S08

Geofisika Aplikatua
Geofísica Aplicada
Geofísica Aplicada
Applied Geophysics

Chairpersons:
Albert Casas Ponsati
Alex Marcuello Pascual
Fernando Monteiro Santos
Manuel Senos Matias

Aurkibidea/Índice/Índice/Index

Simulación numérica acoplada de la extracción de un fluido en un acuífero y de su anomalía gravimétrica asociada.
Coupled numerical simulation of fluid extraction in an aquifer and its associated gravimetric anomaly......593
José Paulino Fernández Álvarez, Adriana Sánchez Morán

Métodos geoeléctricos aplicados a la caracterización y seguimiento de la planta piloto de almacenamiento de CO2 (Hontomín, Burgos)
Geoelectrical Methods applied to characterize and monitor the Pilot CO2 Storage Plant (Hontomín, Burgos).....595
Alex Marcuello, Juanjo Ledo, Pilar Queralt, Xènia Ogaya, Lena Escalas, Perla Piña, David Bosch, Eloi Vilamajó, Fabián Bellmunt

Sistemas GPR 3D multicanal: Aplicaciones en ingeniería y arqueología
Multichannel 3D GPR array systems: From engineering to archaeology.....601
Alexandre Novo, Gianfranco Morelli, Dean Goodman, Henrique Lorenzo

Ensayo de geofísica pasiva en la cuenca neógena del Vallès-Penedès (Centro de Catalunya)
Passive geophysical test in Neogene basin of Vallès-Penedès (Centre of Catalunya).....605
Gabàs A., Macau A., Bellmunt F., Brenner Y., Benjumea B., Figueras S., Vilà M.

Estudio GPR de la estructura interna del campo dunar de Xagó, costa norte española
GPR survey of the internal structure of Xagó dune field, Spanish north coast.....611
David Rubio-Melendi, Germán Flor-Blanco, J. Paulino Fernández-Álvarez, Germán Flor

Prospección geofísica multisistema en el yacimiento arqueológico de Irulegi (Lakidain, Nafarroa)
Multi-system geophysical survey at the archaeological site of Irulegi, Navarre.....619
Ekhine Garcia, Roger Sala, Robert Tamba, Javier Buces

Interpretación integrada de la geofísica realizada en las lagunas de Estaña (Huesca)
Integrated interpretation of the geophysical works carried out at the Estaña lakes (Huesca Spain).....625
F. M. Rubio, J. L. Plata, C. Pérez-Bielsa, L. J. Lamban

Evaluación de puentes de arco de fábrica mediante GPR: El Puente Lubians (Galicia, España)
Evaluation of masonry arch bridges by GPR: The Lubians Bridge (Galicia, Spain).....629
Mercedes Solla, Henrique Lorenzo, Belén Riveiro, Pedro Arias, Alexandre Novo

Análisis comparativo de la resolución de las técnicas SASW, ReMi y *crosshole* para reconocer el perfil de rigidez en un terreno urbano
Comparision of the resolution of SASW, ReMi and crosshole techniques in order to establish the stiffness profile of an urban terrain.....633
Pérez-Santisteban I., Muñoz Martín A., Carbó Gorosabel A., Ruiz Fonticiella J. M.

Correlaciones empíricas entre la velocidad de propagación de las ondas S (Vs) y otros parámetros geotécnicos para los suelos de Madrid
Emprirical correlations of shear wave velocity (Vs) with other geotechnical parameters of soils in Madrid.....641
Pérez-Santisteban I., Muñoz Martín A., Carbó Gorosabel A., Ruiz Fonticiella J.M.

Impacto mediático de la geofísica aplicada. Caso: la prospección geofísica en el Parque Federico García Lorca, Alfacar (Granada)
Media impact of applied geophysics. Case: geophysical prospecting in the Federico García Lorca Park, Alfacar (Granada).....649
J. A. Peña, T. Teixidó, E. Carmona, F. Carrión, C. M. Peralta

Geofísica para la caracterización hidrogeológica de la Cuenca de Lerma (Zaragoza)
Geophysics for the hydrogeological study of the Lerma Basin (Zaragoza).....655
J. L. Plata, J. Causapé, F. M. Rubio, D. Merchán

Correcciones en microgravimetría relativa para investigación hidrogeológica
Corrections in relative microgravity for hydrogeological research.....659
J. L. Plata, F. M. Rubio, P. Ibarra

Alterações nos Gradientes de Temperatura Provocadas por Circulação de Água no Solo
Thermal Gradient Changes Caused by Water in the Soil 663
Duque, M. R., Malico, Isabel

Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal
Introducing an advanced multi-channel GPR methodology for mapping utilities within a footpath 667
Miquel Coll, Alexandre Novo, Craig Simmonds, Gianfranco Morelli

Detección y caracterización de fallas activas mediante tomografía de resistividad
Detection and characterization of active faults by resistivity tomography 671
P. Ibarra, F.M. Rubio, J. García-Mayordomo, R. Martín, E.Rodríguez-Escudero, A.Salazar

Transecta magnetotelúrica Topoiberia: distribución de resistividades corticales bajo la Cordillera Cantábrica occidental, El Bierzo, Montes de León y Sanabria
Topoiberia Magnetotelluric Transect: a cortical distribution of resistivities in the western Cantabrian Mountains, El Bierzo, Montes de Leon and Sanabria 675
P. Ibarra, J. Pous, L.R. Rodríguez Fernández, H. Seille, N. Heredia, A. Pedrera, P. González Cuadra, F. Martín González, A. Mínguez

Determinación de la detectabilidad y de las capacidades de monitoreo del método CSEM en el Laboratorio de Investigación sobre el almacenamiento geológico de CO2 en Hontomín (Burgos)
Assessing the detectability and monitoring capabilities of the CSEM method at the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos) 679
Eloi Vilamajó, Pilar Queralt, Juanjo Ledo, Álex Marcuello

Densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes en el área metropolitana de Granada (España)
Soil densification due to seismic movement in Granada (Spain) 685
I. Valverde-Palacios, F. Vidal, I. Valverde-Espinosa

Evaluación de estructuras seleccionadas en la Depresión Intermedia como posibles almacenes de CO2. Estudios preliminares: modelización gravimétrica 3D
Assessment of Depresion Intermedia structures as potential CO2 storage sites. Preliminary studies: 3D gravimetric modelling 689
García-Lobón J. L., Ayala C., Rubio F. M., Rey-Moral C., Reguera I., Ibarra P., Bernat M.

Un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural en las series temporales magnetotelúricas
A new method to identify cultural noise sources in magnetotelluric time-series. 693
Escalas, M., Queralt, P., Ledo, J., Marcuello, A.

Magnetotelluric characterization of a deep saline aquifer: using a priori information to determine its capability as CO2 storage site. 697
Perla Piña-Varas, Juanjo Ledo, Pilar Queralt, Eduard Roca, Jose L. García-Lobón, Pedro Ibarra, Cristina Biete

Resultados preliminares de la caracterización magnetotelúrica 3-D del subsuelo de la Planta de Desarrollo Tecnológico de Hontomín (Burgos) para el almacenamiento geológico de CO_2
Preliminary results of the 3-D magnetotelluric characterization of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos) for geological storage of CO_2 703
Xènia Ogaya, Pilar Queralt, Juanjo Ledo, Álex Marcuello, Alan G. Jones

Mapping of water content distribution in sandy soil through electrical resistivity measurements 709
Farzamian, M., Monteiro Santos, F. A., Soares, A., Bernardo, I.

The origins of groundwater salinity in some valleys at Santiago Island (Cape Verde) 713
Rui Goncalves, Fernando Santos, Paula Carreira, Patrícia Represas, Eugénio Almeida

Simulación numérica acoplada de la extracción de un fluido en un acuífero y de su anomalía gravimétrica asociada.

Coupled numerical simulation of fluid extraction in an aquifer and its associated gravimetric anomaly.

José Paulino Fernández Álvarez [(1)] y Adriana Sánchez Morán[(2)]

[(1)] Departamento de Explotación de Minas. Área de investigación y prospección de yacimientos. Universidad de Oviedo, Mieres, Asturias, España. pauli@uniovi.es

[(2)] Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. adriana@hydrogeophysicsndt.com

SUMMARY

Fluid injection or extraction in a porous medium is an extremely important problem for different fields: groundwater use, artificial recharge and CO_2 capture, just to mention a few. The hydrogeological monitoring of these events is expensive or simply impossible in many instances. The mass variation linked to the piezometric head change generates gravimetric anomalies that can be detected using modern existing microgravity instruments of improved precision offering, therefore, a complementary monitoring strategy.

This paper describes how a finite element coupled numerical simulation of an injection/extraction process in a porous media can be coupled to the corresponding gravimetric simulation of its anomaly. This is performed using COMSOL. The result allows the use of microgravity measurements for calibrating hydraulic parameters or, at least, for adding consistency to the inversion process, following the task of following the evolution of the fluid in the medium.

1. INTRODUCCIÓN

El uso de las técnicas geofísicas para la caracterización del movimiento de los fluidos en el terreno, permite efectuar un seguimiento hidrogeológico de los diferentes fenómenos asociados a las aguas subterráneas. De igual forma, permite monitorizar otros procesos de interés, como la prospección de recursos (petróleo y gas) o el seguimiento y control de la inyección o extracción de fluidos en medios porosos (inyección de CO_2, explotación de acuíferos).

Su uso es especialmente útil cuando el seguimiento mediante las técnicas tradicionales es caro o incluso inviable, debido a diversos factores, como la inaccesibilidad a las zonas de estudio, trabajos en zonas urbanas, escasez de datos, etc.

Dado que existe una relación directa entre las propiedades geofísicas del terreno y ciertos parámetros hidrogeológicos, especialmente en los relacionados con la estructura interna y con la presencia y movimiento de fluidos y contaminantes, se puede pretender realizar una estimación cuantitativa de estos parámetros, véase Christiansen et al. (2011), normalmente limitada a la toma de datos en el terreno.

Esto permitiría efectuar posteriormente la calibración de los modelos hidrogeológicos, basándose en parámetros hidráulicos que derivan de datos geofísicos, lo cual recibe el nombre de "inversión hidrogeofísica" o "inversión conjunta de parámetros" ("joint inversion"), cuyo esquema de trabajo se muestra en la Figura 1.

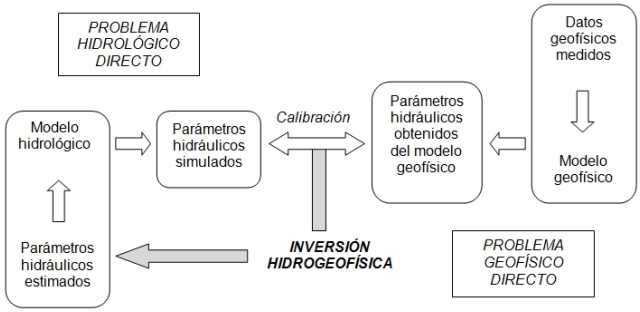

Figura 1 - Inversión hidrogeofísica: a partir de los resultados de un modelo geofísico se puede obtener una primera estimación de los parámetros hidráulicos a introducir en un modelo hidrológico. (Hydrogeophysical inversion) (Modificado de Binley et al. 2010)

2. CONTEXTO Y OBJETIVOS

En el contexto de este estudio, está previsto que en el pozo Montsacro, situado en Asturias, y propiedad de la empresa minera HUNOSA, se realice una inyección de CO_2 en una capa de carbón no explotada, con el fin de valorar la posibilidad de capturar dicho gas y de recuperar simultáneamente CH_4.

Se pretende realizar el seguimiento mediante técnicas geofísicas (en concreto gravimetría) de la evolución del fluido en el interior de la capa tras la inyección, para lo cual se están efectuando varias campañas de toma de datos topográficos y gravimétricos a lo largo de las galerías del interior de la mina.

Los gravímetros actuales, con una precisión del orden de micro-gales, permiten obtener datos reales de la anomalía gravimétrica generada por los cambios de densidad del terreno, debido a la existencia de cavidades, mineralizaciones o fluidos, lo que va a permitir modelizar numéricamente el comportamiento del fluido inyectado en la capa tras la inyección.

En este estudio se pretende seleccionar un código de simulación que permita calcular, mediante el método de elementos finitos, la anomalía gravimétrica asociada a la variación de la densidad del subsuelo tras la inyección.

Se pretenden dar así los primeros pasos para realizar la inversión hidrogeofísica, que permitirá posteriormente calibrar los parámetros hidráulicos del subsuelo a partir de los datos geofísicos experimentales obtenidos en el pozo Montsacro.

3. SELECCIÓN DEL CÓDIGO

Para simular un problema de este tipo, se requiere un código de simulación capaz de resolver:

- Un problema directo hidrogeológico: se ha obtenido en primer lugar, la variación piezométrica asociada a la extracción de agua de una capa horizontal a través de un pozo de bombeo a caudal constante. Este modelo admite solución analítica.
- Un problema directo gravimétrico: por otra parte, se ha calculado la anomalía generada por la existencia de una lámina de baja densidad en el subsuelo. Este modelo admite solución analítica.
- El acoplamiento entre ambas físicas: finalmente se ha modelizado la anomalía gravimétrica asociada al cambio de densidad en el subsuelo producido por la extracción de agua a través de un pozo de bombeo en una capa

horizontal. Esto se ha realizado dentro de la misma simulación, sin necesidad de emplear dos códigos distintos.

Por las características que presenta, para efectuar estas simulaciones se ha seleccionado el código COMSOL Multiphysics, un entorno de modelización que permite el acoplamiento entre diferentes físicas sobre diferentes geometrías, con un mallado muy flexible. La interacción entre los diferentes fenómenos físicos se consigue mediante el acceso a las ecuaciones de gobierno, permitiendo la creación y modificación de las variables y parámetros, en función del problema a resolver, mediante un lenguaje de programación de tipo Java o Matlab®.

Se basa en el método de elementos finitos, que permite encontrar una solución aproximada a un problema en derivadas parciales, que describen muchos de los fenómenos físicos conocidos, resolviendo así numerosos problemas de ingeniería.

Tras la ejecución de las simulaciones, es necesario efectuar la verificación analítica de los resultados obtenidos, comprobando así que este software de modelización es capaz de resolver de forma numérica los problemas planteados, con un margen de precisión tolerable.

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Ecuación general de flujo subterráneo

En el caso del flujo subterráneo en medio poroso, los principios físicos relevantes son la ley de Darcy y la ley de conservación de la masa, visto en Fitts (2002). Combinando las relaciones matemáticas que describen estos principios, es posible llegar a la ecuación general de flujo subterráneo, en la que se basa la resolución por métodos numéricos del problema hidrogeológico, y que se muestra a continuación.

$$\rho \cdot S_{SC} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \left\{ -\frac{k_0}{\mu} \left(\nabla p - \rho \cdot g \cdot \nabla D \right) \right\} = Q_m \qquad (1)$$

Donde ρ es la densidad del fluido (kg·m^{-3}), S_{SC} el coeficiente de almacenamiento específico (Pa^{-1}), p la presión (Pa), k_0 la permeabilidad intrínseca (m^2), μ la viscosidad dinámica (Pa·s), g la aceleración de la gravedad (m·s^{-2}), D el campo potencial debido a la cota (m) y Q_m la fuente de masa (kg·m^{-3}·s^{-1}).

En el primer término de la ecuación aparece la derivada temporal de la presión, la variable dependiente, y representa la variación de masa por unidad de volumen a lo largo del tiempo. El segundo término, donde intervienen las derivadas espaciales, muestra la variación de la presión en función de la posición, y representa el flujo por unidad de volumen, es decir, las entradas y salidas de masa del sistema. En el segundo miembro de la ecuación aparece la fuente de masa, que en este caso estaría representada por la inyección o extracción de fluido a través del pozo.

Solución de Theis para pozo de bombeo

Para la verificación analítica de los resultados obtenidos en las simulaciones numéricas del problema hidrológico, se ha utilizado el método de Theis, en Kresic (2011), que describe el flujo subterráneo en estado transitorio hacia un pozo totalmente penetrante en un acuífero confinado, y que es la base para numerosos métodos de análisis de ensayos de bombeo.

La solución de Theis permite obtener el descenso de los niveles piezométricos en cualquier instante tras el comienzo del bombeo, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u) \qquad (2)$$

Donde s (m) es el descenso, Q la tasa de bombeo constante durante el ensayo (m^3·s^{-1}), T la transmisividad (m^{-1}), y $W(u)$ es la función de pozo o función de Theis, que depende del parámetro adimensional u, que se define como:

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t} \qquad (3)$$

Donde r es la distancia del pozo de bombeo al punto de medida (m), S es el coeficiente de almacenamiento (adimensional), y t es el tiempo transcurrido desde el inicio del bombeo (s).

Así, la función de pozo se define como la integral exponencial:

$$W(u) = -\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \qquad (4)$$

0Variación de masa unitaria

Para calcular la anomalía gravimétrica asociada a la extracción de un fluido de una capa horizontal, es necesario obtener la variación de la densidad del subsuelo asociada al descenso de los niveles piezométricos, calculados en la resolución del problema directo hidrogeológico.

Una variación de los niveles piezométricos lleva asociada una variación en la cantidad de masa de fluido contenida en el terreno, y por tanto, en la densidad del subsuelo.

Esta variación de la densidad produce anomalías en la componente vertical de la aceleración de la gravedad, del orden de microgales, detectables mediante los gravímetros actuales, de gran precisión.

De este modo ésta es la variable que va a permitir enlazar el problema hidrológico y el gravimétrico, y que permitirá acoplar ambos problemas en la misma simulación.

Para obtenerla, se parte de la propia definición de coeficiente de almacenamiento específico, que es el volumen de fluido (ΔV_U) que es necesario extraer o introducir en un volumen unitario de acuífero para que su nivel piezométrico descienda o ascienda 1 m (Δh).

Así, el volumen total de fluido desalojado a través de un pozo de bombeo, por unidad de acuífero (ΔV_U), se corresponde con este coeficiente, multiplicado por el descenso total de los niveles (Δh).

$$\Delta V_U = S_S \cdot \Delta h \qquad (5)$$

Por tanto, la variación de masa por unidad de volumen de acuífero, se obtiene multiplicando este volumen por la densidad del fluido, en este caso agua.

$$\Delta m_U = \rho \cdot S_S \cdot \Delta h \qquad (6)$$

A este valor se le ha denominado "densidad equivalente", y será la variable que, una vez implementada en el programa, permitirá acoplar ambos problemas.

Ecuación de Poisson para potencial gravitatorio

El potencial gravitatorio satisface la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 U = 4 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \qquad (7)$$

Donde U es el potencial gravitatorio (J·kg^{-1}), G la constante de gravitación universal (6.67e-11 J·m·kg^{-1}) y ρ la distribución de la densidad de masa (kg·m^{-3}).

Anomalía de Bouguer para lámina finita

Para la verificación analítica de los resultados numéricos obtenidos en la simulación del problema gravimétrico, se ha utilizado la deducción de la anomalía de Bouguer para una lámina infinita, véase Burger (1992).

Adaptando los límites de integración a las dimensiones de una lámina bidimensional horizontal, finita a lo largo del eje x, y considerando un punto de observación situado a una altura H fuera de este dominio, se obtiene finalmente la anomalía gravimétrica generada por la existencia de una lámina de baja densidad en el subsuelo, cuya formulación se muestra a continuación:

$$g_z = 2 \cdot G \cdot (\rho \cdot dz) \int_{arctg\frac{-L}{H}}^{arctg\frac{+L}{H}} d\theta = 2 \cdot G \cdot (\rho \cdot dz) \left[arctg\frac{+L}{H} - arctg\frac{-L}{H} \right] \qquad (8)$$

Donde g_z es la componente vertical de la aceleración de la gravedad (m·s^{-2}), $(\rho \cdot dz)$ la densidad por unidad de área (kg·m^{-2}), L la distancia entre el punto medio de la lámina y cada uno de sus extremos, a lo largo del eje x (m), y H la distancia entre la lámina y el punto de estudio (m).

5. PROBLEMA DIRECTO HIDROGEOLÓGICO

Modelo conceptual

Se ha calculado la variación piezométrica asociada a la extracción de agua de una capa horizontal a través de un pozo de bombeo a caudal constante. Se ha implementado además, sobre este problema, la variable "densidad equivalente", correspondiente a la variación de masa por unidad de volumen de acuífero, para obtener la redistribución de las densidades, que generará la anomalía gravimétrica una vez acoplado el problema gravimétrico.

Para la simulación en COMSOL se ha considerado un problema bidimensional, de modo que se ha creado un dominio cuadrado de 10000 m de lado, que representa el acuífero horizontal confinado por el que circulará el fluido, con un espesor constante de 10 m.

Se ha trabajado en régimen transitorio, creando un pozo de bombeo en el centro de la capa, de radio 0.22 m, para simular la extracción de agua durante 100 días, con un caudal constante de 100 m^3/día.

Se establecen los parámetros del material y del fluido, mostrados en la siguiente tabla:

Tabla 1* - Parámetros hidráulicos *(Hydraulic Parameters)

Parámetro	Unidades (SI)	Valor
Densidad del fluido (ρ)	$kg \cdot m^{-3}$	1000
Viscosidad dinámica (μ)	Pa·s	0.001
Permeabilidad (k_0)	m^2	1.18E-12
Porosidad (ε)	-	0.2
Coeficiente de almacenamiento específico (S_S)	m^{-1}	1E-5

Se establecen las condiciones iniciales (H=50 m), y las siguientes condiciones de contorno:

- Tipo 1 o Dirichlet: se impone un potencial hidráulico H = 50 m en los bordes externos del dominio.
- Tipo 2 o Neumann: se impone un flujo de 100 m^3/día en los bordes del pozo de bombeo.

Resultados

Una vez ejecutada la simulación, se muestran los resultados obtenidos sobre el dominio bidimensional, en el entorno del pozo de bombeo (Fig. 2):

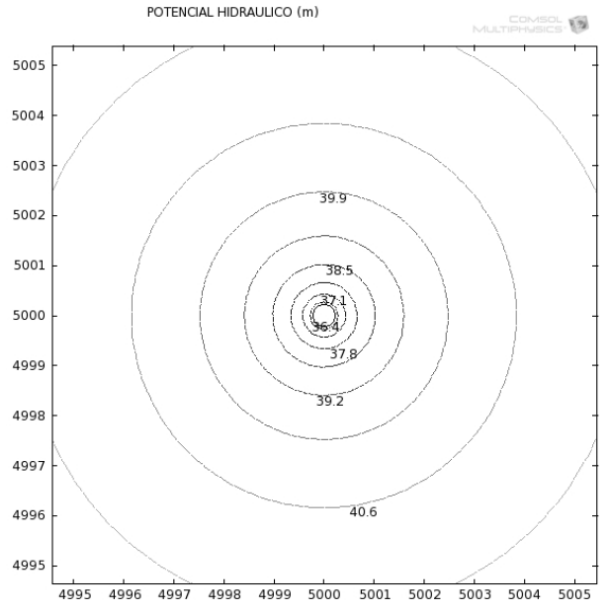

Figura 2 – Isopiezas generadas por la extracción de agua de un acuífero horizontal bidimensional, en el entorno del pozo de bombeo, vista en planta. (Hydraulic head isolines)

Estudiando los resultados a la largo de un plano perpendicular al dominio, que pasa por el pozo de extracción, se representa en la siguiente figura (Fig. 3) el nivel piezométrico a lo largo del eje x, observándose el típico cono de descensos asociado a un pozo de bombeo.

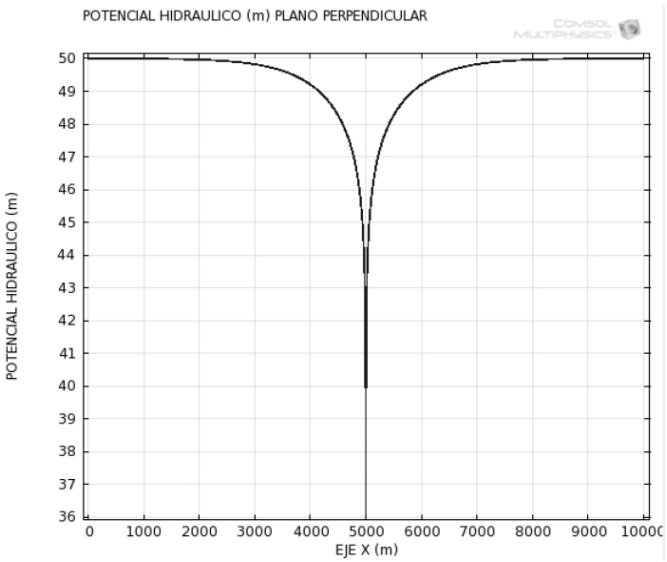

Figura 3 - Cono de descensos asociado a la extracción de agua de un acuífero horizontal bidimensional, vista transversal. (Cone of drawdow)

Tras implementar en el programa la variable "densidad equivalente", en la Figura 4 se representa la variación de la densidad asociada a la variación de los niveles piezométricos en valores absolutos. Se aprecia que tiene una forma inversa al cono de descensos, dado que es en el entorno del pozo donde se produce el mayor desalojo de agua, y es por tanto donde se genera la mayor variación de densidad.

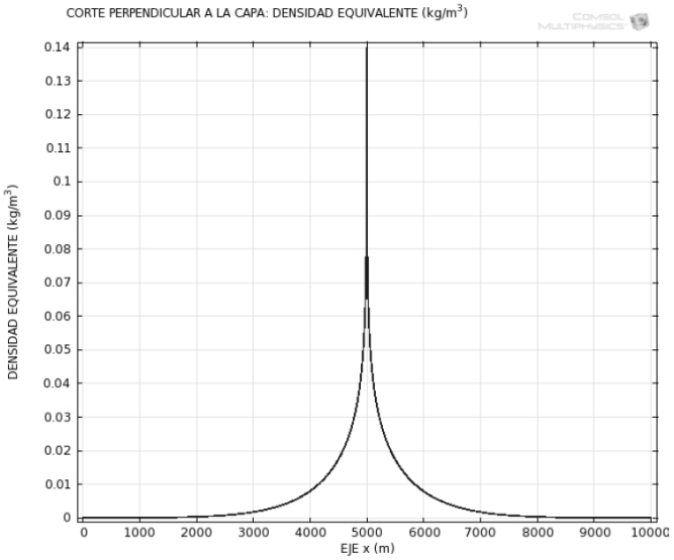

Figura 4 - Variación de "densidad equivalente" asociada al descenso de los niveles piezométricos por bombeo en un acuífero horizontal bidimensional. (Variation of "equivalent density")

Verificación analítica

Se ha efectuado la comparación entre los resultados obtenidos en la simulación numérica con los obtenidos analíticamente mediante la solución de Theis para un pozo de bombeo en acuífero confinado a caudal constante, que se muestra en la figura 5.

Como se puede apreciar, la solución numérica se ajusta muy bien a la analítica, con un margen de error inferior al 1%, fundamentalmente debido a las condiciones de contorno.

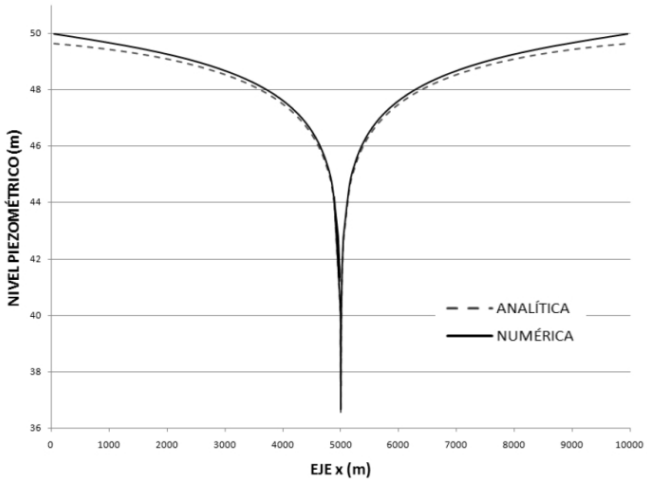

Figura 5 - Verificación analítica del problema hidrogeológico mediante la solución de Theis para un pozo de bombeo en acuífero confinado. (Analytical verification of the hydrological problem)

6. PROBLEMA DIRECTO GRAVIMÉTRICO

Modelo conceptual

Para comprobar que COMSOL es capaz de resolver correctamente un problema de este tipo, se ha calculado y verificado analíticamente la anomalía gravimétrica generada por la existencia de una lámina bidimensional de baja densidad en el subsuelo.

Para la simulación, dado que el punto donde se manifiesta la variación de g_z se ubica fuera de la lámina, se ha considerado un problema tridimensional, creando un cubo de 10000 m de lado, que representa el volumen de terreno en el que se encuentran tanto la lámina, de menor densidad que los materiales que la rodean, como los puntos de observación de la anomalía generada.

Por la propia naturaleza de las ecuaciones de gobierno, se trabaja en régimen estacionario.

Se imponen a continuación las siguientes condiciones de contorno:

- Tipo 1 o Dirichlet: se asigna un potencial gravimétrico U = 50 $J \cdot kg^{-1}$ en los bordes externos del dominio.
- Tipo 2 o Neumann: se modeliza la existencia de una lámina de baja densidad en el plano xy, mediante una condición Neumann, restringida a lo largo del eje x, desde x=4000 hasta x=6000, donde $\Delta\rho$ = -100 $kg \cdot m^{-3}$.

Resultados

Tras ejecutar la simulación, se estudian los resultados en un plano xz, perpendicular a la lámina de baja densidad, en el entorno de la misma, mostrando en la figura 6 las isolíneas del potencial gravitatorio, así como los vectores de campo, perpendiculares al potencial y dirigidos hacia la ausencia de masa simulada por la lámina.

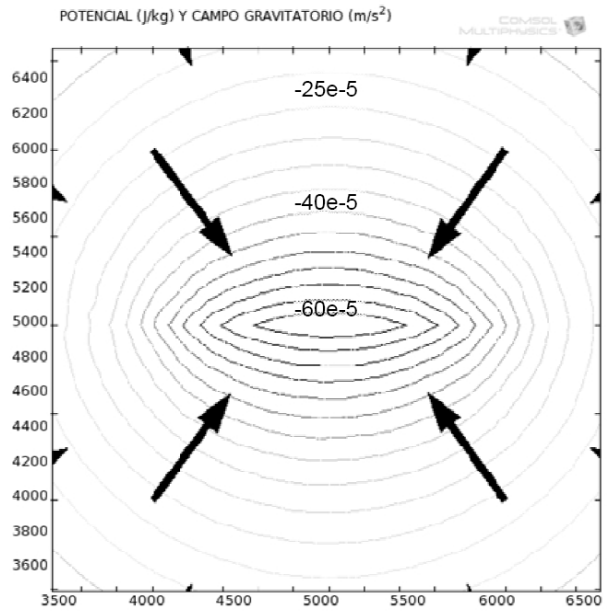

Figura 6 - Potencial gravitatorio y vectores de campo generados por la existencia de una lámina horizontal bidimensional de baja densidad, comprendida entre x=4000 y x=6000. (Gravitational potential and field lines)

Representando la componente vertical del campo gravitatorio, g_z, a lo largo de una línea contenida en este plano xz, situada a 1000 m de altura sobre la lámina de baja densidad (una posible galería de estudio) se obtiene finalmente la gráfica que representa la anomalía gravimétrica generada, que se muestra en la figura 7.

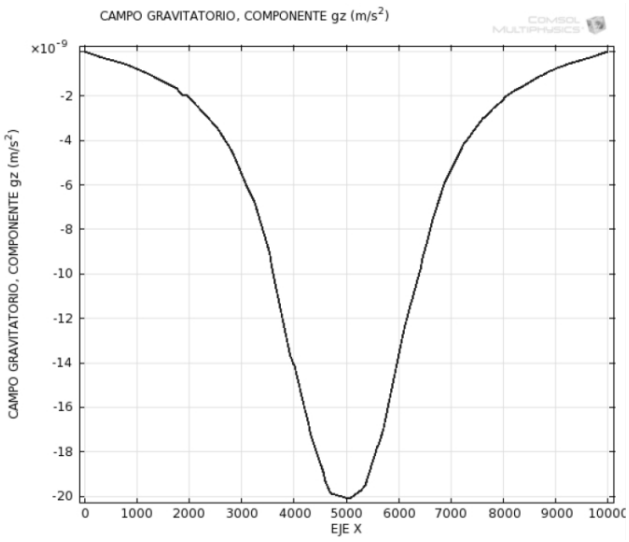

Figura 7 – Valores de la anomalía gravimética observados a lo largo de una línea de estudio situada por encima de la lámina bidimensional. (Gravimetric anomaly generated by the low density sheet)

Verificación analítica

Al igual que para el problema hidrogeológico, se han comparado los resultados obtenidos en la simulación numérica con la solución obtenida de forma analítica (Fig.8).

La solución numérica se ajusta bastante bien a la analítica, con un margen de precisión en el entorno de la lámina no superior al 4%, aunque aumenta en los bordes del dominio, debido a las condiciones de contorno impuestas.

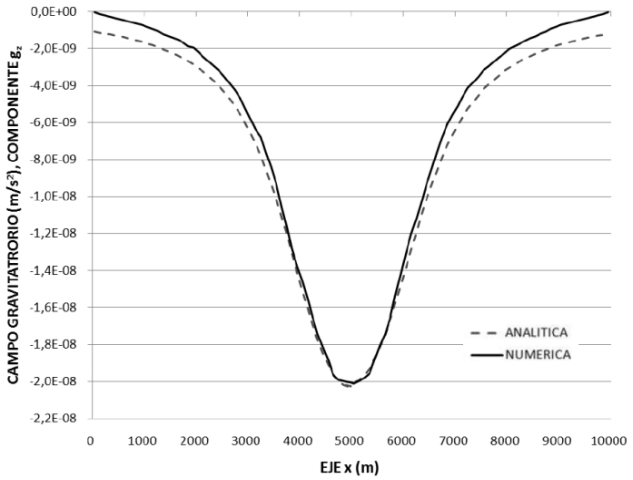

Figura 8 - Verificación analítica del problema gravimétrico. (Analytical verification of the gravimetric problem)

7. ACOPLAMIENTO ENTRE AMBAS FÍSICAS

Una vez que se han resuelto y verificado analíticamente ambos problemas, queda comprobado que COMSOL Multiphysics es capaz de resolver ambos modelos por separado, mediante el método de elementos finitos.

Sin embargo, el objetivo de este estudio es acoplar ambos procesos físicos en la misma simulación, como primer paso para realizar posteriormente una inversión hidrogeofísica y calibrar así los parámetros hidráulicos del subsuelo en base a datos geofísicos reales.

Para alcanzar este objetivo, se ha efectuado una simulación acoplada, en la que se ha calculado la anomalía gravimétrica generada por los cambios de densidad del terreno asociados al descenso de los niveles piezométricos, por extracción de agua de una capa horizontal a caudal constante.

Para ello, se ha resuelto un problema hidrogeológico sobre un dominio bidimensional, obteniendo los niveles piezométricos asociados a la extracción de agua de una acuífero horizontal, a caudal constante, tras 100 días de bombeo.

A continuación, se ha implementado, sobre la misma geometría, la variable "densidad equivalente", que representa la variación de masa asociada al desalojo de agua, y que es por tanto, una redistribución de las densidades del terreno.

Finalmente, y siempre dentro de la misma simulación, se ha creado un dominio tridimensional, un cubo de terreno con una capa horizontal central, bidimensional, sobre la que se ha aplicado la redistribución de densidades obtenida, para obtener así la anomalía gravimétrica generada por el ensayo de bombeo, medida a lo largo de una línea de estudio situada por encima de la capa de baja densidad

Para efectuar el acoplamiento, se ha utilizado una extrusión lineal, un operador de COMSOL especialmente útil a la hora de ensamblar diferentes físicas sobre diferentes dominios o partes de un mismo dominio, de modo que cuando el operador es evaluado en un punto del dominio destino, su valor se calcula en el dominio fuente.

Siguiendo la metodología de los problemas anteriores, se ejecuta la simulación, obteniéndose los resultados que se muestran en la figura a continuación (Fig. 9), donde puede observarse el potencial gravitatorio generado por el pozo de bombeo (situado en el punto central del cubo), en los planos principales del espacio:

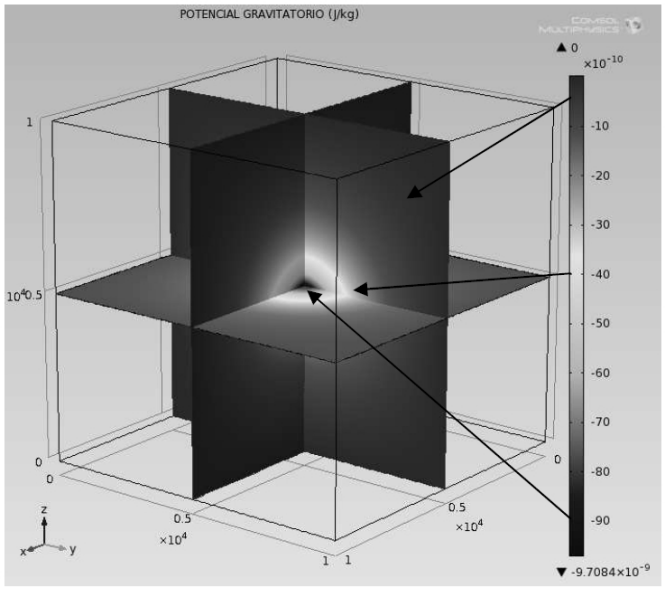

Figura 9 - Potencial gravitatorio generado por el pozo de bombeo. (Gravitational potential generated by the pumping test)

Se estudian estos resultados a lo largo de una línea paralela al eje x, situada a 1000 m de altura sobre la capa en la que tiene lugar el bombeo, que podría representar una de las galerías de la mina sobre la que se estuvieran tomando datos de gravimetría.

Así, representando la componente vertical de la aceleración de la gravedad, g_z, se obtiene finalmente, en la gráfica siguiente (Fig. 10), la anomalía gravimétrica generada por un pozo de bombeo en acuífero confinado.

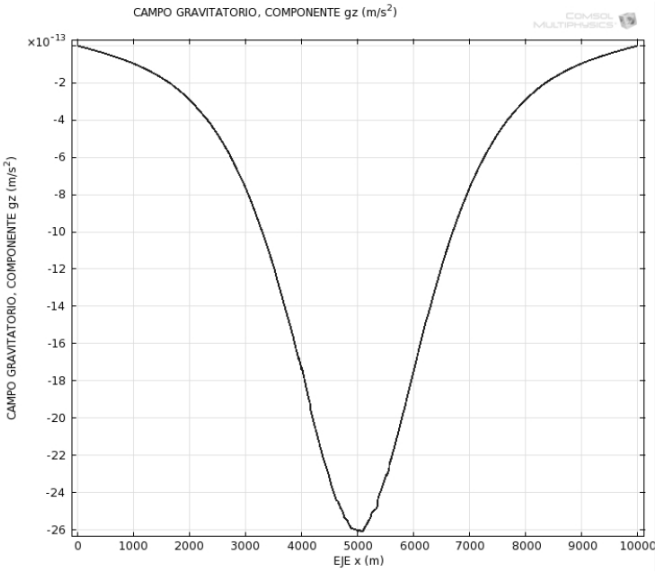

Figura 10 - Anomalía gravimétrica generada por un pozo de bombeo en acuífero confinado. (Gravimetric anomaly generated by the pumping test)

Los resultados obtenidos mediante esta metodología, demuestran que ésta es perfectamente aplicable en problemas reales, con medidas obtenidas directamente con un gravímetro, como las que ya se están recopilando actualmente en las galerías del pozo Montsacro.

8. CONCLUSIONES

En este estudio, se ha demostrado que el código seleccionado, COMSOL Multiphysics, es capaz de acoplar diferentes procesos físicos, basados en diferentes ecuaciones de gobierno y situados sobre diferentes geometrías, con diferente mallado, en una misma simulación, sin necesidad de realizar un tratamiento externo de los datos.

De este modo, se ha puesto a punto una herramienta para calcular la anomalía gravimétrica asociada a la inyección o extracción de un fluido en un medio poroso, dando así los primeros pasos para efectuar posteriormente la inversión hidrogeofísica, utilizando los datos experimentales del pozo Montsacro, para calibrar los parámetros hidráulicos del subsuelo en base a estas mediciones, controlando además la evolución de los fluidos en la capa sobre la que se pretende efectuar la inyección de CO_2.

9. REFERENCIAS

Binley, A., Cassian, G. and Deiana, R., (2010): Hydrogeophysics: opportunities and challenges. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 51(December), pp.267–284.

Burger, H.R. (1992): Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface, Prentice Hall PTR.

Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O. B., Binning, P.J. and Rosbjerj, D. (2011): Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions. Journal of Hydrology, 402(1-2), pp.60–70.

Fitts, C.R. (2002): Groundwater Science, Academic Press.

Kresic, N. (2011): Hydrogeology and Groundwater Modeling, Second Edition, CRC Press.

Métodos geoeléctricos aplicados a la caracterización y seguimiento de la planta piloto de almacenamiento de CO2 (Hontomín, Burgos)

Geoelectrical Methods applied to characterize and monitor the Pilot CO2 Storage Plant (Hontomín, Burgos)

Alex Marcuello[(1)], Juanjo Ledo[(1)], Pilar Queralt[(1)], Xènia Ogaya[(1)(2)], Magdalena Escalas[(1)], Perla Piña-Varas[(1)(3)], David Bosch[(1)], Eloi Vilamajó[(1)], Fabián Bellmunt[(1)]

[(1)]Inst. Geomodels. Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, c/ Martí Franquès, s/n. Barcelona, alex.marcuello@ub.edu
[(2)]CIUDEN- Fundación Ciudad de la Energía. Avenida Segunda, 2 (Compostilla). Ponferrada (León)
[(3)]IGME – Instituto Geológico y Minero de España, C/ La Calera, 1. Tres Cantos (Madrid)

SUMMARY

The long term geological storage of CO_2 is one of more developed options to reduce the presence of this gas in the atmosphere. The CO_2 is stored in a supercritical state, which imposes some pressure and temperature constraints for the reservoir. These conditions are fulfilled for geological reservoirs deeper than 0.8 km. The characterization of this reservoirs and the later monitoring of the CO_2 stored appears as a challenge for the geoelectrical methods in terms of structure resolution and sensitivity to changes. In this work two results are presented. On the one hand we show the geoelectrical characterization obtained by means of the magnetotelluric method of the pilot plant for CO_2 storage in a deep saline aquifer that CIUDEN is developing at Hontomín (Burgos). At the North of the studied area, the simplified model show four main resistivity layers alternating conductive and resistive layers reaching a depth of 1.6 km, however at the South the three upper layers show a more complex structure than the tabular one. On the other hand we present the results obtained with numerical simulation for the monitoring of a foreseen CO_2 plume in the reservoir. These simulations consider instrumentation in planned wells to improve plume monitoring. Two methods are taken into account for this simulation: control source electromagnetics and cross-hole electrical tomography. The results show that the expected increasing of electrical resistivity due to the presence of CO_2 can be monitored with these techniques.

1. INTRODUCCIÓN

El almacenamiento del CO_2 en formaciones geológicas profundas es una de las opciones actuales más desarrollada para reducir la presencia de este gas en la atmosfera. En este campo se aprovecha en parte la experiencia de la industria del petróleo como por ejemplo, la inyección de este gas en el reservorio petrolífero para mejorar la extracción de petróleo (*enhanced oil recovery*, EOR).

Estos almacenes deben cumplir unos ciertos requisitos como la existencia de una formación sello que evite el escape del CO_2 inyectado, o que la roca almacén se encuentre a una determinada profundidad donde la presión y temperatura sean tales que el CO_2 alcance un estado de fluido supercrítico para favorecer el almacenamiento. En condiciones normales estos requisitos se alcanzan a partir de unos 0,8 km de profundidad.

La planta piloto propuesta por Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN) para los ensayos de almacenamiento geológico se halla en la zona de Hontomín (Burgos). El almacén consiste en un acuífero salino situado a 1,5 km de profundidad que cumple con los requisitos anteriores. En esta región existen algunos pozos de exploración petrolera que aportan valiosa información del subsuelo. En este trabajo se presentan los resultados de caracterización geoelectrica y el estudio de la factibilidad del seguimiento del penacho de CO_2.

La resistividad eléctrica es un parámetro muy sensible a los constituyentes menores de las rocas, p. ej. los fluidos. Como además en este tipo de almacenes se espera un alto contraste entre la resistividad (baja) del acuífero salino y la resistividad (alta) del CO_2, los métodos geoeléctricos (que caracterizan el subsuelo mediante la resistividad eléctrica) serán los candidatos adecuados para realizar el seguimiento de la evolución del penacho de CO_2.

La conductividad de la formación almacén variará cuando el CO_2 vaya sustituyendo el agua en los poros y fracturas. Tal como indican Nakatsuka et al. (2010) es posible describir cuantitativamente este comportamiento mediante la ley de Archie. En este caso la variación de resistividad se describe por

$$\frac{\rho}{\rho_o} = \left(1 - S_{CO2}\right)^{-n} \qquad (1)$$

Donde ρ y ρ_0 son la resistividad de la formación con y sin CO_2, S_{CO2} es la saturación de CO_2 y n el exponente de saturación, una magnitud empírica que se ha tomado con un valor de 2 en la fig. 1. Allí se ve como por ejemplo con una saturación del 55% de CO_2 la resistividad del almacén aumenta en un factor cinco.

