especially here and at Faro, where the hofpital was thrown down, the house of mercy, and fome other houses much damaged, and feveral finall vessels and fishing boats were thrown on fhore, but happily no lives were lot, as have been yet heard of; what is remarkable, the swell of the fea was very perceptible nearly at the fame time, along the whole coaft, and fo palpable, that the people in the vessels felt the risings, and one in Faro harbour was pulled under water, by her anchors holding fast, 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 29th 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 Historio Partuayes de Geodesia y Geofísica. San Sebastián
- 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 20ºW y paralelos 45º y 25ºN. 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.-

Martínez Solares, J.M (2002): "Catálogo sismico 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

(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.	Magnitud	I _{MSK}	Distancia epicentral máxima (km) Disrupted / Coherent / Flow		Area	
			(km)	(Mw/Ms/otra)	Mor			(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; Figuras 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

Fecha	Evento	Imáx
22/Sep/1522	W Alhama Almería	VIII-IX
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). Disrupted



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 inestablidades 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 Almeriáa. 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):

$$\log(\mathbf{P}_{d}) = \mathbf{A} + \mathbf{B} * \mathbf{M} + \mathbf{C} * \log(\mathbf{R})$$
(1)

Were A, B and C are constants. If the Pd parameter is normalized to a reference distance, equation 1 is reduced to:

$$\log(\mathbf{P}_{d}) = \mathbf{A} + \mathbf{B} * \mathbf{M} \tag{2}$$

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: Lo

$$g(P_d) = -1.1(\pm 0.2) Log R - 0.6(\pm 0.4)$$
(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).

$$\log(\tau_{a}) = 0.21(\pm 0.01)M - 1.20(\pm 0.07) \tag{12}$$

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 τ_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 Pwave amplitude in earthquake early warning". *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312
- 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⁾

⁽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

Proceedings

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 Δtl y cuyas bases representan círculos geográficos de radio determinado RI. EPRI designa a este volumen como la ventana local VI. Seguídamente se contabiliza el número de eventos contenidos en esta ventana al que designamos como NI.

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:

$$p = \frac{V_l}{V_e} \tag{1}$$

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)
$$N_{e} = 0.1....n.$$

 $H_1 = 0, \dots, H_1$ 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 Vl y Ve coincidan. De acuerdo con ello, las hipótesis nula H0 y alternativa H1 del contraste propuesto será precisamente estas:

$$\begin{split} H_{0} : & \frac{E[N_{l}]}{V_{l}} \leq \frac{E[N_{e}]}{V_{e}} \quad evento \quad aislado \\ H_{1} : & \frac{E[N_{l}]}{V_{l}} > \frac{E[N_{e}]}{V_{e}} \quad agrupamiento \end{split} \tag{3}$$

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
$$N_l \leq n_{cri}$$
 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:

$$\hat{F}(\lambda) = 0 \quad si \qquad \lambda < \Lambda_1 \quad ó$$

$$\hat{F}(\lambda) = \frac{i}{n} \quad si \qquad \Lambda_i < \lambda < \Lambda_{i+1}$$

$$\hat{F}(\lambda) = 1 \quad si \qquad \lambda > \Lambda_n$$
(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:

$$delta_{1} = F(1, 2,, n-1) - F_{0}$$

$$delta_{2} = \hat{F}(2, 3,, n) - F_{0}$$

$$KSest = \max(delta_{1}, delta_{2})$$
(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 \geq 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.





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)

	Resultados Filtro					Resultados Test Kolmogorov-Smirnov			
						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 *Filtrada* Poissoniana desde 1300, 1400 y 1900 para la intensidad IV y desde 1300 para las intensidades V y VI

Fuente 10.-

Original Poissoniana desde 1300 para las intensidades IV, V y VI

Filtrada Poissoniana desde 1900 para la intensidad III y 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 y 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 (n° 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 (n^{a} 2,10) los subcatalogos obtenidos han sufrido reducciones en torno al 50%, mientras que si el número de eventos registrados es menor de 1000 (n° 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): EQRISK: 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, N°1, 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**

S02-181

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, dina.vales@ipma.pt

⁽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.



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.

200808280736







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 9 - The similarity matrix representing the weighted average of the cross-correlations of the events. The diagonal line represents the correlation of each event with itself. The events with higher similarity form squares around the diagonal delimited by colors representing low values of similarity. Each square represents a cluster of events.

Index



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.





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 vulcão 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
- 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 $3.0 \le m_h \le 6.3$ ó $2.0 \le M_L \le 6.9$.

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)





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)



Figure 7 - Relación entre las magnitudes M_L y m_b . (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 m_b , 3.8 M_L), 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
- 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 M_S and m_b to moment magnitude". *Journal of Seismology*, **10**, 225-236.
Veith, K.F. and G.E. Clawson (1972): "Magnitude from short period P-wave data".

- 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 enthquake)*

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
 D₂. 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_{bLg}, 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 shearenvironment splitting Matlab". Geosci..34. wave in Comput. 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 la corteza superior. Aplicación metodológica para el cálculo de la peligrosidad 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 Content of the second s
- 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, DC.
- 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 homogeneidad de la versión 2 actual de la QAFI, y la necesidad de 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).

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, 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

Alfageme, S.	
Alfaro, P	
Alguacil, G	
Álvarez-Gómez, J. A	
Aranda, C.	
Azañón, J. M	

B

Badal, J	
Baize, S.	
Benito, B.	
Buforn, E	
Buontempo, L.	

С

Cabañas, L	
Cantavella, J. V.	
Capote, R	
Carmona, E	179
Carranza, M.	171
Carrilho, F	
Clavero, D.	
Crespo, M. J.	211
D	

υ

Delgado, J.	
Dias, N. A.	
Ε	
Espinar, M	
F	
Figueras, S.	
Fonseca. J.	205

G

Galiana-Merino, J. J.	
García, J. M	
García-Jerez, A.	
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	175, 201
Jiménez, A	179
L	
Lafuente, P	
Lenti, L	
López Casado, C	127, 163, 193
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	183
K10, 1	
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.	179
Silva, P. G.	
Silveira, G.	
Soler-Llorens, J. L	
V	

Þ

Vales, D.	
Vidal, F.	
Vilanova, S	

W

Wuestefeld, A	197
Ζ	
Zollo, A	171