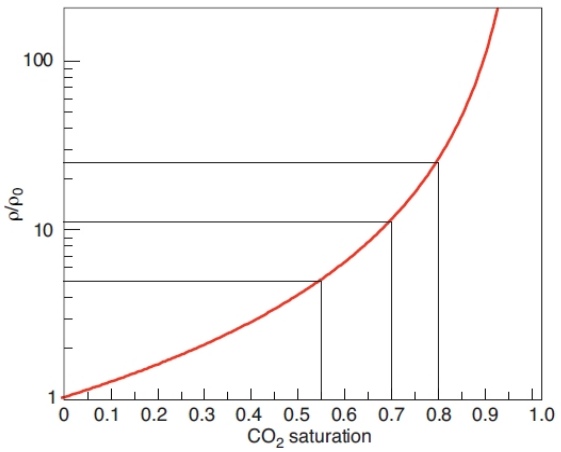

Figura 1* – Variación de la resistividad de la formación almacén según la saturación de CO_2. *(Resistivity variation in the reservoir rock with CO_2 saturation.)

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de interés consiste en una zona de unos 3x4 km^2 en la parte septentrional de la Plataforma Castellana de la cuenca Vasco-Cantábrica (fig. 2). De manera simplificada la trampa geológica se puede describir como un domo anticlinal en el nivel jurásico limitado por dos fallas normales al norte y al sur (fig. 3) y fosilizadas por materiales cretácicos y terciarios. De esta manera la estructura

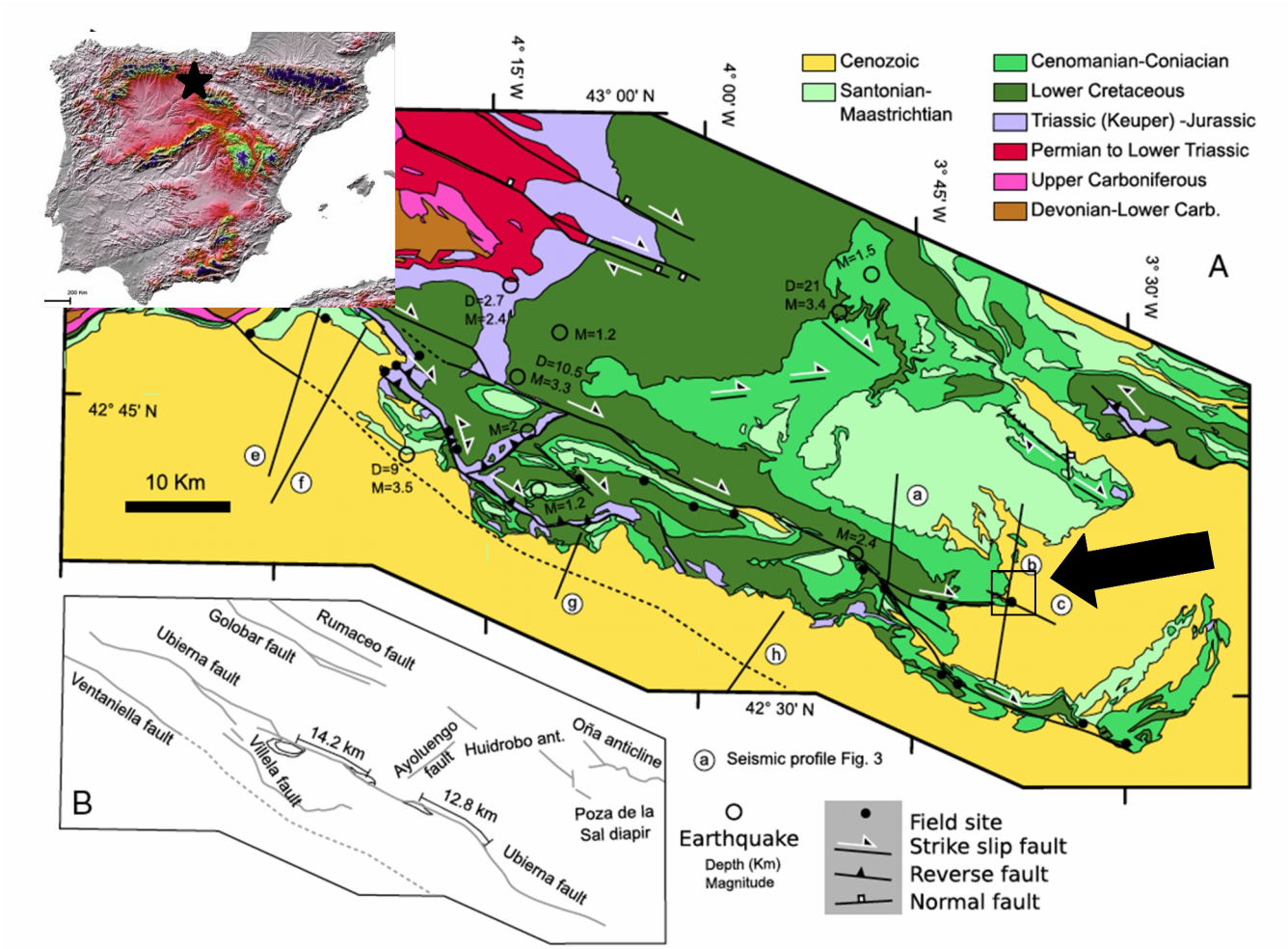

Figura 2 – Situación de la zona de interés señalada por la flecha negra. Modificado de Tavani et al. (2011). ***(Situation of the interest area pointed by the black arrow. Modified from Tavani et al. (2011))***

anticlinal se suaviza en el techo del Cretácico inferior y desaparece en la base del Terciario.

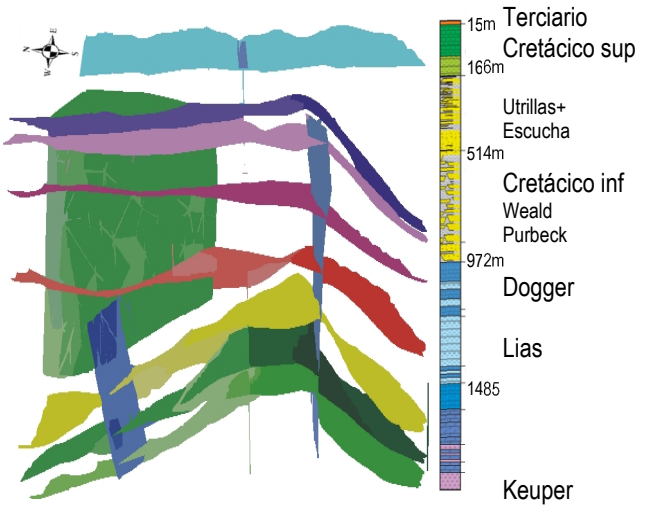

Figura 3 **– Modelo geológico 3D de la zona donde se identifican los principales niveles. Ex. vert.: 1,5. De A. Quintà –Geomodels UB- No publicado.** ***(·3D geological model of the area where the main levels are identified. Vert. exagg. 1.5. From A. Quintà –Geomodels UB- Unpublished)***

La información facilitada por los pozos de exploración petrolera que se perforaron en la década de los sesenta del siglo pasado (alguno reabierto posteriormente) sirve de apoyo para la elaboración de los datos sísmicos y la interpretación geológica. Desde el punto de vista de los métodos geoeléctricos, las diagrafías permiten construir perfiles de resistividad eléctrica que serán utilizados para las simulaciones.

El almacén principal es un acuífero salino natural de potencia decamétrica y está constituido por dolomitas y calizas fracturadas del jurásico inferior a una profundidad de 1500 m (Hettangiense), de manera que la formación sello serán las series jurásicas del Lias y del Dogger. La formación presenta una porosidad comprendida entre 10-17% y el agua del acuífero tiene salinidad del orden de 60g/L.

3. CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA

A parte de la información aportada por los pozos, y para disponer de una imagen geoeléctrica tridimensional de la zona indispensable para el seguimiento, se planteó un experimento magnetotelúrico. En él se adquirieron datos en 109 estaciones con las cuatro componentes horizontales (dos eléctricas y dos magnéticas) en un rango de frecuencias entre 0,1 y 1000 Hz. La ubicación de las estaciones se muestra en la fig. 4. El experimento se realizó en dos etapas, en una primera se adquirieron las 22 estaciones indicadas por la línea roja (perfil 2), y su interpretación se muestra en la fig. 5.

En dicha figura se observa hacia el norte una estructura principalmente tabular, con una alternancia de capas conductoras y resistentes. El almacén se identifica por la capa conductora a unos 1,4 km de profundidad. En la parte sur la capas buzan hacia el S. Esta discontinuidad coincide con la zona de fallada indicada en la fig. 3.

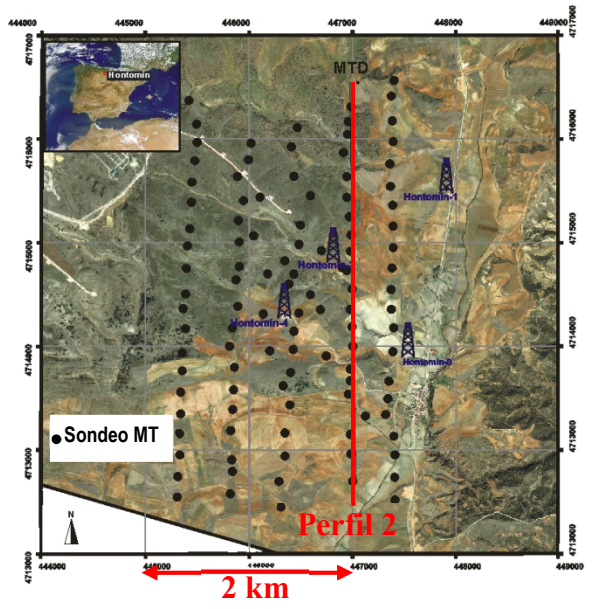

Figura 4 – Ubicación de las estaciones magnetotelúricas. ***(Location of magnetotelluric sites).***

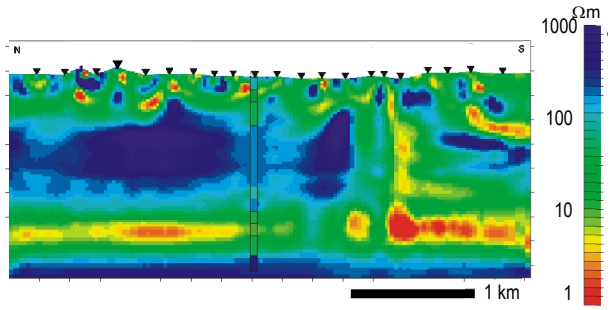

Figura 5 – Interpretación 2D del perfil 2 de la fig. 4, de Ogaya et al., 2013. *(2D model of the profile2 in fig. 4, from Ogaya et al. (2013)).*

En una segunda etapa se completaron las 87 estaciones restantes y con ello se han elaborado modelos 3D como el que muestra la fig. 6. En ella se muestra el mismo perfil que el mostrado en la fig. 5 y se comprueba la coincidencia entre ellos, si bien el modelo 3D presenta estructuras más suavizadas debido al proceso de inversión.

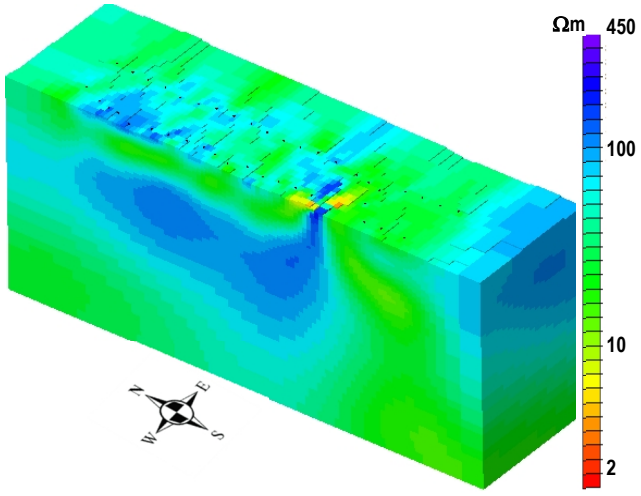

Figura 6 – Perfil 2 sobre el modelo 3D. ***(Profile2 on the 3D model).***

4. SIMULACIONES DE SEGUIMIENTO DEL PENACHO DE CO_2

En este apartado se han considerado dos casos y en ambos se emplea instrumentación en pozos. En el primero se ustiliza un método electromagnético con fuente artificial (*Control Source Elelctromagnetics*, CSEM) mientras que en el segundo, la tomografía eléctrica entre pozos (*Cross-hole Electrical Resistivity Tomography*, CHERT).

En el caso de CSEM se ha tomado una fuente emisora en la base del pozo, por debajo del penacho de CO_2, y las unidades de registro en la superficie. En la fig. 7 se presenta un esquema general de adquisición; basándonos en el, el caso de Hontomín se ha considerado únicamente una fuente en el pozo y los receptores en superficie que corresponde a las partes enmarcadas de la figura. Como fuente electromagnética se ha considerado un dipolo vertical de 1Am a 1500m.

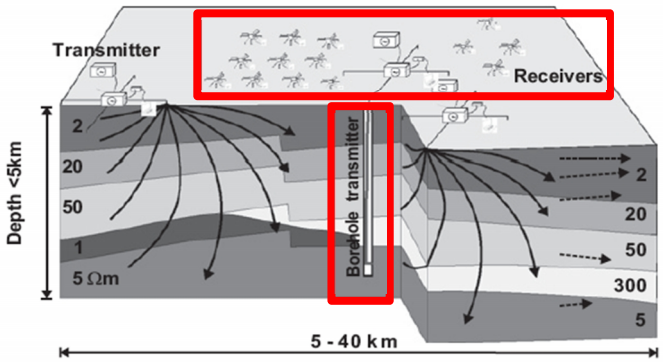

Figura 7 – Esquema del dispositivo CSEM con fuentes en superficie y pozo, de Streich et al., 2010. *(Sketck of CSEM array with surface and borehole sources, from Streich et al. (2010))*

Para la simulación se ha tomado la inyección de 20kt de CO_2 que para una porosidad del 12% y saturación del 50% en la formación almacén, ocupará un volumen de $5 \cdot 10^5$ m^3 (128x128x30m^3). Con estas condiciones la resistividad de la formación aumenta en un factor 4 (de 15 a 60 Ω:m). En la fig. 8 se muestra el perfil vertical de resistividad y la posición de penacho a 1500m en el centro del cuadro.

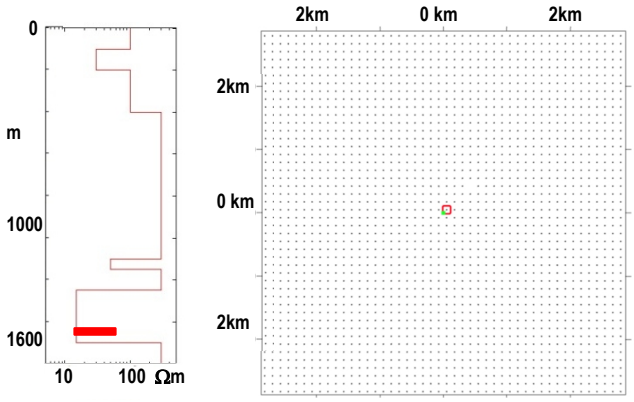

Figura 8 – Izda. Perfil de resistividad, con la variación debida al CO_2 (rojo). Dcha. Ubicación del penacho a 1500m. *(Left Resistivity profile, including the variation due to CO_2 (red). Right: Location of CO_2 plume at 1500 m depth)*

Los resultados se muestran en la fig. 9.

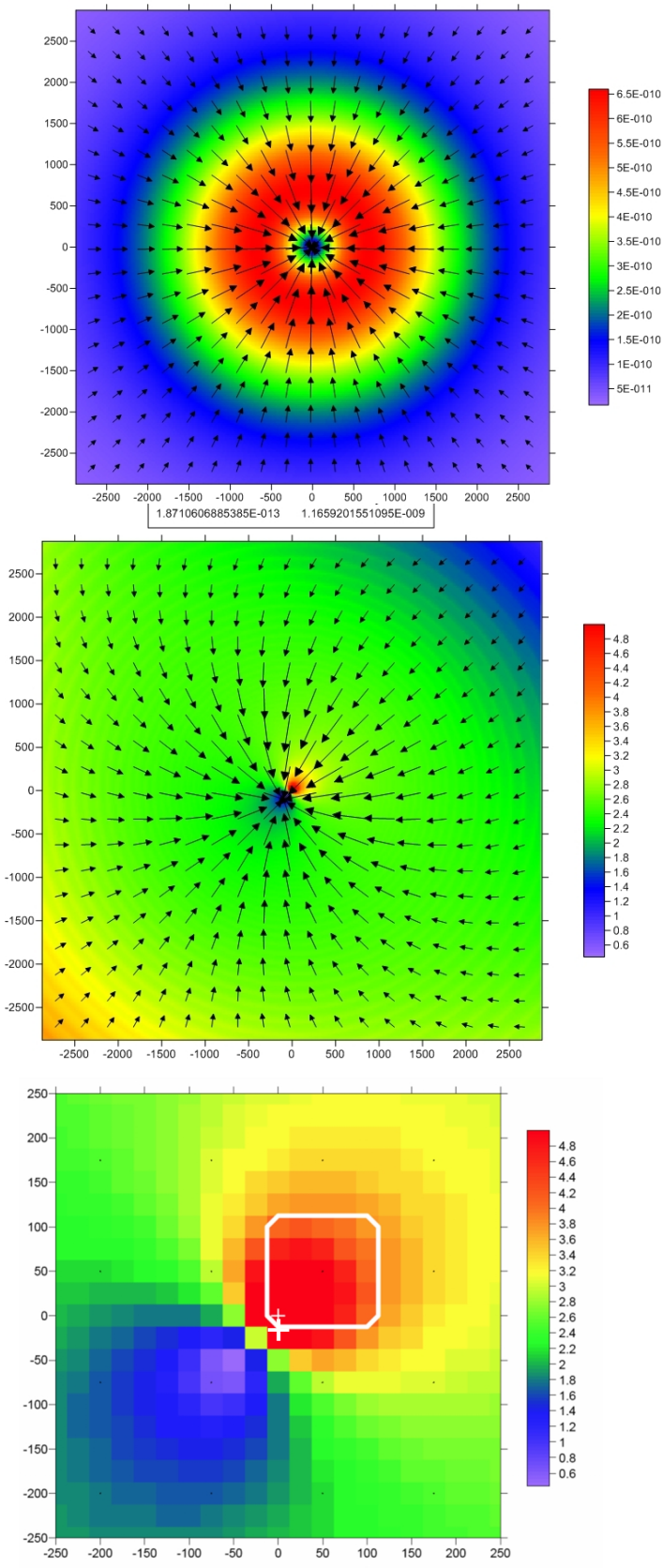

Figura 9 – Sup.: Amplitud y dirección del campo eléctrico generado por el dipolo antes de la inyección. Medio: Variación de campo provocado por la inyección de CO_2. Inf.: Detalle central de la anterior ***(Top: Amplitude and direction of electrical field prior to injection. Middle: Change after CO_2 injection. Bottom: Detail of previous panel).***

En el panel inferior de la figura se observa como la amplitud aumenta hasta cinco veces sobre la ubicación del penacho. La cruz blanca en la figura marca la posición del pozo.

Para la simulación mediante CHERT se han considerado dos pozos verticales y paralelos separados 100m. Cada pozo contiene 28 electrodos separados 8 metros entre sí cubriendo 216 m entre las profundidades de 1304 y 1520m.

En este caso se han tomado diferentes valores de CO_2 (entre 1 y 10 kt) para simular la evolución. Ahora la porosidad y saturación en la formación almacén se han tomado del 15% y del 40% respectivamente. Con estas condiciones la resistividad de la formación aumenta en un factor 3 (de 10 a 30 Ω:m). En la fig. 10 se muestra el perfil vertical de resistividad para esta simulación y la posición y forma del penacho para 10 kt.

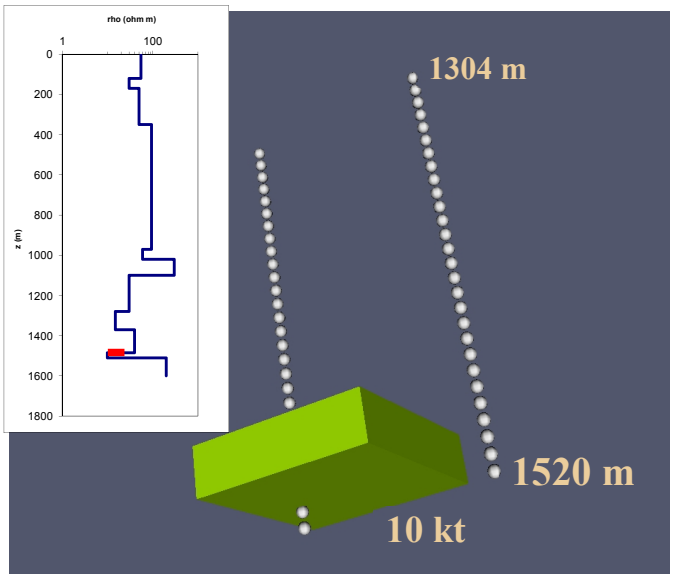

Figura 10 – Izda.: Perfil de resistividad. Dcha.: Posición de los electrodos y del penacho de CO_2. ***(Left: Resistivity profile. Right: location of the electrodes and shape of the CO_2 plume).***

Los datos se han tomado según una configuración AM-BN tal como ilustra la fig. 11. En ella también se ve la pseudosección correspondiente al medio estratificado de la fig. 10 (sin CO_2).

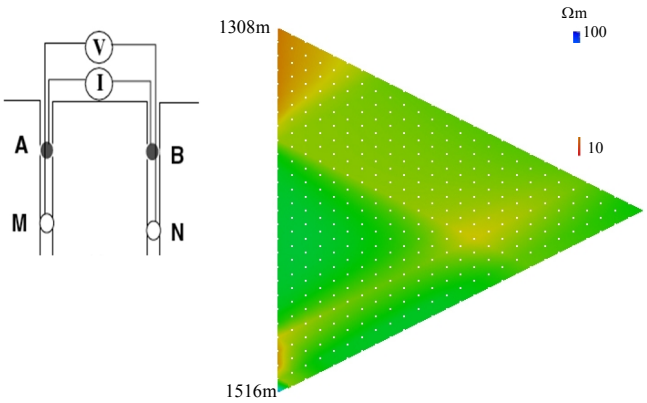

Figura 11 – Izda. Configuración en el pozo. Dcha: Pseudosección previa a la inyección de CO_2 ***(Left: CHERT array.Right Pseudosection prior to CO_2).***

La pseudosección de resistividad aparente se ha construido asignando al eje vertical a la profundidad media del dispositivo y al eje horizontal la separación entre electrodos (o niveles).

En la fig. 12 se muestra los cambios de la pseudosección con el cambio de la masa de CO_2 inyectada a 1500m, tomando un grosor del penacho de 25m.

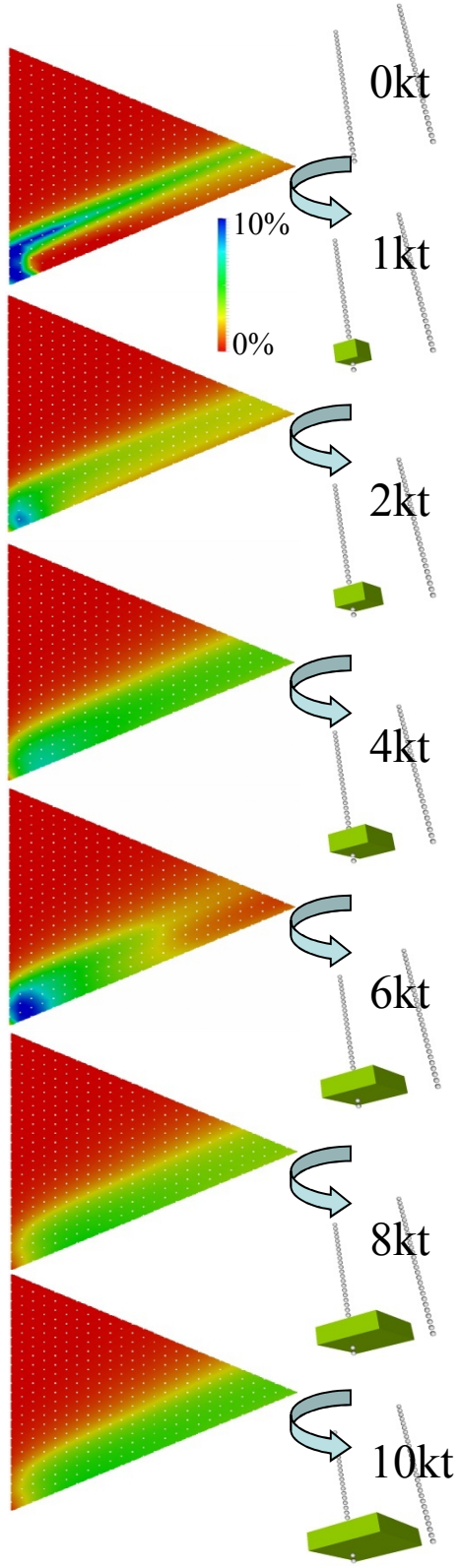

Figura 12 – Evolución de las variaciones relativas de la pseudosección entre dos instantes consecutivos de la inyección de CO_2. *(Evolution of relative changes in the pseudosection during CO_2 injection).*

Así en la parte superior izquierda se observa la variación relativa en los datos cuando se inyecta inicialmente una kilotonelada, y sucesivamente se muestra la variación entre dos momentos consecutivos de la inyección. En la fig. 13 se presenta la variación total respecto de la pseudosección de la fig. 11 al inyectar los 10 kt de CO_2. En ella se ve un cambio de hasta el 40 % en las medidas que involucran los electrodos próximos al penacho.

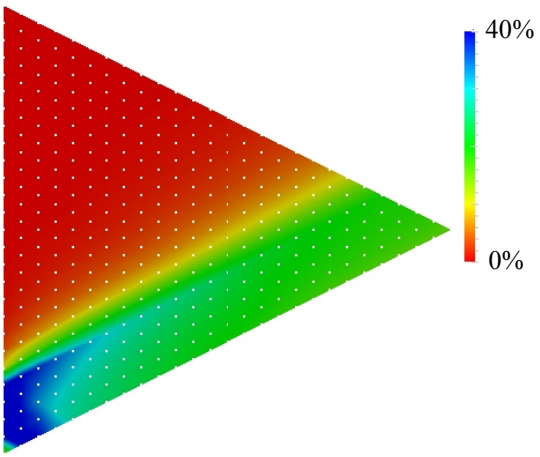

Figura 13 – Variación total en la pseudosección al inyectar 10 kt de CO_2 *(Overall pseudosection variation after injecting 10 kt of CO_2).*

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El método magnetotelúrico muestra su potencialidad para la caracterización geoeléctrica tanto en 2D como en 3D en estas condiciones de estudio de hasta dos kilómetros. Los resultados están de acuerdo con la información existente de pozos y los modelos geológicos y sísmicos realizados con el objetivo de caracterizar el almacén. En particular se identifica claramente el acuífero salino, el sello y la falla al sur de la zona.

En las simulaciones de seguimiento con una fuente vertical de 15 Am para CSEM se observa que la amplitud aumenta en un factor dos en la mayoría de estaciones de superficie, pero aquellas que se encuentran justo encima del penacho muestran que su amplitud aumenta en un factor superior a cuatro, lo que permite la detectabilidad del penacho.

En la simulación de la evolución del penacho mediante CHERT se observa que para el dispositivo empleado el cambio aparece en aquellos puntos de la pseudosección que involucran electrodos junto al penacho, por eso las variaciones aparecen sólo en una banda inferior de la pseudosección. Así la zona del sello no muestra alteraciones. En el ejemplo presentado la máxima variación a lo largo de la evolución desde 0 a 10 kt (un 40% aproximadamente) se produce en los cinco primeros niveles de la pseudosección.

En este trabajo se ha mostrado la capacidad del método magnetotelúrico para la caracterización geoeléctrica de almacenes geológicos en acuíferos salinos profundos, así como las posibilidades de seguimiento de las cantidades previstas mediante métodos geoeléctricos con instrumentación en el pozo de inyección y en pozos auxiliares. Para afinar más el procedimiento y asegurar los parámetros petrofísicos sería necesario disponer de muestras de la formación geológica en las condiciones del almacén.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido apoyado económicamente por el proyecto PIERCO2 (CGL2009-07604) del Ministerio de Ciencia e Innovación y fondos FEDER de la UE, la ayuda P711RT0278 del CYTED, y por CIUDEN (contratos FBG305656, FBG305658 y FBG306224).

6. REFERENCIAS

Ogaya X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà 2013. "First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO_2 Geological Storage: a magnetotelluric 2D characterization" *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 13, 168-179.

Nakatsuka Y., Z. Xuea, H. Garcia and T. Matsuoka 2010. "Experimental study on CO_2 monitoring and quantification of stored CO_2 in saline formations using resistivity measurements". *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **4**, 2, 209-216.

Streich, R, M. Becken and O. Ritter,. 2010. "Imaging of CO_2 storage sites, geothermal reservoirs, and gas shales using controlled-source magnetotellurics: Modeling studies" *Chemie der Erde – Geochemistry*, **70**, 3, 63-75

Tavani S., A. Quintà and P. Granado, 2011 "Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System". *Tectonophysics*, 509, 3-4, 238-253.

Sistemas GPR 3D multicanal: Aplicaciones en ingeniería y arqueología
Multichannel 3D GPR array systems: From engineering to archaeology

Alexandre Novo[1,2], Gianfranco Morelli[1], Dean Goodman[2] y Henrique Lorenzo[3]
[1]Geostudi Astier, Via Nicolodi, 48, 57121, Livorno (Italia), novo@geoastier.it, alexnovo@gpr-slice.es, gf.morelli@tin.it
[2]Geophysical Archaeometry Laboratory, 20014 Gypsy Ln, Woodland Hills (Estados Unidos), dean@gpr-survey.com
[3]EUET Forestal, Universidad de Vigo, Campus A Xunqueira s/n, 36005 Pontevedra (España), hlorenzo@uvigo.es

SUMMARY
Ground penetrating radar (GPR) has been one of the most utilized geophysical tools for engineering and archaeological prospection in the last two decades due to its high-resolution data and 3D visualization capabilities. However, the standard methodology is still based on 2D data acquisition and real-time interpretation or low-resolution pseudo-3D surveying. This has significantly limited the use of the technology to small projects and research purposes. Recently, advances in GPR imaging with multichannel 3D GPR array systems have greatly improved the speed and areal coverage of the ground. With the cross-line spacing approaching a 1/4 wavelength of the transmitted microwaves into the ground, multichannel systems have the advantage of complete coverage of a site with no need for interpolation in most cases. Multichannel data require advanced imaging software which provides additional RSP (radargram signal processes) in order to balance the channels and to condition the data prior to imaging. In addition, efficient data processing must be automated and fast in order to handle big amount of data generated by multichannel systems. This work presents recent results acquired with the IDS STREAM systems together GPR-SLICE v7 software for advanced 3D imaging as a new and revolutionary option for noninvasive prospecting in engineering and archaeology.

1. INTRODUCCIÓN

El georradar ha sido una de las técnicas geofísicas más utilizadas para ingeniería y prospección arqueológica en las últimas dos décadas (Conyers y Goodman, 1997; Annan, 2003; Daniels, 2004) debido a su alta resolución y a la posibilidad de analizar los datos en tres dimensiones. Aunque en la última década se ha logrado generar imágenes de resolución completa con sistemas monocanal (Grasmueck et al., 2005; Grasmueck y Viggiano, 2007; Novo et al., 2008) y dichas imágenes permitan detectar con precisión reflectores sutiles previamente no visibles (Novo et al., 2012), el tiempo extra que se necesita para hacer este tipo de adquisición ultra-densa ha minimizado su uso. Por consiguiente, la metodología estándar está todavía basada en adquisición 2D con interpretación de reflectores en tiempo real o estudios seudo 3D los cuales utilizan una malla de adquisición poco densa de perfiles paralelos entre si para posteriormente generar imágenes de baja resolución basadas en una vasta interpolación de datos (Novo et al., 2010).

La nueva generación de equipos GPR multicanal intenta aumentar la densidad de muestreo espacial y la velocidad de adquisición de datos. La principal ventaja de los equipos multicanal es su capacidad de adquirir adecuadamente datos de resolución completa ya que la separación entre los distintos canales de las antenas se aproxima a un cuarto de la longitud de onda transmitida. Esta característica constructiva ha sido recientemente implementada por los principales fabricantes de equipos GPR multicanal. A pesar de que los primeros ensayos con este tipo de sistemas se llevaron a cabo hace más de 15 años (Warhus et al., 1993), su aceptación ha estado limitada por la calidad de los datos y la complejidad de su procesado (Francese et al., 2009). Especialmente, la excesiva diferencia en cuanto a respuesta de los distintos canales imposibilitaba la creación de imágenes de resolución completa a partir de los perfiles individuales. Sin embargo, en los últimos años la mayoría de los fabricantes han sido capaces de solventar este problema y equilibrar las respuestas de los diferentes canales (Linford et al., 2010; Trinks et al., 2010; Simi et al., 2010). Por consiguiente, actualmente, se puede aplicar un flujo de procesado "tradicional" a los radargramas de cada canal y todavía obtener imágenes compensadas por las pequeñas diferencias en las respuestas de cada canal. Además, debido a la alta densidad de adquisición de datos de los equipos multicanal, la necesidad de interpolar entre perfiles es menor (Goodman et al., 2011). Por lo tanto, el tamaño de las celdas del volumen de datos se puede aproximar al espaciado entre trazas registrado originalmente.

2. GEORRADAR MULTICANAL "STREAM"

La familia de georradares multicanal llamada "STREAM" (Subsurface Tomographic Radar Equipment for Assets Mapping) fue inicialmente desarrollada para cartografiar servicios enterrados (Simi et al., 2010) por la empresa italiana IDS (Ingegneria dei Sistemi Spa.). Los sistemas STREAM son modulares, pudiendo formar matrices compuestas por un número de antenas variable en función de las necesidades (Figura 1). Por lo tanto, un mismo sistema puede ser configurado con simple o doble polarización y con anchura variable para cubrir con una sola pasada desde 0.84m a 3.72m. La doble polarización se usa habitualmente para mapear anomalías paralelas y perpendiculares a la dirección de adquisición con una sola pasada (por ejemplo: tuberías o armaduras). En cuanto a dimensiones del sistema, la configuración más estrecha es idónea para zonas de difícil acceso en ambientes urbanos o interiores de edificios. Las configuraciones más anchas se utilizan para cubrir extensas áreas libres de obstáculos en el menor tiempo posible. Por otro lado, la unidad de control de datos garantiza una alta velocidad de adquisición de los mismos (hasta 1450 trazas por segundo y 520 muestras por cada traza).

2.1. Posicionamiento de los datos

Una parte crucial en la adquisición de datos es el posicionamiento de los mismos con precisión centimétrica. Para ello generalmente se utiliza un sistema GPS-RTK (*Real-time kinematic*) para espacios abiertos o bien una estación total robótica para espacios cerrados y ambiente urbano donde la cobertura satelital es menor y por ende la precisión de un GPS disminuye. Ambos sistemas de posicionamiento pueden ser conectados al software de adquisición para el correcto posicionamiento de los datos radar en tiempo real.

Obviamente, la adquisición de datos tiene que cumplir ciertas pautas básicas como: las pasadas adyacentes deben superponerse parcialmente para no dejar ningún hueco sin datos y asegurar así un mapeo preciso de los reflectores situados en los bordes de dichas pasadas; las trayectorias deben ser rectas en lo posible, evitando hacer curvas.

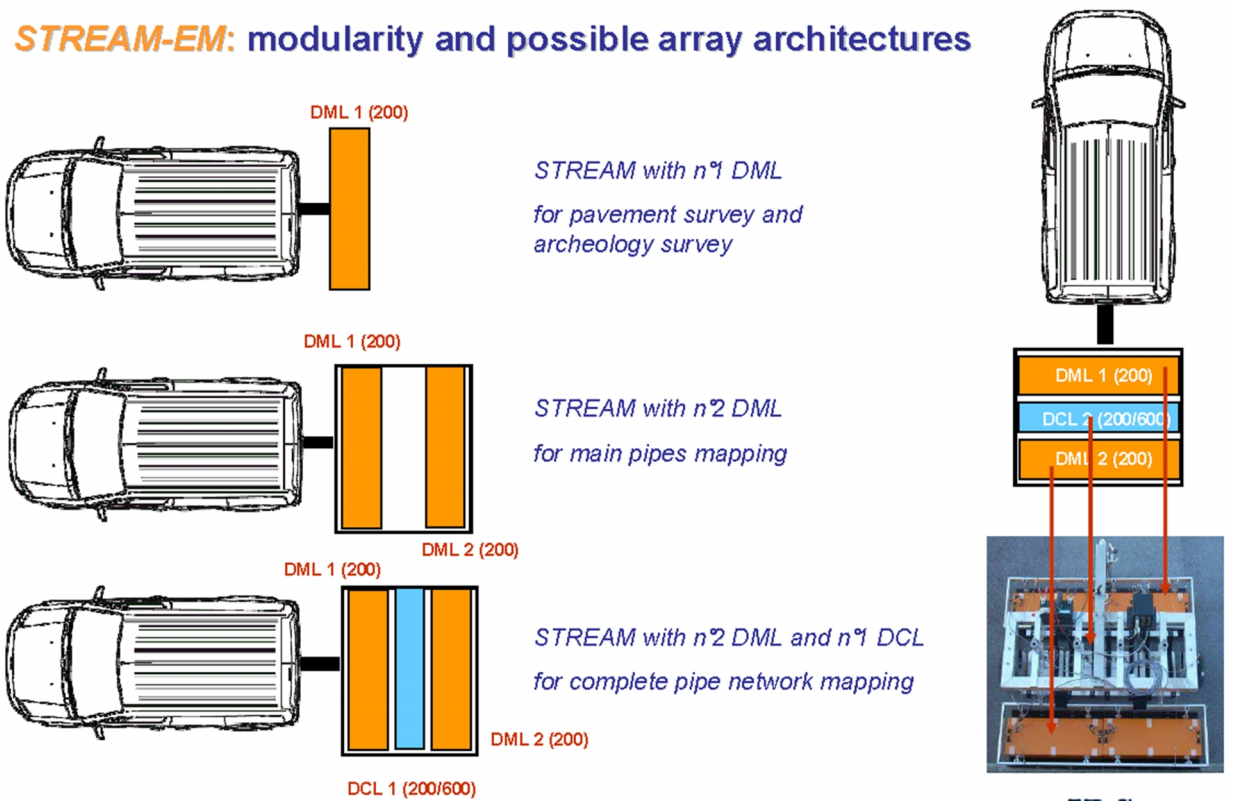

Figura 1* - Diferentes arquitecturas de la tecnologia STREAM. Imagen cedida por IDS Spa.** ***(Different STREAM architectures. Image courtesy of IDS Spa.)

2.2. Sistema de navegación

Los sistemas STREAM disponen de un sistema de guía con interfaz gráfica para la navegación en tiempo real. Así, el operador puede seguir la trayectoria adecuada y mantener una superposición constante entre pasadas sin necesidad de crear una cuadrícula en la superficie, siendo así más eficiente en el trabajo de campo. Este sistema funciona a través de un software específico llamado Snail'Nav y que ha sido desarrollado por Geocarta para IDS. Este software funciona en paralelo al software de adquisición de datos radar y proporciona una interfaz gráfica para que el operador pueda ver en la pantalla del portátil su navegación en tiempo real. Gracias a este sistema, un solo operador puede hacer la adquisición de datos de manera autónoma.

2.3. Procesado de datos

Debido a la gran cantidad de radargramas generados por estos equipos de adquisición masiva, es común utilizar macros de filtros para agilizar el procesado. Actualmente 1GB de datos se procesa completamente en 30 minutos. El flujo comienza con filtros "básicos": *dewow*, alineamiento del tiempo cero, ganancia y *background removal*. Posteriormente se pueden aplicar la migración de Kirchoff 2.5D y la transformada de Hilbert. Tras la aplicación de filtros se genera un cubo de datos con celdas del tamaño igual a la distancia entre canales para así mantener la resolución real de los datos recogidos y evitar la interpolación. Dicho cubo se corta en finas rodajas horizontales (*depth-slice*), creando una por cada muestra. En este punto generalmente visualizamos dos tipos de cubos de datos: uno preservando valores positivos y negativos de las trazas registradas. Así, la preservación de la polaridad de la traza y la visualización de los datos a través de finas rodajas horizontales pueden ayudar a la identificación de reflectores sutiles de importancia para la correcta interpretación de datos como así se discute en Grasmueck et al. (2005) y Trinks et al. (2010).

El otro tipo de cubo se genera a partir de los datos resultado de aplicar la transformada de Hilbert. Como resultado, los datos se convierten al dominio positivo produciendo imágenes más "simples" que generalmente ayudan a resaltar las anomalías más evidentes.

Tras el procesado, el principal objetivo de visualizar los datos procesados es localizar fácilmente estructuras o anomalías de interés. Para ello, el uso combinado de los software GRED HD3 y GPR-SLICE permite una visualización contemporánea de varios cortes del cubo (x,y,z), usar herramientas para la interpretación de estructuras y exportación de estas a software CAD.

En esta comunicación se presentan varios de estos sistemas y ejemplos de su uso en distintas aplicaciones.

3. APLICACIONES EN INGENIERIA CIVIL

3.1. Cartografía de servicios enterrados a gran escala

Una de las aplicaciones con más potencial es la cartografía de servicios enterrados a gran escala (carreteras). El sistema STREAM EM (mostrado anteriormente en la figura 1) es un sistema con doble frecuencia (200-600MHz) y doble polarización (HH y VV). La alta densidad de muestreo (6cm entre perfiles) y a la doble polarización tienen permiten mapear la completa red de tuberías conduciendo el sistema en el sentido de circulación y sin necesidad de cortar el tráfico. El análisis de datos se realiza a través de una visualización de los datos en 3 planos que permite la interpretación de estructuras lineares e hipérbolas en el plano cenital, transversal y longitudinal (Figura 2).

Dentro de esta aplicación, se han desarrollado recientemente nuevos equipos para la cartografía de servicios enterrados bajo las aceras (Col et al., 2012).

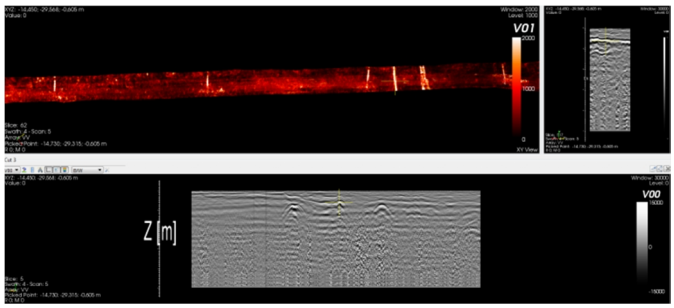

Figura 2 **- Visualización contemporánea e interactiva de rodaja temporal (parte superior izquierda) sección transversal (parte superior derecha) y perfil longitudinal (parte inferior de la imagen).** ***(Contemporaneous and interactive visualization of time-slice (upper left), cross-section (upper right) and longitudinal profile (bottom par of the image.)***

03.2. Tableros de puentes y pavimentos

Para el estudio de tableros de puentes y pavimentos se ha desarrollado recientemente el sistema RIS Hi-Bright. Más concretamente para la detección de espesores, detectar la presencia de focos de humedad, patologías en el hormigón y localizar forjados (Figura 3) y tubos. Este sistema trabaja a 2 GHz de frecuencia central y cuenta con una matriz bipolar densa de 16 antenas, 8 en configuración HH y 8 en VV.

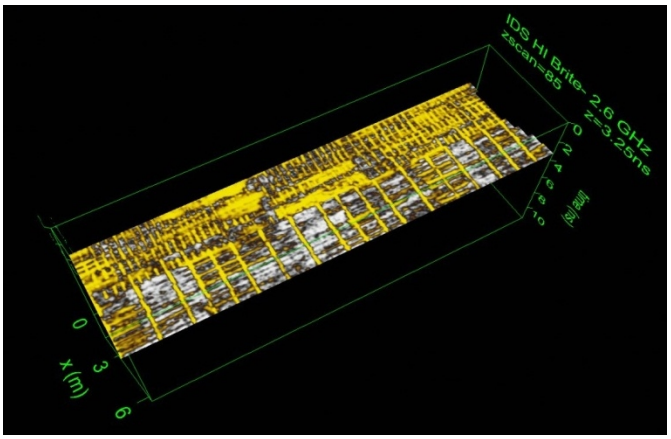

Figura 3 **- Rodaja temporal a 3.25ns de datos Hi-Bright permiten ver la malla de armaduras en hormigón.** ***(Time-slice at 3.25ns of data collected with the Hi-Bright system shows rebar mesh in reinforced concrete.)***

4. PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA

Una versión reducida del sistema anteriormente descrito se transforma en el sistema STREAM X, desarrollado para prospección arqueológica de alta resolución y a gran escala (Novo et al., 2011; Novo et al., 2012). El conjunto se compone de un vehículo que arrastra una matriz de antenas GPR de 1.68m de ancho (Figura 4). Dicha matriz está compuesta por dos módulos de 8 dipolos cada uno. Los dipolos están orientados en paralelo con respecto a la dirección de adquisición (polarización vertical o VV), con un espaciado de 12 cm y una frecuencia central de 200MHz. Manteniendo los parámetros de adquisición masiva para resolución completa el conjunto puede ser conducido a una velocidad máxima de 15 km/h.

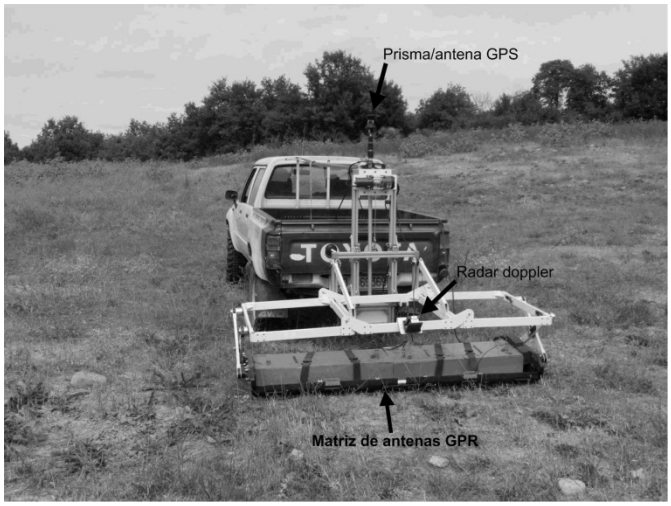

Figura 4 **- Sistema Stream X en configuración para mapeado arqueológico extensivo.** ***(Stream X system configuration for extensive archaeological mapping.)***

El STREAM X es capaz de cubrir a resolución completa 1 hectárea de terreno libre de obstáculos en dos horas y producir imágenes precisas de las estructuras enterradas (Figura 5).

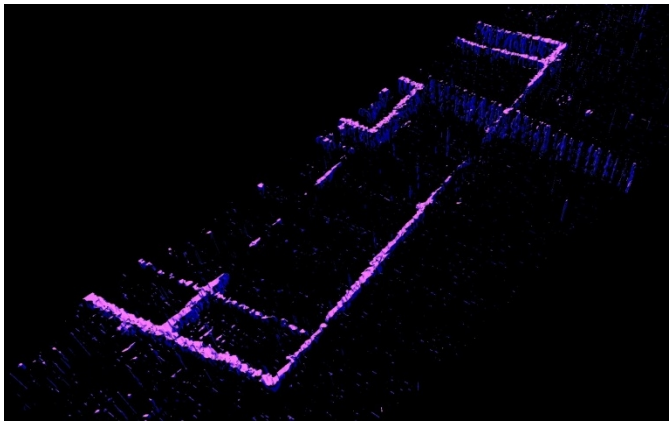

Figura 5 **- Renderizado por isosuperficies de datos recogidos con el STREAM X sobre parte de un templo Galo-Romano (las dimensiones son 60mx25m aproximadamente) .** ***(Isosurface rendering of STREAM X data colleected over a section of a Gallo-Roman temple (approximate dimensions are 60mx25m.)***

5. CONCLUSIONES

El estudio del subsuelo superficial mediante el uso de sistemas GPR multicanal se postula como uno de los métodos más eficientes. La velocidad de adquisición de datos y la alta densidad de muestreo dan como resultado imágenes de alta calidad. Estas ventajas hacen presagiar un incremento en el uso de los sistemas GPR 3D multicanal en diferentes aplicaciones de estudio del subsuelo.

A pesar de la alta resolución de las imágenes conseguidas, es todavía muy difícil mostrar una interpretación completa de los datos radar usando solo imágenes "estáticas" (en formato papel) como en el presente artículo. Además, para una completa comprensión de toda la información contenida en estos datos GPR se necesitaría incorporar tecnología aplicada en otros campos. Visualización e inmersión 3D son métodos comunmente aplicados en la industria del petrolífera pero todavía no incorporados a otras disciplinas como el georradar. Además, la gran cantidad de datos generados por estos equipos chocan con las limitaciones actuales de software y PC's. Por ello, la migración 3D aun no ha sido incorporada en las rutinas de procesado de estos sistemas. Actualmente, podría decirse, que la tecnología georradar multicanal está preparada para la adquisición masiva de datos de resolución completa a gran escala (cientos de hectáreas). Sin embargo, existen todavía limitaciones en cuanto al

posicionamiento preciso continuo de los datos a gran escala en zonas de baja cobertura satelital, así como limitaciones para el procesado e interpretación de datos de semejante tamaño.

6. REFERENCIAS

Annan, A.P (2003): "Ground Penetrating Radar. Principles, Procedures & Applications". *Sensors & Software, Inc.* Mississauga, ON L4W 2X8, Canada. 286p.

Conyers, L.B., y D. Goodman (1997): "Ground-Penetrating Radar. An Introduction for Archaeologists". *AltaMira Press. A Division of Sage ublications, Inc*. Walnut Creek, CA (USA).

Coll, M., A. Novo, C. Simmonds y G. Morelli (2012): "Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal". *7AHPGG: Proceedings.*

Daniels, D.J (2004): "Ground Penetrating Radar". *The Institution of Engineering and Technology*, London, UK, 726p.

Goodman, D., A. Novo, G. Morelli, S. Piro, D. Kutrubes y H. Lorenzo (2011): "Advances in GPR Imaging with Multi-channel Radar Systems from Engineering to Archaeology". *Proceedings of the 24th SAGEEP Conference*, Charleston, South Carolina, USA.

Francese, R.G., E. Finzi y G. Morelli (2009): "3-D high-resolution multi-channel radar investigation of a Roman village in Northern Italy". *Journal of Applied Geophysics*, **67**, 1, 44-51.

Grasmueck, M., R. Weger y H. Horstmeyer (2005): "Full-resolution 3D GPR imaging". *Geophysics* **70** (1), K12-K19.

Linford, N., P. Linford, L. Martin y A. Payne (2010): "Stepped frequency ground-penetrating radar survey with a multi-element array antenna: Results from field application on archaeological sites". *Archaeological Prospection*, **17**, 187–198.

Novo, A., M. Grasmueck, D. Viggiano y H. Lorenzo (2008): "3D GPR in Archeology: What can be gained from dense data acquisition and processing?". *12th International Conference on Ground Penetrating Radar*, June 16-19, 2008, Birmingham, UK.

Novo A, H. Lorenzo, F.I. Rial, M. Solla (2010): "Three-dimensional ground-penetrating radar strategies over an indoor archaeological site: convent of Santo Domingo (Lugo, Spain)". *Archaeological Prospection* **17,** 213–222.

Novo, A., R. Sala, G. Morelli, J. Leckebusch y J. Tremoleda Trilla (2011): "Full wave-field recording: STREAM X at Empuries (Girona, Spain)". *Archaeological Prospection (extended abstracts) Archaeological and Art Publications* ISBN: 978-605-396-155-0. 213-217.

Novo A, H. Lorenzo, F.I. Rial, M. Solla (2012): "From pseudo-3D to full-resolution GPR imaging of a complex Roman site". *Near Surface Geophysics* **10**: 11–15.

Novo, A., M. Dabas y G. Morelli (2012). "The STREAM X Multichannel GPR System First Test at Vieil-Evreux (France) and Comparison with Other Geophysical Data". *Archaeological Prospection*, **19**, 179-189.

Simi, A., G. Manacorda, M. Miniati, S. Bracciali y A. Buonaccorsi (2010): "Underground asset mapping with dual-frequency dual-polarized GPR massive array". *13th International Conference on Ground Penetrating Radar*, June 21-25, 2010, Lecce, Italy.

Simi, A., G. Manacorda y A. Benedetto (2012): "Bridge deck survey with high resolution Ground Penetrating Radar". *14th International Conference on Ground Penetrating Radar*, June 4-8, 2012, Shanghai, China.

Trinks, I., B. Johansson, J. Gustafsson, J. Emilsson, J. Friborg, C. Gustaffsson, J. Nissen y A. Hinterleitner (2010): "Efficient, large-scale archaeological prospection using true three-dimensional GPR Array System". *Archaeological Prospection*, **17**, 175-186.

Warhus J.P., J.E. Mast, S.D. Nelson y E.M. Johansson (1993): "Ground-penetrating imaging radar development for bridge deck and road bed inspection". U.S. Department of Energy by the Lawrence Livermore National Laboratory (Contract W-7405-Eng-48). 16 pp.

Ensayo de geofísica pasiva en la cuenca neógena del Vallès-Penedès (Centro de Catalunya)

Passive geophysical test in Neogene basin of Vallès-Penedès (Centre of Catalunya)

Gabàs A.[(1)] , Macau A.[(1)], Bellmunt F.[(2)], Brenner Y.[(1)], Benjumea B.[(1)] , Figueras S.[(1)] y Vilà M.[(1)].
[(1)]Institut Geològic de Catalunya, c/ Balmes 209-211, 08006, Barcelona, agabas@igc.cat
[(2)]Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona.

SUMMARY

This study is part of a 1:5000 urban geological mapping project of Sant Cugat del Vallès, Rubí and Terrassa urban area located in the Vallès-Penedès Basin (centre of Catalunya), which is carried out by IGC (Geological Institute de Catalunya). This work allows complementing the geological information using geophysical methods in those urban areas where the geology is difficult to characterize because of the lack of direct information from outcrops, surveys or other evidences. The aim of this study is to characterize the subsurface lithology from geophysical models obtained in the Vallès-Penedès graben. The methodology is based on the integration of two passive geophysical methods: the natural source audio-magnetotelluric method and H/V microtremor technique.
The audio-magnetotelluric method (AMT) works in the frequency range of 1Hz to 10^5Hz and is an electromagnetic technique that measures the temporal variations of natural electromagnetic fields of the Earth at different frequencies. On the other hand, the H/V microtremor technique is a powerful method, simple and with a very small record time. These features allow covering large areas of study (18 km of longitude in this work) with a low economic cost.
The final integrated geophysical models provide an image of Neogene basin materials of the Vallès-Penedès to the depth where bedrock is detected with location of some shallow and deep targets as fractures or faults.

1. INTRODUCCIÓN

Este trabajo ha sido realizado por la Unidad de Técnicas Geofísicas de l'Institut Geològic de Catalunya (IGC), como soporte a la Unidad de Cartografía Geológica en la realización de los mapas geológicos urbanos. El estudio se enmarca en el proyecto: mapa geológico 1:5000 de la zona urbana del Vallès-Penedès, concretamente en el área urbana de Sant Cugat del Vallès, Rubí y Terrassa.

El trabajo conjunto de estas dos unidades del IGC permite complementar la información geológica existente aplicando métodos geofísicos en aquellas zonas urbanas donde es difícil caracterizar la geología a causa de la falta de información directa de afloramientos, prospecciones u otras evidencias.

Los objetivos del estudio se dividen en uno general y otro más concreto. En primer lugar se pretende definir una metodología basada en el uso de la combinación de diferentes técnicas geofísicas complementarias entre ellas y que sirva de soporte a la elaboración de los mapas geológicos urbanos. El segundo objetivo, más concreto, es aplicar la metodología planteada al área de estudio de la cuenca neógena del Vallès-Penedès para la caracterización litológica de los materiales hasta la profundidad donde se detecta la presencia del sustrato rocoso.

2. ZONA DE ESTUDIO Y ENTORNO GEOLÓGICO

Geográficamente, la zona de estudio se localiza al noreste de la Península Ibérica, formando parte de la zona occidental de la fosa tectónica del Vallès-Penedès. El área de estudio está ubicada en la comarca del Vallès Occidental, en la provincia de Barcelona e incluye los municipios de Sant Cugat del Vallès, Rubí y Terrassa (figura 1). Dicha comarca queda situada en la zona central de la Depresión Media del Sistema Mediterráneo y se encuentra delimitada por el sistema prelitoral al norte, el sistema litoral al sur, y por los ríos Besòs y Llobregat al este y oeste, respectivamente.

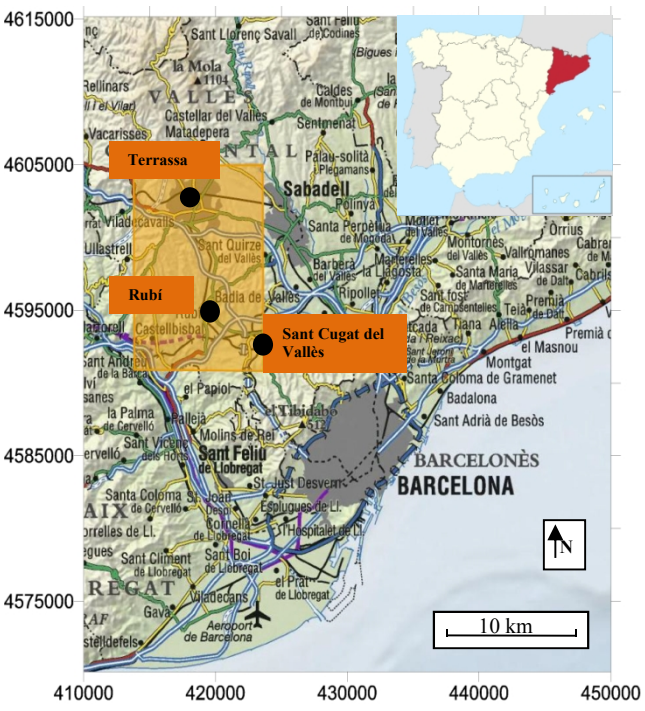

Figura 1 **– Situación geográfica del área de estudio (rectángulo naranja) (ICC, 2012).** ***(Geographical location of the study area).***

Respecto al entorno geológico de la zona, se puede decir que la fosa tectónica del Vallès-Penedès es uno de los semi-grabens más estrechos y grandes, en la dirección NNE-SSW, que se extienden en el margen catalán continental (Cabrera et al. (1991), Bartrina et al. (1992), Cabrera y Calvet (1996)). Esta cuenca, formada mayoritariamente por materiales del Neógeno, se caracteriza por presentar una longitud de hasta 100 km y una anchura de entre 12 y 14 km. El basamento del semi-graben consiste en metasedimentos y materiales volcánicos del Paleozoico que fueron deformados durante la orogenia varisca. Las secuencias Mesozoicas se encuentran

discordantes encima del basamento del Paleozoico y, por encima de éstas, también de forma discordante, se encuentran las secuencias paleocenas y eocenas (Agustí et al. (1997)).

3. METODOLOGÍA

Para que este ensayo geofísico pueda servir de soporte a la elaboración de los mapas geológicos urbanos debe responder a la cuestión: ¿a qué profundidad se encuentra el techo del sustrato rocoso? O lo que es lo mismo, ¿Cuál es el grosor de sedimentos formados por el cuaternario y el Neógeno? Existe una diversidad importante de técnicas geofísicas que pueden dar buenas respuestas. Sin embargo, se deberán seleccionar aquellas técnicas que mejor se adapten a unas determinadas limitaciones y condiciones impuestas por la zona de estudio como son las limitaciones espaciales para el despliegue de los equipos, el estudio de grandes extensiones de terreno a diferentes escalas de profundidad y el ruido antropogénico procedente de autopistas, carreteras, vías del tren o líneas de alta tensión. Teniendo en cuenta todas estas consideraciones y sabiendo que los modelos geofísicos presentan mejores resultados cuando se utiliza la combinación/integración de diferentes técnicas geofísicas, el resultado es una metodología basada en la geofísica pasiva que involucra a dos técnicas concretas: método del cociente espectral H/V de ruido sísmico y método audio-magnetotelúrico (figura 2).

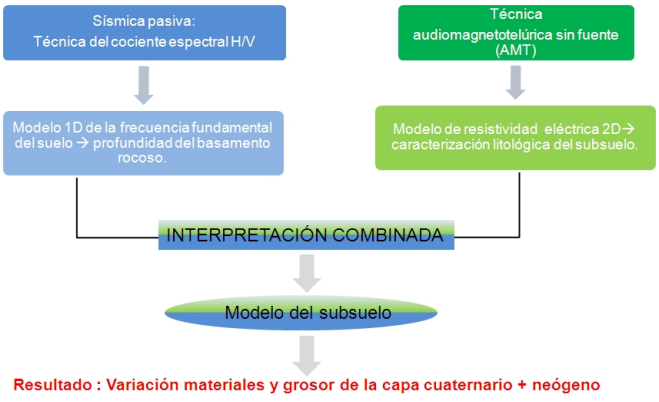

Figura 2*- Esquema de la metodología planteada para el estudio de la cuenca neógena del Vallès-Penedès. *(Outline of the proposed methodology to study the Neogene basin of Vallès-Penedès).

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica electromagnética que mide las variaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra a diferentes frecuencias desde la superficie terrestre. La escala de investigación de este trabajo se encuentra en el primer quilómetro de profundidad, para ello se selecciona el intervalo de frecuencias que oscila entre los 10^5Hz y 1Hz, llamando a esta variación de la técnica, método audio-magnetotelúrico (AMT).

Los registros de las series temporales eléctricas y magnéticas se utilizan para obtener relaciones lineales entre las componentes de los campos medidos en el dominio de las frecuencias. Así, se obtiene el tensor impedancia (Z) y de este último se deducen los valores de la resistividad aparente y la fase según las expresiones:

$$\rho_a(f) = \frac{1}{\mu\omega}|Z|^2 \quad ; \quad \varphi(f) = arctg\left(\frac{\mathrm{Im}\,Z}{\mathrm{Re}\,Z}\right) \qquad (1)$$

donde ρ_a es la resistividad aparente, Z la impedancia, ω la frecuencia, φ la fase y μ la permeabilidad magnética del medio.

El posterior tratamiento de los datos y su inversión aportan un modelo bidimensional que permite interpretar la litología del subsuelo gracias al contraste del parámetro físico de la resistividad eléctrica de los materiales hasta una profundidad de unos 1000 metros. En este caso se ha utilizado el algoritmo de inversión RLM2D de Rodi y Mackie (2001) basado en diferencias finitas y gradientes conjugados no lineales.

Respecto al método del cociente espectral H/V, este presenta la característica de ser un método pasivo muy sencillo, adaptable a las zonas urbanas y con un tiempo de registro muy reducido de manera que puede ser utilizado para cubrir grandes extensiones de terreno (18 km en este estudio) optimizando de forma importante la inversión económica de la campaña geofísica.

La técnica experimental H/V consiste en obtener el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de las medidas del ruido sísmico en superficie (Nakamura (1989)) siguiendo la siguiente expresión:

$$\frac{H}{V} = \frac{S_{NS} + S_{EW}}{2 \cdot S_V} \qquad (2)$$

- S_{NS}: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente N-S.
- S_{EW}: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente E-W.
- S_V: Módulo del espectro de Fourier suavizado del componente vertical, V.

Es conocido que este cociente proporciona una buena estimación de la frecuencia fundamental del suelo ($f_{H/V}$) (pico de la figura 3) debido a la presencia de un contraste significativo en la impedancia acústica entre capas. Los criterios para la identificación de la frecuencia de resonancia del suelo vienen marcados por las directrices del proyecto SESAME (Site Effects Assessment using Ambient Excitations, Bard & SESAME-Team, 2004).

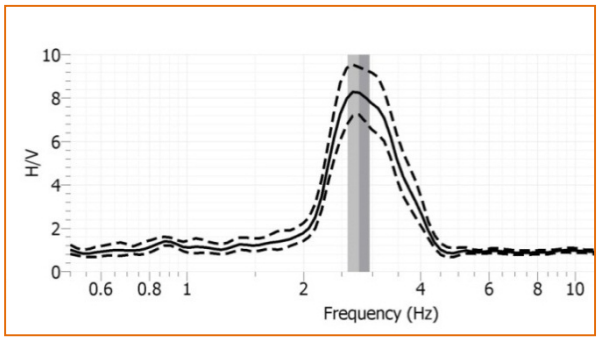

Figura 3- Relación espectral H/V registrado en una estación. La frecuencia correspondiente al máximo define la frecuencia fundamental del suelo. (H/V spectral ratio at one station. Frequency at H/V maximum corresponds to soil fundamental frequency).

Para el caso de los registros de H/V, estos datos se han procesado con el programa Geopsy (http://www.geops.org). El suavizado de los módulos de Fourier se ha realizado dividiendo el registro de ruido sísmico en diferentes ventanas y solapándolas un 50% entre ellas. La longitud de las ventanas es un parámetro que se puede modificar. Otro factor que se debe tener en cuenta es la eliminación del ruido antrópico. El resultado será un valor de la frecuencia fundamental en cada estación de medida del perfil. Finalmente, el último paso se centra en la conversión de la frecuencia fundamental del suelo a profundidad del basamento rocoso a partir de relaciones empíricas determinadas por diferentes autores (figura 4).

Estas relaciones siguen un mismo tipo de expresión (3) y están ajustadas en otras regiones de geología similar a la cuenca objeto de estudio:

$$H = a \cdot f_{H/V}^{b} \qquad (3)$$

donde a y b son parámetros empíricos, H la potencia de suelo blando y $f_{H/V}$ la frecuencia fundamental del suelo. Dichas expresiones se han determinado en fosas tectónicas de espesores variables entre 1000 y 1500 metros.

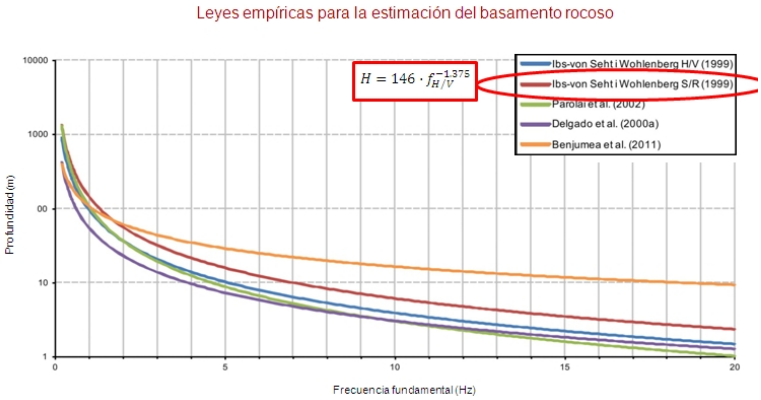

Figura 4*- Relaciones empíricas propuestas por diferentes autores para el cálculo de la profundidad del basamento rocoso o potencia de suelo blando. La curva roja es la ley empírica de Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999) utilizada para nuestro ensayo. *(Empirical relationships proposed by different authors to calculate sediment thickness. The red curve is the empirical relationship from Ibs-von Seht and Wohlenberg S / R (1999) used for our test).

Gracias a la realización de un estudio previo con la técnica del cociente espectral H/V en la zona de estudio, se ha podido establecer que la ley empírica que se adapta mejor a la fosa tectónica del Vallès-Penedès es la de Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999) comparando las profundidades resultantes con las procedentes de sondeos de la zona.

4. TRABAJO DE CAMPO Y PROCESADO

Se ha realizado un perfil geofísico en la dirección perpendicular a la dirección de la estructura de la fosa tectónica (SE-NW) y cruzando las poblaciones de Sant Cugat del Vallés, Rubí y Terrassa. Este perfil presenta un total de 33 puntos de registro: 12 estaciones de medida con el método AMT y 21 estaciones de medida con el método del cociente espectral H/V. La longitud total del perfil es de 18 km y los puntos de medida están condicionados a las características del entorno con un espaciado variable entre 1 y 2 km (figura 5).

La adquisición de los datos de AMT se llevó a cabo con una estación de la casa Metronix que consiste en un sistema de registro ADU-07e, 3 magnetómetros de inducción de alta frecuencia incluidos en una caja SHFT-02 de la misma casa Metronix, 4 electrodos impolarizables dispuestos en dos dipolos en cruz (direcciones N-S y E-O) los cuales se entierran en el suelo para tener un buen contacto con este y, finalmente, una batería externa que alimenta el sistema de registro.

La adquisición de datos con el método del cociente espectral H/V se realizó con un digitalizador de la casa Leas (CityShark) y un sismómetro triaxial Lennartz de 5 segundos. La longitud del registro fue variable entre los 10 y los 30 minutos, para asegurar los resultados en las zonas más profundas de la cuenca neógena de la zona de estudio.

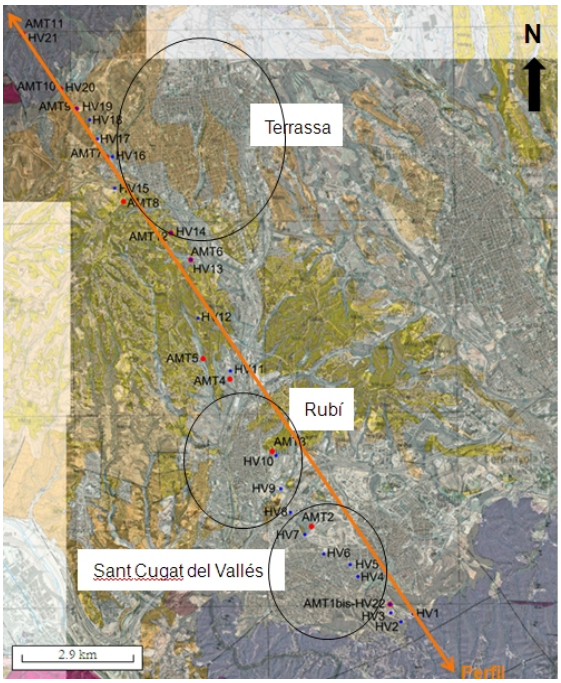

Figura 5*- Imagen de la zona de estudio donde se refleja la dirección del perfil en naranja y las estaciones de medida para la técnica AMT (rojo) y para la técnica H/V (azul). *(Image of the study area with geophysical profile (orange line) and measurement stations of AMT technique (red) and H / V technique (blue)).

5. RESULTADO

El resultado de aplicar el método audio-magnetotelúrico es un modelo bidimensional del subsuelo que presenta resolución hasta unos 500-600 metros, ya que las zonas mayoritariamente conductivas del subsuelo estudiado reducen la profundidad de investigación y enmascaran la estructura profunda. El ajuste del modelo o error cuadrático medio (rms) es de 13 indicando una calidad media, lógica en este tipo de zonas urbanas afectadas por tanto ruido. El comportamiento geoeléctrico detectado es una alternancia entre cuerpos o niveles conductivos y resistivos, y una localización de fallas bajo las estaciones 002-003 y 009-010 (Figura 6).

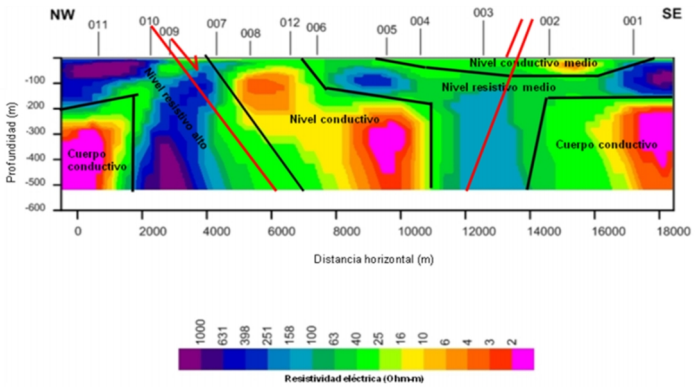

Figura 6*-Modelo bidimensional de resistividad eléctrica con la localización de las fallas detectadas (líneas rojas). (*Bi-dimensional electrical resistivity model with the detected faults (red lines)).

El resultado de la técnica del cociente espectral H/V de ruido sísmico es un mapa con la distribución de los valores de las

frecuencias fundamentales del suelo a lo largo del perfil (figura 7). Sobre estos valores se puede observar la frecuencia mínima en el centro de la cuenca (punto 13, amarillo) con un valor de 0.20 Hz y los valores máximos se localizan en los extremos del perfil tanto en el norte como en el sur y se encuentran dentro del intervalo de 4 y 6 Hz (puntos 2 y 20, azul). Los puntos 1 y 21 no muestran picos en el cociente espectral lo cual indica que se encuentran directamente sobre el basamento rocoso (puntos azul oscuro).

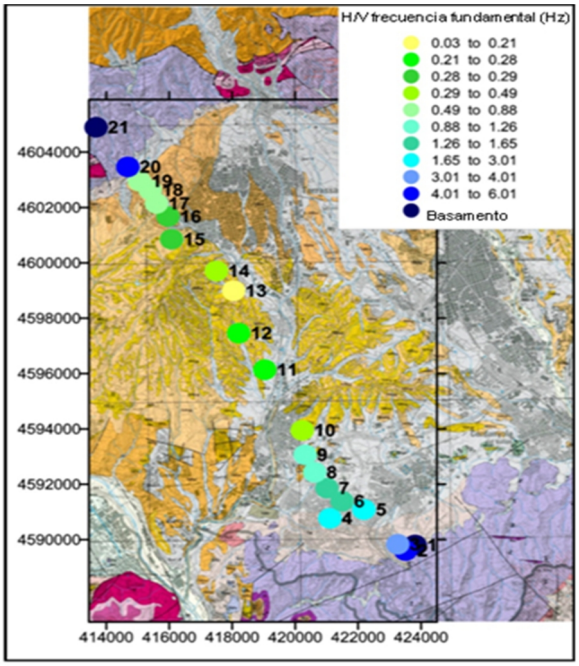

Figura 7*- Distribución de la frecuencia fundamental del suelo a lo largo del perfil.** ***(Distribution of soil fundamental frequency along the profile).

La ley empírica seleccionada para esta cuenca (4), Ibs-von Seht y Wohlenberg S/R (1999), permite estimar las profundidades del basamento rocoso en cada estación de medida (figura 8).

$$H = 146 \cdot f_{H/V}^{-1.375} \qquad \textbf{(4)}$$

Los valores resultantes se sitúan sobre un perfil 2D para visualizar la geometría de la fosa tectónica, figura 8. La línea roja refleja la topografía del perfil, la línea azul describe la profundidad estimada para el contacto suelo-roca.

Así, se observa a partir de la imagen de la figura 8 que la geometría obtenida es asimétrica, presentando una pendiente más abrupta en el lado NW que en el extremo opuesto. Al norte de Terrassa se detecta la roca superficial y sobre la misma población de Terrassa el grosor del sedimento va aumentando hacia el sur del municipio. Es entre las poblaciones de Terrassa y Rubí donde se asume la máxima potencia de sedimento neógeno con un valor de 1300 metros. En el centro de la población de Rubí este grosor vuelve a disminuir llegando a detectarse unos 200 metros de potencia al sur de la población de Sant Cugat. Finalmente, en la primera estación al SE del perfil, el espesor del sedimento se ha reducido totalmente detectando de nuevo el afloramiento del sustrato rocoso.

Figura 8*- Representación de la topografía del perfil (línea roja) y de la geometría del contacto suelo-roca determinado con el método H/V.** ***(Topography of the profile (red line) and geometry of the soil-rock contact obtained with H / V method).

6. INTERPRETACIÓN CONJUNTA

Correlacionando ambos resultados se puede interpretar el subsuelo de la cuenca neógena del Vallès- Penedès (figura 9) con mayor fiabilidad. En este caso, entre las estaciones 006 y 001, el modelo geoeléctrico muestra una primera capa de material conductivo entre 10 y 60 Ohm-m que correspondería al material cuaternario fluvial-aluvial. Por debajo, se muestra un nivel moderadamente resistivo con valores entre 200 y 400 Ohm-m que se correlaciona con los conglomerados, brechas y areniscas de la edad neógena. Este material sufre un hundimiento bajo las estaciones 2 y 3 donde se ha localizado la falla b. Las medidas de H/V de esta zona muestran el contacto suelo-roca más superficial que el modelo geoeléctrico. Esta discrepancia se puede explicar por la presencia de las brechas las cuales afloran al sur de la estación 001 donde se han realizado medidas de H/V obteniendo un comportamiento rocoso de estos materiales por la ausencia de picos en las curvas del cociente espectral. La falla b localizada entre las estaciones 002 y 003 separa dos materiales que presentan características eléctricas similares pero en la interpretación no se consideran el mismo material ya que los resultados de la técnica H/V permiten separar el material blando del rocoso. A la izquierda de la falla b, y coincidiendo con la zona media del perfil, el material conductivo se asocia con la arcilla roja que forma la cuenca neógena del Vallés-Penedés, material blando. A la derecha de la falla b, los resultados indican un material rocoso y conductivo que se analizará posteriormente. En el extremo NW del modelo se puede observar un cuerpo resistivo de 1000 Ohm-m que se interpreta como el sustrato rocoso de la zona que forma la base de la cuenca. Este material se identifica como la pizarra de la edad paleozoica, la cual no presenta continuidad lateral debido a la localización de una segunda falla, denominada falla a en la figura 9. Esta pizarra cambia sus características geoeléctricas a la derecha de la falla b, zona SE del modelo, donde presenta valores bajos de la resistividad eléctrica. Esta variación detectada no es extraña en un material que tiene una alta dependencia con el contenido de fluido, la porosidad, el grado de fracturación, la temperatura y el contenido de minerales. Existe información adicional de diagrafías en esta zona donde se describe la presencia de un elevado gradiente térmico en el agua. A una profundidad de 185 metros se registró una temperatura de 54ºC según un informe anterior del IGC (GA_003_08, IGC). Las altas temperaturas producen elevados movimientos iónicos y una activación importante de la energía de los minerales contenidos reduciendo los valores de la resistividad eléctrica de las rocas de forma significativa (Eberhart-Phillips et al., 1995). En este caso, el agua caliente detectada se filtraría por las pizarras fracturadas a causa de la fuerte deformación tectónica asociada a la falla b de manera que disminuye la resistividad eléctrica del material de forma excepcional pudiendo llegar a comportamientos eléctricos muy conductivos. Finalmente, en la zona NW bajo los 300 metros de potencia de la pizarra aparece un cuerpo conductivo para el cual no se ha realizado ninguna interpretación debido a que se encuentra en el límite de resolución del modelo y sería necesario llevar a cabo estudios más detallados.

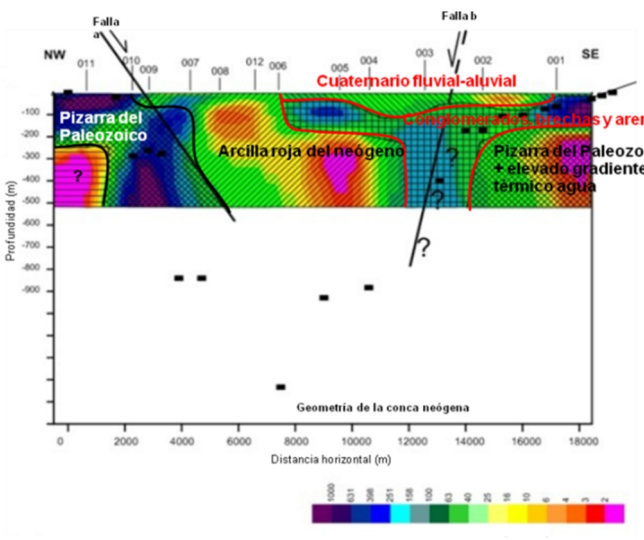

Figura 9*- Imagen de la interpretación conjunta. Modelo geoeléctrico del subsuelo y estimación de la profundidad de contacto suelo-roca. *(Joint interpretation. Subsurface geoelectrical model and estimation of basement depth).

7. CONCLUSIONES

La metodología aplicada basada en la combinación de dos técnicas de geofísica pasiva, ha permitido solucionar satisfactoriamente la problemática planteada caracterizando los materiales del subsuelo a escala regional. Así pues, mediante el método AMT se han identificado los diferentes materiales del subsuelo y se han localizado las fallas o fracturas de la zona. Con la técnica del cociente espectral H/V se obtiene la geometría de la cuenca neógena a partir de una estimación del contacto suelo-roca. Esta geometría se ha detectado como asimétrica con una profundidad máxima que se estima en 1300 metros entre las poblaciones de Rubí y Terrassa (parte central del perfil) y una anchura de unos 7 km a la profundidad de 500 metros.

Las dos técnicas seleccionadas para esta zona urbana han sido capaces de adaptarse a las limitaciones y aportar información, valiosa y complementaria sobre el subsuelo. La limitación que presenta la técnica AMT sobre la reducción de la profundidad de investigación debido al material conductivo en superficie (modelo hasta 500 metros), queda compensado con la información procedente del método H/V hasta los 1300 metros. Y las incertidumbres procedentes de la técnica H/V cuando detecta como roca niveles que se encuentran dentro de la capa del Neógeno quedan explicadas por la imagen geoeléctrica del método AMT.

La integración de diferentes técnicas geofísicas es la esencia de la metodología planteada, la cual ha demostrado ser de gran utilidad para la realización de los mapas urbanos a escala 1:5000. El éxito obtenido y la coherencia de la información resultante con la geología de la zona, permite considerar dicha metodología para el estudio de otras zonas urbanas del área de Catalunya.

8. REFERENCIAS

Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Parés J.M., 1997. The Vallesian mammal succession in the Vallès-Penedès basin (northeast Spain): Paleomagnetic calibration and correlation with global events. Palaeogeography, Pataeoclimatology, Palaeoecology, 133, 149-180.

Bard, P.Y. and SESAME-Team 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations-measurements, processing and interpretations, SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, deliverable D23.12, avalaible at http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr.

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics. 203, 219-247.

Benjumea, B., Macau, A., Gabàs, A., Bellmunt, F., Figueras, S. and Cirés, J. (2011). Integrated geophysical profiles and H/V microtremor measurements for subsoil characterization. Near Surface Geophysics, vol. 9, nº5, 413-425.

Cabrera, L., Calvet, F., Guimerà, J., Permanyer, A., 1991. El registro sedimentario miocenico en los semigrabens del Vallés-Penedés y de El Camp: Organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. In: Colombo, F. (Ed.). Field Guide Book no. 4 of the 1 Congr. Grupo Espafiol del Terciario, Vic, 132.

Cabrera, L., y Calvet, F., 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp halfgrabens (NW Mediterranean) In: Friend. P., Dabrio. C., (Eds.), Tertiary Basins of Spain. Cambridge Univ. Press, 97-105.

Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S., 2000. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. Journal of Applied Geophysics, 45, 19-32.

Eberhart-Phillips, D., Stanley, W.D., Rodriguez, B.D. and Lutter, W.J., 1995. Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting. Journal of Geophysical Research,vol. 100, nº B7, p. 12,919- 12,936.

GA-003/08, 2008. Reconeixement del Pou PE-3 mitjançant testificació geofísica (Rubí, Vallès Occidental), 7 p. Generalitat de Catalunya.

Ibs-von Seht, M., i Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismologcal Society of America, 89 (1), 250-259.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI, 30 (1), 25-33.

Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C., 2002. New Relationship between VS, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). Bulletin of the Seismological Society of America, 92 (6), 2521-2527.

Rodi, W. and Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics 66, 174–187.

ICC (2012) http://www.icc.cat.

SESARRAY http://www.geopsy.org

Estudio GPR de la estructura interna del campo dunar de Xagó, costa norte española
GPR survey of the internal structure of Xagó dune field, Spanish north coast

David Rubio-Melendi[(1)], Germán Flor-Blanco[(2)], J. Paulino Fernández-Álvarez[(3)] y Germán Flor[(4)]

[(1)] Unidad de Modelización Hidrogeofísica y de Ensayos no Destructivos. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n, 33600, Mieres. Universidad de Oviedo, david@hydrogeophysicsndt.com
[(2)] Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. Universidad de Oviedo, gfb@geol.uniovi.es
[(3)] Unidad de Modelización Hidrogeofísica y de Ensayos no Destructivos. C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n 33600, Mieres. Universidad de Oviedo, pauli@uniovi.es
[(4)] Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005, Oviedo. Universidad de Oviedo, gflor@geol.uniovi.es

SUMMARY

The ground penetrating radar (GPR) is a tool that allows the detection of different interfaces such as sedimentary laminae of stratification, fractures, humic horizons, etc., in the subsurface. A transverse representative GPR profile was recorded to characterize different internal sets of laminae in the aeolian dune field of Xagó (Asturias).We also discuss various aspects of the use of GPR in this environment: the method capabilities, limitations and possible solutions. The consistency between the radargrams results and several previous observations about the geomorphology and vertical outcrops of old trenches confirm the utility of GPR in this coastal environment. Furthermore, the location of a possible erosive surface or organic horizon, unknown until now, and other stratigraphic evidences can improve knowledge about the evolution of this dune field, including progradation and retrogradation processes which will be extrapolated to other nearby field.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo perseguido en este artículo es la caracterización, mediante la técnica de georradar, de la estructura interna del campo dunar de Xagó. Esto permite deducir la secuencia de progradaciones y retrogradaciones y la detección de otros tipos de superficies, indicadoras de interrupciones en la evolución sedimentaria del campo dunar. Los resultados podrían extrapolarse a las cercanas playas de Salinas y Bayas cuyos campos dunares tienen características similares, aunque con ciertas diferencias por causas antrópicas.

El georradar (GPR) se basa en la emisión y recepción de pulsos electromagnéticos con frecuencias centrales entre 10 MHz y 2,5 GHz, según la antena emisora utilizada. Parte de la energía de estos pulsos es reflejada en cada superficie de separación entre materiales con diferentes características electromagnéticas (permitividad dieléctrica, permeabilidad magnética y conductividad eléctrica), y captada por la antena receptora. En algunos equipos, la misma antena puede trabajar como emisor y receptor. Conocido el retardo en la llegada de la reflexión de un pulso y la velocidad de las ondas electromagnéticas en el material del suelo, se puede calcular la profundidad a la que se encuentra la superficie de contacto correspondiente. También se puede generar una pseudoimagen del subsuelo (radargrama) a base de agrupar medidas tomadas en distintos puntos, llamadas 'trazas', a lo largo de un perfil (Annan, 2002).

El campo dunar de Xagó (Asturias, costa noroccidental española) reúne varias condiciones propicias para el estudio con el método GPR. La baja conductividad de la arena dunar permite buenas capacidades de penetración. La relativa lejanía de la actividad humana hace posible el uso de antenas no apantalladas, debido al bajo ruido electromagnético de la zona. No obstante, la vegetación, bastante densa en algunas zonas, obliga al uso de senderos para trazar los perfiles, y antenas de frecuencia mayor o igual a 250 MHz (el tamaño de la antena aumenta al disminuir la frecuencia central). La zona cercana a la costa podrá ser estudiada hasta una menor profundidad al aumentar la conductividad debido a la presencia de agua marina.

Previamente al desarrollo de las técnicas de georradar, la estructura interna de las dunas era estudiada a través del reconocimiento superficial (topografía, cartografía geomorfológica, textura y composición de las arenas, estructuras sedimentarias, etc.), la excavación de zanjas (Bigarella *et al.,* 1969; Ruz y Allard, 1995), aprovechando la explotación de éstas como yacimiento natural de áridos (Flor, 2004a) o su degradación natural y a través de modelos numéricos (Rubin, 1987). Las técnicas destructivas, aparte de ser laboriosas, pueden ser peligrosas en caso de colapso de zanjas en arena poco compacta, además de eliminar el recurso natural.

El georradar es un método no destructivo, rápido, seguro y con grandes capacidades de penetración y resolución, capaz de sustituir a otros métodos. Las primeras aplicaciones en ambientes costeros datan de la década de los 80 (Ulriksen, 1982; Leatherman, 1987; Truman *et al.,* 1988). Diversos estudios han demostrado la utilidad del GPR a la hora de determinar las distintas fases de progradación y erosión de los campos dunares (Tanner, 1995; Bristow y Pucillo, 2006). La mayoría de estudios GPR en ambientes costeros se han centrado en ambas costas de Norte América y norte de Europa. En España, se han centrado en el delta del Ebro (Gómez Ortiz *et al*., 2009; Rodríguez Santalla *et al.*, 2009), Islas Cíes (Costas *et al*., 2006), Traba (González-Villanueva *et al*., 2011a) y Corrubedo (González-Villanueva *et al*., 2011b).

En este trabajo se estudia la viabilidad de la utilización del radar como herramienta para determinar la evolución cronológica de los sedimentos disponibles para construir un campo dunar, en relación con las oscilaciones del nivel del mar, incluyendo la detección de distintas zona de erosión.

2. MARCO GEOLÓGICO

Este conjunto dunar se encuentra en la costa central asturiana, justo en el costado occidental del cabo de Peñas (Figura 1-a), donde el perfil costero es recortado y predominan los bordes acantilados abruptos, con desniveles máximos de 90 m. Pertenece a la amplia playa (1.750 m de longitud) de Xagó, orientada NE-SO, que se apoya en sendos promontorios rocosos. Contiene arenas siliciclásticas con una variación de los tamaños medios en las zonas emergidas de 0,95 a 3,00 ϕ (0,52 a 0,125 mm, respectivamente) en lo que constituye una playa disipativa. Las gravas y gravillas son un componente sedimentario menos importante, alojándose preferentemente en el área occidental. Las arenas dunares contienen diámetros menores que la playa de procedencia (medios desde 1,80 a 2,40 ϕ = 0,29 a 0,19 mm, respectivamente), con una tendencia general a disminuir desde el campo externo al interno y de O a E.

La playa y sus dunas fueron estudiadas desde las perspectivas morfológica y sedimentológica por Flor (1979, 1981, 1983, 1986 y 2004a y b; Flor *et al*., 2011) y Suárez y Sánchez de la Torre (1983), registrando la evolución del arenero en las décadas de los 70 y 80 (Figuras 7 y 8).

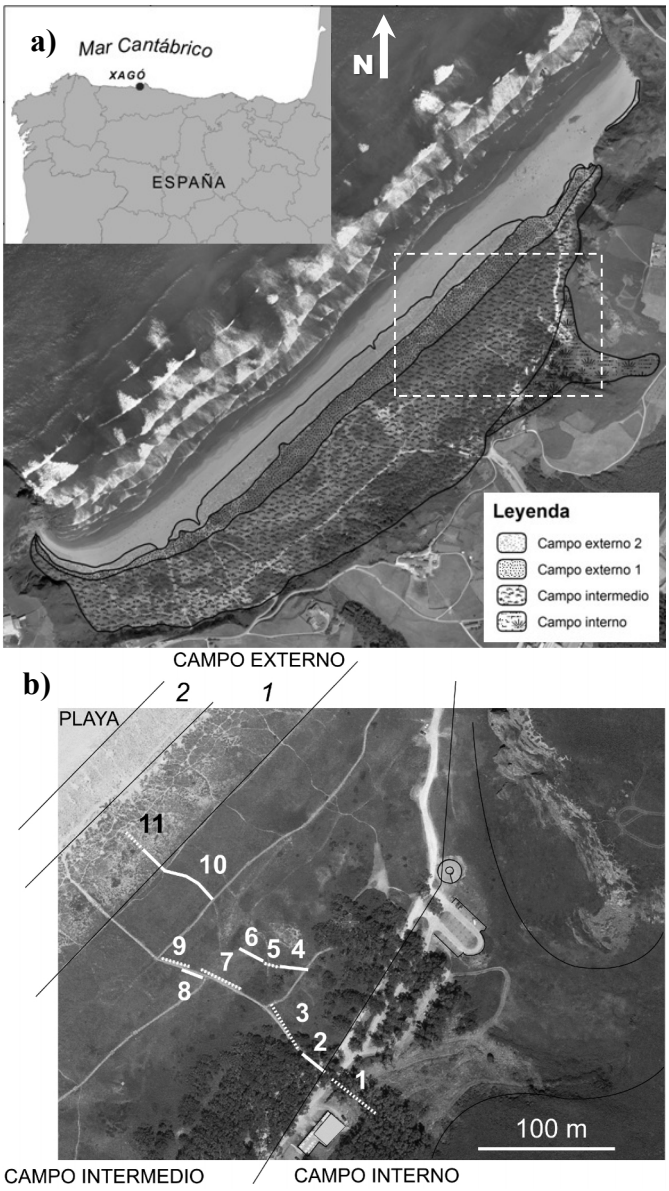

Figura 1* – a) Localización y partes del campo dunar de Xagó. b) Ampliación de la zona recuadrada en a) con los perfiles elegidos. *(a) Location and parts of Xagó dune field. b) Enlargement of the boxed area in a) with the selected profiles).

El complejo dunar de Xagó está constituido por tres campos repartidos en sendas bandas paralelas a la dirección de la playa NE-SO (Figuras 1-a y 2), que se han originado como resultado de un proceso generalizado de progradación o migración del sistema de playa/dunas hacia el mar en los últimos milenios:

1) Meridional o campo interno, de menor magnitud (2,30 ha) que está constituido por dunas remontantes, únicamente desarrolladas en el extremo oriental, entre las que destaca un prisma adosado a la ladera y una lengua relativamente extensa (200 m de longitud, máxima anchura de 80 m y alturas relativas de 5-6 m), que asciende por una vallonada.
2) El campo intermedio tiene mayor superficie (24,15 ha), representado por un cordón dunar muy laxo (cresta suave) y convexo de cierta altitud (máxima de 18 m en las áreas central y oriental, y anchuras mínima de 130 m y máxima de 178 m), que contiene el mayor volumen sedimentario; se superponen dunas residuales de menor magnitud de los tipos lingüiforme y, más numerosas, las dunas gusano, unas de morfología longitudinal definidas por García-Novo *et al.* (1975) y documentadas por Vallejo (2007) sobre el costado de barlovento. Hacia el E, sobre esta gran estructura, se suceden varios cordones dunares culminantes de altura métrica y anchuras de una decena de metros.
3) El campo externo está constituido por dos unidades:
   a) La interna, representada por un cordón dunar activo (8,05 ha), relativamente agudo e irregular que está fijado principalmente con barrón (*Ammophila arenaria*) cuyas anchuras y alturas mínimas son de 80 m y 4 m, respectivamente, en la zona occidental, y máximas de 100 m y 7 m en la oriental. Preferentemente en el segmento central, a lo largo de la playa, desde la parte alta del costado de sotavento, se han generado numerosas dunas lingüiformes que se apoyan sobre el surco o depresión que separa los cordones dunares de los campos intermedio y externo.
   b) Limitante con la zona supramareal de playa, se ha construido una duna tabular (4,33 ha), suavemente inclinada hacia el mar, que se eleva del orden de los 5 m por encima de las pleamares vivas; su formación es el resultado de los basculamientos de los materiales dragados en el vecino estuario de Avilés desde los años 80 (Flor *et al.,* in litt.). Se trata de una duna embrionaria con removilizaciones arenosas muy frecuentes que impiden una colonización vegetal definitiva, representada por plantas pioneras como *Agropyrum junceiforme*, *Eryngium maritimum*, *Callistegia soldanella*, *Euphorbia paralias*…

Exceptuando el campo interno, los restantes tienden a decrecer en anchura y altura hacia el área occidental, y consecuentemente en volumen arenoso, debido al efecto de sombra que proyecta el promontorio occidental de la punta Cercada ante los vientos dominantes del NO, al que siguen los del O en importancia como generadores de dunas. Otros componentes de viento son del SO y NE, pero sin que produzcan una deflación efectiva y solamente retoques menores en algunas geometrías dunares activas.

La extracción de áridos en las últimas décadas del siglo XX se concentró en las zonas central y occidental hasta el punto de desaparecer localmente el cordón dunar del campo intermedio, que ha sido sustituido por una depresión parcialmente encharcada.

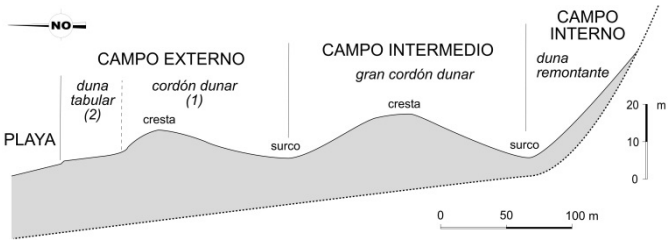

Figura 2 – Morfología y campos dunares de Xagó. (Morphology and dune fields of Xagó).

3. TOMA Y PROCESADO DE DATOS

La elección de las zonas a estudiar está condicionada por la vegetación, la conservación de la morfología dunar, la acción humana y la presencia de agua salada en el subsuelo. Por ello, se ha elegido un transecto en la zona oriental, donde se conserva en perfecto estado el relieve original de los campos dunares, en el que estuvieran representados la totalidad de los mismos. Se han evitado las zonas más cercanas al mar, las de vegetación densa y la zona occidental muy degradada. El trazado de perfiles sobre distintas pasarelas de madera se ha descartado por la atenuación que sufren las señales en su paso por los materiales de la calzada. Sin embargo, la actividad humana que ha supuesto la eliminación de la vegetación en los márgenes de las pasarelas provee zonas utilizables. Suplementariamente, se tiene en cuenta la simetría y proximidad a lo largo de la dirección NE-SO, intentando trazar perfiles perpendiculares a esta dirección. Ante la imposibilidad de utilizar un perfil continuo desde el inicio del campo, a causa de la vegetación, se incluyen distintos caminos despejados por el constante pisoteo y los

mencionados márgenes de las pasarelas. Se eligieron 11 perfiles a lo largo del campo dunar, entre los que se puede reconstruir, aproximadamente, una sección transversal única (Figura 1-b).

Los perfiles seleccionados se marcaron con estacas y se topografiaron con estación total y prisma. Las medidas tomadas se interpolan mediante el método de Hermite a trozos para eliminar puntos angulosos frente a una interpolación lineal. También se localizan sobre una foto aérea y se toman múltiples fotografías sobre el terreno, con el fin de hacer reproducibles las medidas.

El equipo GPR de MALÅ Geoscience se desplaza por arrastre a lo largo de los perfiles a una velocidad lo más uniforme posible y se configura la toma automática de medidas cada 0,2 s (Figura 3). Esto permite la localización aproximada de cada punto de medición. Una superficie más uniforme y sólida permitiría utilizar odómetros y mejorar así la precisión. Se emplean diferentes antenas, apantalladas y no apantalladas, de frecuencias distintas que proporcionan diferentes capacidades de penetración y resolución, cualidades entre las que hay que buscar un compromiso. Los mejores resultados fueron obtenidos con antenas apantalladas de 250 MHz y 500 MHz. Las antenas disponibles de menor frecuencia (100 MHz) penetran más, pero reducen la resolución y su gran tamaño imposibilita su uso en senderos reducidos. Las de mayor frecuencia (800 MHz, 1,2 GHz y 1,6 GHz) no presentan problemas por su tamaño y resolución, pero tienen una baja capacidad de penetración.



Figura 3* – Georradar con antena de 100 MHz apantallada montada para la toma de datos por arrastre. Nótese el gran tamaño de la antena de esta frecuencia. *(GPR with 100 MHz shielded antenna mounted for data collection by dragging. Note the large size of the antenna of this frequency).

La antena de 250MHz consigue una mayor capacidad de penetración que la de 500MHz a costa de una menor resolución. El uso conjunto de dos antenas facilita la interpretación, pues cada una aporta información diferente y complementaria. Una señal de la buena calidad de los datos obtenidos, y del procesado, es la coincidencia de ciertas estructuras para ambas antenas.

Las distintas técnicas de procesado incluyen filtrados en el dominio de la frecuencia y filtrados F-K para eliminar información que no provenga de la señal emitida por el aparato. También se intenta eliminar la parte de la señal que no incluye información relativa al subsuelo, esto es, la onda que viaja directamente de antena emisora a antena receptora. Esta característica se elimina, al menos en parte, con el filtrado *background removal*. Este método consiste en la substracción, a cada una de las trazas, de la media de todas ellas. A través de una descomposición en valores singulares o SVD, se pueden aislar y eliminar ruidos cuya contribución en cada traza tenga la misma forma, es decir, que sigan un patrón horizontal en el radargrama, como son el *ringing*, característico de las antenas apantalladas, y la onda directa. A través de la SVD, se separa la imagen inicial en tantas imágenes características como filas o columnas (la menor de ambas) tenga la imagen original. Las imágenes características se forman con una única traza modulada en intensidad para cada columna. A cada imagen característica se asocia un escalar (valor singular), que pesa la contribución de la imagen propia correspondiente a la formación de la imagen original. Anulando el valor singular asociado a la imagen propia en la que se aísla la onda directa o el *ringing*, y reconstruyendo a continuación la imagen, se consiguen eliminar estos dos ruidos.

Para compensar la pérdida de energía con la profundidad, se ha de incluir una ganancia, que consiste en la amplificación de la señal de forma creciente con el tiempo de ida y vuelta. Este paso revela información aparentemente oculta en zonas a gran profundidad. Existen distintos métodos para producir este efecto. En este caso, se ha optado por la multiplicación de cada traza por una función creciente, combinación de una recta y una exponencial, adaptada en cada caso para resaltar información oculta sin magnificar en exceso el ruido. Esta ganancia es completamente empírica, ya que no proviene de un modelo de atenuación de la señal. De esta forma se consigue una amplificación controlada para obtener una imagen interpretable de forma cómoda, evitando sobreamplificaciones de zonas con baja relación señal/ruido.

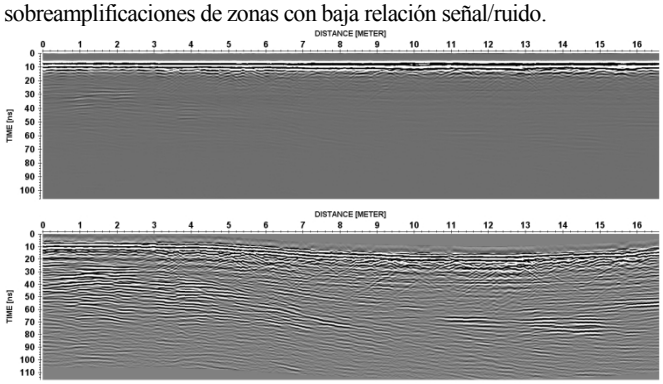

Figura 4* – Radargrama no procesado (arriba) frente a radargrama procesado (abajo). *(Radargram raw (top) versus processed radargram (below)).

En los perfiles donde la superficie tiene mayores pendientes es vital la inclusión de una corrección por topografía. Esta corrección asemeja el radargrama a una sección transversal, teniendo en cuenta la forma de la superficie. Hace que el radargrama sea más natural e intuitivo, facilitando así la interpretación. En la figura 4, se muestra el efecto del procesado en un radargrama de muestra. Para efectuar la conversión del eje de tiempo de ida y vuelta a profundidad se ha tomado una velocidad de 0,14 $m \cdot ns^{-1}$.

Una vez obtenidos los diferentes radargramas para cada tramo del perfil representativo, como es el caso de la franja dunar limitante con la playa (Figura 5), se procedió a homogeneizar las escalas horizontal y vertical, enlazando lateralmente unos con otros para conseguir una representación continua.

Posteriormente, se construyeron la mayor parte de las líneas de los reflectores, eligiendo las trazas negras de los registros, que, en todos los casos, fueran atribuibles a láminas sedimentarias generadas en el proceso sedimentario, tanto primarias: transporte y depósito inicial, como secundarias: sin o postsedimentarias, producidas por distorsión de las originales (Pye, 2009), aunque en el proceso deductivo se pueden asignar a otras causas.

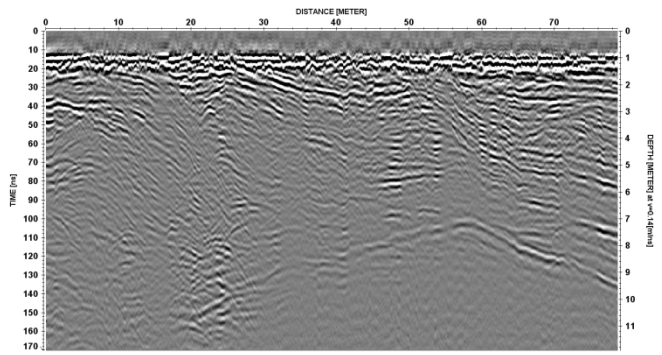

Figura 5* – Radargrama del segmento de transición del campo dunar externo a la playa subyacente. *(Radargram of the transition area from the outer dune field to the underlying beach).

4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

La estructura interna de las dunas, representada por la compleja disposición de las estratificaciones cruzadas, es el resultado de los cambios en las características del viento generador y del crecimiento y desarrollo de las dunas (Lancaster, 1995). A su vez, la formación y morfología de una duna está gobernada por el tipo y disponibilidad del sedimento, dirección/es e intensidades del viento y vegetación/humedad (clima) en una banda geográfica específica (Girardi, 2005).

La geometría de estas dunas mayoritariamente pertenecientes al tipo de cordón dunar es, en buena parte, extrapolable a dunas transversas, ya que su formación es relativamente similar en cuanto al flujo dominante de vientos. Esto implica el desarrollo de un costado de barlovento, situado en contacto con la playa, que, de no intervenir la erosión cíclica de los oleajes, tiene una mayor extensión y una pendiente suave, mientras que el costado de sotavento (hacia el interior del campo) es más corto y tiene una inclinación más acusada; debido a esta circunstancia, éste puede desarrollar lenguas de avalancha, que son las responsables de la adquisición de láminas distorsionadas (Hunter, 1977). También, los procesos erosivos de oleajes de tormentas en el frente con la playa generan bloques fallados y girados en la base de la duna hasta su posterior fase de reconstrucción durante calmas (Carter *et al*., 1990; Hesp, 2002).

No obstante, la sedimentación eólica en estas dunas costeras está caracterizada por una estratificación interna, que, en general, está constituida por sets de láminas que no suelen rebasar 1,0 m de espesor y alcanzan longitudes en extensión lateral inferiores a los 10 m en sentido transverso, como es el caso del registro realizado. La geometría de los sets en sección transversal adopta una forma de cuña neta, generalmente con el mayor espesor hacia tierra (Lundt, 1973).

Las estructuras menores representan geometrías de algunas tipologías dunares: piramidales, montículos, lingüiformes y gusanos. Las láminas incluidas entre los sets propios de la estratificación interna, algunas onduladas (Figuras 6 y 7), así como las deslizadas o *slumpings* (Figura 8) ya fueron detectadas en inspecciones visuales en zanjas de extracción de arenas, tanto en Xagó como en campos dunares vecinos en los años 70 y 80.

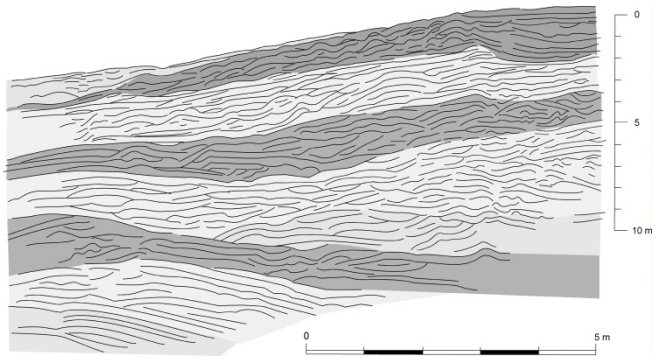

Figura 6* – Estructuras sedimentarias detectadas con el georradar (en la franja superficial se ven algunas estructuras onduladas) y sets inferidos superpuestos como bandas grises y blancas.** ***(Sedimentary structures detected with the GPR (in the upper belt some undulated structures) and inferred sets superinpossed as white-gray alternating bands).

Sobre los radargramas obtenidos, se incrustaron algunas líneas (gris discontinuas), que marcan tendencias, para comprender la disposición de los conjuntos de láminas. También se incluye otra serie de interpretaciones sobre la geometría de mayor dimensión (gran cordón dunar, superficie erosiva por transgresión, etc.). Interesa la comparación entre conjuntos para deducir la evolución sedimentaria, tanto en vertical como en la horizontal, en este caso marcando la relación con la posición de los movimientos del nivel del mar (Figura 9).



Figura 7* – Laminaciones subhorizontal y ondulada en la capa superficial del campo intermedio de Xagó: en la base, el horizonte orgánico que aflora de forma discontinua.** ***(Subhorizontal and undulated laminations in the upper layer of the middle dune field of Xagó: discontinuous organic horizon in the base).



Figura 8* – Sección en Xagó: el set superior de barlovento está suavemente inclinado y ondulado, erosionando al subyacente de sotavento con pendientes altas y láminas distorsionadas, como la marcada por la flecha.** ***(Outcrop in Xagó: upper set as stoss side is gently dipped and undulated, eroding the lee side with high slope where some laminae are distorted, indicated by the arrow).

Obviamente, la franja superficial de los registros está afectada por la reflectividad/difractividad de la vegetación, que enmascara dicha laminación eólica original.

Predominan los conjuntos de láminas lenticulares con sets de estructura tabular que tienden a abombarse con la convexidad hacia arriba, tanto en la franja meridional (Figura 9-2) hasta la gran erosión intrasedimentaria (Figura 9-3), como hacia la cresta del gran cordón dunar del campo intermedio. Se sustituyen los sets acuñándose hacia la playa, consecuencia de un proceso progradante al retirarse el mar (Figura 9-4, 5 y 6).

En la duna remontante, se detecta una repisa a media ladera que incrementa la potencia del depósito arenoso cuyos conjuntos de espesor decimétrico se disponen paralelamente al plano de la ladera. Las láminas tienen una continuidad lateral métrica, muchas cruzadas con la pendiente hacia tierra y la mayoría pendientes hacia el mar, de las cuales son numerosas las distorsionadas (Figura 9-1) por la propia gravedad.

La mayor complejidad se ha generado en el antiguo frente dunar (cordón activo) en contacto con la playa, donde se registran sets de láminas fuertemente inclinadas hacia el mar, algunas representando planos de erosión de poca magnitud (unos pocos metros); también con geometrías abombadas (bloques erosionados, deslizados y depositados al pie del frente dunar) y numerosas láminas distorsionadas. Muestran una estructura progradante, como resultado de la llegada de arenas procedentes de los materiales dragados en el estuario de Avilés y basculados en la playa sumergida desde los años 80.

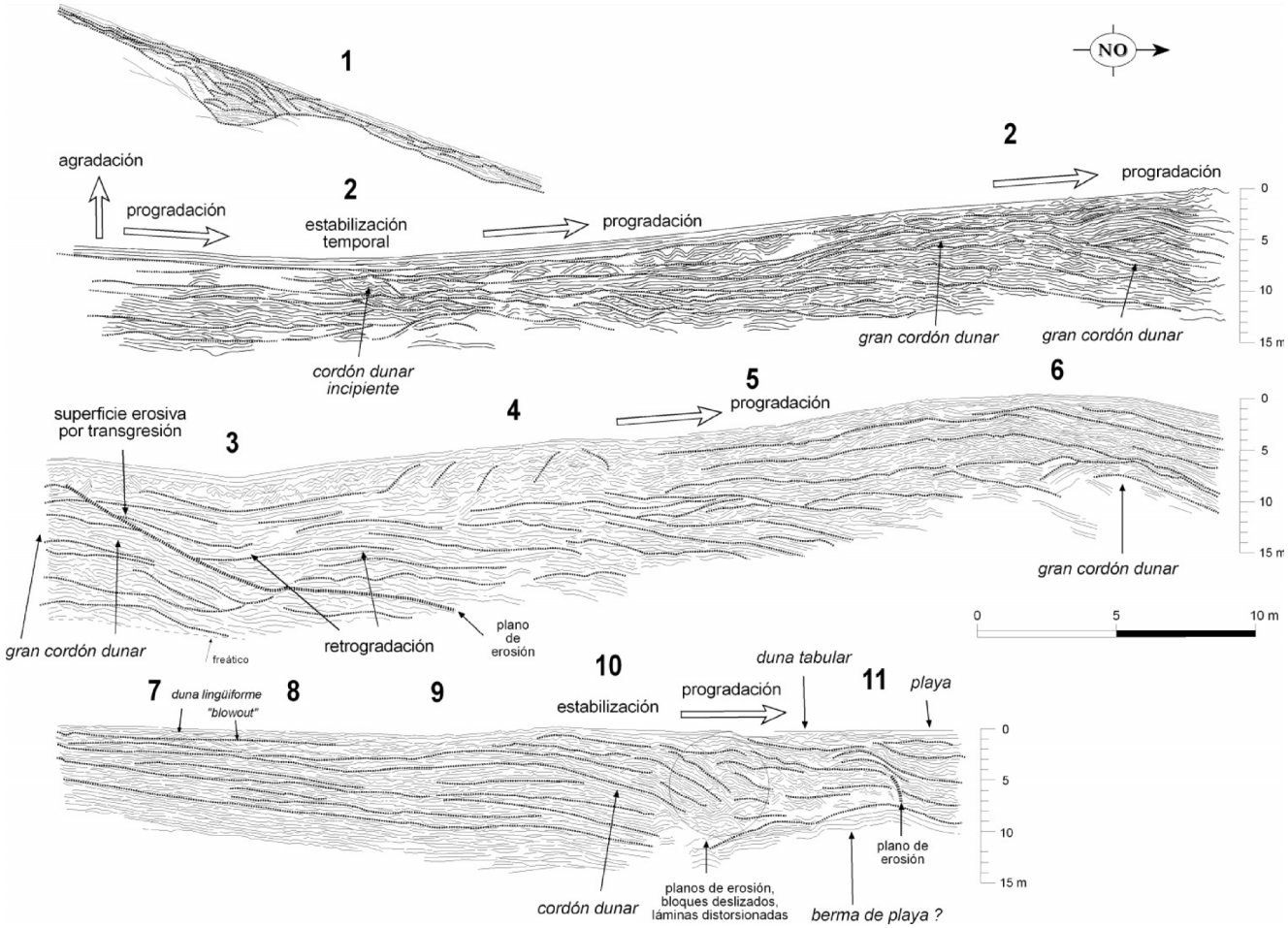

Figura 9* – Reconstrucción de los registros GPR en el perfil oriental del campo dunar de Xagó, desde el límite interno (1) hasta las dunas tabulares (11) en contacto con la playa.** ***(Representative GPR radargrams along the eastern profile from the inner limit (1) to the tabular dunes (11) near the beach.

Aparecen zonas con gran densidad de hipérbolas (Figura 9-2, 3 y 4, y Figura 10), comprobándose que los difractores involucrados se encuentran a poca profundidad, como es el caso de la ladera interna del cordón dunar del campo intermedio. Debido a la escasez de árboles, cuyas raíces pueden producir tales hipérbolas, y la ausencia de canalizaciones subterráneas, cabe sospechar la acción humana en tal zona. Aparentemente, sólo ha sido excavada para crear un camino ancho de acceso a la playa, pero los resultados indican que el material de los primeros centímetros de suelo proviene de un relleno artificial. En las inmediaciones, se han encontrado fragmentos de rocas escoriáceas de alto horno, procedente de la vecina siderurgia de Avilés, un material que era habitualmente utilizado como zahorra de relleno en gran parte de Asturias.

Ha de tenerse en cuenta, en posteriores estudios, que no solo la zona suroccidental del arenal ha sido fuertemente influenciada por el hombre. Otras zonas, aparentemente vírgenes, pueden haber sido modificadas.

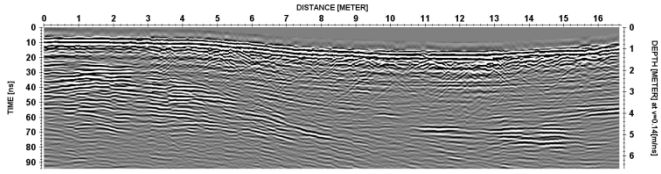

Figura 10 – Zona aparentemente rellenada con zahorra. Nótese la gran densidad de hipérbolas de difracción a poca profundidad. (Area apparently filled with gravel. Note the high density of diffraction hyperbolas at shallower depths).

En ciertos segmentos, se detectan ondulaciones que pueden ser confundidas con facilidad con hipérbolas de difracción (Figura 9-2), pero al no aparecer brazos tan rectos y existir una cierta continuidad entre capas hace sospechar que se trata de cordones dunares incipientes.

La visión directa de paleosuelos orgánicos de unos pocos centímetros de espesor en el vecino arenal de Salinas (Flor, 1995) y en la zanja de Xagó (Figura 7) abona la gran similitud entre ambos campos dunares ya que se sitúan en la franja meridional del gran cordón dunar perteneciente al campo intermedio.

Este paleosuelo orgánico implica un cese de las aportaciones arenosas a la playa, interpretado como el resultado la pulsación positiva tardiflandriense, también denominada dunquerquiense o romana (Figuras 7 y 9-3). Se generaría un frente dunar erosivo, muy parecido al que experimenta la duna activa de Salinas o la fosilizada de Bayas (E de la desembocadura del Nalón) que permitiría la colonización vegetal bajo una etapa dilatada de estabilización del nivel del mar, dando así lugar a un paleosuelo sobre la superficie erosiva. La geometría de esta superficie de erosión responde a una banda inclinada hacia el mar (Figura 11). Para confirmar la hipótesis del supuesto paleosuelo, sin destruir el entorno, deberá hacerse algún sondeo mecánico de diámetro reducido y con testigo continuo con el objeto de caracterizarlo mineralógicamente y hacer dataciones, mejor absolutas con OSL y radiocarbono. Podría aportar valiosa información que ayudaría a mejorar el conocimiento actual sobre la transgresión romana y, por extensión, de la actual transgresión marina asociada al cambio climático.

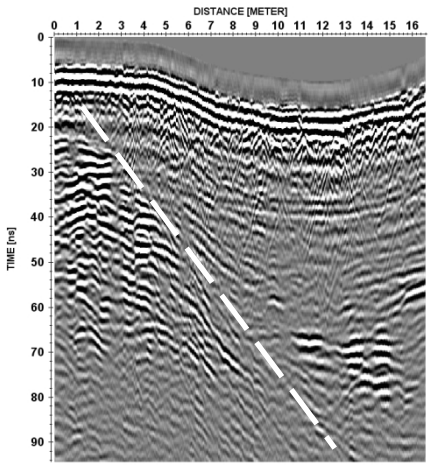

Figura 11* – Superficie de erosión, siguiendo la línea blanca discontinua, situada en la ladera interior del cordón dunar interno. *(Erosion surface, following the dashed white line, located on the inner side of inner foredune).

Tal transgresión supuso una breve subida en una fase de bajada sostenida del nivel. Esta bajada sostenida del nivel del mar fue generando un campo primitivo. Al verse interrumpida tal bajada del nivel del mar por la transgresión romana, parte del campo primitivo fue erosionado. Finalizado el repunte del nivel y vuelta la tendencia descendente, continuó la formación de un campo dunar moderno. La suposición de tal correspondencia, entre la transgresión romana y el paleosuelo, se hace en base a su posición con respecto al nivel del mar. Una futura datación de restos arqueológicos cerámicos, encontrados en el paleosuelo del vecino campo dunar de Salinas, podría aportar nuevos datos sobre la antigüedad del paleosuelo detectado. La evolución del campo dunar se supone similar, al menos en lo que a las distintas fases corresponde, a la secuencia conocida del arenal de Salinas.

Otras superficies erosivas en el frente dunar sobre la playa son debidas a procesos estacionales del oleaje, de modo que durante temporales de ola la erosión alcanza al frente dunar. Son de menor magnitud, acompañadas de bloques deslizados que se alojan en la base y con numerosas láminas distorsionadas (Figura 9-10 a 11).

La formación del campo dunar de Xagó parte de la hipótesis de un nivel del mar más elevado hasta unos 3,0 m por encima del nivel de las pleamares vivas medias; se trata de la transgresión flandriense, cuya fase final datada fue datada en 4.640 años B.P. (Pascual *et al*., 2001). Seguidamente, se produce una ligera retirada y una estabilización, de modo que existiera una superficie de playa seca suficiente para ser deflacionada por el viento. Esto solamente fue posible en la esquina oriental donde la inexistencia de una posplaya horizontal obligaría a depositar las arenas en la ladera y sobre la vallonada, dando lugar al campo dunar interno.

Una nueva retirada del nivel del mar promovió el inicio del campo intermedio como un gran cordón dunar, interrumpido por la pulsación tardiflandriense; se produjo una recesión dunar y la erosión del frente dunar, quedando como evidencia un plano inclinado hacia el mar. Mary (1983) data esta pulsación en el occidente asturiano en 1.920 ± 110 años B.P.

Seguidamente, tuvo lugar un cierto avance de la sedimentación hacia tierra (*onlap*) hasta fosilizar este conjunto incipiente y después una retirada del nivel del mar de una forma relativamente continua hasta construir el gran cordón dunar resultante, con una progradación generalizada.

Finaliza esta fase con la estabilización del nivel del mar, hasta un nuevo pulso de descenso del nivel del mar en que se construye el cordón dunar activo, al menos, en el siglo XX. En la década de los 70, pasaba por un proceso recesivo con frecuentes ciclos de erosión y reconstrucción en consonancia con la estacionalidad de la playa. Hacia los años 80, se vertieron materiales dragados en el estuario de Avilés sobre la playa sumergida, interrumpiendo dicha tendencia y construyéndose la duna tabular (Flor-Blanco *et al*., in litt). Consecuentemente, se ha materializado el campo externo hasta completar el conjunto del campo dunar (Figura 12).

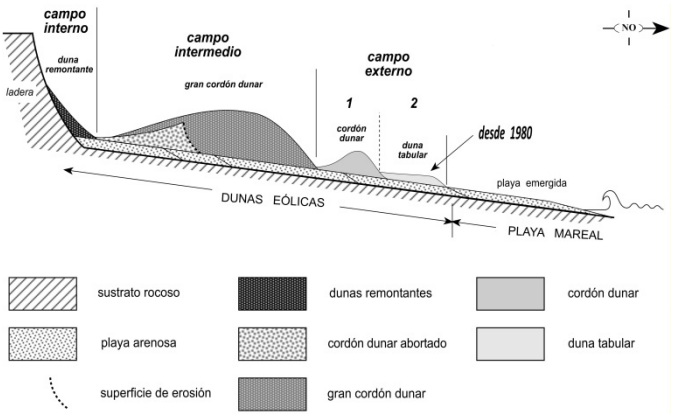

Figura 12* – Reconstrucción sin escala de la morfología dunar superficial y de las relaciones internas del campo dunar con los depósitos de la playa y el sustrato rocoso de Xagó, resultado de una progradación generalizada *(Surficial and internal reconstruction, out of scale, of the dune field of Xagó, including the beach deposits and substrate, as a result of a generalized progradation).

5. CONCLUSIONES

Se confirma la versatilidad del georradar sobre terrenos despejados, incluso en aquéllos colonizados por vegetación, como es el caso del campo dunar de Xagó en Asturias. Han de buscarse o acondicionarse zonas con unos requisitos mínimos (espesor de la capa vegetal, orografía, estructuras artificiales, etc.).

Se ha posibilitado la detección de superficies erosivas con cierta facilidad. Una gran línea erosiva interna ha sido atribuida, provisionalmente, a la transgresión tardiflandriense, y otras menores y numerosas a procesos estacionales de la playa/frente dunar.

También se han encontrado evidencias de modificaciones significativas de origen antrópico en la zona. Previamente se había supuesto que únicamente la zona suroccidental había de ser descartada para su estudio. En mediciones futuras ha de tenerse en cuenta que ciertas detecciones pueden corresponder a intervenciones artificiales.

Con el registro de un perfil general, transversalmente al campo dunar, reconstruido mediante un cierto número de segmentos solapados, se detectan estructuras internas no detectables en la morfología exterior, posibilitando deducir la formación del mismo desde sus inicios.

El proceso progradante ante la retirada del nivel del mar desde la transgresión flandriense, hito que marca el comienzo de su formación, fue responsable de la evolución del conjunto dunar, cuyos campos representativos responden a ciclos de regresión-estabilización.

La pulsación positiva tardiflandriense interrumpe la tendencia apuntada, siendo detectada gracias a las técnicas de GPR, cuyos datos ofrecen un caudal de información adicional de gran importancia para comprender el proceso generalizado de progradación. Los basculamientos de arenas en los últimos 30 años promovieron la construcción de la última duna tabular embrionaria adosada a la playa, bien detectada a través de los radargramas.

6. REFERENCIAS

Annan, A.P. (2002): "GPR—History, Trends, and Future Developments". *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 3, 4, 253-270.

Bigarella, J., Becker, R.D. y Duarte, G.M.(1969): "Coastal dune structures from Paraná (Brazil)". *Marine Geology*, 7, 5-55.

Bristow, C.S., Chroston, P.N. y Bailey, S.D. (2000): "The structure and development of foredune on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK". *Sedimentology*, 47, 923-944.

Bristow, C.S. y Pucillo, K. (2006): "Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR ans OSL: The Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia". *Sedimentology*, 53,769-788.

Carter, R.W.G., Hesp, P.A. y Nordstrom, K.F. (1990): "Erosional landforms in coastal dunes". In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty y B. Carter, eds. *Coastal Dunes, Form and Process*, 217-250. Wiley and Sons.

Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H. y Nombela, M.Á. (2006): "Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos". *Journal of Sedimentary Research*, 76, 1077-1096.

Flor, G. (1979): "*Depósitos arenosos de las playas del litoral de la región de Cabo Peñas (Asturias): sedimentología y dinámica"*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

Flor, G. (1981): "Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó". *Trabajos de Geología*, 11, Univ. Oviedo, 61-71.

Flor, G. (1983): "Las formaciones dunares eólicas del litoral asturiano." *Ástura*, 1, 9-19.

Flor, G. (1986): "Sedimentología de una duna lingüiforme en la playa de Xagó (Asturias)". *Actas. IX Congreso Nacional de Sedimentología,* I, 317-328. Salamanca.

Flor, G. (1995): "Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés". Comunicaciones. Reunión Monográfica sobre: *El cambio de la costa: los sistemas de rías*, 15-18. Universidad de Vigo.

Flor, G. (2004a): "Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico". En: R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti, eds. Procesos geomorfológicos y evolución costera. *Actas. II Reunión de Geomorfología Litoral*, 167-181. Santiago.

Flor, G. (2004b): "Dunas costeras". In: *Geología Marina*, 17, 355-384. Servitec. Oviedo.

Flor, G., Martínez Cedrún, P. and Flor Blanco, G. (2011): "Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco". *Las dunas en España*. E. Sanjaume y F.J. Gracia eds. Sociedad Española de Geomorfología, 127-159.

Flor-Blanco, G., Flor, G. y Pando, L. (in litt.): "Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions". *Geo-Marine Letters*, DOI: 10.1007/s00367-012-0301-3.

García-Novo, F., Ramírez, L. Y Torres, A. (1975): "El sistema de Dunas de Doñana". *Naturalia Hispanica*, 5. 56 pp.

Girardi, J.D. (2005): "*A GPR and mapping study of the evolution of an active parabolic dune system, Napeage New York"*. B.S. Honors Thesis. Dept. of Geosciences. Stony Brook University. U.S.A. 74 pp.

Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Rodríguez, I., Sánchez, M.J. y Montoya, I. (2009): "The internal structure of modern barchan dunes of the Ebro River Delta (Spain) from ground penetrating radar". *Journal of Applied Geophysics*, 68, 159-170.

González-Villanueva, R., Costas, S., Duarte, H., Pérez-Arlucea, M. y Alejo, I. (2011): "Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records". *Journal of Coastal Research*, SI, 64, 278-282.

González-Villanueva, R., Costas, S., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I. y Rial, F. (2011): "Evolución del sector dunar sur del complejo de Corrubedo". *Geogaceta*, 50-2, 177-180.

Hesp, P.A. (2002): "Foredune and blowout: initiation, geomorphology and dynamics". *Geomorphology*, 48, 245-268.

Hugenholtz, C.H., Moorman, B.J. y Wolfe, S.A. (2007): "Ground penetraing radar (GPR) imaging of the internal structure of an active parabolic sand dune". *Geological Society of America, Special Papers*, 432, 35-45.

Hunter, R. E. (1977): "Basic types of stratification in small aeolian dunes". *Sedimentology*, 24, 361–387.

Lancaster, N. (1995): "*Geomorphology of desert dunes"*. Routledge, New York. 247 pp.

Leatherman, S.P. (1987): "Coastal geomorphological applications of ground penetrating radar". *Journal of Coastal Research*, 3, 397-399.

Lund, E.H. (1973): "Oregon coastal dunes between Coos Bay and Sea Lio Point". *The Ore Bin*, 35, 5, 73-92.

Mary, G. (1983): "Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno". *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 3-35.

Mitchum, R.M. Jr. (1977): "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 11: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy". In: C.E, Payton., ed. Seismic Stratigraphy. *Amer. Assoc. Petrol Geol. Mem*., 26, 53-62.

Neal, A. (2004): "Ground-penetraing and its use in sedimentology: principles, problems and progress". *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.

Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Weber, O. y Jounneau, J.M. (2001): "Cambios paleogeoográficos durante El Holoceno en las marismas de Forua, Reserva de La Biosfera de Urdaibai". *Geogaceta*, 30, 191-194.

Pye, K. (2009): "Internal sedimentary structures of aeolian sand deposits". In: K. Pye y Tsoar, H. eds. *Aeolian sand and sand dunes*, 255-292. Springer-Verlag..

Rodríguez Santalla, I., Sánchez García, Mª J., Montoya Montes, I., Gómez Ortiz, D., Martín Crespo, T. y Serra Raventós, J. (2009): "Internal structure of the aeolian sand dunes of El Fangar spit, Ebro Delta (Tarragona, Spain)". *Geomorphology* 104, 238-252.

Rubin, D.M. (1987): "Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents". *Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM*, 1, 187 pp.

Ruz, M-H. y Allard, M. (1995): "Sedimentary structures of cold-climate coastal dunes, Eastern Hudson Bay, Canada". *Sedimentology*, 42, 725-734.

Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R, and Lucius, J.E. (1993): "Internal structure of an aeolian dune using ground-penetraing radar. Aeolian sediments, ancient and modern". *I.A.S. Spec. Pub.*, 16, 61-69.

Suárez, I. y Sánchez de la Torre, S. (1983): "Evolución sedimentaria del sistema playa-duna de Xagó (Asturias)". *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 113-128.

Tanner, W.F. (1995): "Origin of beach ridges and swales". *Marine Geology*, 129, 149-161.

Truman, C.C., Perkins, H.F., asmussen, L.E. and Allison, H.D. (1988): "Some applications of ground-penetrating radar in the southern coastal plains regions of Georgia". *The Georgia Agricultural Experimet Stations, College of Agriculture, The University of Georgia*, 27.

Ulriksen, C.P.F. (1982): "Application of impulse radar to civil engineering" [Ph. D. Thesis]: Lund, Sweden: Lund University of Technology. (replublished by *Geophysical Survey Systems Inc.*, Hudson, New Hampshire), 175.

Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.J., du, Kuchly, J., Mediavilla, F. y Trifilieff, V. (1987): "La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris". *Bull. Soc. Geol. France*, 8, III, 1301-1321.

Vallejo, I. (2007): "*Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución reciente del sistema de dunas activas de P.N. de Doñana (1956-2011)"*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geografía. Universidad de Sevilla. 468 pp.

Prospección geofísica multisistema en el yacimiento arqueológico de Irulegi (Lakidain, Nafarroa)

Multi-system geophysical survey at the archaeological site of Irulegi, Navarre

Ekhine García[(1)], Roger Sala[(1)], Robert Tamba[(1)], Javier Buces[(2)]
[(1)]SOT Prospecció Arqueològica. Emeterio Escudero 76b, 08198, Sant Cugat del vallès, info@sotprospection.com
[(2)]Aranzadi Zientzia Elkartea, Zorroaga Gaina z/g, Donostia,

SUMMARY

The archaeological site of Irulegi is located in the mountain range of Aranguren (Lakidain, Navarre). Enjoying a strategic location the summit was occupied at least in pre-roman and medieval periods. The medieval castle is currently in process of excavation and restoration by a team from the Society of Science Aranzadi. Previous surveys conducted by another team of the same Society confirmed the existence of a protohistoric village. The well preserved constructive remains were estimated to be dated of the I and II BC. A geophysical survey was conducted in order to provide information about the location and nature of archaeological remains and to plan future interventions. The methodology was based on a combination of different geophysical systems designed to optimize the available time and resources. An initial survey with a magnetic gradiometer provided in a short time an overview of the entire area of investigation. The results were then used to define areas of main interest that were surveyed using the electrical resistivity system. Cross interpretation allowed to define two areas with similar constructive morphologies but with the presence of combustion in only one of them. Once again, the multisystem strategy proved to be crucial to optimize resources and to complete interpretations with geophysical results archaeologically relevants.

1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Irulegi está situado sobre la cima del mismo nombre en la sierra de Aranguren, en las localidades de Lakidain e Ilundain en el valle de Aranguren, y Lerruz e Idoate en el de Lizoain.

El yacimiento se encuentra a una altura de 893m dominando uno de los pasos naturales a los pirineos desde el sur, y con buena visibilidad hacia la cuenca de Pamplona y otros puntos elevados de la zona (fig. 1). La cima tiene un fuerte escarpe rocoso en su parte norte y laderas pronunciadas en sus otras vertientes lo que facilita la defensa (Sagredo 2006).

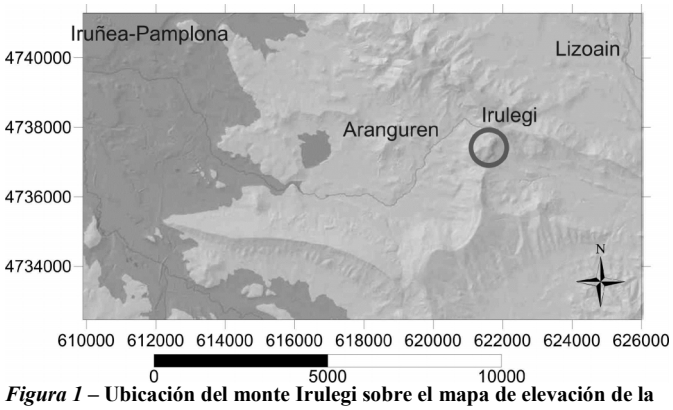

Figura 1 **– Ubicación del monte Irulegi sobre el mapa de elevación de la zona.** ***(Location of the Irulegi mountain on a regional elevation map).***

Probablemente debido a esta ubicación estratégica en la cima se han establecido por lo menos asentamientos en cronologías de la edad de Hierro y época medieval (Buces 2009, 2010, 2011).

Las primeras menciones directas al castillo de Irulegi que se conocen datan del S. XIII, aunque probablemente ya existía alguna fortificación desde el siglo X. La fortaleza se mantiene hasta el siglo XV cuando se derriba por orden de los reyes de Navarra en el contexto de las guerras de bandos (Matirena Ruiz 1980).

En el año 2007 se comienza un proceso de excavación y consolidación de la mano de un equipo de la Sociedad de Ciencias Aranzadi y financiado por el Ayuntamiento de Aranguren. Los trabajos se han llevado a cabo con la colaboración de jóvenes voluntarios en un formato de Campos de Trabajo con una duración de dos semanas anuales. Durante los dos primeros años (2007 y 2008), bajo la dirección de Maider Carrere, los trabajos se centraron en la delimitación del perímetro exterior del recinto superior del castillo, del que tan sólo se intuía un esquinal de la torre principal. Asimismo se definen tres áreas (figura 3), el área 1 conteniendo los aterrazamientos del recinto estructural, el área 2 correspondiente a los extramuros de la primera línea de muralla, y el área 3 como el territorio circundante al castillo. Además, se llevaron a cabo una serie de sondeos arqueológicos en la ladera de la montaña confirmando la existencia de un poblado protohistórico con restos de estructuras bien conservadas. La datación de los restos se estimó en los siglos I y II AC a partir de las piezas cerámicas recuperadas (Carrere 2007,2008).

A partir del año 2009, bajo la dirección de Javier Buces, se complementaron actividades de consolidación y excavación en el interior del perímetro del castillo. Estos trabajos han permitido hallar una serie de dependencias de gran interés, tales como el aljibe o la capilla, que destacan por su buen estado de conservación. Asimismo se ha recuperado numeroso material arqueológico relacionado con la ocupación medieval, y algunas piezas de época romana en niveles de relleno (Buces 2009, 2010, 2011).

En este contexto se plantea la realización de una prospección geofísica que aporte luz sobre el tipo de estructuras arqueológicas que se alojan en la ladera de la cima, en lo que sería el área circundante del castillo. El objetivo de la prospección geofísica es detectar y describir los restos arqueológicos relacionados principalmente con la ocupación de la Edad del Hierro. De esta forma se pretendía obtener información que sirviera para planificar futuras intervenciones arqueológicas en este sector del yacimiento.

2. METODOLOGÍA

Para optimizar recursos se optó por una exploración geofísica multisistema (Sala et al. 2012). La prospección geomagnética de toda el área de investigación (7250m^2) proporcionó en poco tiempo una visión global del yacimiento. Sobre el mapa magnético se designaron zonas de mayor interés para aplicar sistemas complementarios que facilitaran la interpretación arqueológica de las anomalías detectadas. La prospección magnética se realizó con un gradiómetro Bartington Grad 601-dual equipado con dos sensores fluxgate de 1m con una densidad de lectura de 0.5m entre líneas y 0.25m en la dirección de lectura. La malla de prospección se generó respetando la dirección de la pendiente para poder realizar los perfiles contra el desnivel, de forma que los dos sensores estuvieran a la misma distancia del suelo (English Heritage 2008).

Como sistema complementario se utilizó en primera instancia un sistema de georadar SIR-3000 equipado con antenas de 270MHz y 400MHz. Las dos zonas estudiadas (2100m^2 en total) se cubrieron mediante perfiles separados de 40cm con el objetivo de aplicar la técnica de *time-slicing* y así visualizar los resultados en planta (Goodman et al., 1995). Desgraciadamente, el alto grado de humedad del terreno y la existencia de una capa espesa de vegetación cortada en la superficie comprometió la calidad de la señal y los resultados fueron descartados.

Finalmente se realizó una prospección eléctrica en una extensión sobre un área de 1700m^2 utilizando el sistema Geoscan Research RM-15. Se empleó una geometría polo-polo con una separación entre eléctrodos móviles de 0.5m y 1m, generando dos mapas del subsuelo (Clark, 1996). La resolución aplicada fue de 0.5mX0.5m y 1mX0.5 respectivamente.

Tabla 1* – Sistemas aplicados *(Applied systems)

Prospección Magnética	Prospección Georadar	Prospección Geoeléctrica
7250m^2	2100m^2	1700m^2
Gradiómetro Bartintong G-601	Equipo GSSI SIR-3000	RM15 con multiplexer (Geoscan Research)
2 Sensores Fluxgate de 1m	Frecuencias centrales: 270MHZ y 400MHZ	Configuración Polo-polo con eléctrodos móviles separados de 0.5m y 1m
Resolución espacial: 0.5mX0.25m	Resolución espacial: 0.025mX0.4m	Resolución espacial: 0.5mX0.5m y 1mX0.5m
Sensibilidad 0.1nt/m	Resolución lectura: 16 bits	Modo lectura: 0.5s por lectura
Rango: 100nt/m (reajuste automático hasta 3000nt/m)	Ventana de tiempo: 70ns y 50ns	Intensidad: 1mA Factor de Ganancia: 1

3. PROCESO DE DATOS

Los datos magnéticos y eléctricos se procesaron mediante el software *Geoplot 3* (*Geoscan Research*), y se utilizó el software *Surfer 9* (*Golden Software*) para generar los mapas finales.

La secuencia utilizada para el proceso de los datos magnéticos empezó con una rutina para eliminar picos (*Despike*). De esta forma se reducen los efectos de los picos aislados en las siguientes fases del proceso. A continuación se aplicó la rutina *Zero Mean Line* para homogeneizar el valor medio en cada línea de lectura y reducir el efecto de bandas que aparece en los datos brutos que en este caso no era muy pronunciado. Se realizó la misma operación en las mallas de lectura (*Zero Mean Grid*) para reducir el efecto de mosaico producido por haber tomado los datos en momentos diferentes. A continuación se aplicó un filtro *Low-pass* para eliminar la alta frecuencia a pequeña escala espacial (es decir, para suavizar los datos) y finalmente una interpolación para obtener un píxel cuadrado de 0.25m (Aspinall et al. 2008). Como paso final, los datos tratados fueron importados a *Surfer 9* para producir los mapas que se presentan aquí.

Análogamente la secuencia utilizada para el proceso de los datos de resistividad empezó con la eliminación de picos, en este caso generados principalmente por el mal contacto de los eléctrodos en algunos puntos. A continuación se aplicó un filtro *high-pass* para eliminar la tendencia de los datos y obtener un contraste más homogéneo. Finalmente se aplicó una interpolación obteniendo un píxel cuadrado de 0.25m y de 0.5m respectivamente para las separaciones de 0.5m y 1m entre los eléctrodos móviles. Aunque para el primer caso ya se partía de un píxel cuadrado (de 0.5m) se optó por la interpolación por considerar que un píxel más fino facilitaba la interpretación de estructuras. Una vez más los datos tratados fueron importados en *Surfer 9* para producir los mapas que se presentan aquí.

9. RESULTADOS

En la figura 2 se presenta el mapa de gradiente magnético obtenido tras el proceso de datos. En él se pueden apreciar numerosas anomalías atribuibles a acciones antrópicas y que ocupan prácticamente toda el área estudiada.



Figura 2* – Mapa de gradiente magnético (± 3nT/m) sobre imagen aérea. *(Magnetic gradient map (± 3nT/m) on aerial photography).

Llama la atención la anomalía perimetral con una mayor traza magnética que el entorno, denominada A1 (figuras 2 y 3). Aunque la señal detectada no es homogénea en toda esta anomalía, la forma proporciona una unidad. Esta anomalía se interpreta con una estructura de división del espacio como podría ser un foso o un aterrazamiento amortizado. En el sector superior de esta delimitación la señal magnética es menos convulsa y se detectan menos anomalías. Esto podría indicar una ausencia de estructuras pero también una modificación de la topografía original que, o bien haya arrasado las estructuras existentes, o bien se hayan quedado a una mayor profundidad, impidiendo ser detectadas mediante el gradiómetro.

La anomalía A2, presenta también una traza magnética ligeramente superior que el entorno, y atraviesa la zona de exploración desde la zona baja de la ladera hacia la cima. Esta anomalía, que no coincide con el camino actual, se identifica como un posible acceso a la cima. Nótese que se detecta a ambos lados de la anomalía perimetral mencionada anteriormente.

En la figura 3 se representan las dos anomalías mencionadas en relación con las áreas perimetrales del castillo delimitadas durante los trabajos de excavación.

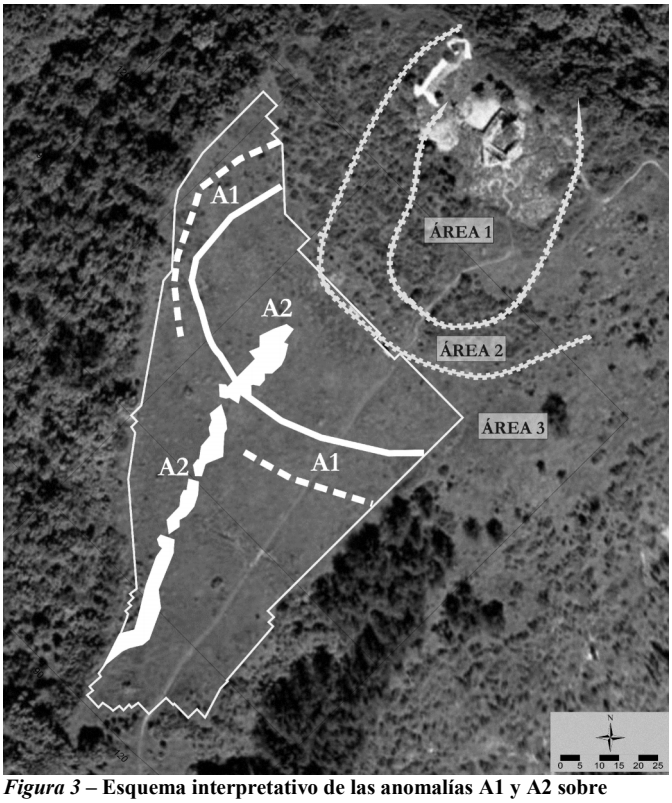

Figura 3* – Esquema interpretativo de las anomalías A1 y A2 sobre imagen aérea del yacimiento, donde se distingue el camino de acceso actual. Se muestra también la delimitación de áreas perimetrales del castillo. *(Interpreted magnetic anomalies A1 and A2 over the aerial photography of the site. Perimetral areas of the castle are also shown).

Por otra parte, el mapa de gradiente magnético muestra numerosas anomalías de alta intensidad atribuidas a zonas termoalteradas. Entre ellas destaca el conjunto (A3) detectado en el extremo sur-este de la zona explorada, en la zona más llana, cuyos valores se sitúan entre -14nT/m y 82nT/m. Este conjunto abarca un área aproximada de 220m^2 y presenta varios núcleos atribuidos a procesos de combustión, junto con anomalías lineales de contraste negativo atribuidas a estructuras murarias (figura 4).

Dicho conjunto está adosado a la anomalía A2 identificada como un posible acceso. Asimismo, la orientación coincide también con la retícula detectada en el sector Este (anomalía A5, figuras 2 y 7), aunque en este último no se detectan signos evidentes de combustión. De esta manera este conjunto podría formar parte de una estructura de urbanización más compleja. El hecho de que en el sector Oeste se detecten varios núcleos de combustión y la comparación de la morfología de los mismos con la bibliografía sugieren que podría tratarse de una zona incendiada.

También presenta un contraste elevado la anomalía A4, con valores mínimo y máximo de -14nT/m y 75nT/m respectivamente, que se detecta aislada en la parte alta del área explorada, en contacto con el posible acceso A2. Como se puede observar en la figura 5 presenta una morfología rectangular bien definida de dimensiones aproximadas de 3.5mX1.5m, con un posible acceso desde el Sur. La zona termoalterada se encuentra localizada en el extremo Norte de la anomalía como se puede observar mediante las isolíneas de gradiente magnético. La geometría bien definida y la localización de la zona termoalterada sugieren descartar que se trate de un edificio incendiado, y parece más probable que la combustión esté relacionada con un hogar.

Tal y como se ha mencionado anteriormente en el sector Este definido por la anomalía A2 se detecta una retícula generada por anomalías de contraste negativo (A5). Dicha retícula no es regular sino que define espacios de diversos tamaños, con líneas separadas a veces de 2m y otros de hasta 8m. En estas anomalías el valor del contraste magnético es relativamente bajo (alrededor de -2nT/m en los tramos mejor definidos y de hasta -0.5nT/m en otros), por lo que no se puede descartar la existencia de divisiones internas que no se hayan podido detectar.

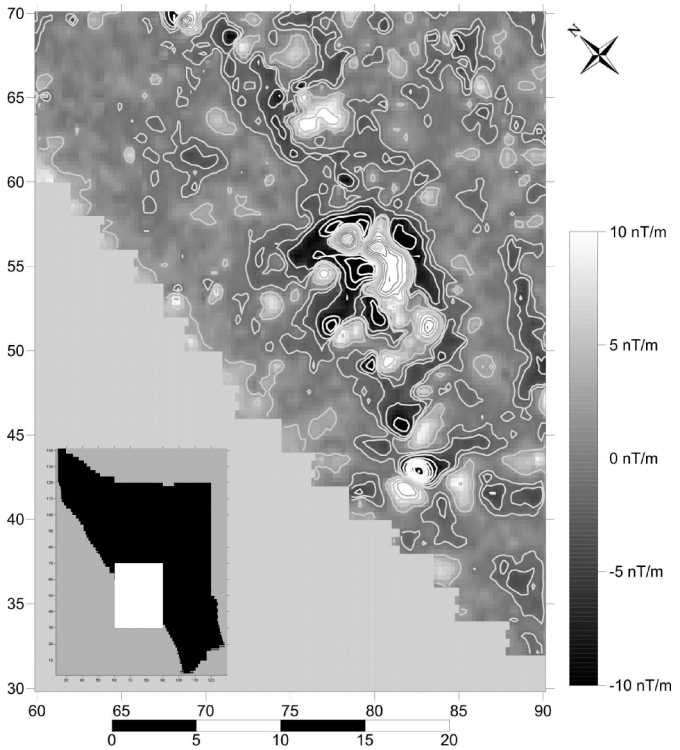

Figura 4* – Detalle del conjunto de anomalías A3 (±10nT/m) con isolíneas. *(Detailed view of the group of anomalies A3 (±10nT/m) with contour lines).

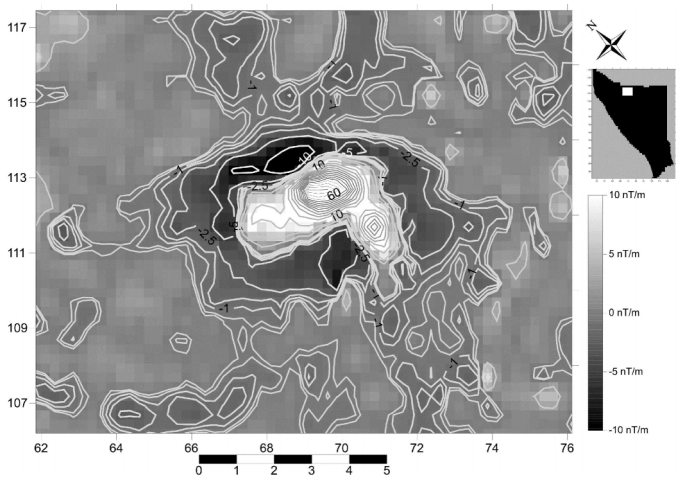

Figura 5* – Detalle de la anomalía A4 (± 10nT/m) con isolíneas. El valor de algunas de las isolíneas se muestra en unidades de nT/m. *(Detailed view of the anomaly A4 (±10nT/m) with contour lines)

Además de las ya mencionadas se detectan otras anomalías lineales, especialmente en el extremo noroeste de la anomalía perimetral A1. La orientación de éstas es coherente con la de la retícula A5, pero como entre un grupo y otro hay unos 20m de distancia en la que no se detectan estructuras, resulta difícil establecer la relación entre ellas. Una vez más el contraste no es muy pronunciado, sino del orden de -1.5nT/m en el mejor de los casos. Como se puede ver en el detalle de la figura 6, en este grupo se detectan algunas anomalías lineales bien definidas cuyo contraste es positivo (del orden de 4nT/m). Por las dimensiones, con un máximo de 1.2m de ancho, resulta poco probable que se trate de espacios de habitación. Podría tratarse de alguna estructura en negativo rellena con material superficial.

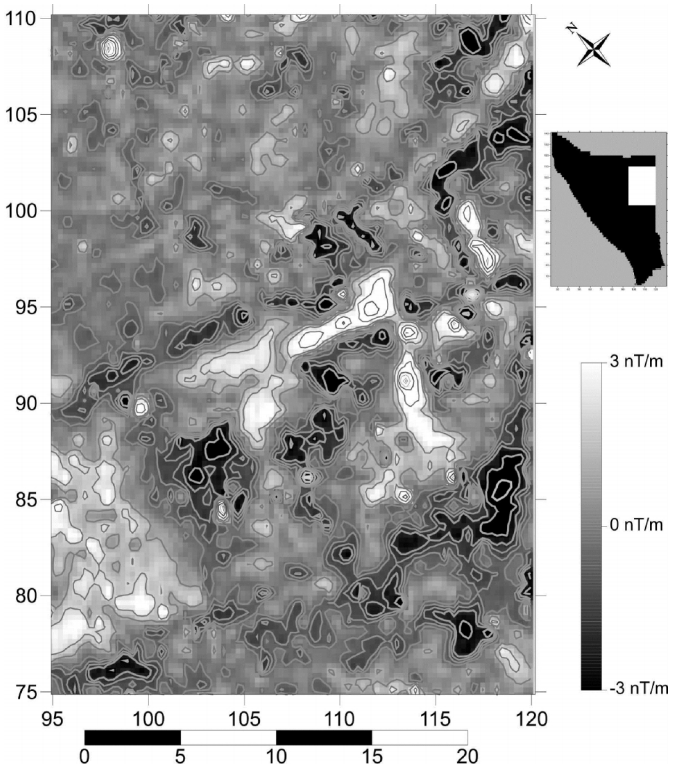

Figura 6* – Detalle del conjunto de anomalías A6 (± 3nT/m) con isolíneas donde se observan las anomalías lineales de contraste positivo (*Detailed view of the group of anomalies A6 (±3T/m) with contour lines)

Como se ha mencionado en el apartado de metodología, con los resultados magnéticos sobre la mesa se seleccionaron las zonas donde aplicar otros sensores geofísicos.

Para la prospección georadar se establecieron dos zonas distintas con el objetivo de esclarecer el origen de algunas de las anomalías detectadas por el gradiómetro. Se estableció una banda en la zona más elevada para intentar obtener una imagen tridimensional de la estructura perimetral A1, e intentar esclarecer si podía ser un foso o un aterrazamiento. La segunda zona se estableció entre el grupo A6 y la retícula A5, cubriendo parte de ambas, para intentar esclarecer si habría alguna estructura en la zona donde la prospección magnética no había detectado ninguna. En ambas zonas la calidad de los datos obtenidos resultó pobre debido principalmente al grado de humedad de suelo y a la existencia de una capa vegetal espesa que dificultaba en correcto contacto de la antena con el suelo. Los resultados tuvieron que ser finalmente descartados.

Para la realización de la prospección eléctrica se seleccionó la zona central de la ladera, coincidiendo con la zona más llana y abarcando el área ocupada por la retícula A5. Gracias a los resultados de la cata realizada en esta zona en el año 2007 se conocía que las estructuras se encontraban a poca profundidad, por lo que se estableció una separación de 0.5m entre eléctrodos para el nivel principal, y de 1m para obtener información complementaria.

En la figura 8 se muestra el mapa de resistencia para el nivel principal (0.5m de separación). En él se distinguen claramente las anomalías resistivas provocadas por los muros de la retícula ya conocida, aunque en algunos casos las divisiones internas no se definen con claridad. Esto puede deberse a que el material empleado para la construcción es diferente y con una resistividad menos contrastada, o bien a que las paredes son más finas generando una anomalía más tenue.

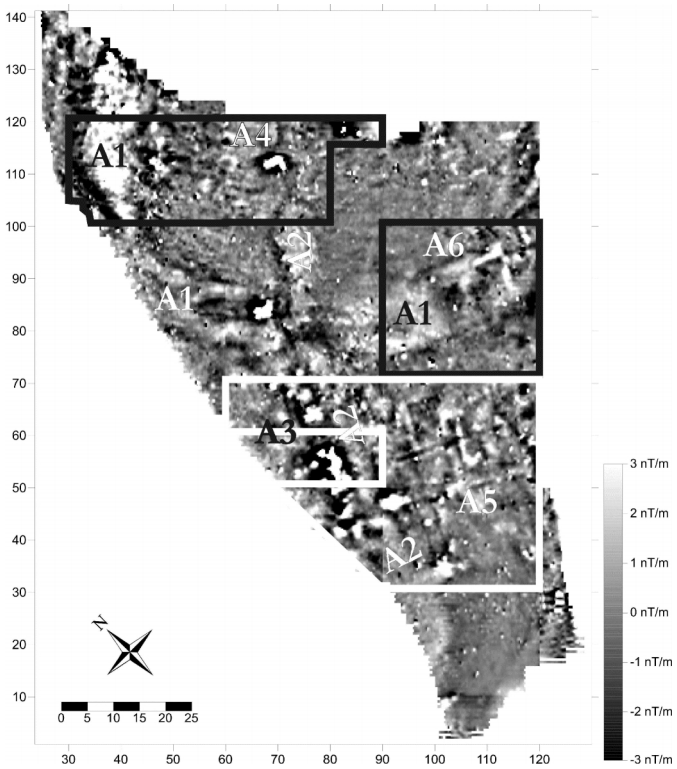

Figura 7* – Ubicación sobre el mapa magnético de las zonas seleccionadas para la prospección georadar (resaltadas en negro) y la prospección eléctrica (resaltadas en blanco) *(Location of the selected areas for GPR prospection (black) and for electrical prospection (white) over the magnetic gradient map)

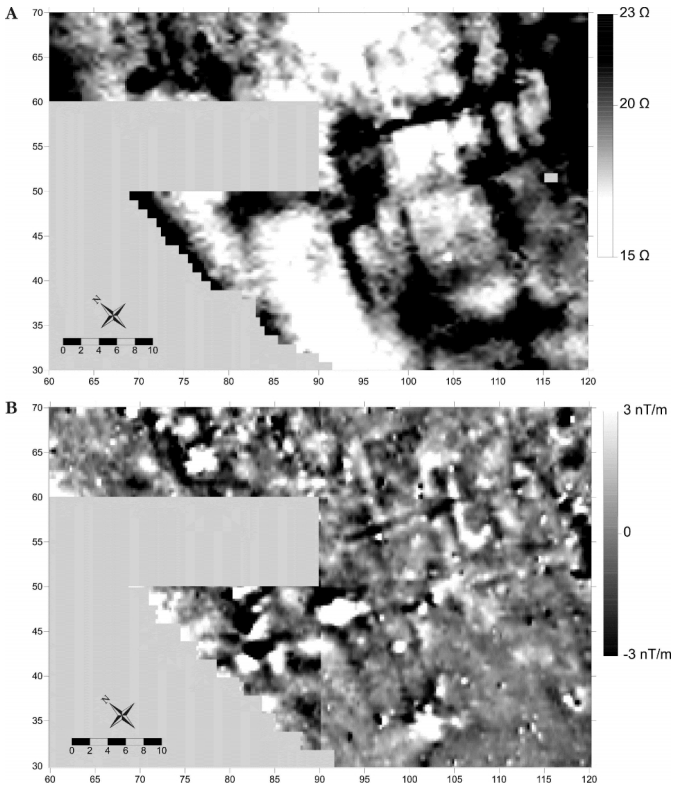

Figura 8* – A, mapa de resistencia (15-23 Ω) obtenido con una geometría polo-polo y una separación de 0.5m entre eléctrodos móviles. B, detalle del mapa de gradiente magnético (± 3nT/m) correspondiente a la misma área. *(A, Resistance map (15-23 Ω) obtained on twin mode, with 0.5m of separation. B, detail of the magnetic map (± 3nT/m) corresponding to the same area)

Por otra parte se detectan zonas resistivas sin una morfología clara que podrían corresponder a zonas con derrumbes o a zonas de acumulación de cenizas. Comparando con el mapa de gradiente magnético, se puede ver cómo algunas de estas áreas coinciden zonas de combustión y otras con zonas de alteración magnética sin una morfología clara, lo que apunta a una zona con derribo.

El mapa obtenido con una separación entre eléctrodos móviles de 1m es muy similar y no aporta información sobre nuevas estructuras. Esto sugiere que aunque las estructuras son superficiales la potencia vertical que tienen es importante.

4. CONCLUSIONES

Desde el punto de vista metodológico, como resultado de la aplicación de tres sistemas diferentes de prospección geofísica se ha podido determinar la viabilidad de estos sistemas para aportar información arqueológica en el yacimiento de Irulegi.

Así, la prospección magnética se ha revelado como una herramienta adecuada para obtener una imagen general del área de investigación. Aunque los elementos constructivos presentan un contraste limitado y los resultados son poco definitorios en algunos puntos, en otros la prospección magnética ha sido crucial para detectar procesos de combustión y demarcar zonas probablemente incendiadas.

En cambio, la prospección georadar no ha proporcionado resultados satisfactorios. La capa de vegetación y principalmente el hecho de que hubiera llovido durante la campaña de prospección han intervenido en contra de lo que serían unas condiciones adecuadas para la aplicación de este sistema. De todas formas, un perfil de prueba adquirido sobre el camino actual, libre de vegetación y sensiblemente menos húmedo, ha mostrado una señal con una calidad notablemente superior. De esta forma no se descarta que en condiciones de menor humedad este sistema pueda proporcionar resultados más interesantes. Debido a la pendiente existente sobre todo en la zona más elevada, resulta imprescindible la aplicación de rutinas de proceso que corrijan el efecto de la misma para poder obtener una geometría correcta (Goodman et al. 2006).

La prospección eléctrica ha proporcionado resultados con buena definición en la zona más baja y han permitido describir con mayor precisión las formas de las estructuras constructivas ya detectadas en magnético. De esta forma se revela como el sistema más adecuado para describir el trazado urbano del asentamiento, aunque algunas de las divisiones internas no se han podido detectar con suficiente nitidez.

Desde el punto de vista arqueológico los resultados son muy interesantes ya que aportan luz sobre aspectos desconocidos hasta el momento.

La vista general ha permitido deducir que la ocupación del yacimiento no es homogénea, sino que hay zonas con mayor acumulación de restos y zonas con menor densidad de restos.

Por una parte la anomalía perimetral A1 divide el área de exploración en dos zonas. En la parte alta la densidad de anomalías detectadas es muy inferior al resto del área. Aunque esto podría indicar una menor afectación de esta zona, también puede ser debido a cambios en la topografía original. Las estructuras podrían haber sido arrasadas o bien enterradas a mayor profundidad impidiendo que sean detectadas por el gradiómetro magnético.

En la parte baja de la división se detectan la mayor parte de las anomalías claramente atribuidas a estructuras constructivas. Además encontramos el posible acceso A2 que separa el sector Oeste, con signos evidentes de combustión, del sector Este, donde se detecta una retícula de habitaciones (A5) pero donde no se detectan combustiones. Los muros hallados en la cata realizada en 2007 han sido detectados con ambos sistemas geofísicos, coincidiendo con el extremo nordeste de esta retícula. De esta forma y a falta de verificación arqueológica, la hipótesis es que toda esta retícula forma parte de un conjunto de habitaciones del asentamiento de la edad de Hierro. Resulta especialmente interesante la concentración de zonas termoalteradas en el sector Oeste, que podrían estar vinculados a incendios o bien a algún tipo de actividades relacionadas con fuego (Garcia et al., 2010).

5. REFERENCIAS

Aspinall, A., C. Gaffney , A. Schmidt (2008). “Magnetometry for Archaeologists”. Lanham. AltaMira Press.

Buces, J. (2009). “Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi”. Campaña 2009. Inédita

Buces, J. (2010). “Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi”. Campaña 2010. Inédita

Buces, J. (2011). “Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi”. Campaña 2011. Inédita

Carrere, M (2007). “Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi”. Campaña 2007. Inédita

Carrere, M (2008). “Memoria de la intervención arqueológica realizada en el castillo de Irulegi”. Campaña 2008. Inédita

Clark A. (2006). “Seeing Beneath the Soil. Prospecting methods in archaeology” 2nd edn. reprinted”. Routledge.

English Heritage (2008). “Geophysical Survey in Archaeological Field Evaluation. 2nd Edition”. English Heritage

Garcia, E., C- Padrós, A. Pujol, R. Sala and R. Tamba (2010). “Resultats preliminars de la primera campanya d’excavació al jaciment de puig ciutat (Oristà, Osona)”. Ausa **XXIV** 166 pp. 685-714. Patronat d’Estudis Osonencs.

Goodman D, Y. Nishimura and J.D. Rogers (1995). “GPR time slices in archaeological prospection”. *Archaeological Prospection* **2,** 85-89.

Goodman D, Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi. (2006). “Correcting Topography and the Tilt of Ground-Penetrating Radar Antennae”. *Archaeological Prospection* **13**, 157-161.

Martinena Ruiz, J. J. (1980). “Navarra, castillos y palacios”. Salvat Ediciones.

Sagredo, I. (2006). “El castillo de Irulegi”. Ayuntamiento del Valle de Aranguren.

Sala, R. E. Garcia and R. Tamba (2012). Archaeological Geophysics - From Basics to New Perspectives. En OLLICH-CASTANYER I. (Ed), Archaeology., New Approaches in Theory and Techniques, InTech, Available from. http.//goo.gl/UOUe1

Interpretación integrada de la geofísica realizada en las lagunas de Estaña (Huesca)
Integrated interpretation of the geophysical works carried out at the Estaña lakes (Huesca Spain)

F. M. Rubio [(1)], J. L. Plata [(1)], C. Pérez-Bielsa [(2)], L. J. Lamban [(2)]
[(1)] Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid), fm.rubio@igme.es
[(2)] Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala 44, 50006, Zaragoza

SUMMARY
Within the project "Hydrogeological working of wetlands related to groundwater in the Ebro basin (2008-2010)" several geophysical surveys consisting of: 10 electrical profiles (EP), 18Magnetic Resonance Soundings (MRS), and natural gamma and resistivity logs in 5 wells have been made in the neighborhood of the lakes of Estaña. The objective of these works is to provide information for developing a hydrogeological model that allows to determine the relationship between groundwater and the lakes and to establish the hydrogeological limits in its surroundings. The electrical profiles have been used to study the continuity in depth of the materials mapped at the surface (silt and conglomerate from the Quaternary, clays and gypsum from the Triassic, and dolomite and limestone from the Muschelkak), as well as the contact between the Upper Cretaceous limestones (Syncline of Estopiñan) and the Triassic. MRS have been used to set the hydrogeological limits in the surroundings of the lakes, assessing the presence of water and its depth. A joint interpretation of all these data has been carried out, making the correlation between the boreholes and the MRS and EP data, as well as between the surface resistivity from EP and surface geology, obtaining a relation of correspondence between lithology and water content with resistivity. Using this relation resistivity sections have been interpreted in hydrogeological and lithological terms, and resistivity maps at different depths have been drawn showing the geological structures of the area. Subsequently, the geological situation of the volume investigated by each MRS has been identified, in order to determine the feasibility to their inversion using 1D models, concluding that it is possible for most of the sites. The presence of water is identified in fractured limestones from the Muschelkalk, that appears overlying the Triassic clays and gypsum, which would works as an impermeable base of the aquifer until more than 100 m of depth. Maps of the distribution of the aquifer at several depths have been drawn by correlation of resistivity and porosity deduced from MRS.

1. INTRODUCCIÓN

Las Lagunas de Estaña (Huesca) se sitúan en el prepirineo aragonés (noreste de España). Constituyen un conjunto de lagos naturales de origen karstico y con agua dulce de manera permanente. Se localizan dentro de una cuenca cerrada, donde las rocas dominantes son carbonatos y evaporitas, tectónicamente compleja y con escasa información del subsuelo (Perez-Bielsa et al, 2012), figura 1.

El objetivo de las campañas geofísicas es contribuir al desarrollo de un modelo hidrogeológico que permita determinar la relación entre el agua subterránea y las lagunas, y establecer límites hidrogeológicos en su entorno.

En particular, se trata de estudiar la continuidad en profundidad de los materiales cartografiados en la superficie (limos con cantos sueltos del cuaternario, arcillas y yesos Triásicos, y dolomías y calizas del Muschelkalk).

Un mayor desarrollo del trabajo de análisis efectuado en este Proyecto se encuentra en Plata y Rubio (2009) y Plata (2010).

2. CAMPAÑA GEOFÍSICAS

Se han llevado a cabo las siguientes campañas geofísicas:

Campaña de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), para verificar la existencia de agua alrededor de las lagunas. Se han medido un total de 18 SRM, distribuidos a lo largo de la zona, rodeando las lagunas y enlazándolas con las calizas cretácicas del sinclinal de Estopiñan. La situación final y el tamaño de las antenas de los SRM han estado condicionados por las características del terreno. El equipo empleado ha sido el NUMIS plus de la casa francesa IRIS. Las antenas dispuestas han sido normalmente cuadradas, variando en tamaño entre 50 y 150 m de lado; en algún caso se ha tenido que emplear antena en forma de ocho debido al ruido existente en alguna parte de la zona, aunque en general la relación señal/ruido obtenida ha sido excelente. Los SRM han sido interpretados empleando el software SAMOVAR v6.2 proporcionado por la casa IRIS. De todos los SRM solamente en dos no se ha obtenido una señal de resonancia, lo que indica la no existencia de agua o que se encuentra a una profundidad superior a la de investigación de los SRM (del orden de 150 m máximo), estos dos SRM se localizan al sureste de la zona de estudio junto al sinclinal de Estopiñan.

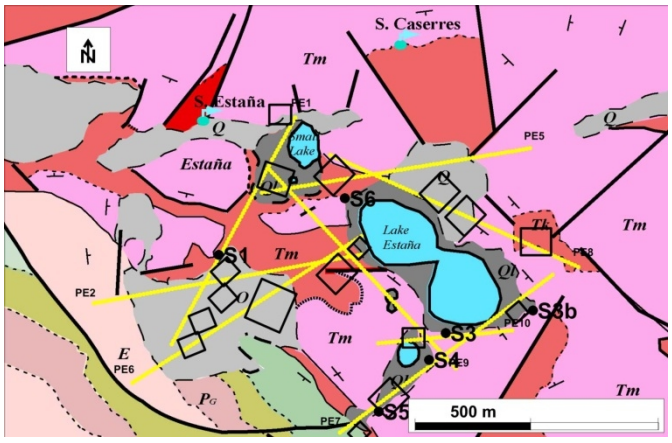

Figura 1 **– Geología de la Cuenca y posición de las campañas geofísicas (tomada de Perez-Bielsa et al, 2012).** ***(Geology and situation of geophysical Works)*** **Tk: evaporitas del Triasico. Tm: Calizas Triasico. E, C: calizas del Eoceno y Cretáciso**

Perfiles de resistividad para determinar la continuidad de las estructuras geológicas superficiales. Se han distribuido alrededor de las lagunas y conectando los SRM. Se han medido un total de 10 perfiles de resistividad con un equipo ABEM SAS 4000 empleando el sistema LUND. Todos los perfiles se han realizado con un espaciado entre electrodos de 15 m (solo uno se midió con 5 m) y alcanzando una longitud total de 1200 m. Se han empleado dos tipos de dispositivos: Wenner y Schlumberger, para poder comparar los resultados y de esta forma confirmar las interpretaciones obtenidas.

Los perfiles se han invertido empleando el programa RES2DINV v3.46b (Loke 1999), teniendo en cuenta la topografía.

Realización de sondeos mecánicos con recuperación de testigos, con un total de 180 m perforados. Se han efectuado 6 sondeos mecánicos para la obtención de datos de carácter hidrogeológico, así como para apoyo de la interpretación de la información geofísica. Una vez finalizada la perforación y acondicionamiento de los sondeos mecánicos, se llevó a cabo la testificación geofísica de 5 de ellos. Se empleo el instrumento RG Micrologger II (SN 4082), registrándose los parámetros:

-Radiación gamma natural GN en cps: indica el mayor o menor contenido en arcillas en sentido cualitativo.

- Resistividad de la formación R en ohm.m: Usada conjuntamente con la radiación gamma natural permite la identificación de los materiales carbonatados, así como diferenciar su contenido en agua (La sonda utilizada mide la conductividad de la formación Cf en mS/m, inverso de la resistividad).

- Conductividad del fluido C en mS/cm a la temperatura ambiente

- Temperatura del fluido T en ºC.

3. ANÁLISIS CONJUNTO DE LOS DATOS

Para efectuar el análisis conjunto de los datos geofísicos obtenidos hay que tener en cuenta que la testificación de un sondeo mecánico solo informa de las propiedades (resistividad y gamma natural) de las rocas de las paredes del sondeo en un radio de pocos cm y hasta la profundidad testificada. Los Sondeos de Resonancia Magnética integran la información del contenido en agua (porosidad eficaz) y permeabilidad de las rocas en un área de 75 a 225 m de radio entorno el punto central de la antena, y hasta una profundidad de 50 a 150 m (valores para antenas de 50 y 150 m de lado respectivamente). Los perfiles eléctricos proporcionan un valor de la resistividad de las rocas como resultado del paso de la corriente eléctrica por un volumen del subsuelo variable con la profundidad, según las dimensiones del dispositivo de electrodos de emisión y de medición; esto puede suponer la integración de la resistividad de un área de 25 a 600 m de radio entorno del punto central de atribución, para profundidades de 7 a 200 m; por lo tanto los valores asignados a un plano o sección vertical bajo los electrodos pueden estar afectados por rocas que realmente no se encuentran en dicho plano (efectos laterales). En casos de anisotropía en las estructuras geológicas, la dirección o rumbo del perfil también puede ser determinante en el valor de la resistividad.

El primer paso del análisis ha sido establecer la relación entre la resistividad calculada en las secciones geoeléctricas e interpolada a la posición de los sondeos mecánicos y la litología indicada por dichos sondeos De esta manera se ha obtenido un rango de resistividades para las diferentes formaciones existentes en la zona. Otra forma de encontrar esta relación es verificando los valores de la resistividad superficial de las secciones con la cartografía geológica, cuando existe garantía de que todos los electrodos están sobre el mismo tipo de terreno (figuras 2 y 3).

Una vez establecida la relación más probable entre la resistividad medida en los perfiles eléctricos y la litología, se ha tratado de deducir la morfología de las estructuras geológicas atravesadas por dichos perfiles. Del análisis e interpretación de las secciones se deduce que la distribución de la resistividad no está excesivamente apartada de un modelo 2D para la mayoría de los lugares medidos, lo que permite realizar una interpolación de la resistividad entre perfiles, habiéndose trazado mapas de distribución de la resistividad a diferentes profundidades (figura 3). Aunque existe alguna incertidumbre de la representatividad de dicha interpolación, los mapas permiten comparar los valores de resistividad con otros datos que no están medidos exactamente sobre los perfiles eléctricos, como mejor método que proyectar su posición sobre las secciones de resistividad. Así se ha hecho para los SRM y para los sondeos mecánicos. Estos mapas permiten además comprender mejor la evolución tridimensional de la geología de la zona.

El segundo paso ha sido analizar la correspondencia entre la resistividad y los parámetros determinados por los SRM. Se pretende ahora analizar la situación hidrogeológica a la luz de los mapas de resistividad a diversas profundidades. La amplitud máxima E0 de la señal SRM es mayor cuanto mayores sean las dimensiones de la antena utilizada (para la misma cantidad de agua y a la misma profundidad), pero la morfología de las curvas E0(q) que expresan su variación con el momento de emisión q (profundidad de exploración), solo depende de las condiciones hidrogeológicas del lugar de medición, conteniendo información de la profundidad y potencia de los acuíferos (Plata y Rubio, 2007). Sin embargo, en caso de que el modelo hidrogeológico no sea de capas horizontales (modelo 1D), las mediciones E(t), y en consecuencia la morfología de las curvas E0(q), serán diferentes, y por lo tanto ya no está garantizado que puedan interpretarse cualitativamente en el sentido anteriormente establecido: la geometría del acuífero no es directamente deducible. En función de los modelos geológicos deducidos por los perfiles eléctricos, las condiciones de la zona estudiada no parece que se aparten mucho de un modelo de capas horizontales (al menos consideradas a la escala de las mediciones SRM), salvo en las situaciones en que la antena se ha dispuesto sobre contactos casi verticalizados.

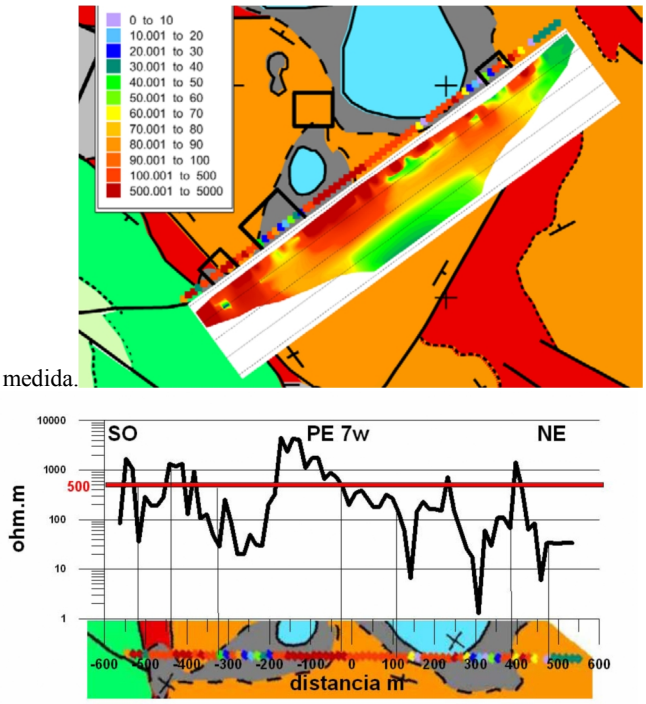

Figura 2. **Perfil eléctrico PE7. Parte superior: Posición del perfil sobre el mapa geológico con indicación de la resistividad superficial en Ohm.m (codificada en color según la leyenda), con yuxtaposición de la sección geoeléctrica (distribución de la resistividad hasta unos 200 m de profundidad). Parte inferior: perfil de resistividad superficial y su correspondencia con la posición geológica.** ***(Upper: profile position on the geological map indicating the surface resistivity in Ohm.m (color coded according to legend), with juxtaposition of the geoelectric section (resistivity distribution to about 200 m depth). Bottom: surface resistivity profile and its correspondence with the surface geology)***

En el análisis cualitativo de los SRM se ha establecido que la morfología de las curvas E0(q) podía ser utilizada para clasificar los lugares de medición desde un punto de vista hidrogeológico, aceptando un modelo bidimensional, estableciéndose la siguiente clasificación (Figura 4):

MRS tipo 1: curvas sin señal del agua.

MRS tipo 2: curvas que indican existencia de agua en profundidad, en poca cantidad y sin que se haya detectado bien ni su comienzo ni su final.

MRS tipo 3: existencia de un nivel potente de agua superficial, sin detección de su final

MRS tipo 4: existencia de un nivel potente de agua, más profundo que el tipo 3, sin detección de su final.
MRS tipo 5: existencia de agua superficial con detección de su final.
MRStipo 6: existencia de agua superficial sin clara detección de su final.

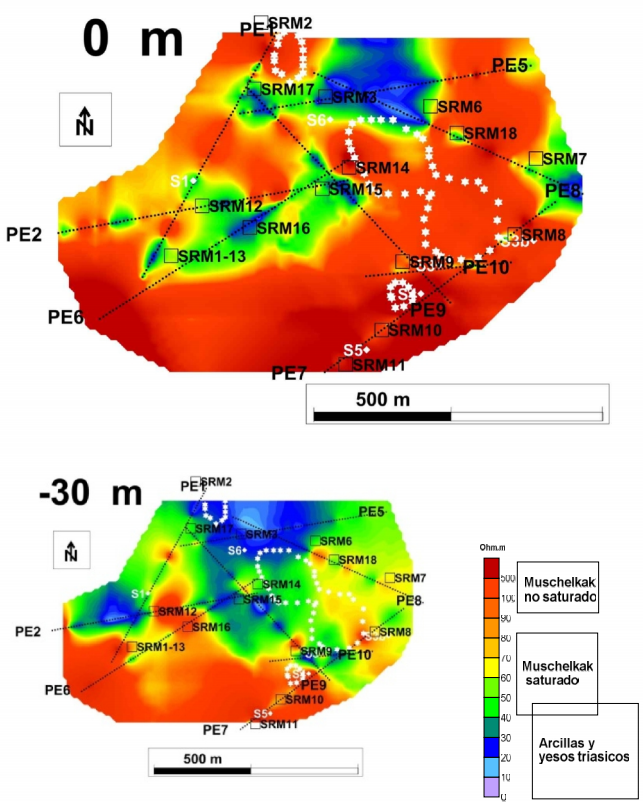

Figura 3 **Ejemplo de mapas de distribución de la resistividad a 0 y 30 m de profundidad. Se indica la posición de los perfiles, cuyos datos utilizados para la construcción del mapa quedan dentro del perímetro de la imagen. Las lagunas están representadas por los puntos blancos. Se indica también la posición de los SRM (cuadrados) y los sondeos mecánicos S (rombos). En la parte inferior se muestra la asignación de resistividad a los pisos geológicos obtenida en el estudio así cono el rango de colores asignado a la misma.** ***(Example of maps of distribution of the resistivity at 0 and 30 m depth. The position of electrical profiles used to construct the map are indicated. The Lakes are represented by blue dots. It also indicates the position of the MRS (squares) and boreholes S (diamonds). At bottom: the resistivity asignation to geological layers and the color code stablish.)***

La distribución geográfica de estos tipos se muestra en la Figura 4. A pesar de la complejidad geológica de la zona, puede observase cierta relación entre el tipo de curva y la litología donde está realizado el SRM.

La interpretación que puede hacerse de esta agrupación por su relación con la geología y posición de las lagunas es que el grupo 1 define el límite sur occidental de presencia de agua, junto al contacto con las calizas cretácicas. A este límite puede unirse el SRM E11, dada la poca fiabilidad de su inversión. El grupo 2 y 3 representan lugares con muy poca agua, están medidos directamente sobre las arcillas y yesos Triásicas, formando el E15 y E3 un pasillo de orientación Norte-Sur, que pasa entre las lagunas, donde la existencia de agua en los primeros 60 m es prácticamente nula. Los grupos 4, 5 y 6, pueden interpretarse como un aumento de la profundidad del tránsito de materiales de baja a alta permeabilidad a profundidades decrecientes con la distancia a las lagunas, excepto los E4 y E5 que suponen un caso aparte. En el caso de que el acuífero no presente una estructura tipo 1D, esta clasificación basada en el tiempo longitudinal T1 puede carecer de sentido, ya que los tiempos de decaimiento deducidos en la inversión no serán correctos.

Otra parte del análisis efectuado consiste en relacionar los valores de resistividad medidos en las secciones geoeléctricas con la información de los Sondeos de Resonancia Magnética, resumida en la clasificación de sus curvas de campo E0(q), (potencia y profundidad del acuífero), y en la clasificación del resultado de su inversión (distribución del contenido en agua con la profundidad e información sobre la permeabilidad). Para ello, los SRM se han posicionado sobre los mapas de resistividad utilizando las coordenadas del centro de la antena, incorporando a dichos mapas la clasificación del SRM según los grupos de E0(q) y de w(z)-T1(z) al que pertenezca. Para cada profundidad se ha evaluado el valor de resistividad representativo del área cubierta por la antena del SRM: se trata por lo tanto de valores discretos a las mismas profundidades para las que se han obtenido los mapas de resistividad. Esta técnica puede aportar algunas mejoras respecto de la proyección del SRM sobre la sección de resistividad. Para interpretar estos "pseudo-logs" de resistividad hay que tener siempre presente el diferente volumen del subsuelo involucrado en las mediciones SRM y PE, y que ambos métodos tienen la característica de proporcionar menos resolución con el aumento de la profundidad. Se ha comprobado que, para un mismo tipo de litología la disminución de la resistividad se corresponde en general con un aumento del tiempo de decaimiento T1 detectado en el SRM, lo que lleva aparejado un aumento de la permeabilidad. Aunque es evidente la diferencia de resistividad entre zonas no saturadas y saturadas, las variaciones en el contenido en agua en los SRM están menos reflejadas por la variación de la resistividad; este hecho unido a la baja porosidad indicada por los SRM puede interpretarse como una validación de la hipótesis de la existencia de fracturas o cavidades, como indica el alto valor obtenido del tiempo T1 y T2*. Las conclusiones derivadas de la clasificación de los SRM según el tipo de distribución w(z) y E0(q) que hemos establecido son confirmadas por la distribución de la resistividad.

4. GEOMETRÍA DEL ACUIFERO DEDUCIDA DE LOS SRM Y DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA RESISTIVIDAD

Una vez establecida la correspondencia entre la resistividad y la situación donde tanto los sondeos mecánicos como los SRM han detectado la presencia de agua, se puede establecer una clasificación en términos hidrogeológicos de la resistividad, como se indica en la Figura 5. La hipótesis finalmente establecida es que el agua está contenida en los materiales carbonatados y fracturados del Muschelkalk, no siendo evidente la existencia de cavidades, al menos de grandes dimensiones. Las arcillas y yesos del Triásico se consideran como un acuitardo, aunque en un origen puedan haber estado karstificados en sus tramos yesíferos

Con esta clasificación se han vuelto a trazar las secciones geoeléctricas, incluyendo los SRM que realmente se manifiestan en cada sección. Para obtener una visión del acuífero, se han trazado mapas a varias profundidades siguiendo el mismo criterio de clasificación de la resistividad (figura 5).

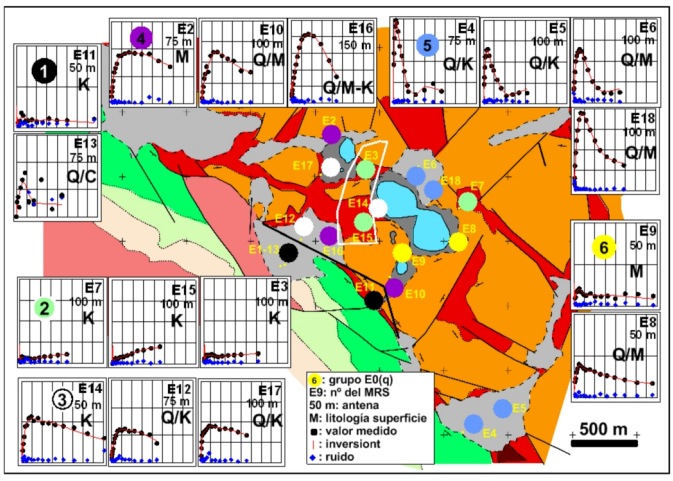

Figura 4. **Clasificación de SRM de acuerdo con la morfología de su curva $E_0(q)$ y posición de los diferentes grupos sobre la geología. (** ***Classification of SRM according to the morphology of the curve E0 (q) and position of different groups on the geology.)***

El borde sur de la zona estudiada, en el contacto con el sinclinal de Estopiñan, está ocupado por materiales carbonatados muy poco permeables, con una pequeña zona de mayor permeabilidad en el centro. Esta zona se ensancha con la profundidad, de tal forma que a 30 m de profundidad todo el contacto muestra un cierto grado de permeabilidad. A partir de los 60 m se detecta la existencia de un posible acuífero en contacto con el Cretácico.

El flanco oriental de la zona presenta un núcleo de rocas del Muschelkalk muy poco permeables (en la mitad oriental del PE8), enraizado hasta el orden de los 20-30 m; dicho núcleo está rodeado de rocas con la posibilidad de estar más fracturadas, que también desaparecen a los 30 m de profundidad, pasando a permeables.

El borde occidental presenta rocas que pueden ser permeables, y que a partir también de unos 30 m de profundidad son sustituidas por rocas más permeables, excepto en un sector (mitad sur del PE2), que son muy poco permeables y pertenecientes a las arcillas y yesos del Triásico.

El borde norte está constituido en su partea central por rocas muy poco permeables (arcillas y yesos Triásicos), bordeadas por rocas más permeables, que a los 14 m de profundidad pueden considerarse ya acuífero, sobre todo en el Este. Esta situación se mantiene en este flanco en toda la profundidad investigada, aunque posiblemente el acuífero desaparece a unos 100 m de profundidad.

La aparente compartimentación estanca de las rocas permeables que se observaba en los cortes, toma en su visión en planta un aspecto de mayor continuidad. Los arcillas y yesos Triásicos muy poco permeables van progresivamente invadiendo la zona, de tal forma que a partir de unos 40 m podría hablarse de un acuífero oriental y otro occidental, comunicados por un canal, situación que se mantiene hasta al menos los 100 m de profundidad, a partir de donde es posible que todo el basamento sea impermeable. Dicho basamento impermeable, presenta a partir de los 40 m una facies de menor resistividad (p.e. en el extremo norte del PE8), que va aumentando su cobertura con la profundidad al menos hasta los 90 m, a partir de cuando comienza de nuevo a disminuir su sección aparente, configurando una estructura en forma de domo.

5. CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo es proporcionar información geofísica para desarrollar un modelo hidrogeológico que permita determinar las relaciones entre el agua subterránea y las Lagunas de Estaña. Se pretende establecer límites hidrogeológicos en su entorno, y en particular, estudiar la continuidad en profundidad de los materiales cartografiados en la superficie, así como del contacto entre las calizas del Cretácico Superior (Sinclinal de Estopiñán) y las arcillas y yesos Triásicos.

A través de los diferentes métodos utilizados, estos objetivos han sido cubiertos mediante la obtención de una serie de documentos geofísicos, fruto de una metodología especialmente diseñada para tratar de extraer de los datos de campo toda la información que contienen en un contexto geológico complejo. La interpretación dada no pretende ser la definitiva, sino que tiene que ser utilizada por expertos en otras materias (geología e hidrogeología) para darles su expresión más adecuada. No obstante, en general se ha llegado a perfilar una visión del subsuelo que debe de parecerse bastante a la realidad, con las limitaciones siempre existentes en la interpretación geofísica.

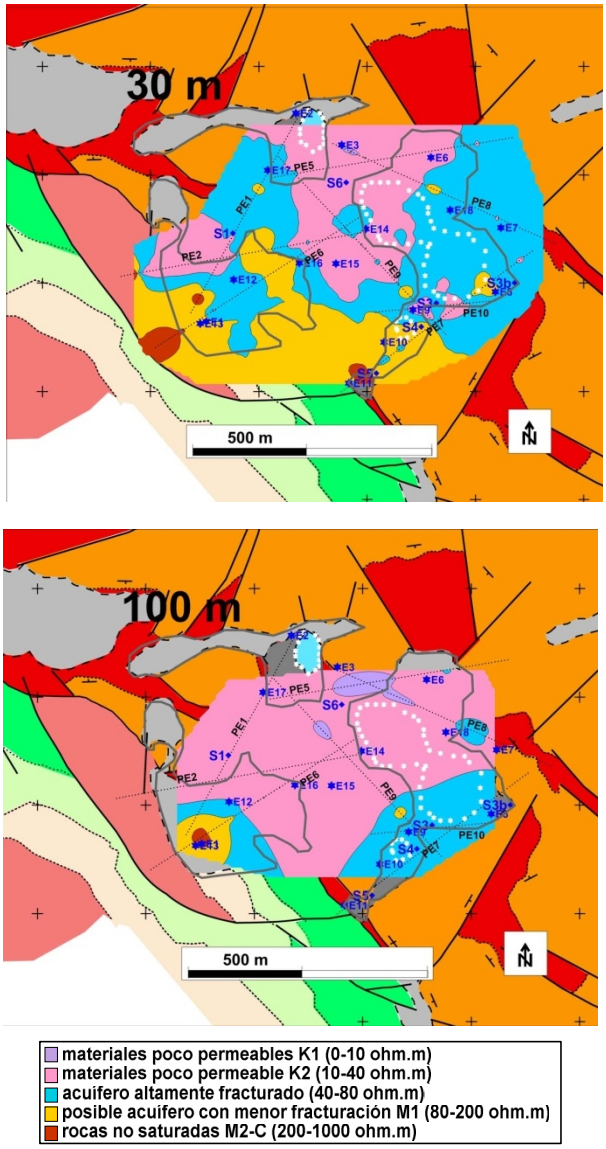

Figura 5 **Interpretación de la situación hidrogeológica a 30 y 100 m de profundidad, de acuerdo a la relación propuesta entre la resistividad, la litología y el contenido en agua, cuadro inferior. (*Interpretation of the hidraulic situation at 30 and 100 m depth, according to the relationship found among the resistivity, the lithology and the water content, bottom table.)***

REFERENCIAS

Loke MH (1999) "Time-lapse resistivity imaging inversion". In *Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society, European Section*, Em1, Budapest.

Pérez-Bielsa, C., Lambán J., Plata J.L., Rubio F.M. y Soto, R. (2012). "Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding and electrical resistiviy tomography: a case-study of estaña lakes (northern spain). " *Hydrogeology journal* doi 10.1007/s10040-012-0839-1

Plata J.L. (2010):"*Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnetica, perfiles de resistividad y testificacion de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca)*". Informe interno del IGME, NFD63939

Plata J.L. y Rubio F.M. (2009) "*Informe de las actividades geofisicas efectuadas en 2008 en las Lagunas de Estaña (Huesca).*" Informe interno del IGME, NFD63764

Plata, J.L., Rubio, F.M. 2007. "*Basic theory of the magnetic resonance sounding method*". Boletín Geológico y Minero. Special Issue on MRS. 118-3. 441-458. ISBN 978-84-7840-709-X.

Evaluación de puentes de arco de fábrica mediante GPR: El Puente Lubians (Galicia, España)

Evaluation of masonry arch bridges by GPR: The Lubians Bridge (Galicia, Spain)

Mercedes Solla[(1)], Henrique Lorenzo[(1)], Belén Riveiro[(2)], Pedro Arias[(1)] y Alexandre Novo[(3)]
[(1)]Department of Natural Resources& Environmental Engineering, University of Vigo, A Xunqueira, 36005, Pontevedra, Spain, merchisolla@uvigo.es
[(2)]Department of Materials Engineering, Applied Mechanics & Construction, University of Vigo, Torrecedeira 86, 36208, Vigo, Spain.
[(3)]Geophysical Archaeometry Laboratory (www.gpr-slice.es), 20014 Gypsy Ln, Woodland Hills CA 91364, USA.

SUMMARY
Several masonry arch bridges are listed historical monuments in Spain, which are valuable tourist attractions or local landmarks. Many of these ancient structures are the oldest constructions still in use within the transportation infrastructure and as a result of the increase in traffic loads and their age they have undergone some structural decay. Ground-penetrating radar has been shown to be valuable in evaluating the state of conservation of ancient bridges in order to preserve their historical character. In this work, the Lubians medieval bridge was surveyed by using the 500 MHz and 1 GHz antennas. Results show that GPR mapping provides valuable information from a historical, archaeological and structural point of views. Interpretation and analysis of GPR data were supported by finite-difference time-domain numerical modelling. All this information is noteworthy for archaeologists and civil engineers as it can be used to take decisions about stability and for future strengthening measures.

1. INTRODUCCIÓN

Algunas organizaciones para la conservación y protección del Patrimonio Cultural (tales como ICOMOS o UNESCO) han catalogado una serie puentes de arco de fábrica en España como monumentos históricos. Muchas de estas construcciones estan todavía en servicio dentro de la infrastructura vial, y como resultado del incremento de cargas de tráfico al cual están actualmente expuestos y el paso del tiempo, algunos de ellos han derivado en un decaimiento estructural. Por lo tanto, resulta especialmente importante llevar a cabo una evaluación constante de su integridad estructural en cuanto a la preservación y restauración de estas entidades del Patrimonio Cultural. En este sentido, en las últimas décadas, se ha potenciado el uso de técnicas no-destructivas (TND); las cuales preservan el carácter histórico de la estructura a evaluación (Melbourne et al.(2006), Orbán et al. (2008)).

El Radar de Subsuelo (GPR), es un método geofísico dentro de las TND que ha sido amplia y eficazmente aplicado a la inpección y diagnosis de estructuras históricas (Ramírez-Blanco et al. (2008), Pérez-Gracia et al. (2009)). Sin embargo, todavía hay pocos estudios publicados en lo referente a su empleo sobre puentes de mampostería de piedra, con algunas excepciones (Colla et al. (1997), Flint et al. (1999), Pérez-Gracia (2001), Fernandes (2006), Arias et al. (2007), Orbán and Gutermann (2009), Lubowiecka et al. (2011)).

En la Comunidad Autónoma de Galicia (noroeste de España (Figura 1)), existen numerosos puentes históricos construídos durante el período Romano y principios del siglo XIX (Alvarado et al. (1989)). En este trabajo se presenta un estudio GPR para el análisis de viabilidad de este método en cuanto a la evaluación de puentes de arco de mampostería, y más concretamente sobre el puente medieval Lubians por presentar suficiente entidad histórico-arqueológica. El objetivo del estudio es evaluar su potencial para la obtención de información de interés desde un punto de vista estructural, arqueológico e histórico. La propuesta contempla también el empleo de técnicas de fotogrametría para calibración y validación de la metodología. Además, cuando se trata de estructuras de mampostería cómo la que nos ocupa, el análisis e interpretación de los datos radar puede resultar complejo. En estos casos, la simulación numérica ha mostrado ser una herramienta útil que puede facilitar dicha intepretación (Millard et al. (1998)). Existen diferentes métodos de simulación numérica para simular la propagación de las ondas GPR (Goodman (1994), Conyers (2004), Giannopoulos (2005)). La simulación permite obtener información sutil en la interpretación de datos reales tales como reverberaciones de la señal radar y presencia de reflexiones múltiples (Solla et al. (2011a)).



Figura 1 **– Situación del Puente Lubians en Europa (Noroeste de España).** ***(Location of the Lubians Bridge in Europe (northwest of Spain).)***

El puente medieval Lubians fue construido en el siglo XV sobre el río Rosende, en el ayuntamiento de Carballo (Figura 1). Este puente presenta cuatro arcos de medio punto de luces comprendidas entre 6.7 y 3.1 m, perfil ligeramente alomado y calzada medieval de 2.5 m de ancho (Figura 2).



Figura 2 **- Vista general del Puente medieval Lubians desde aguas arriba.** ***(General view of the medieval Lubians bridge from the upstream side.)***

2. METODOLOGÍA

El estudio GPR comprendió la adquisición de dos perfiles con la antena de 500 MHz sobre la calzada del puente en el sentido longitudinal de la estructura. Con el objetivo de analizar la estructura completa del puente, esta frecuencia fue elegida como la más adecuada debido a que presenta un buen compromiso entre resolución y penetración. Considerando una velocidad de propagación de la señal radar de 14.0 cm/ns, tal y como ha sido referenciada en la bibliografía especializada para medios graníticos secos (Daniels (2004)), esta antena proporciona unos 6 m de penetración en profundidad (bajo condiciones óptimas) y una resolución espacial de 7.5 cm. Los parámetros seleccionados para la adquisición de datos fueron 677 muestras por traza, ventana de tiempos total de 100 ns, e intervalo de disparo de 2 cm.

Como paso previo a la interpretación de los datos, los radargramas adquiridos fueron procesados utilizando la secuencia de filtrado que se muestra en la Tabla 1. El procesamiento de los datos se realizó mediante el empleo de software específico ReflexW versión 5.6. Adiccionalmente, para una correcta interpretación de los datos y con el fin de mejorar la imagen final, tal y como recomiendan otros autores (Goodman (2006)), los radargramas fueron corregidos por topografía con datos (X,Y,Z) adquiridos con una estación total.

Tabla 1* - procesamiento de los datos obtenidos con la antena de 500 MHz y 1 GHz. *(Data processing applied to the GPR data acquired with both 500 MHz and 1 GHz antennas.)

Step	Details
1	Corrección del tiempo cero
2	Filtro temporal (dewow)
3	Ganancia (gain function)
4	Filtro espacial (subtracting average)
5	Filtro paso banda (butterworth)
6	Corrección topográfica

Otro parámetro de carácter estructural con suficiente relevancia es la determinación del espesor de dovelas en el interior de la estructura. Con este propósito, se llevó a cabo la recolección de datos GPR en el interior de la bóveda accesible a pie (primer arco desde el margen izquierdo aguas arriba (Figuras 2 y 3)), a lo largo del intradós de la misma en sentido longitudinal (Figura 4). De esta manera se evitarían una serie de reflexiones indeseadas que se suelen generar en la interfaz piedra-relleno; tales como las derivadas de la irregularidad en el acabado interno de las dovelas y presencia de aire a consecuencia de la separación del anillo de arco; así como las producidas por la heterogeneidad del material de relleno a emplear en este tipo de construcciones (Solla et al. (2011b)).



Figura 3*- Primer arco desde la margen izquierda aguas arriba del Puente Lubians mostrando exudaciones. *(the first arch of the Lubians Bridge from the left margin upstream showing moist ashlar.)

En este caso, la frecuencia seleccionada fue 1 GHz, y los parámetros de adquisición de datos fueron un intervalo de disparo de 1 cm, ventana de tiempos total de 30 ns, y 343 muestras por traza. Aunque la profundidad de penetración con esta antena es mucho menor que con la de 500 MHz, ésta proporciona mayor resolución espacial (aproximadamente 4.5 cm), lo cual es el parámetro más importante a considerar para este caso. El procesamiento de la señal aplicado aquí se describe también en la Tabla 1, y para la corrección topográfica se utilizó la geometría de precisión obtenida mediante técnicas fotogramétricas.



Figura 4 -)* Adquisición de datos con la antena de 1 GHz en el intradós de la bóveda. *(GPR survey over the intrados surface of the vault with the 1 GHz antenna.)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 5 muestra los resultados radar obtenidos durante la adquisición sobre la calzada del puente con la antena de 500 MHz. Observando el radargrama procesado, es posible identificar las reflexiones hiperbólicas producidas en las interfaces arco-aire (R1) y aire-agua (R2). Sin embargo, las reflexiones correspondientes al primer y segundo arco de la margen izquierda aguas arriba no son tan fácilmente identificadas. Si nos centramos en el patrón de reflexiones generado sobre el segundo arco mencionado, es posible detectar un patrón de reflexiones mucho más complejo que en el resto del radargrama (R3). Esto puede estar debido a que, en este punto, el material de relleno es más heterogéneo que en el resto de la estructura; lo cual podria ser consecuencia de algún tipo de restauración o reconstrucción efectuada. A este efecto, existen referencias bibliográficas que avalan dicha hipótesis; según las cuales esta bóveda fue recientemente reconstruida como consecuencia de una avenida del río en 1984 (Alvarado et al. (1989)). En lo referente al primer arco, la atenuación o falta de apreciación de la reflexión generada podría deberse a que la sillería que compone la bóveda presenta cierta humedad. Se pueden observar algunas exudaciones en la Figura 3. Esta acumulación de humedad en el interior del elemento estructural podría ser consecuencia, en parte, de su emplazamiento en una zona sombría.

Con el fin de poder esclarecer esta hipótesis, se procedió al cálculo de la velocidad de la señal radar en medio granítico en diferentes zonas de la estructura del puente. Para la estimación, se consideraron los datos geométricos de precisión obtenidos mediante métodos fotogramétricos. Un buen conocimiento de la geometría del arco permitió, mediante el empleo del software ReflexW v.5.6, la determinación por adaptación de hipérbolas a la reflexión generada en la interfaz arco-aire (Sandmeier (2007)); la cual resultó en un rango de 7.3 a 10.0 cm/ns, lo que parece indicar que la estructura general del puente puede presentar problemas de humedad. Esta cantidad se corresponde con las referidas en la bibliografía especializada, donde se informa una velocidad de la señal radar de 12.5 y 10.5 cm/ns en granito seco y húmedo, respectivamente (Pérez-Gracia (2001)). Esta hipótesis se encuentra a su vez reforzada por la existencia de vegetación creciendo en la fábrica del puente (Figura 2). Toda esta información resulta de especial interés en cuanto a la estabilidad estructural del puente, puesto que podría estar relacionada con la existencia de fallos estructurales en la fábrica del mismo (huecos, grietas, pérdida de relleno, etc.); los cuales no son fáciles de detectar con GPR en este tipo de estruturas de mampostería granítica.

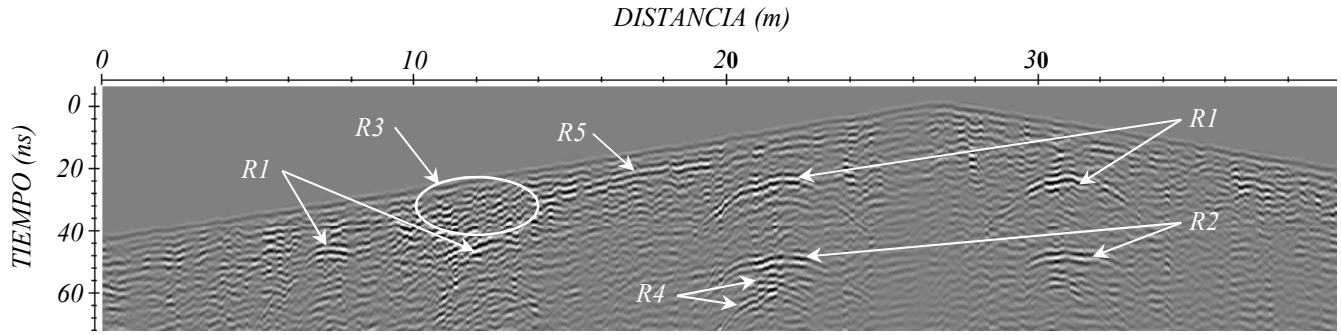

Figura 5* - Resultados radar obtenidos con la antena de 500 MHz sobre la superficie de la calzada.** ***(GPR data acquired with the 500 MHz antenna over the pathway of the bridge.)

Observando el tercer arco desde el margen izquierdo (Figura 5), es posible identificar también las típicas reflexiones de esquina generadas en este tipo de elementos (R4). Éstas estarían producidas por la interfaz perpendicular generada entre la pared de la bóveda y la superficie del agua a ambos lados (Martinaud (2004)). Otra reflexión que llama la atención es la reflexión plana que se extiende a lo largo de la estructura inmediatamente bajo la línea de calzada (R5), que estaría indicando el espesor del pavimento en el interior del puente (debida al suficiente contraste dieléctico entre medios).

Adicionalmente, se construyeron modelos sintéticos (método de las diferencias finitas en el dominio del tiempo (FDTD)) con el objeto de evaluar el comportamiento de la señal radar en mampostería granítica seca (Figura 6A) y húmeda (Figura 6B) a fin de analizar la posible presencia de humedad en el interior de la estructura. La simulación fue realizada mediante el software GprMax v. 2.0 teniendo en cuenta la configuración real: antena de 500 MHz, ventana de tiempos de 100 ns, y distancia entre trazas de 2 cm. Para la caracterización de los medios granitico seco y húmedo, la permitividad dieléctrica asumida fue de 5 y 9 respectivamente; y la conductividad dieléctrica se estableció en 0.0001 y 0.01 S/m, respectivamente. Estos valores fueron establecidos a partir de datos publicados en la bibliografía especializada (Pérez-Gracia (2001)). A ambos radargramas sintéticos (A y B) se les aplicó el mismo procesamiento, para la correcta comparación del comportamiento de la señal radar en ambos casos. Se observa una atenuación de la señal radar para el caso de la simulación conteniendo medio granítico húmedo en relación al seco. Por lo tanto, de los datos reales, se puede asumir que la atenuación apreciada para el primer arco del margen izquierdo aguas arriba podría estar relacionada con la presencia de humedad en la fábrica que compone ese elemento.

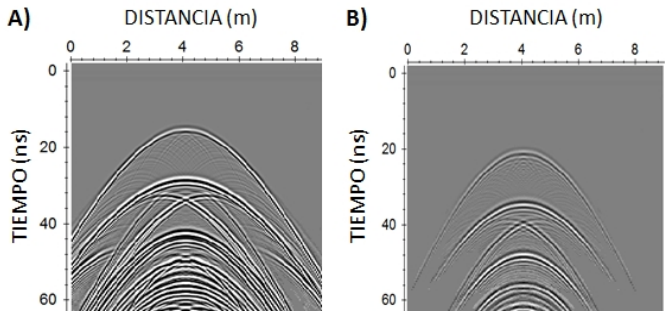

Figura 6* - Simulación para comparación del comportamiento de la señal GPR en medio granítico seco (A) y húmedo (B).** ***(Simulation to compare the GPR signal response in both dry (A) and wet (B) granitic media.)

La figura 7 ilustra el radargrama obtenido con la antena de 1 GHz sobre la superficie del intradós de la bóveda. Son fácilmente identificables tanto la reflexión generada en la interfaz arco-aire (R1) como la producida en la interfaz relleno-granito (R2), lo cual permitirá realizar una estimación del espesor de dovelas.

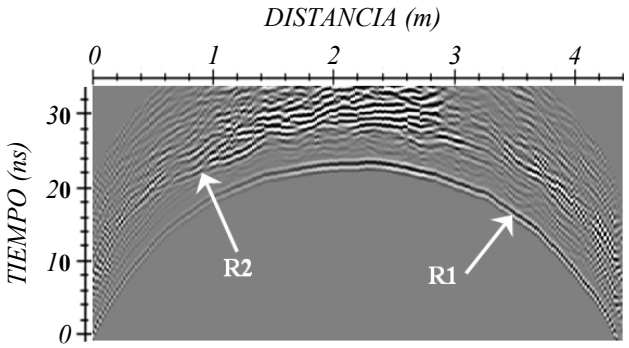

Figura 7* - Resultados radar obtenidos con la antena de 1 GHz sobre el intradós de la bóveda, donde se han identificado las reflexiones debidas a la intefaz arco-aire (R1) y relleno-granito (R2).** ***(GPR data acquired with the 1 GHz antenna over the intrados surface of the vault, where both stone-air (R1) and fill-stone (R2) interfaces where identified.)

Considerando la velocidad de la onda calculada anteriormente, la la diferencia temporal entre ambas reflexiones (R1 y R2) ha permitido determinar el espesor de dovelas en el interior de la estructura. Éstos valores de espesor fueron medidos cada 5 cm, y el perfil longitudinal obtenido (valores en cm) se muestra en la Figura 8. Este perfil radar fue adquirido en la parte más externa del arco en la cara aguas arriba con el fin de validar la metodología comparando los resultados con los obtenidos por fotogrametría. El perfil de espesores por fotogrametría se ilustra también en la Figura 8. Comparando ambos perfiles, se observa como el acabado interno de las dovelas presenta cierta irregularidad en relación al visible tal y como era de esperar.

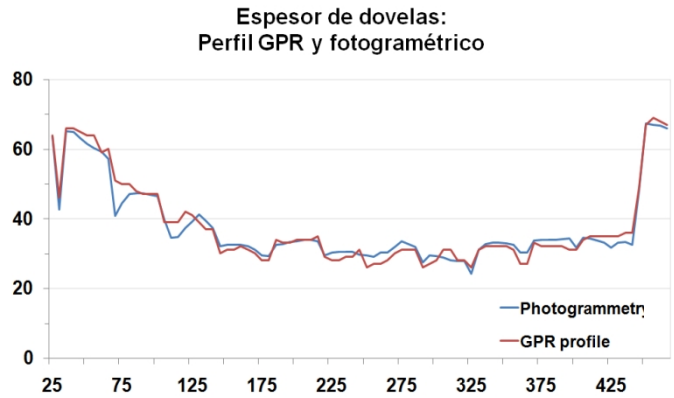

Figura 8* - Perfiles longitudinales obtenidos por fotogrametria y GPR para la determinación del espesor de dovelas.** ***(The longitudinal thickness profiles generated form both photogrammetric and GPR data.)

La comparación de ambos perfiles (visible y no-visible) ha permitido determinar la diferencia entre las mediciones, y el valor promedio resultó en 1.8 cm. No obstante, en términos de exactitud, esta diferencia es un valor aproximado. Aunque los datos radar fueron adquiridos en la parte más externa del arco, los perfiles de comparación no se han registrado exactamente en el mismo punto puesto que hay que considerar que el GPR registra los datos en relación al centro de la antena (aproximadamente a 8 cm). Por lo tanto, la diferencias obtenida entre ambos métodos podría deberse más probablemente al acabado irregular que suelen presentar estos elementos estructurales.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo han confirmado la efectividad del GPR para la evaluación de puentes históricos de arco de fábrica. De la interpretación de los mismos, se ha podido obtener información de relevancia a nivel estructural así como modificaciones acontecidas a la largo de la historia del puente. Existen detalles estructurales de complicado análisis sin el empleo de un estudio de prospección geofísica, como son el espesor de dovelas y pavimento en el interior de la estructura. Además, analizando el comportamiento de la señal radar, se ha detectado la posible presencia de humedad afectando a la fábrica del mismo. En este sentido, la simulación numérica FDTD proporcionó información adiccional a nivel interpretacional que pudo ser comparada directamente a los datos radar reales, lo cual resultó de apoyo a la interpretación. Toda esta información puede resultar de especial interés en el ámbito de la ingeniería civil, especialmente para la toma de decisiones en cuanto a estabilidad estructural; así como el establecimiento de futuras medidas de conservación y consolidación.

Este estudio ha contado con financiación por parte de Ministerio Español de Ciencia e Innovación a través del proyecto de investigación "*Observatorio de puentes de arco de fábrica. Sistema integral de gestión"*, codificado como BIA2009-08012.

5. REFERENCIAS

Alvarado, S., M. Durán and C. Nárdiz (1989): "Puentes históricos de Galicia". Colegio oficial de ingenieros de caminos, canales y puertos. Xunta de Galicia.

Arias, P., J. Armesto, D. Di-Capua, R. González-Drigo, H. Lorenzo and V. Pérez-Gracia (2007): "Digital photogrammetry, GPR and computational analysis of structural damages in a medieval bridge". Engineering Failure Analysis, 14, 1444-1457.

Colla, C., P.C. Das, D. McCann and M. Forde (1997): "Sonic, electromagnetic and impulse radar investigation of stone masonry bridges". NDT&E International, 30, 4, 249-254.

Conyers, L.B. (2004): "Ground-penetrating radar for archaology". Altamira Press: Walnut Creek, California.

Daniels, D.J. (2004): "Ground Penetrating Radar". The institution of Electrical Engineers: London.

Fernandes, F. (2006): "Evaluation of two novel NDT techniques: microdrilling of clay bricks and ground penetratind radar in masonry". PhD thesis, Universidade do Minho.

Flint, R.C., P.D. Jackson and D. McCann (1999): "Geophysical imaging inside masonry structures". NDT&E International, 32, 469-479.

Giannopoulos, A. (2005): "Modelling ground penetrating radar by GprMax". Construction and Builing Materials, 19, 755-762.

Goodman, D. (1994): "Ground-penetrating radar simulation for engineering and archaeology". Geophysics, 59, 224-232.

Goodman, D., Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi (2006): "Correcting for topography and the tilt of ground-penetrating radar antennae". Archaeological Prospection, 13, 2, 157-161.

Lubowiecka, I., P. Arias, B. Riveiro and M. Solla (2011): "Multidisciplinary approach to the assessment of historic structures based on the case of a masonry bridge in Galicia (Spain)". Computers and Structures, 89, 1615-1627.

Martinaud, M., M. Frappa and R. Chapoulie (2004): "GPR signal for the understanding of the shape and filling of man-made underground masonry". Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar.

Melbourne, C., L.D. McKibbins, N. Sawar and C. Sicilia Gaillard (2006): "Masonry arch bridges: Condition appraisal and Remedial Treatment". Documentation, CIRIA: London.

Millard, S.G., M.R. Shaw, A. Giannopoulos and M.N. Soutsos (1998): "Modelling of subsurface pulsed radar for non-destructive testing of structures". ASCE Journal of Material Testing and Civil Engineering, 10, 188-196.

Orbán, Z. and M. Gutermann (2009): "Assessment of masonry arch railway bridges using non-destructive in-situ testing methods". Engineering Structures, 31, 10, 2287-2298.

Orbán, Z., G. Yakovlev and G. Pervushin (2008): "Non-destructive testing of masonry arch bridges – an overview". Bautechnick, 85, 10, 711-717.

Pérez-Gracia, V., O. Caselles, J. Clapés, R. Osorio, J.A. Canas and L.G. Pujades (2009): "Radar exploration applied to historical buildings: A case study of the Marques de Lliò Palace, in Barcelona (Spain)". Engineering failure analysis, 16, 4, 1039-1050.

Pérez-Gracia, V. (2001): "Radar de subsuelo. Evaluación para aplicaciones en arqueología y en Patrimonio histórico-artístico". PhD thesis, Universidad Politécnica de Cataluña.

Ramírez-Blanco, M., F. García-García, I. Rodríguez-Abad, R. Martínez-Sala and J. Benlloch (2008): "Ground-penetrating radar survey for subfloor mapping and analysis of structural damage in the Sagrado Corazón de Jesús Church, Spain". Archaeological Prospection, 15, 4, 285-292.

Sandmeier, K.J. (2007): "ReflexW manual v.5.6". Sandmeier Scientific Software, from http://www.sandmeier-geo.de

Solla, M., H. Lorenzo, F.I. Rial and A. Novo (2011a): "Ground-penetrating radar for the structural evaluation of masonry bridges: Results and interpretational tools". Construction and Building Materials, doi: 10.1016/j.conbuildmat.2011.10.001 (in press).

Solla, M., H. Lorenzo, A. Novo, J.C. Caamaño (2011b): "Structural analysis of the Roman Bibei bridge (Spain) based on GPR data and numerical modelling". Automation in Construction, doi: 10.1016/j.autcon.2011.09.010 (in press).

Análisis comparativo de la resolución de las técnicas SASW, ReMi y *crosshole* para reconocer el perfil de rigidez en un terreno urbano

Comparision of the resolution of SASW, ReMi and crosshole techniques in order to establish the stiffness profile of an urban terrain

Pérez-Santisteban I.(1), Muñoz Martín A.(1, 2), Carbó Gorosabel A.(1) y Ruiz Fonticiella J. M.(3)
(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), C.Universitaria, s/n 28040, Madrid, itziar_psantis@hotmail.com
(2) Instituto de Geociencias del CSIC
(3) Laboratorio de Geotecnia (CEDEX) c/Alfonso XII, 3, 28007, Madrid.

SUMMARY
This study compares the results obtained by three different geophysical methods that establish the shallow shear wave velocity profile (Vs) in the ground. Its objective is to compare the resolution and functionality of each of these methods when they are used in the same urban location. To do so, the results of SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) and Crosshole techniques have been compared to the relatively new ReMi (Refraction Microtremor) technique. The three tests were carried out at a site distinguished by frequent detritic facies changes, and by the presence of shear wave velocity reversals related to the sandy lithologies that alternate with more clayey and rigid layers. The Crosshole method distinguishes itself for its resolution, whereas the SASW and the ReMi techniques provide very similar results up to a depth of 10 m. From this depth on, the resolution of SASW decreases. In addition, the ReMi technique distinguishes itself by its functionality as it permits the creation of 2D sections that show the variation in stiffness in depth throughout the entire geophones array (46 m), and matches the geological profile obtained from the interpretations of the boreholes.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Debido al creciente interés en la ingeniería civil por caracterizar la distribución de la velocidad de ondas S (Vs) en el terreno, en los últimos años se han incrementado el número de técnicas que estiman este parámetro, como el análisis espectral de ondas superficiales, la sísmica pasiva, etc. Esto ha impulsado la necesidad de realizar estudios comparativos entre las distintas técnicas para analizar aspectos como la precisión, la funcionalidad o las posibilidades de aplicación de uno u otro método a cada problema de caracterización.

De este modo, en la bibliografía existen muchos estudios que comparan técnicas sísmicas en sondeos como PS-logging, Crosshole o Down-hole con técnicas no destructivas como los métodos basados en el análisis de las ondas superficiales. De los resultados de estas investigaciones, se deduce que las técnicas en sondeos estiman en la mayoría de los casos valores de Vs más precisos y algo más altos que las técnicas no destructivas debido principalmente a los diferentes volúmenes de terreno muestreados por cada técnica (Kuo *et al*., 2009; Anderson *et al*., 2007; Stephenson *et al*., 2005; Xia *et al*., 1999; Heath *et al*., 2006; Pullammanappallil *et al*., 2003). Esto se explica porque, a diferencia del PS-logging o del Crosshole, los métodos basados en las ondas superficiales registran un volumen de terreno creciente con la profundidad de muestreo, de modo que obtendrán diferentes valores de Vs al ser las condiciones del terreno heterogéneas.

También se han comparado entre sí distintos métodos no destructivos (Joh *et al*., 2006; Jin *et al*., 2006; Liu *et al*., 2005; Asten y Boore, 2005). Las diferencias en los resultados se deben principalmente a que cada técnica emplea distintas fuentes, receptores y tipo de velocidad de fase analizado. Las técnicas activas como SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*) y MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) cubren un rango de frecuencias más alto que las técnicas pasivas como el ReMi (*Refraction Microtremor*) y por lo tanto alcanzan diferentes profundidades. Asten y Boore (2005) establecen que, en los primeros 30 metros de terreno, los valores de Vs obtenidos por 14 técnicas no destructivas sólo varían en un 15% respecto a la Vs medida en un sondeo mediante PS-Logging que es el valor de Vs que se emplea como referencia.

En algunos casos el ReMi ha presentado problemas de resolución en las capas más superficiales debido a que el rango de frecuencias contenido en el ruido ambiental no era suficiente para caracterizar los primeros metros del terreno. Por ejemplo Joh *et al*. (2006) no obtienen resultados correlacionables para los 4 primeros metros de profundidad o Jin *et al*. (2006) y Liu *et al.* (2005) lo utilizan como método complementario de otros métodos activos para llegar a profundidades mayores. En todas las comparaciones estudiadas, la técnica ReMi destaca por su funcionalidad y por ser idónea en zonas urbanas o con alto ruido ambiental, lugares donde otras técnicas sísmicas suelen presentar problemas para reconocer la señal. Además destaca por alcanzar las mayores profundidades de investigación (Pullammanappallil *et al.*, 2003).

Para esta investigación se ha querido contrastar la eficacia de dos técnicas basadas en el análisis de las ondas superficiales, SASW y ReMi, y un ensayo sísmico en sondeo, el Crosshole.

El principal objetivo de esta comparación entre métodos sísmicos es analizar la resolución o precisión de cada técnica para interpretar el modelo del terreno más parecido al real. También se quiere cotejar la desviación en los valores de Vs obtenidos con cada método cuando se emplean en un mismo emplazamiento y, por último, se analizará la funcionalidad de las distintas técnicas sísmicas en relación con la rapidez en la adquisición de datos y en el procesado, así como la aplicabilidad de cada ensayo.

2. SITUACIÓN DE LOS ENSAYOS

Para esta comparación entre métodos sísmicos, los distintos ensayos se realizaron sobre unos sondeos experimentales ejecutados por el Laboratorio de Geotecnia en una instalación del CEDEX situada en el centro de Madrid (Fig.1). Los ensayos de SASW y ReMi se realizaron en el centro de la parcela, con centro entre los sondeos S-3 y S-4. El ensayo de Crosshole se realizó entre los sondeos S-1, S-2 y S-3, que estaban separados 5 m entre sí.

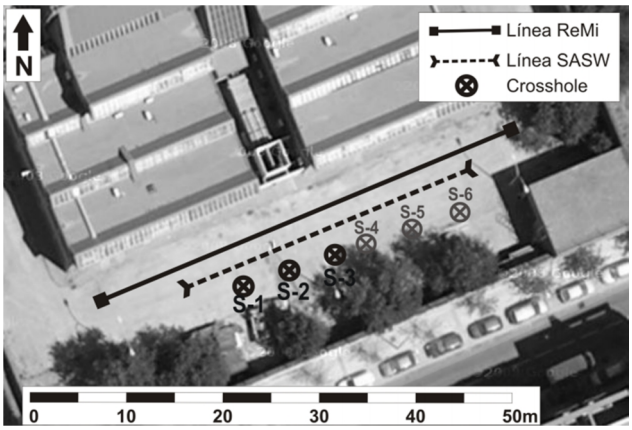

Figura 1*- Localización de los ensayos en una parcela de la calle Julián Camarillo.** ***(Placement of the surveys in a parcel in Julian Camarillo Street.)

En esta área de investigación se realizaron 5 sondeos, a partir de los cuales se ha podido interpretar el corte geológico de la parcela (Fig.2). Así, en esta sección, bajo un espesor moderado de rellenos antrópicos (1-2 m), encontramos una alternancia de facies detríticas asociadas a episodios más o menos energéticos dentro de los abanicos aluviales que rellenaron la cuenca de Madrid durante el Terciario. Habitualmente estos materiales se clasifican en función de su contenido en finos (< 0.08 mm) y es frecuente referirse a ellos según la nomenclatura recogida en la tabla 1.

Tabla 1* - Clasificación de las facies detríticas de Madrid en función de su contenido en finos.** ***(Classification of the detritic facies of Madrid according to their clay content.)

Litologías	% finos	Leyenda
Arena de miga	< 25 %	AM
Arena tosquiza	25 – 40 %	At
Tosco arenoso	40 – 60 %	Ta
Tosco	> 60 %	T

En este caso tenemos una alternancia entre Toscos arenosos y Arenas de miga hasta unos 16 m de profundidad donde encontramos una capa de transición hacia las Peñuelas, que se corresponden con unas arcillas duras, muy plásticas y litificadas.

Como vemos, el corte geológico de esta parcela se caracteriza por el frecuente cambio lateral de facies que da lugar a un perfil de rigidez muy heterogéneo y con capas de menor consistencia bajo otras más rígidas, ya que normalmente las litologías arcillosas suelen tener mayores valores de Vs que las arenosas.

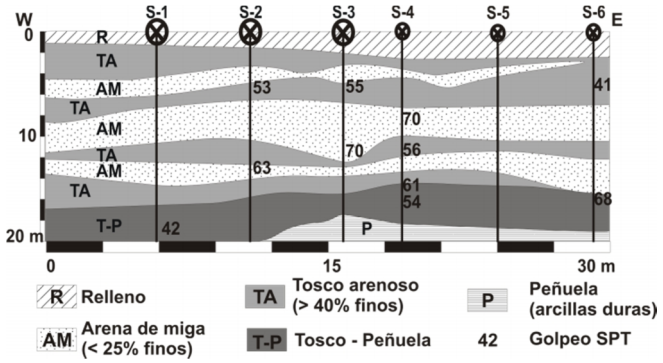

Figura 2* – Corte geológico de la parcela interpretado a partir de los sondeos.** ***(Soil profile of the parcel interpreted throughout the data from the boreholes.)

3. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DE LA TÉCNICA SASW

Para realizar un ensayo mediante la técnica SASW (Stokoe *et al*., 1994) se disponen sobre el terreno dos receptores, separados una distancia conocida, que registran el movimiento del terreno para las diferentes frecuencias producidas por un vibrador vertical alineado con ellos. Mediante el análisis espectral se puede calcular el desfase para una misma frecuencia entre dos posiciones diferentes, y calcular así la velocidad de las ondas Rayleigh (V_R) para esa frecuencia.

$$V_R = \frac{D_{12} \cdot 2 \cdot \pi \cdot f}{\theta_{12}} \quad (1)$$

donde D_{12} es la distancia entre receptores y θ_{12} el desfase en grados para cada frecuencia *f*.

Entonces para caracterizar el terreno y construir la curva de dispersión es decir la curva que relaciona cada V_R con su frecuencia (ecuación 2), es necesario medir un amplio rango de frecuencias, para lo que habrá que ir cambiando la separación entre los geófonos y la posición de la fuente y repetir el ensayo.

$$V_R = f \cdot \lambda \quad (2)$$

Para este análisis comparativo se realizó un ensayo de SASW con centro entre los sondeos S-3 y S-4 y con separaciones de receptores siguiendo la secuencia: 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2, 4, 8, 10 y 16 m. Para separaciones de hasta 4 m, la fuente de excitación consistió en un barrido lineal de frecuencias mediante vibrador electrodinámico modelo 812E/50LP de 500 Newton que cubre un rango de frecuencias comprendido entre 100 y 5000 Hz. Para separaciones superiores, se utilizó la energía del impacto producido por la caída de una masa mediante un dispositivo diseñado por el Laboratorio de Geotecnia del CEDEX análogo a un deflectómetro de impacto. Como receptores, se emplearon acelerómetros de alta frecuencia hasta separaciones de 4 metros y geófonos de 1 Hz para separaciones mayores. Para la adquisición de datos en campo, se empleó el programa "Tomaonda", desarrollado por el Laboratorio de Geotecnia, considerando en general el promedio de 10 medidas por cada distancia y orientación. El ensayo se repitió varias veces variando el límite superior de la frecuencia máxima de registro con objeto de obtener un número representativo de ciclos y aumentar la precisión de las medidas.

En este caso, la parcela estaba pavimentada, por lo que fue necesario taladrar el asfalto para asegurar un buen acoplamiento entre los acelerómetros y el terreno. También se trató de caracterizar el espesor y la Vs del pavimento, para lo que se realizaron los registros con las separaciones entre acelerómetros de 0.10 y 0.25 m. Estas pequeñas separaciones entre acelerómetros se deben a que en la técnica SASW, para detectar capas tan delgadas, la distancia entre sensores debe de ser aproximadamente el doble del espesor de la capa que se quiere caracterizar con el fin de evitar el efecto del campo cercano y asegurar que la energía registrada corresponde a una onda Rayleigh.

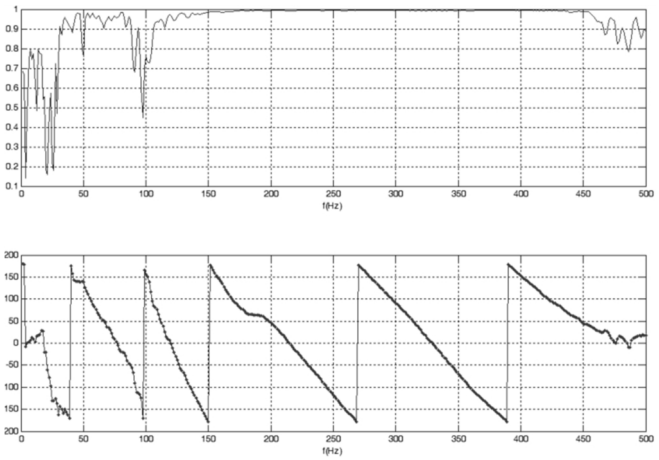

Figura 3* – Función de coherencia (arriba) y espectro cruzado de fase registrado durante la adquisición de la técnica SASW.** ***(Coherence function (above) and phase of the cross-power spectrum registered during SASW data acquisition.)

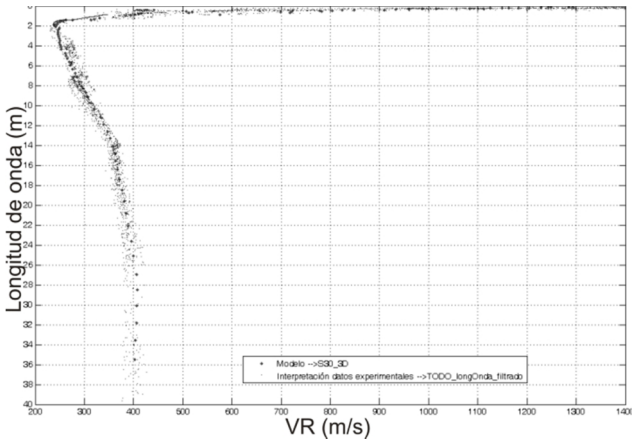

Figura 4* – Curva de dispersión experimental y ajuste del modelo (puntos gruesos). *(Experimental dispersion curve and adjustment of the model (big points).)

A partir de la interpretación de los espectros cruzados de fase para cada separación de receptores y orientación de la fuente, se puede determinar el desfase entre las señales recibidas en uno y otro sensor para cada frecuencia (Fig. 3). De esta forma, se calcula la velocidad de fase que corresponde a cada longitud de onda y se obtiene la nube de datos experimentales a la que habrá que ajustar la curva de dispersión teórica asociada al modelo de distribución de Vs en profundidad (Fig. 4).

Para interpretar las curvas de dispersión así registradas y convertirlas en un modelo de distribución de Vs en profundidad, se utilizó el programa de inversión desarrollado por Roesset *et al.* (1991), que supone un modelo equivalente de terreno compuesto por capas horizontales de espesor variable.

Así se obtiene el perfil de distribución de Vs en profundidad, que debe representar las variaciones de rigidez de la columna estratigráfica media entre los sondeos S-3 y S-4 (Fig. 5).

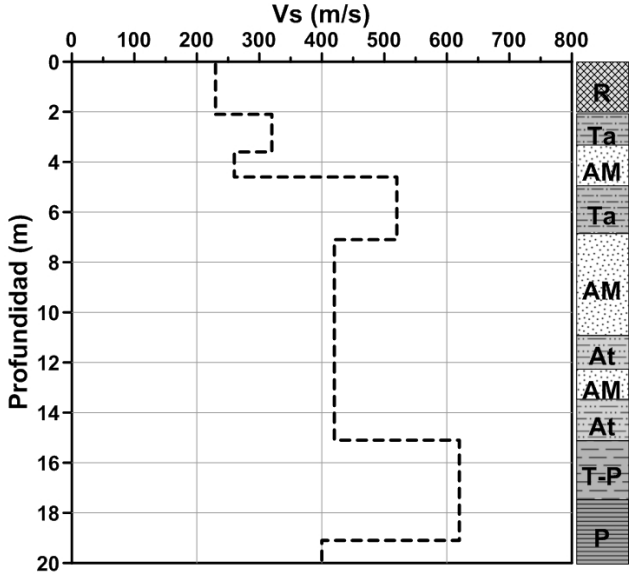

Figura 5* – Perfil de distribución de Vs en profundidad obtenido mediante SASW. *(Shear wave velocity model obtained by SASW.)

En primer lugar, aparece una capa de tan sólo 10 cm de espesor y una Vs de 1500 m/s que corresponde al asfalto que pavimenta la parcela pero que no se ha representado en la figura 5 por problemas de escala. A continuación se obtiene un perfil de distribución de Vs en profundidad que se ajusta muy bien a la columna estratigráfica, detectando las inversiones de velocidad asociadas a las Arenas de miga, menos rígidas que los Toscos arenosos circundantes. Sin embargo, en torno a 11 metros de profundidad no se detecta una capa de Arenas tosquizas de 1,5 m de espesor de modo que, de 7 a 15 m de profundidad la alternancia entre Arenas de miga y Arenas tosquizas queda incluida en una única capa de baja Vs (420 m/s). A 15 m de profundidad destaca el contacto con la transición entre el Tosco y la Peñuela con un fuerte incremento de Vs hasta valores de 620 m/s, aunque a 19 m la Vs desciende hasta los 400 m/s para las Peñuelas o arcillas duras inferiores.

4. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DE LA TÉCNICA REMI

El método ReMi (Louie, 2001) consiste en la adquisición de ruido sísmico ambiental a lo largo de una línea de geófonos separados entre sí una distancia conocida y regular. La línea de geófonos se extiende centrada sobre el punto del que se quiere obtener el perfil de distribución de velocidades, puesto que el resultado del ensayo es una media de las velocidades medidas a lo largo de toda la implantación. Se emplea un geófono por canal que registra el ruido generado por el tráfico, el movimiento de personas, el viento o cualquier otro fenómeno, por lo que en principio no es necesario aplicar otras fuentes activas de energía y por eso este ensayo también se conoce como sísmica pasiva.

En la parcela de Julián Camarillo se realizó una implantación de sísmica pasiva con centro entre los sondeos S-3 y S-4, muy cerca del punto central del ensayo de SASW. Para esta línea sísmica se utilizaron 24 geófonos de 4.5 Hz separados 2 m entre sí y se tomaron 10 registros de 30 segundos de duración para un intervalo de muestreo de 2 ms. A pesar de que la parcela está situada en el centro de Madrid, se trató de incrementar el contenido del ruido en las altas frecuencias golpeando con una maza de manera aleatoria a lo largo de toda la línea de geófonos, para mejorar así la caracterización de los primeros metros de terreno.

Como la parcela estaba asfaltada, fue necesario situar los geófonos sobre macetas de plástico rellenas de arena ligeramente humedecida de forma que los geófonos se mantuviesen en posición vertical y en contacto con el terreno.

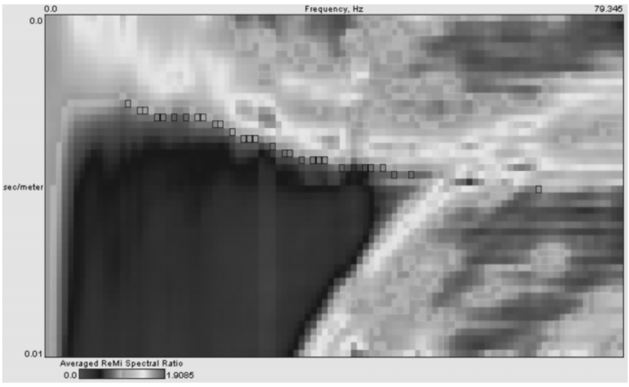

Figura 6* – Picado de la curva de dispersión sobre la imagen espectral de la energía registrada mediante la técnica ReMi. *(Picking of the dispersion curve over the spectral ratio image registered through ReMi technique.)

Mediante el procesado del registro se obtiene una imagen espectral de la energía sobre los ejes de frecuencia en abscisas y la inversa de la velocidad en ordenadas (Fig. 6). En esta imagen, de todos los eventos sísmicos registrados contenidos en el ruido sólo las ondas Rayleigh muestran una tendencia porque son ondas dispersivas y las distintas frecuencias viajan a diferentes velocidades. Así, para determinar la curva de dispersión en esta imagen se elige la velocidad mínima de las ondas Rayleigh, ya que como no hay una orientación fija de la fuente de energía hay que evitar las velocidades aparentes más rápidas de las ondas que llegan con direcciones oblicuas a la línea de geófonos.

Para modelar la distribución de Vs con la profundidad a partir de la curva de dispersión picada en la imagen espectral, se empleó el software SeisOptReMi basado en un código de Saito (1979, 1988).

El perfil de distribución de Vs en profundidad obtenido mediante la técnica ReMi concuerda muy bien con la columna estratigráfica que corresponde al centro de la implantación sísmica (Fig. 7).

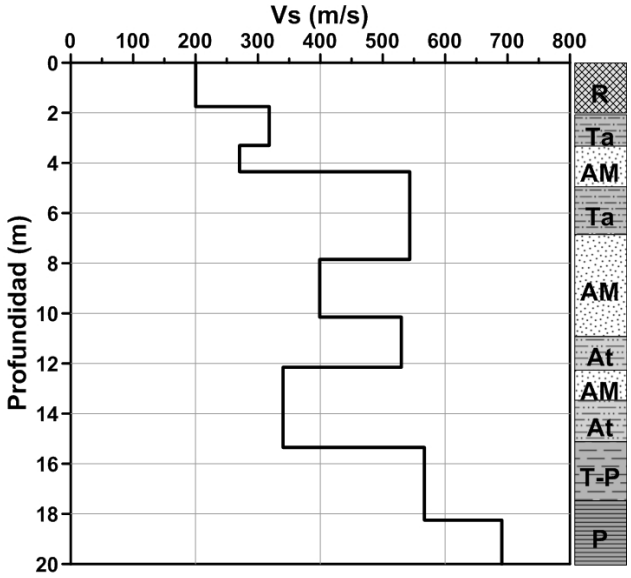

Figura 7 – **Modelo de distribución de Vs en profundidad interpretado para la técnica ReMi junto a su columna estratigráfica correspondiente. (*Shear wave velocity model obtained by ReMi technique next to its corresponding stratigraphic column.*)**

Las capas de Arena de miga muestran una rigidez más baja que los Toscos arenosos que las limitan, con un valor de Vs de 270 m/s para la capa más superficial y entre 340 y 400 m/s para las capas más profundas. El nivel de transición entre el Tosco y las Peñuelas destaca por un marcado incremento de Vs hasta valores de 567 m/s, que vuelve a aumentar en torno a 18 m de profundidad, asignando a las Peñuelas un valor de Vs de 690 m/s.

5. ADQUISICIÓN Y RESULTADOS DEL ENSAYO CROSSHOLE

El ensayo de Crosshole (Stokoe y Woods, 1972) se realizó entre los sondeos S-1, S-2 y S-3 que están separados 5 metros entre sí. El sondeo S-3 actuó como sondeo emisor y los sondeos S-1 y S-2 como receptores ya que llevaban alojados los geófonos. El ensayo se realizó en avances de 1 metro, desde 1 hasta 26 m de profundidad.

Este método se basa en medir las ondas S que viajan directamente desde la fuente hasta los receptores, por lo que para evitar refracciones o reflexiones de las ondas durante el trayecto es fundamental la correcta ejecución de los sondeos. De esta forma, para evitar posibles alteraciones, el diámetro de los sondeos debe ser el mínimo posible compatible con la instalación de los equipos emisores y receptores en su interior. En este caso los sondeos tienen un diámetro de 90 mm y están revestidos con entubación de PVC cementada al terreno para asegurar una transmisión correcta de las ondas.

Para los propósitos de esta investigación se quería determinar únicamente la Vs. De manera que para evitar problemas de interpretación, se empleó una fuente desarrollada por el Laboratorio de Geotecnia del CEDEX que genera principalmente ondas tangenciales. Esta fuente consiste en un yugo deslizante que, accionado mediante un cable desde la superficie del terreno, permite golpear hacia arriba y hacia abajo un cilindro metálico previamente anclado a las paredes del sondeo. El sistema de anclaje de la fuente emisora a las paredes del sondeo consiste en un sistema hidráulico constituido por doce pistones de doble efecto instalados en su interior y una bomba de aceite que transmite presión a los pistones desde la superficie del terreno mediante dos mangueras. De esta forma, se puede cizallar en la dirección vertical el contacto entre las paredes del sondeo y el terreno a cualquier profundidad. Permite, además, efectuar dos registros independientes para cada profundidad, con diferente sentido en el impacto que produce la señal, lo que facilita la identificación de la primera llegada de las ondas S en los sismogramas.

Para registrar la señal se utilizaron dos geófonos de 28 Hz y de tres componentes que se acoplan a las paredes del sondeo a la misma profundidad que la fuente emisora mediante un mecanismo de accionamiento neumático, que expande una goma unida al geófono hasta adaptarse perfectamente a las paredes del sondeo.

El registro se realizó con un sismógrafo Abem de 24 canales para un intervalo de muestreo 250 µs (512 muestras en registros de 128 ms). Para mejorar la calidad de los registros, se sumó (stacking) seis veces la señal producida para cada orientación de la fuente. Así se consigue acumular la energía transmitida al terreno por una serie sucesiva de impactos y se magnifica la onda que se intenta detectar, de modo que no se necesita recurrir a filtros que pueden distorsionar de manera significativa la forma de las ondas y en consecuencia alterar los tiempos de llegada.

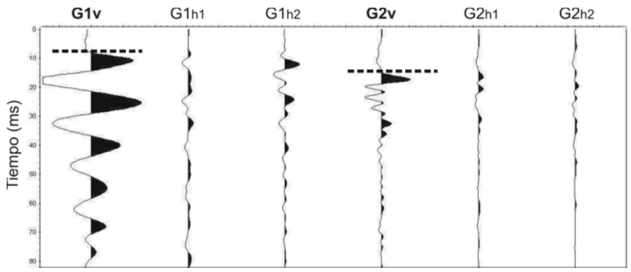

Figura 8 – **Sismograma obtenido en el ensayo de Crosshole para cada metro de profundidad y para cada orientación de la fuente de energía. *(Seismogram obtained in the Crosshole survey for each meter and for each orientation of the energy source.)***

Para realizar el ensayo de Crosshole se sitúan a la misma profundidad la fuente y los geófonos de los dos sondeos receptores y se realizan los registros para las dos polaridades de la fuente. A continuación se descienden los aparatos de medida hasta la siguiente profundidad de investigación y se vuelve a registrar. Esta operación se repite sucesivamente hasta completar toda la longitud del sondeo o hasta terminar el ensayo.

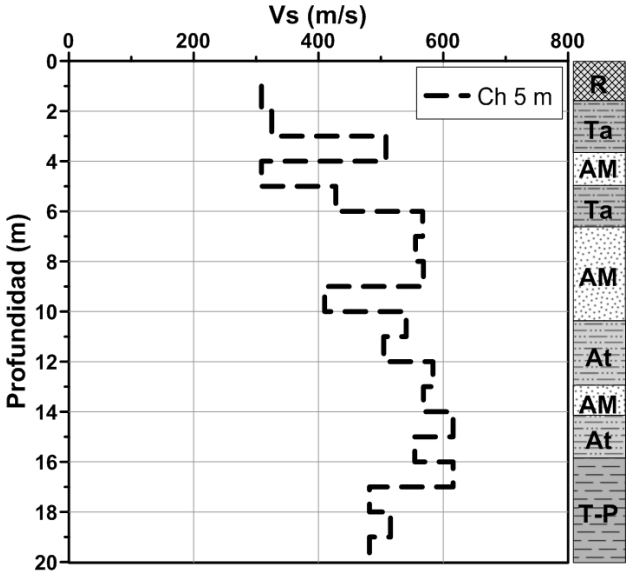

Figura 9 – **Modelo de distribución de Vs interpretado del ensayo Crosshole para el S-2 a 5 m de la fuente de energía. *(Shear wave velocity model interpreted by the Crosshole survey for S-2, 5 meters away from the energy source.)***

El primer paso del procesado consiste en identificar la primera llegada de las ondas S en todos los registros. Se asume que la transmisión de la señal sísmica desde el emisor situado en el sondeo S-3 hasta los receptores localizados en los sondeos S-1 y S-2 es directa, sin sufrir refracciones o reflexiones, porque no hay cambios importantes de rigidez ni de buzamiento entre capas y las distancias

de medida son pequeñas. Por lo tanto, los tiempos de las primeras llegadas corresponden a los tiempos de viaje desde el punto donde se genera la señal hasta cada uno de los sondeos receptores. De esta forma se puede calcular la Vs como el cociente de la distancia recorrida por la onda S (5 m hasta S-2 y 10 m hasta S-1) y el tiempo de viaje picado en los sismogramas (Fig. 8). A partir de la interpretación de los registros se obtuvieron los siguientes modelos de distribución de Vs en profundidad (Fig. 9 y 10).

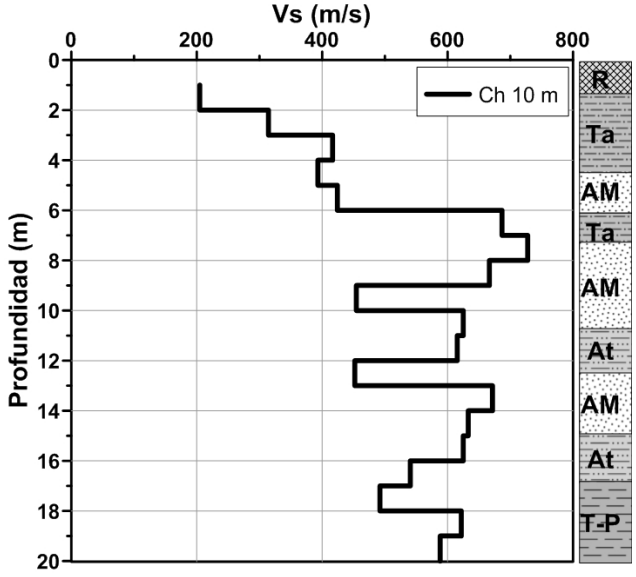

Figura 10* – Modelo de distribución de Vs interpretado del ensayo Crosshole para el S-1 a 10 m de la fuente de energía. *(Shear wave velocity model interpreted by the Crosshole survey for S-1, 10 meters away from the energy source.)

El ensayo Crosshole caracteriza la Vs de cada metro de terreno en profundidad y por lo tanto proporciona unos modelos muy detallados y que se ajustan bien a sus columnas estratigráficas correspondientes. Las Arenas de miga aparecen caracterizadas por valores de Vs más bajos que las litologías tosquizas que las rodean, aunque los espesores de estas inversiones de velocidad son menores que las capas de Arenas de miga detectadas en los sondeos. En el S-2, a 5 metros de la fuente de energía, la capa de transición entre el Tosco y la Peñuela presenta un valor de Vs en torno a los 500 m/s, lo que supone un descenso de rigidez respecto a la alternancia entre Arenas tosquizas y Arenas de miga del nivel superior. Sin embargo, en el modelo obtenido para el S-1 (a 10 m del sondeo emisor) esta capa, que aparece a mayor profundidad, se caracteriza por un incremento de la Vs hasta valores de 604 m/s respecto a la alternancia de las facies detríticas superiores.

6. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS POR CADA TÉCNICA

Para comparar la resolución de cada una las técnicas sísmicas empleadas en la identificación de la estructura del terreno, se han representado los resultados de cada ensayo sobre su posición correspondiente en el corte geológico de la parcela (Fig. 11).

El ensayo Crosshole destaca por su resolución, ya que determina las variaciones de Vs de cada metro del terreno estudiado. Las capas de Arena de miga están caracterizadas por un descenso en los valores de Vs, aunque los niveles de menor rigidez que determina el ensayo son poco potentes y no afectan a todo el espesor del estrato. Cuando se alcanza el nivel de transición entre Toscos y Peñuelas los resultados en cada sondeo receptor son inversos. En el sondeo más cercano a la fuente, esta transición está caracterizada por un descenso de Vs, mientras que en el sondeo más alejado ocurre lo contrario y se produce un incremento de la rigidez de aproximadamente 100 m/s. La litología de esta capa es muy variable en su composición y resistencia de modo que, en el sondeo S-1, las arcillas y limos que la componen son más firmes y con presencia de nódulos carbonatados causados por episodios de somerización que conllevan una cierta cementación y por lo tanto un incremento de la rigidez. En cambio, en el sondeo S-2 esta litología presenta laminación difusa y menor consistencia. En general, el modelo del sondeo S-2, situado a 5 metros de distancia de la fuente de energía, se ajusta mejor a la distribución de litologías que el modelo resultante para el S-1. Esto se debe a que para el modelo del sondeo lejano se registra un mayor volumen de terreno, de forma que los resultados del ensayo corresponden a la media de las variaciones de rigidez existentes en esos 10 metros de distancia entre sondeos. Al mismo tiempo, los resultados para la mayor separación de receptores son más representativos de la geología de la parcela y más parecidos a los resultados de las técnicas ReMi y SASW.

La técnica ReMi es el segundo método con mayor poder de resolución, porque es capaz de caracterizar todas las intercalaciones entre capas de distinta rigidez. Las Arenas de miga se caracterizan por su menor valor de Vs respecto a las litologías tosquizas circundantes y los espesores de las inversiones de velocidad coinciden con las litologías encontradas en los sondeos. A partir de esta alternancia entre facies detríticas la rigidez aumenta con la profundidad, de modo que tanto la capa de transición entre Toscos y Peñuelas como las Peñuelas destacan por sus altos valores de Vs, que para esta última litología alcanzan los 690 m/s.

La técnica SASW también ha demostrado una buena precisión en reconocer el perfil de distribución de rigidez del terreno, aunque ha sido la de menor resolución de los métodos comparados puesto que, entre los 7 y los 15 m de profundidad no detecta la alternancia

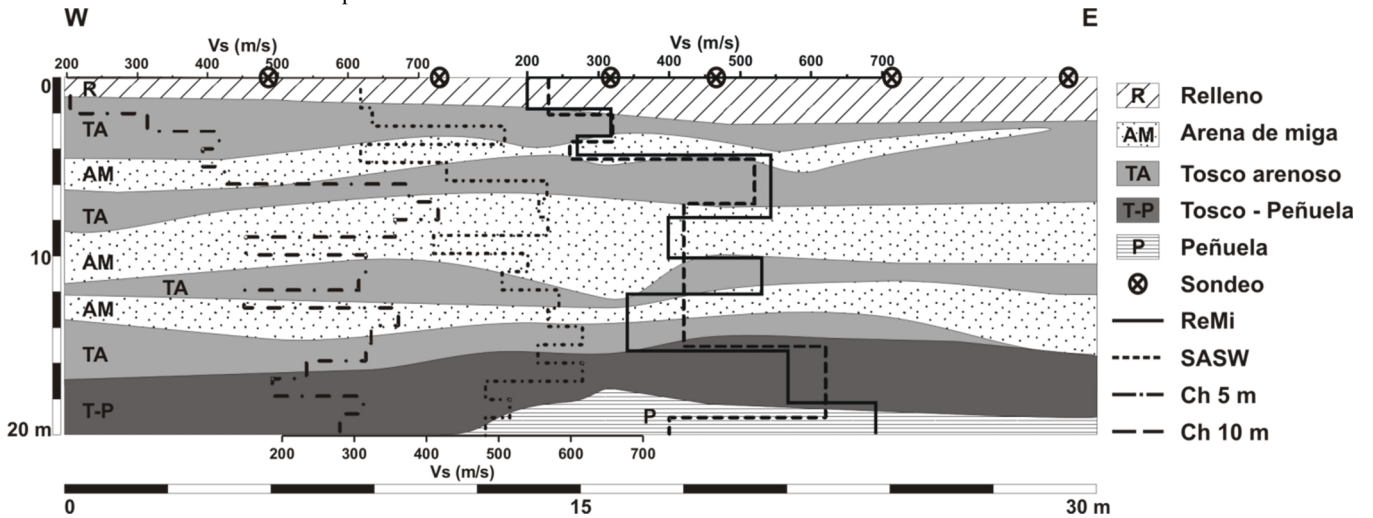

Figura 11* – Corte geológico de la parcela de Julián Camarillo con los modelos de distribución de Vs obtenidos en cada ensayo realizado. (*Geological cross section of the parcel in Julian Camarillo Street with the shear wave velocity models obtained in each survey made.)

entre Arenas tosquizas y Arenas de miga, incluyendo todo este espesor en una única capa de baja Vs (420 m/s).El contacto con la capa de transición entre el Tosco y la Peñuela aparece claramente marcado por un incremento de Vs hasta valores de 620 m/s pero a 19 m detecta un valor de Vs de sólo 400 m/s para las Peñuelas. El descenso de rigidez en esta última litología contrasta con el incremento de Vs hasta los 690 m/s que detecta el método ReMi y los 600 m/s del ensayo Crosshole en el S-1 y no parece corresponder con las Peñuelas de consistencia dura, con nódulos carbonatados y niveles cementados que se testifican en los sondeos. Sin embargo, la técnica SASW destaca por su resolución cuando se ensaya para separaciones muy pequeñas entre acelerómetros (0,1 y 0,25 m de separación), ya que es capaz de caracterizar la capa de pavimento de sólo 10 cm de profundidad y una Vs característica para el hormigón de 1500 m/s.

A partir de los resultados del ensayo de SASW se demuestra que es una técnica muy precisa hasta los primeros 10 metros de profundidad, pero la resolución va disminuyendo al aumentar la profundidad de investigación obteniéndose resultados poco fiables por debajo de esta cota. Durante la adquisición de un ensayo de SASW una mayor profundidad de medida implica una mayor separación entre receptores, lo que a su vez implica un mayor volumen de terreno registrado. Así, los valores de Vs para las capas más profundas corresponden a la media de la rigidez de un gran volumen de terreno y como la estructura no es homogénea disminuye la precisión en la determinación de los contactos.

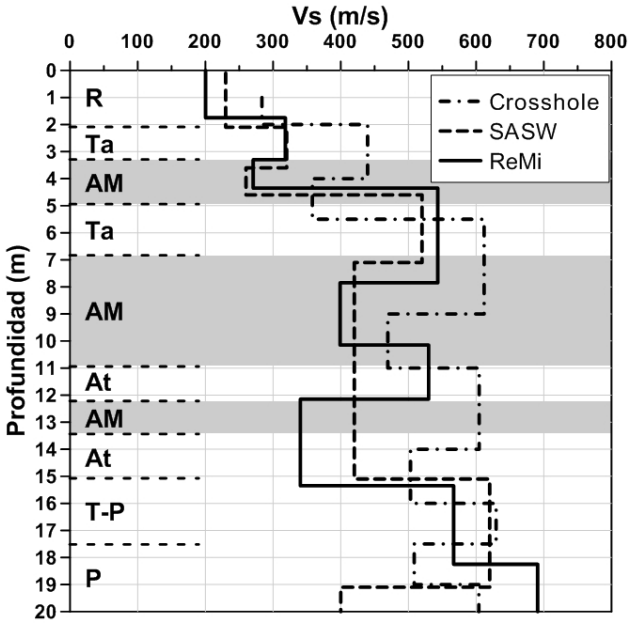

Figura 12 **– Comparación entre los modelos de Vs en profundidad para las tres técnicas investigadas.** ***(Comparison of the average shear wave velocity models obtained for each of the three techniques studied.)***

El ensayo Crosshole obtiene los valores de Vs más altos para las distintas litologías, siendo sus resultados en torno a 60 m/s mayores que los obtenidos por los ensayos basados en las ondas superficiales (Fig. 12). Los valores de Vs obtenidos mediante los métodos ReMi y SASW son muy similares entre sí, al igual que sus modelos para los primeros 10 metros de profundidad (Tabla 2).

Las diferencias en la precisión y en los valores de Vs medidos por cada técnica se explican por el diferente volumen de terreno muestreado en cada ensayo. La técnica Crosshole mide los valores de Vs para 5 ó 10 metros de distancia independientemente de la profundidad de medida, porque la fuente y los geófonos siempre se sitúan a la misma cota. En consecuencia, es la técnica de mayor resolución, sobre todo para el sondeo más próximo a la fuente, y la que obtiene los valores de Vs más altos. Sin embargo, los métodos basados en las ondas superficiales obtienen unos modelos de rigidez medios para todo el volumen de terreno incluido entre los receptores y la profundidad de medida alcanzada. En el caso del ReMi la distancia entre receptores ha sido de 46 metros, mientras que para el ensayo de SASW se han alcanzado los 32 m de distancia horizontal involucrada.

Tabla 2 **– Comparación de los valores de Vs que asignan las distintas técnicas a cada capa. (*Comparison of the Vs values that the different techniques assign to each one of the layers*.)**

Litología	ReMi (m/s)	SASW (m/s)	Ch (m/s)
Relleno	200	230	284
Tosco arenoso	318	320	440
Arena Miga	271	260	358
Tosco arenoso	543	520	612
Arena Miga	399	420	470
	530		605
Tosco arenoso	340		503
Arena Miga			
Tosco arenoso			
Tosco - Peñuela	567	620	630
	691		509
Peñuela		400	604

Además, a partir de los datos adquiridos en la línea de sísmica pasiva también se puede realizar una interpretación en dos dimensiones de la distribución de valores de Vs correlacionable con el corte geológico de la parcela (Fig. 13). Para ello, se interpretan por separado las curvas de dispersión registradas por pequeños grupos de geófonos (en este caso para grupos de 6 trazas) y se adosan los modelos resultantes en la dirección horizontal de modo que la superposición entre modelos sea suficiente (60%) para controlar los cambios de laterales de velocidad. Los resultados de esta sección permiten controlar la distribución de las capas de menor rigidez en profundidad, lo que proporciona una información muy útil para la ingeniería civil y el cálculo de cimentaciones.

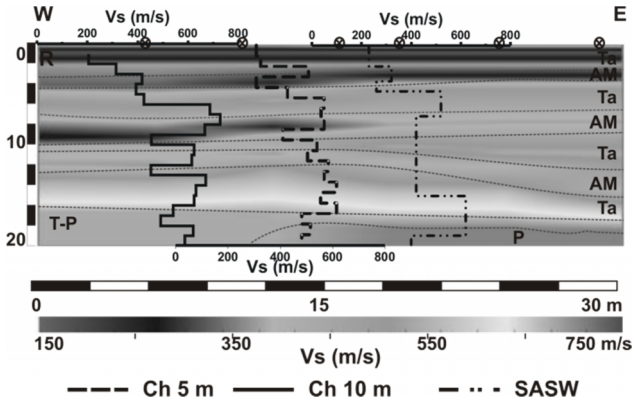

Figura 13 **– Resultados de los ensayos de Crosshole y SASW sobre la sección de distribución de Vs en 2D obtenida mediante la técnica ReMi.** ***(Results of the Crosshole and SASW surveys over the 2D cross-section obtained by the ReMi technique.)***

Del mismo modo, se han superpuesto los modelos de distribución de Vs de los otros ensayos sísmicos realizados en la parcela para analizar la resolución de la sección de ReMi en dos dimensiones. Como vemos en la figura 13 los resultados de Crosshole muestran una buena correlación con las variaciones de Vs que detecta el ReMi, especialmente para el sondeo situado más próximo a la fuente de energía. Para el modelo más alejado, la correspondencia en los resultados también es buena pero los contactos de las capas de distinta velocidad no coinciden a la misma profundidad.

7. CONCLUSIONES

De la comparación de estas técnicas se deduce que los métodos en el interior de sondeos tienen mayor resolución que los basados en el análisis de ondas superficiales porque muestrean un volumen de terreno pequeño que además es independiente de la profundidad de medida.

Sin embargo, el principal inconveniente del ensayo Crosshole es su elevado precio y su dificultad de aplicación ya que necesita entre 2 y 3 sondeos específicos, cuidadosamente ejecutados y separados pocos metros entre sí.

Por su parte, los métodos basados en el análisis de las ondas superficiales, el ReMi y el SASW, miden volúmenes de terreno similares, de manera que sus resultados son muy parecidos tanto en la distribución de las capas como en los valores de Vs que determinan hasta aproximadamente 10 m de profundidad.

El SASW destaca por su resolución en los metros más superficiales, ya que incluso es capaz de detectar la capa de asfalto de sólo 10 cm de espesor, sin embargo a partir de unos 10 m de profundidad la resolución de esta técnica disminuye.

En cuanto a la funcionalidad de cada ensayo, los métodos basados en las ondas superficiales no son destructivos por lo que destacan por su aplicabilidad frente a los métodos en sondeos, aunque siempre es importante contar con algún sondeo de apoyo para mejorar la interpretación y la resolución del problema inverso.

La técnica ReMi es la que tiene mayor funcionalidad ya que tanto la adquisición como la interpretación son rápidas. El SASW por su parte tiene una adquisición más costosa ya que hay que ir desplazando continuamente la fuente y los receptores para alcanzar distintas profundidades, por lo que no es recomendable para cubrir grandes áreas. Además la técnica ReMi permite elaborar secciones de distribución en profundidad a lo largo de toda la línea de geófonos que se correlaciona muy bien con la estructura geológica del terreno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores queremos manifestar nuestro más sincero agradecimiento a Ángel Tijera y Rubén Ruiz del Laboratorio de Geotecnia del CEDEX por proporcionar los resultados de la campaña de SASW y por sus valiosos comentarios. Igualmente agradecemos a Jesús Muiños su apoyo en campo.

8. REFERENCIAS

Anderson, N., Thitimakorn, T., Ismail, A., Hoffman, D. (2007): "A comparison of four geophysical methods for determining the shear wave velocity of soils". *Environmental & Engineering Geoscience*, **13,** 1, 11-23.

Asten, M., Boore, D. (2005): "Comparison of shear-velocity profiles of unconsolidated sediments near the Coyote Borehole (CCOC) measured with fourteen Invasive and Non-invasive methods". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **10**, 2, 85-120.

Heath, K., Louie, J.N., Biasi, G., Pancha, A., Pullammanappallil, S. (2006): "Blind tests of refraction microtremor analysis against synthetic models and borehole data". *Proceedings of the Managing Risk in Earthquake Country Conference Commemorating the 100th Anniversary of the 1906 Earthquake, San Francisco.*

Jin, X., Luke, B., Louie, J. (2006): "Comparison of Rayleigh wave dispersion relations from three surface wave measurements in a complex-layered system". *GeoCongress 2006: Geotechnical Engineering in the Information Technology Age. Proceedings of GeoCongress 2006.*

Joh, S.H., Kim, D.S., Kang, T.H., Kim, K.S., Ha, H.S., Chang, H.S., Jo, C.H. (2006): "Comparison of surface-wave techniques in the spatial profiling of subsurfaces stiffnes". *Proceedings of Site and Geomaterial Characterization*, *ASCE*, **149**, 197-195.

Kuo, C.H., Cheng, D.S., Hsieh, H.H., Chang, T.M., Chiang, H.J., Lin, C.M., Wen, K.L. (2009): "Comparison of three different methods in investigating shallow shear-wave velocity structures in Ilan, Taiwan". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 1, 133–143.

Liu, Y., Luke, B., Pullammanappallil, S., Louie, J., Bay, J. (2005): "Combining active and passive-source measurements to profile shear wave velocities for seismic microzonation". *Geo-frontiers 2005. American Society of Civil Engineers: Geotechnical Special Publications*, 130–142.

Louie, J.N. (2001): "Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays". *Bulletin of the Seismological Society of America,* **91**, 2, 347–364.

Pullammanappallil, S. Honjas, B., Louie, J., Siemens, J.A. Miura, H. (2003): "Comparative Study of the Refraction Microtremor (ReMi) Method: Using Seismic noise and standard P-wave refraction equipment for deriving 1-D S-wave profiles". *Proceedings of the 6th International SEG-J Conference, Tokyo, Japan.*

Roesset, J.M. Chang D.W., Stokoe K.H. (1991): "Comparison of 2-d and 3-d models for analysis of surface-wave tests". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering,* **5**, 111–126.

Saito, M. (1979): "Computations of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media. I. Sound wave and SH wave". *Butsuri-Tanko*, **32**, 5, 15-26.

Saito, M. (1988): "Compound matrix method for the calculation of spheroidal oscillation of the Earth". *Seismological Research Letters*, **59**, 29.

Stephenson, W.J. (2005): "Blind shear-wave velocity comparison of ReMi and MASW results with boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for earthquake ground-motion assessment". *Bulletin of the Seismological Society of America,* **95**, 6, 2506–2516.

Stokoe, K.H., Woods, R.D. (1972): "In situ shear wave velocity by Crosshole method". *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, **98**, 5, 443-460.

Stokoe II, K.H.. Wright S.G., Bay, J.A., Roessetet J.M. (1994): "Characterization of geotechnical sites by SASW method". *Woods, R.D. (Ed.), Geophysical Characterization of Sites. A. A. Balkema, Rotterdam*, 15–25.

Xia, J.H. Miller, R.D., Park, C.B. (1999): "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves". *Geophysics*, **64**, 3, 691-700.

Correlaciones empíricas entre la velocidad de propagación de las ondas S (Vs) y otros parámetros geotécnicos para los suelos de Madrid

Empirical correlations of shear wave velocity (Vs) with other geotechnical parameters of soils in Madrid

Pérez-Santisteban I.[(1)], Muñoz Martín A.[(1, 2)], Carbó Gorosabel A.[(1)] y Ruiz Fonticiella J. M.[(3)]

[(1)] Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), C.Universitaria, s/n 28040, Madrid, itziar_psantis@hotmail.com

[(2)] Instituto de Geociencias del CSIC

[(3)] Laboratorio de Geotecnia (CEDEX) c/Alfonso XII, 3, 28007, Madrid.

SUMMARY

Empirical correlations are usually used as a predictive tool in geotechnical engineering. However, equations calculated for soils very different to the ones to be characterized are frequently used, and so they are not representative of their mechanical properties. This fact, added to the increasing interest of civil engineering in knowing the shear wave velocity (Vs) of the ground, has led to the calculation of different empirical equations to predict the Vs value of the soils of Madrid. In this study this has been achieved by calculating the empirical correlations between the Vs value obtained through the ReMi (Refraction Microtremor) technique and the following geotechnical parameters: Standard Penetration Test (500 N_{SPT} values), uniaxial compressive strength (91 q_U tests) and 148 deformation modulus. The relationship between both Young's modulus (E_0) and shear modulus (G_0) and the results of 84 SPT tests (N_{SPT}) has also been studied. The empirical correlations proposed are applicable to the whole metropolitan area of Madrid, and have an excellent predictive capability due to the incorporation of the measurement depth to the equations, which has an important influence in the resistance properties of soils.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Naturalmente siempre es mejor contar directamente con datos medidos in situ, pero en muchas ocasiones no se pueden realizar ciertos ensayos o estos requieren demasiado tiempo y dinero, por lo que hay que recurrir a ecuaciones empíricas para poder estimarlos. Por este motivo, las correlaciones empíricas se utilizan frecuentemente como una herramienta predictiva en la ingeniería geotécnica, especialmente en las etapas preliminares de diseño de proyectos, cuando es necesario caracterizar rápidamente grandes extensiones de terreno y determinar la idoneidad del suelo para un propósito específico. Con esta finalidad, existen en la literatura multitud de estimaciones que relacionan entre sí todo tipo de propiedades mecánicas y parámetros geotécnicos.

En los últimos años, el creciente interés en la ingeniería por conocer el valor de la Vs, así como las habituales dificultades para estimarla directamente (no siempre es fácil reconocer la onda S ya que, especialmente en los entornos urbanos, suele estar enmascarada por el ruido ambiental) han dado lugar a un gran número de correlaciones que establecen el valor de Vs en función de la litología y distintos parámetros geotécnicos. De entre todas estas correlaciones, sin duda la más frecuente es la que relaciona la Vs y el resultado del ensayo de Resistencia a la Penetración Estándar (N_{SPT}), al ser éste es un parámetro de uso muy común y extendido.

Estas correlaciones son muy útiles cuando no se cuenta con otros datos obtenidos directamente o se necesita estimar rápidamente las propiedades geotécnicas de un terreno, pero no hay que olvidar para qué condiciones geológicas fue calculada cada correlación y por tanto, si es extensible al caso concreto que se quiere caracterizar. Dado que cada área de investigación está caracterizada por una historia geológica diferente, los parámetros geotécnicos que se obtengan en ella estarán condicionados por una historia de tensiones, composición litológica, edad, etc., de modo que las correlaciones empíricas calculadas para un emplazamiento concreto no tienen porqué ser válidas en otros terrenos. En consecuencia, para obtener unos parámetros fiables y representativos del suelo que se quiere caracterizar es fundamental utilizar ecuaciones específicamente calculadas para ese tipo de suelo y esas mismas condiciones geológicas.

De esta forma, las ecuaciones empíricas que encontramos en la bibliografía se han calculado para otro tipo de suelos y no pueden predecir la rigidez de los suelos de Madrid. Como vemos en la figura 1 donde se ha representado la relación entre los valores de Vs y de SPT medidos para esta investigación y las correlaciones publicadas más comunes entre estas dos variables. Esta figura muestra que, excepto para Jafari *et al.* (1997) todas las correlaciones de la bibliografía calculan una Vs muy baja para los suelos de Madrid, probablemente debido a que estos estudios investigan suelos cuaternarios y depósitos poco consolidados con valores de Vs mucho más bajos que los característicos para los suelos terciarios de Madrid. Así se demuestra que existe un alto grado de variabilidad en la Vs que predicen los diferentes modelos empíricos y se pone en evidencia la necesidad de tomar medidas específicas de Vs para cada lugar de investigación antes de establecer sus ecuaciones predictivas.

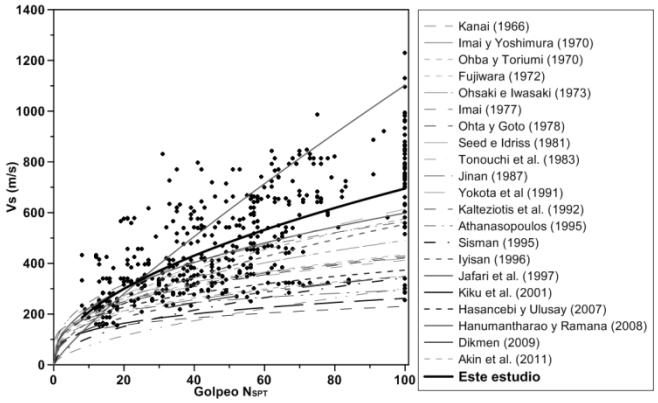

Figura 1* – Comparación de la correlación entre Vs y N_{SPT} para los suelos de Madrid y las ecuaciones que se proponen en la bibliografía. *(Comparison of the correlation between Vs and N_{SPT} for the soils of Madrid and the equations proposed in the bibliography.)

Por lo tanto para obtener ecuaciones predictivas adecuadas para los suelos de Madrid, será necesario realizar un análisis estadístico completo y para un número de muestras suficientemente representativo de estos suelos. Así en este estudio para poder predecir la rigidez y la deformabilidad de los suelos de Madrid se han analizado las correlaciones estadísticas entre la Vs medida mediante la técnica ReMi o sísmica pasiva y los siguientes parámetros geotécnicos: la resistencia a la penetración estándar

(N_{SPT}), la resistencia a la compresión simple (q_U) y los módulos de deformación (E_0, G_0 y K_0). Del mismo modo también se ha investigado la relación entre los módulos de deformación y la N_{SPT}.

El análisis estadístico, para modelizar la relación entre la Vs y el N_{SPT} a partir de los datos experimentales de los suelos de Madrid, se ha realizado mediante un análisis de regresión lineal por el método de los mínimos cuadrados, que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos:

$$\sum_{i=1}^{n} r_i^2 = \sum_{i=1}^{n} (Y_i - Y_i^*)^2 \qquad (1)$$

Siendo r el residuo, es decir, la diferencia entre el valor de la variable observada (Y_i) y el valor teórico estimado por la regresión (Y_i^*).

2. PROPIEDADES GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS DE LOS SUELOS DE MADRID

La ciudad de Madrid y su entorno urbano están situados en una cubeta de sedimentación intramontana que quedó definida durante el Terciario al elevarse el Sistema Central. Como consecuencia, sus suelos están constituidos por las facies Miocenas resultantes de un sistema de sedimentación basado en grandes abanicos aluviales que comenzaban en los márgenes de la cuenca y convergían hacia la zona central de la cubeta donde había una laguna evaporítica.

Debido a este sistema de deposición, normalmente los sedimentos se distribuyen según bandas concéntricas de forma que las facies de borde están constituidas por arcosas inmaduras que van progradando sobre facies cada vez más arcillosas y yesíferas hacia el centro de la cuenca. En la práctica esto se complica debido a discontinuidades causadas por cambios climáticos o por levantamientos de los diferentes márgenes de la cubeta, que dan lugar a episodios de arroyadas más o menos energéticos y que controlan la granulometría y el avance de los materiales detríticos. Esto provoca un marcado carácter discontinuo de las facies y es habitual que las arcosas de diferente granulometría se interdenten con depósitos lacustres.

Por lo tanto las facies detríticas que nos encontramos son más ricas en finos según nos alejamos de los márgenes de la cuenca hasta llegar a las facies de transición que se corresponden a una llanura fangosa salina entre la zona más distal de los abanicos y la laguna central donde ya aparecen minerales neoformados.

En Madrid es habitual referirse a las distintas facies mediante la siguiente nomenclatura, que se utiliza de manera habitual en las descripciones y publicaciones geotécnicas. De esta forma las facies detríticas se clasifican según su contenido en finos (partículas < 0,08 mm) en:

- Arena de miga, cuando tienen menos de un 25% de finos
- Arena tosquiza, cuando tienen entre un 25 y un 40% finos
- Tosco arenoso, cuanto tienen entre un 40 y un 60% de finos
- Tosco, cuando tienen más de un 60 % de finos

Las facies de transición se conocen como Peñuelas y corresponden a las arcillas de alta plasticidad entre la zona más distal de los abanicos y la laguna central.

Por último, la facies evaporítica se denomina igual que las facies geológicas en función de la abundancia relativa entre yesos y arcillas.

Además hay que tener en cuenta que al tratarse de un área urbana todos estos depósitos van a estar recubierto por rellenos antrópicos de espesor variable. Igualmente podemos encontrar algunos materiales cuaternarios aluviales asociados a los dos cursos fluviales principales de Madrid: el río Jarama y el río Manzanares.

En cuanto a sus propiedades geotécnicas los suelos cuaternarios destacan por su baja resistencia mientras que las facies detríticas (desde las Arenas de miga hasta los Toscos) tienden a aumentar su resistencia con el contenido en finos.

Las Peñuelas de la facies de transición son la litología con un comportamiento geotécnico más variable ya que aunque cuando están sanas están constituidas por arcillas litificadas muy resistentes, es frecuente encontrarlas reblandecidas y meteorizadas. Además dentro de esta litología también es frecuente la presencia de niveles calcáreos asociados a la somerización de la cuenca que se conocen como Cayuelas y que también tienen unas características muy variables en función del grado de cementación o de alteración.

Los yesos de la facies evaporítica destacan por su resistencia aunque también presentan diferentes problemas geotécnicos asociados a la karstificación.

3. RELACIÓN ENTRE LA Vs Y N_{SPT} PARA LOS SUELOS DE MADRID

Para establecer la correlación existente entre las Vs medidas mediante la técnica ReMi en el área urbana de Madrid y los resultados de los ensayos de resistencia a la penetración estándar, se ha realizado un análisis estadístico entre los 500 valores de N_{SPT} y las Vs correspondientes a las profundidades ensayadas en los sondeos (Fig. 2). De esta forma se ha obtenido una relación empírica capaz de predecir los valores de Vs a partir de los resultados de los ensayos SPT:

$$Vs = 62.6 \cdot N_{SPT}^{0.52} \qquad R^2 = 0.5 \qquad (2)$$

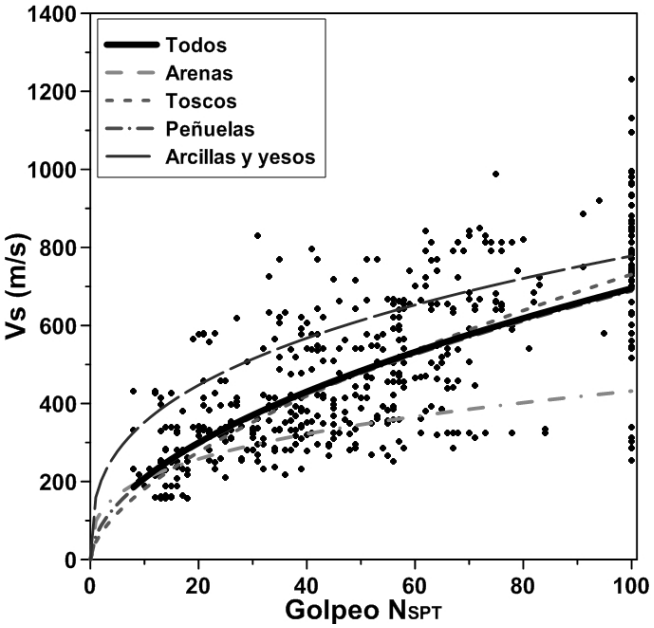

Figura 2* – Correlación entre la Vs y la N_{SPT} para todos los suelos de Madrid.** ***(Correlation between Vs and N_{SPT} for all soils of Madrid.)

Esta relación tiene un coeficiente de determinación (R^2) igual a 0.53, lo que indica que sólo el 53% de los valores de Vs están explicados por los valores de N_{SPT}. Este valor de R^2 confirma que existe una relación lineal entre estas variables pero también que la función propuesta no es capaz de explicar casi la mitad de los datos de Vs medidos in situ.

Las relaciones empíricas entre Vs y N_{SPT} para cada grupo litológico vienen expresadas por las siguientes ecuaciones y sus respectivos coeficientes de determinación:

Arenas: $$Vs = 98.69 \cdot N_{SPT}^{0.321} \qquad R^2 = 0.37 \qquad (3)$$

Toscos: $$Vs = 44.87 \cdot N_{SPT}^{0.606} \qquad R^2 = 0.42 \qquad (4)$$

Peñuelas: $$Vs = 60.79 \cdot N_{SPT}^{0.527} \qquad R^2 = 0.58 \qquad (5)$$

Arcillas y yesos: $$Vs = 159.43 \cdot N_{SPT}^{0.344} \qquad R^2 = 0.68 \qquad (6)$$

Las Arenas son las que peor correlación muestran entre Vs y N_{SPT}, mejorando ligeramente la relación con el contenido en arcillas y el grado de consolidación. En cualquier caso no existe una buena correlación entre la Vs y el N_{SPT} para ningún grupo litológico y todos los coeficientes de determinación están por debajo de 0.7 ($R^2 <$ 0.7), lo que indica que hay un gran número de valores de Vs que no están explicados por los valores de N_{SPT}. Esto demuestra que la Vs no se puede explicar únicamente en términos de SPT y por lo tanto hay que valorar la necesidad de incluir otro parámetro en la ecuación.

Sabemos que la Vs depende de la profundidad, que controla el grado de consolidación y la tensión de confinamiento de los suelos, y por eso vamos a analizar la influencia de este factor en la correlación. Para ello hay que analizar los valores residuales de las ecuaciones, es decir, la diferencia entre el valor de la variable medida experimentalmente y el valor teórico que calcula la ecuación de correlación. Es analizando estos valores residuales como podemos estudiar la capacidad predictiva de las ecuaciones y determinar si presentan algún sesgo.

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Así, si representamos los residuales de la ecuación anterior entre la Vs y el SPT (ecuación 2) frente a la profundidad (Z), vemos como existe una marcada tendencia lineal positiva de los residuales con la profundidad (Fig. 3), indicando que los errores dependen de esta variable que no se había tenido en cuenta. Los residuales son positivos para las altas profundidades, lo que significa que con esta relación se subestiman las Vs calculadas para profundidades mayores de 12 metros. De esta forma se demuestra que las ecuaciones anteriores introducen un sesgo y que para asegurar la independencia del error es necesario incluir en el análisis la variable de la profundidad de medida.

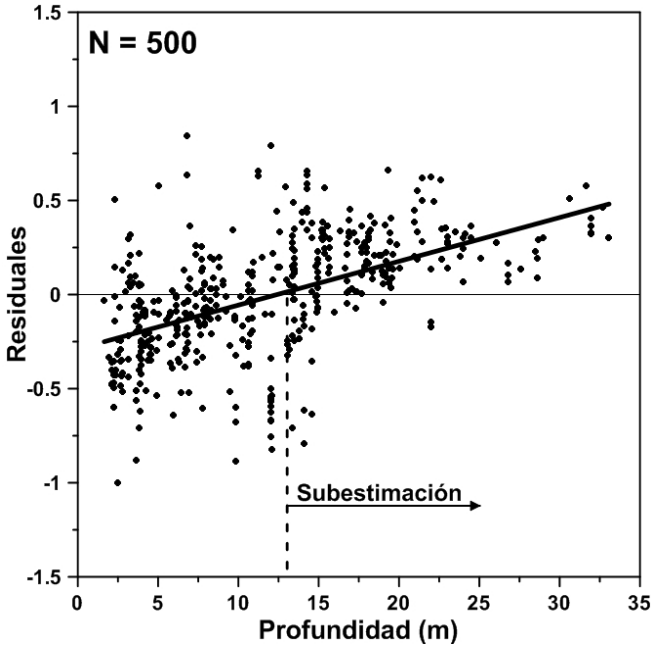

Figura 3 **- Gráfico de los residuales de la ecuación 2 frente a la profundidad (variable omitida). (*Graphic of the residuals of equation 2 versus depth (omitted variable).*)**

De este modo si incluimos la profundidad de medida en las ecuaciones mejora mucho la calidad de las correlaciones, los datos experimentales se ajustan mejor a la ecuación de regresión y los coeficientes de determinación aumentan para todas las litologías, especialmente en el caso de las arenas (Fig. 4):

Todos los suelos: $Vs = 71.05 \cdot N_{SPT}^{0.259} \cdot Z^{0.382} \quad R^2 = 0.76$ (7)

Arenas: $Vs = 77.85 \cdot N_{SPT}^{0.121} \cdot Z^{0,619} \quad R^2 = 0.78$ (8)

Toscos: $Vs = 110 \cdot N_{SPT}^{0.147} \cdot Z^{0,397} \quad R^2 = 0.72$ (9)

Peñuelas: $Vs = 60.59 \cdot N_{SPT}^{0.213} \cdot Z^{0,479} \quad R^2 = 0.77$ (10)

Arcillas y yesos: $Vs = 128.67 \cdot N_{SPT}^{0.273} \cdot Z^{0,188} \quad R^2 = 0.82$ (11)

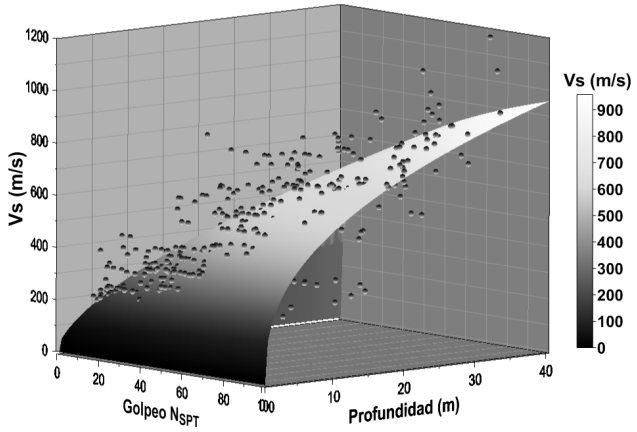

Figura 4 **– Modelo que relaciona la Vs con la profundidad y los valores de N_{SPT}. (*Model showing the relation of Vs with the depth and the N_{SPT} values.)***

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Sin embargo, un modelo de regresión con un alto porcentaje de variaciones explicadas, puede no tener una capacidad predictiva elevada. Es decir, el valor de R^2 ofrece una medida del ajuste de la ecuación a los datos, pero el porcentaje de datos alejado de la curva puede tener un valor muy distinto del valor que predice la ecuación, que por tanto tendrá mala capacidad predictiva.

Así, para analizar gráficamente y en detalle el nivel de seguridad en el empleo de estas correlaciones empíricas para la predicción de la Vs hemos calculado el error relativo porcentual en la estimación de la Vs de cada ecuación (ecuación 12) y lo hemos representado frente a la frecuencia acumulada (Fig. 5).

$$Error(\%) = ((V_{sc} - V_{sm})/V_{sm}) \cdot 100 \qquad (12)$$

donde V_{Sc} es la velocidad calculada por la ecuación y V_{Sm} la velocidad medida experimentalmente.

Esta figura permite interpretar que el 73% de los valores de Vs predichos por la ecuación que relaciona todos los suelos de Madrid (ecuación 7) tienen menos de un 20% de error respecto a las Vs medidas.

Si hacemos este mismo análisis para los distintos grupos litológicos, vemos que para las Arenas y los Toscos el 80% de los valores calculados por las ecuaciones 8 y 9 tienen menos de un 20% de error respecto a la Vs medida.

Sin embargo, en el caso de las Peñuelas la capacidad predictiva de la ecuación es menor y sólo el 60% de los valores de Vs calculados presentan menos del 20% de error. Esta peor capacidad predictiva está causada por los niveles de Cayuelas, que además provocan un descenso en la capacidad predictiva de la ecuación que incluye a todos los suelos estudiados. Para el grupo de las Arcillas con yesos el 85% de los valores de Vs predichos por la ecuación 11 presentan menos de un 20% de error.

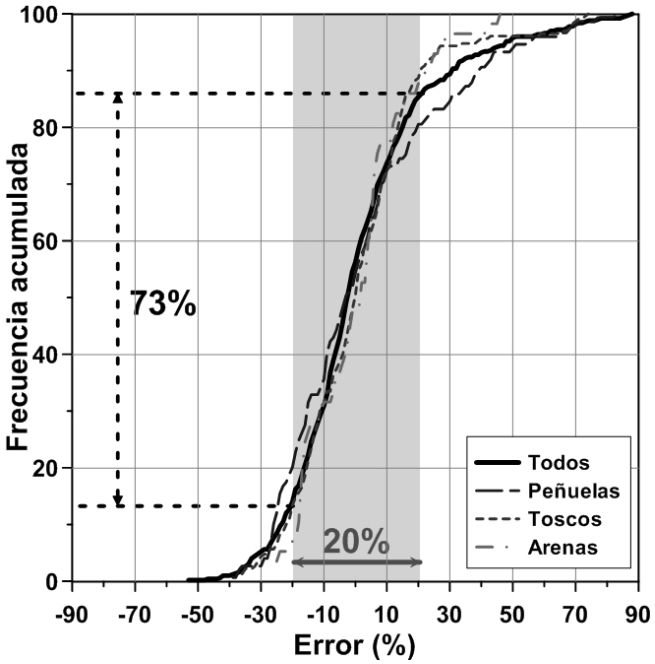

Figura 5 – **Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs, la N_{SPT} y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (*Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs, N_{SPT} and the depth for all soils of Madrid.)***

4. RELACIÓN ENTRE LA Vs Y q_U PARA LOS SUELOS DE MADRID

Tanto la Vs como el ensayo de resistencia a la compresión simple (q_U) proporcionan una estimación de la consistencia de los suelos estudiados, de modo que cuanto mayor es la rigidez o la resistencia de un material, mayores son los valores de Vs y de q_U

Por este motivo se han investigado las relaciones estadísticas existentes entre estos dos parámetros con el fin de establecer una correlación empírica que permita determinar, con suficiente seguridad, uno de estos parámetros en función del otro. Para realizar este análisis se contaba con 91 valores de q_U que se han asignado a sus niveles correspondientes de Vs determinados mediante sísmica pasiva. En este caso no se incluye en el análisis el grupo de las Arenas, ya que esta litología no tiene suficiente cohesión para poder realizar el ensayo de compresión simple.

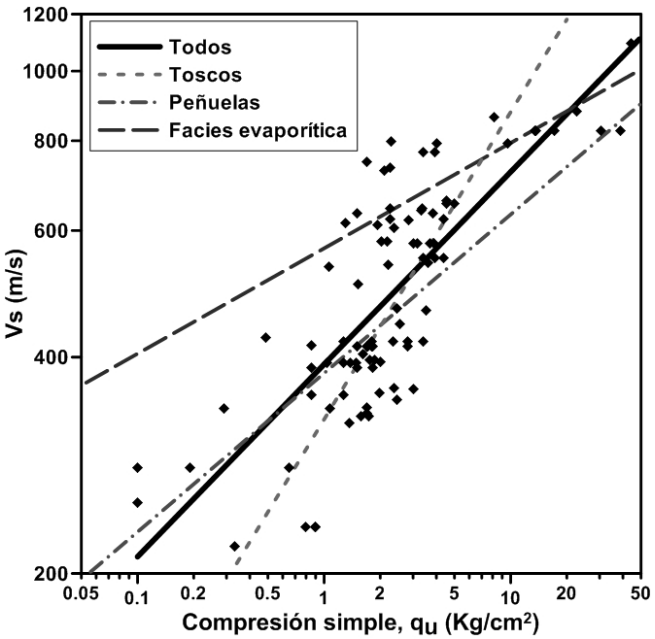

Figura 6 – Correlación entre Vs y q_U para cada grupo litológico. (*Correlation between Vs and q_U for each lithological group.)*

Mediante este análisis estadístico se han obtenido las siguientes ecuaciones experimentales que relacionan entre sí la Vs y la resistencia a la compresión simple y sus respectivos coeficientes de determinación que valoran la bondad del ajuste (Fig. 6):

Todos los suelos: $Vs = 390.90 \cdot q_u^{0.268}$ $R^2 = 0.60$ (13)

Toscos: $Vs = 327.64 \cdot q_u^{0.428}$ $R^2 = 0.59$ (14)

Peñuelas: $Vs = 379.91 \cdot q_u^{0.221}$ $R^2 = 0.54$ (15)

Arcillas y yesos: $Vs = 566.86 \cdot q_u^{0.147}$ $R^2 = 0.69$ (16)

Todas estas ecuaciones son muy diferentes entre sí, como puede verse por las pendientes tan distintas que presenta cada una de ellas en la figura 6. Esto corrobora la importante influencia de la litología en el comportamiento geotécnico y por tanto, en los valores de Vs y q_U, y viene a reforzar la necesidad de obtener correlaciones empíricas específicas para cada área de investigación.

Del mismo modo que en el análisis estadístico anterior vemos que, aunque existe una dependencia entre ambas variables para todos los casos analizados, estas relaciones no son suficientes para explicar en torno a un 40% de las variaciones de Vs en función de la q_U y que por tanto, no podrían utilizarse de manera eficaz como modelos predictivos. Además, sabemos que la Vs depende de la profundidad, por lo que es necesario analizar los valores residuales de estas ecuaciones propuestas para conocer si es necesario introducir la variable de la profundidad en las correlaciones.

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Si representamos los residuales de la ecuación 13 frente a la variable omitida de la profundidad (Fig. 7) vemos que existe una marcada pendiente positiva, indicativa de que los errores dependen de no incluir la profundidad en la relación

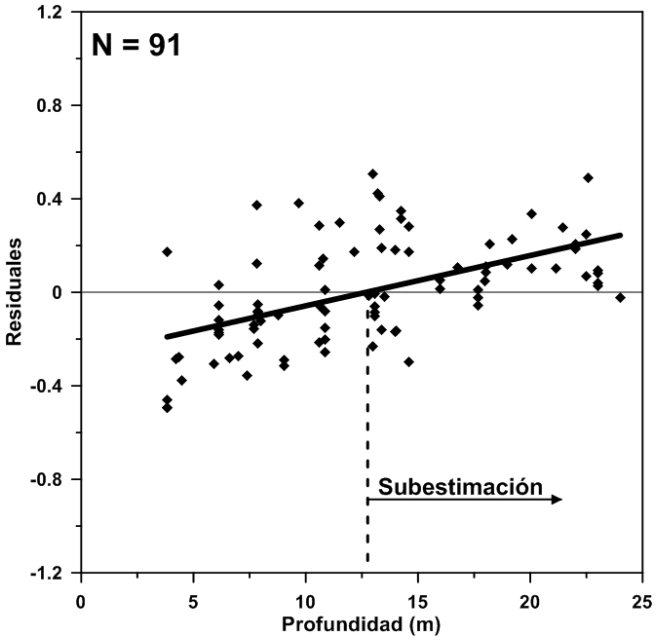

Figura 7 – **Relación entre los valores residuales de la ecuación 13 y la profundidad. *(Relation between the residual values of equation 13 and depth.)***

Este análisis demuestra que con las ecuaciones propuestas (ecuaciones 13 – 16) se sobreestima la Vs para los primeros 12 metros de profundidad ya que la Vs calculada es mayor que la Vs medida in situ. En cambio, a partir de esta cota se subestima la velocidad calculada porque no se tiene en cuenta el aumento de Vs resultante de la posible consolidación del terreno por el peso de los materiales suprayacentes.

Al incluir la profundidad en las ecuaciones se corrige el sesgo que presentaban las correlaciones anteriores y los residuales pasan a distribuirse de forma homogénea y con media próxima a cero respecto a las dos variables dependientes (Fig. 8). Además, mejora considerablemente la calidad de las predicciones, ya que en todos los casos el valor del coeficiente de determinación aumenta ($R^2 \geq 0.70$), especialmente en el caso de los Toscos que parecen más afectados por las variaciones de profundidad.

Todos: $$Vs = 184.57 \cdot q_u^{0.198} \cdot Z^{0.332} \quad R^2 = 0.77 \quad (17)$$

Tosco: $$Vs = 175.50 \cdot q_u^{0.215} \cdot Z^{0.337} \quad R^2 = 0.81 \quad (18)$$

Peñuela: $$Vs = 184.34 \cdot q_u^{0.149} \cdot Z^{0.309} \quad R^2 = 0.69 \quad (19)$$

Arcillas y yesos: $$Vs = 584.39 \cdot q_u^{0.147} \cdot Z^{-0.011} \quad R^2 = 0.70 \quad (20)$$

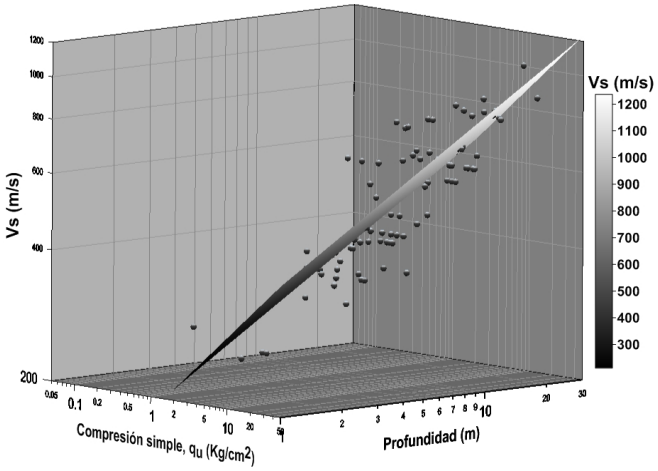

***Figura 8* – Modelo que relaciona la Vs con la q_U y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (*Model showing the relation of Vs with q_U and the depth for all soils of Madrid.*)**

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

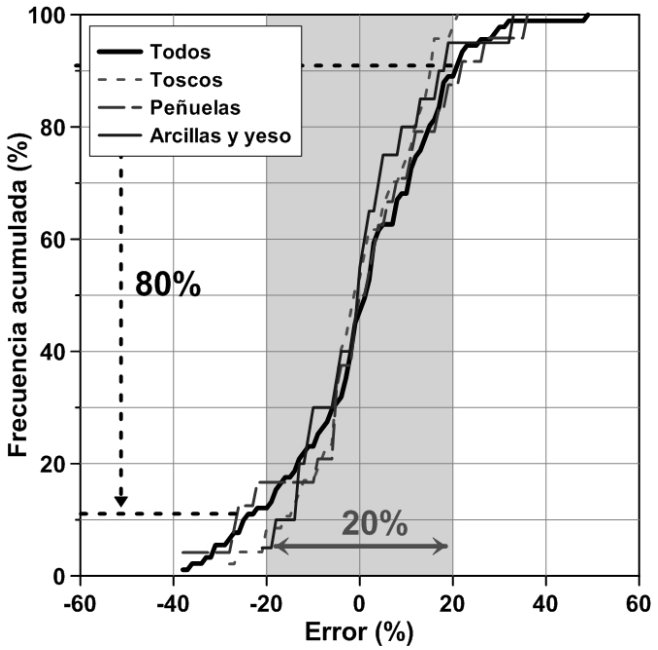

Figura 9* – Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs, la q_U y la profundidad para todos los suelos de Madrid. (*Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs, q_U and the depth for all the soils of Madrid.)

Por último, para asegurar la fiabilidad de estas propuestas empíricas como herramientas indirectas para determinar la Vs, es necesario analizar su capacidad predictiva. Al incluir la profundidad mejora la calidad de la regresión ($R^2 > 0.7$), pero puede ocurrir que el porcentaje de valores no explicados por la ecuación se alejen mucho de lo valores medidos. Por eso es necesario analizar la capacidad predictiva de cada ecuación a través de los gráficos que representan el error relativo porcentual en la estimación de la Vs de cada ecuación frente a la frecuencia acumulada (Fig. 9).

A partir de estos gráficos podemos interpretar que la ecuación 17 que incluye todas las litologías estudiadas es capaz de predecir el 80% de los valores de Vs con menos de un 20% de error respecto a la Vs medida. Por su parte, las ecuaciones de correlación de los Toscos y de la Facies evaporítica son capaces de predecir más del 90% de los datos de Vs con menos de un 20% de error. En el caso de las Peñuelas, la correlación es menos segura, pero aún así, el 70% de los valores de Vs calculados tienen menos de un 20% de error respecto a las Vs medidas.

5. RELACIÓN ENTRE LA Vs Y LOS MÓDULOS DE DEFORMACIÓN PARA LOS SUELOS DE MADRID

Los módulos de deformación son un parámetro indispensable para conocer las relaciones tenso-deformacionales de los suelos y poder diseñar las estructuras que se apoyarán sobre él. Sin embargo, la determinación de los módulos y su variación con la profundidad es costosa, tanto en tiempo como en dinero, ya que suele requerir sondeos y una adecuada toma de muestras inalteradas para los ensayos de laboratorio. Por este motivo, ante la necesidad de contar con módulos de deformación fiables de manera rápida, son muy habituales las propuestas empíricas que relacionan los módulos con otros parámetros geotécnicos o las tablas bibliográficas que asignan unos valores medios de los módulos a las distintas litologías (Rodríguez, 2000; Das, 2001).

Para analizar las relaciones estadísticas entre estos parámetros se han calculado 148 módulos dinámicos de los suelos de Madrid a partir de las velocidades de las ondas P y S medidas mediante sísmica de refracción y sísmica pasiva respectivamente y mediante la densidad obtenida a partir de ensayos de laboratorio. Sin embargo, no siempre es posible contar con toda esta información y por eso proponemos una serie de correlaciones empíricas que permiten predecir con gran seguridad los módulos máximos de deformación de los suelos de Madrid únicamente a partir del valor de Vs medido en el terreno:

Módulo de Young:

$$E_0(MPa) = 1.8 \cdot 10^{-3} \cdot Vs^{2.17} \quad R^2 = 0.99 \quad (21)$$

Módulo de rigidez:

$$G_0(MPa) = 5.7 \cdot 10^{-4} \cdot Vs^{2.19} \quad R^2 = 0.99 \quad (22)$$

Módulo de compresibilidad:

$$K_0(MPa) = 2.2 \cdot 10^{-2} \cdot Vs^{1.91} \quad R^2 = 0.73 \quad (23)$$

Como era de esperar, la correlación empírica entre la Vs y los módulos G_0 y E_0 es casi perfecta independientemente de la litología porque ambos módulos dependen en gran medida de este parámetro:

$$G_0 = \rho \cdot Vs^2 \quad (24)$$

$$E_0 = 2 \cdot \rho \cdot Vs^2 \cdot (1 + \nu) \quad (25)$$

siendo ρ la densidad y $\nu = \dfrac{(Vp/Vs)^2 - 2}{2 \cdot \left[(Vp/Vs)^2 - 1\right]}$

De esta forma, aunque el módulo de Young también se ve afectado por las variaciones de Vp (ya que el coeficiente de Poisson depende de la relación entre Vp y Vs), está básicamente controlado por la Vs y por eso los módulos G_0 y E_0 se correlacionan de manera similar y varían en el mismo sentido.

En el caso del módulo de compresibilidad (K_0) la correlación no es tan buena, ya que como se deduce de la siguiente ecuación, este

módulo está más controlado por la variación de Vp que los otros dos:

$$K = Vp^2 \cdot \rho - 4/3 \cdot Vs^2 \cdot \rho \quad (26)$$

Por este motivo, cuando analizamos los residuales y la capacidad predictiva de la ecuación 23, vemos que a pesar de su elevado coeficiente de determinación ($R^2 = 0.73$) los valores de K_0 predichos se alejan mucho de los valores reales medidos in situ. Tanto es así que sólo el 26% de los valores de K_0 predichos tienen menos de un 20% de error, lo que demuestra que esta ecuación no tiene una capacidad predictiva suficiente.

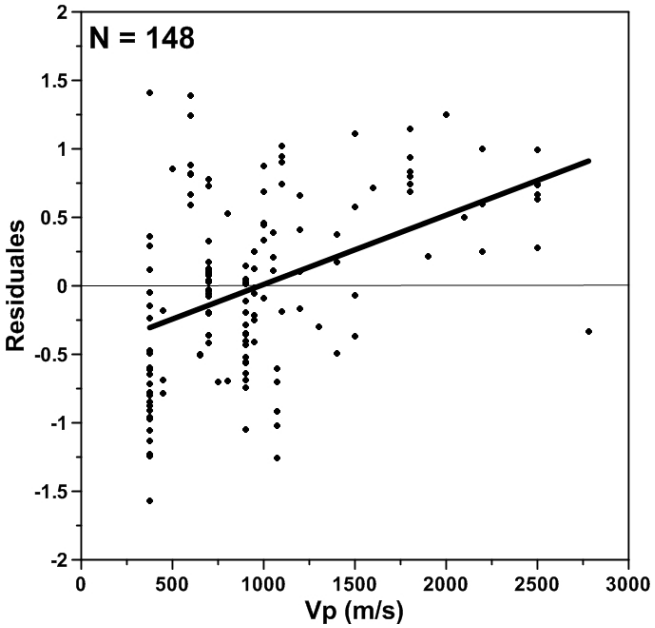

Figura 10 **– Relación entre los valores residuales de la ecuación 23 frente a la Vp.** ***(Relation between the residual values of equation 23 versus the Vp.)***

Si analizamos los valores residuales de esta ecuación (Fig. 10) vemos que el error está fuertemente condicionado por la variación de la Vp, demostrándose que la K_0 no se puede explicar únicamente en términos de Vs. El módulo de compresibilidad se ve afectado tanto por la rigidez del suelo como por el grado se saturación del terreno de modo que, cuando el suelo está saturado, el módulo K está dominado por la incompresibilidad del fluido. Por lo tanto este módulo debe explicarse en términos de Vp, que depende de la rigidez y del grado de saturación del suelo y no por la Vs, que únicamente refleja la rigidez del terreno atravesado.

Por este motivo descartamos la ecuación que calcula K_0 a partir de Vs y en cambio analizamos su relación con la Vp:

$$K_0 = 24 \cdot 10^{-5} \cdot Vp^{2.26} \quad R^2 = 0.99 \quad (27)$$

En este caso, la correlación mejora mucho y también su capacidad predictiva, de forma que si se calcula el módulo K_0 a partir del valor de Vp más del 90% de los módulos de compresibilidad calculados tienen menos de un 20% de error.

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Los módulos G_0 y E_0, se pueden calcular rápidamente a partir de la Vs medida mediante la técnica ReMi, con una excelente capacidad predictiva (Fig. 11).

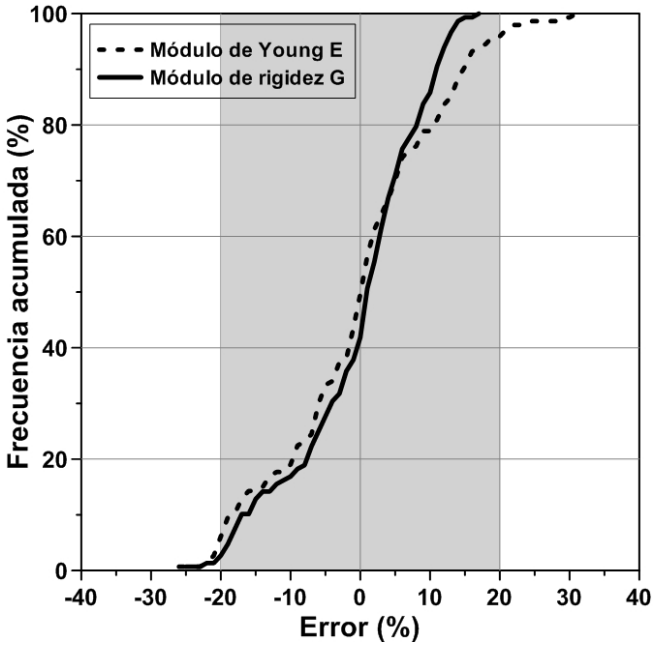

Figura 11 **– Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre la Vs y los módulos de deformación E y G para todos los suelos de Madrid.** ***(Analysis of the predictive capability of the correlation between Vs and the deformation modulus E and G for all the soils of Madrid.)***

Esto resulta especialmente interesante en los entornos urbanos, donde otros métodos geofísicos presentan más problemas y se requieren correlaciones basadas en otros parámetros (ensayos de penetración) menos relacionados. En el caso del módulo G_0, la correlación sólo evita estimar la densidad de los materiales pero para el módulo de Young la correlación es de mayor ayuda, ya que además de la densidad, también evita la estimación de la Vp (o del coeficiente de Poisson), muy difícil de medir en áreas metropolitanas debido al ruido que enmascara la llegada de la señal.

6. RELACIÓN ENTRE LOS MÓDULOS DE DEFORMACIÓN Y LA N_{SPT} PARA LOS SUELOS DE MADRID

Por último también se han querido analizar las posibles correlaciones empíricas existentes entre los módulos de deformación dinámicos y los ensayos de resistencia a la penetración estándar ya que el ensayo SPT es el más habitual en cualquier obra o proyecto de ingeniería y muchas veces es el único ensayo con el que se cuenta para hacer estimaciones de los parámetros necesarios, al menos en las fases iniciales de las campañas. Para este análisis se ha contado con 84 valores de N_{SPT} correspondientes a los mismos niveles y emplazamientos que los módulos de deformación máximos calculados a partir de las velocidades sísmicas medidas in situ y de las densidades determinadas en ensayos de laboratorio. Así, mediante un análisis de regresión potencial se han obtenido los siguientes resultados:

$$E_0(MPa) = 6.19 \cdot N_{SPT}^{1.30} \quad R^2 = 0.70 \quad (28)$$

$$G_0(MPa) = 2.12 \cdot N_{SPT}^{1.31} \quad R^2 = 0.70 \quad (29)$$

$$K_0(MPa) = 14.61 \cdot N_{SPT}^{1.36} \quad R^2 = 0.52 \quad (30)$$

Los módulos E_0 y G_0 presentan una correlación similar con el SPT con un alto coeficiente de determinación $R^2 = 0.70$, mientras que el módulo K_0 presenta una correlación más pobre, con un coeficiente de determinación de sólo 0.52.

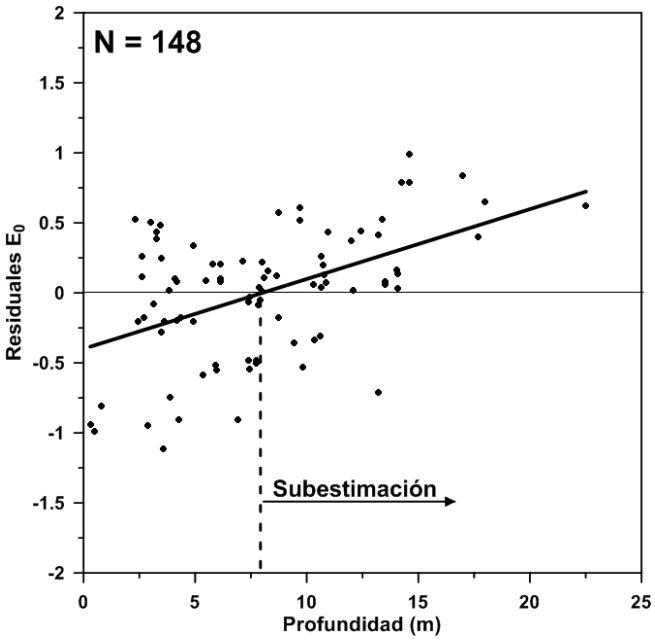

Figura 12 – **Relación entre los valores residuales de la ecuación 28 frente a la profundidad.** ***(Relation between the residual values of equation 28 versus depth.)***

INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD

Como hemos visto, la rigidez depende en gran parte de la profundidad, al provocar ésta una compactación de los suelos, de forma que si analizamos los residuales de estas correlaciones vemos que es un factor de dependencia que es necesario tener en cuenta para evitar sesgos en las ecuaciones predictivas (Fig. 12).

A partir del análisis de los valores residuales de las ecuaciones propuestas (28 - 30) se interpreta que hasta los 7 - 8 metros de profundidad la correlación sobreestima los módulos de rigidez, mientras que por debajo de esta cota, los subestima al no tener en cuenta la compactación por el peso de los materiales suprayacentes (Fig. 12). De este modo, si se incluye la profundidad (Z) en la regresión potencial se corrige esta tendencia y se mejora la calidad de las correlaciones:

Módulo de rigidez: $G_0 = 3.47 \cdot N_{SPT}^{0.92} \cdot Z^{0.46} \quad R^2 = 0.81$ (31)

Módulo de Young: $E_0 = 10.19 \cdot N_{SPT}^{0.90} \cdot Z^{0.47} \quad R^2 = 0.81$ (32)

Módulo de compresibilidad: $K_0 = 29.09 \cdot N_{SPT}^{0.82} \cdot Z^{0.63}$

$R^2 = 0.66$ (33)

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD PREDICTIVA

Por último se ha analizado la capacidad predictiva de las ecuaciones propuestas (31 – 33) representando la frecuencia de los errores porcentuales en la predicción de los módulos (Fig. 13). Así, a partir de este análisis vemos que para el caso del módulo de rigidez, a pesar de que el coeficiente de determinación es muy alto (R^2 = 0.81), sólo el 50% de los módulos calculados con esta ecuación están por debajo de un 20% de error. Esto quiere decir que aunque más del 80% de los datos están explicados por las variaciones de Z y N_{SPT}, algunos de los valores de G_0 calculados están muy lejos de la función regresiva, de forma que los módulos G_0 estimados son muy diferentes de los medidos in situ y tienden a sobreestimar los módulos máximos.

El módulo de Young máximo varía del mismo modo que G_0 y sus ecuaciones tienen la misma capacidad predictiva. Sin embargo el módulo K_0, que ya presentaba un coeficiente de determinación más bajo (R^2 = 0.66) tiene una pésima capacidad predictiva (sólo el 18% de los datos calculados tienen menos de un 20% de error). Esto se debe a que el módulo K_0 está muy condicionado por el grado de saturación, pero sin embargo, este es un factor que no influye de forma significativa en el ensayo SPT ni depende de la profundidad. Por lo tanto, el módulo de compresibilidad (K_0) no se puede explicar en función de estos dos parámetros.

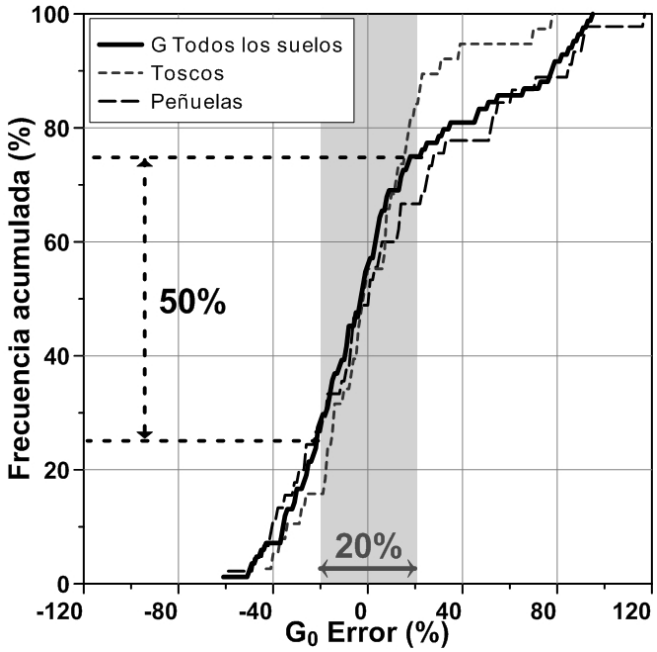

Figura 13 – **Análisis de la capacidad predictiva de la correlación entre el módulo de rigidez (G), la N_{SPT} y la profundidad para todos los suelos de Madrid.** ***(Analysis of the predictive capability of the correlation between the shear modulus (G), N_{SPT} and the depth for all soils of Madrid.)***

Si analizamos la capacidad predictiva de las ecuaciones para calcular los módulos G_0 y E_0 por litologías vemos que es para las Peñuelas para las que se produce una mayor sobreestimación de los módulos y por tanto las que más distorsionan la calidad de las mismas. Como hemos visto en las comparaciones anteriores, en la facies Peñuela es frecuente encontrar niveles reblandecidos por efecto del agua que pueden encontrarse a grandes profundidades y que, aunque tienen bajos valores medios de Vs (y por tanto módulos bajos), pueden tener buenos resultados en los ensayos SPT, por tratarse de arcillas plásticas y porque presentan frecuentes niveles cementados. Por lo tanto, aunque por el valor de N_{SPT} y por la profundidad a la que se encuentran deberían tener módulos más altos, se trata de niveles deformables que no se ajustan bien a una correlación en base a estos dos parámetros.

En el caso de los Toscos, mejora la calidad de la correlación (R^2=0,91) y su capacidad predictiva, de modo que en el 66% de los casos los módulos calculados tienen menos de un 20% de error respecto a los reales. Aunque en el caso de los Toscos la correlación puede ser eficaz, no hay que olvidar que los ensayos SPT son menos representativos de la resistencia de los suelos para las arcillas que para las arenas. Esto se debe a que las arcillas, especialmente si son plásticas, presentan cierta viscosidad o resistencia a la deformación rápida, al no disiparse la presión intersticial generada por el golpeo. Además, se suelen adherir a las superficies laterales del tomamuestras dando resultados excesivamente elevados para la resistencia real del suelo. Es probable que exista una buena correlación capaz de estimar los módulos de rigidez a muy bajos niveles de deformación para las Arenas de miga, pero en este estudio no se contaba con un número de datos suficientemente representativo de esta litología para proponer una correlación empírica. Sin embargo, las ecuaciones propuestas se basan fundamentalmente en arcillas, de modo que sobre todo para el caso de las Peñuelas, deben emplearse con precaución y teniendo en cuenta sus limitaciones.

7. INFLUENCIA DE LA PROFUNDIDAD EN LA PREDICCIÓN DE LA RIGIDEZ DE LOS SUELOS

En las diferentes correlaciones empíricas analizadas, ha quedado demostrado que para predecir la rigidez y la deformabilidad de los suelos de Madrid es necesario incluir la profundidad de medida en las ecuaciones. De hecho, si no se incluye la profundidad como variable explicativa se subestiman los valores de Vs calculados a partir de 8-10 m de profundidad al no tener en cuenta la compactación de los suelos por el peso de los materiales suprayacentes. Igualmente se ha demostrado que para asegurar la independencia en el error de las ecuaciones predictivas es necesario incluir la profundidad de medida en las correlaciones.

En todas las correlaciones, la Vs depende de la profundidad y de la litología (porcentaje de finos, edad, cementación, grado de sobreconsolidación…) de tal manera que para todas las ecuaciones analizadas la influencia de la profundidad es mayor en las arenas y va disminuyendo según aumenta el contenido en finos o aparecen niveles cementados. Esto se explica porque las arenas no están preconsolidadas y resultan por tanto más fáciles de compactar que las demás litologías. Además este grupo litológico no tiene apenas cohesión ni cementación de modo que sus valores de Vs dependen fundamentalmente de la profundidad de medida. Por este mismo motivo es el grupo litológico en el que más mejora la calidad de las correlaciones al incluir esta variable en las ecuaciones.

En el caso de los Toscos la profundidad sigue teniendo una influencia importante en la rigidez. Aunque la Vs también está afectada por otros factores relacionados con el contenido en arcillas, como las fuerzas de cohesión o el grado de saturación.

En las Peñuelas la influencia de la profundidad es pequeña porque son arcillas litificadas difíciles de compactar y además muy variables en función del grado de saturación y de cementación. Por último en el caso de las arcillas con yesos la profundidad apenas tiene influencia en la rigidez, especialmente cuanto más yesíferos sean los niveles.

8. CONCLUSIONES

Las correlaciones propuestas se han establecido para un número elevado de parámetros suficientemente representativo de todas las litologías y a diferentes profundidades por lo que se considera que estas ecuaciones son extrapolables a todos los suelos de Madrid y se pueden emplear como una herramienta predictiva eficaz para calcular las variaciones de Vs de esta área metropolitana. Además, todas las ecuaciones de correlación (excepto para las Peñuelas) tienen una excelente capacidad predictiva, de tal modo que más del 70% de los parámetros calculados tienen menos de un 20% de error respecto a los medidos in situ.

La facies Peñuela ha resultado ser la litología con las ecuaciones de peor capacidad predictiva debido a la variabilidad de sus propiedades geotécnicas. La Vs es muy sensible a la variabilidad en la resistencia que caracteriza a este grupo litológico, detectando los cambios de cementación y reblandecimiento cuando estos tienen un espesor suficiente pero no ocurre los mismo con los otros parámetros analizados (Z, N_{SPT}, q_U) que nos son capaces de explicar las variaciones de Vs, ya sea por las diferencias en la escala de medida o por los diferentes factores que controlan cada parámetro.

Se ha analizado la influencia de la profundidad y se ha demostrado que es un parámetro indispensable para predecir la rigidez de los suelos, ya que los suelos bajo tensiones de confinamiento altas se comportan como materiales más rígidos que suelos idénticos bajo tensiones de confinamiento menores. Además, la influencia de la profundidad es mayor en las litologías más jóvenes, sin cohesión, ni preconsolidación y sin procesos diagenéticos. De este modo, este análisis cuestiona si se ha podido introducir un sesgo en las ecuaciones publicadas que correlacionan directamente la Vs con otros parámetros geotécnicos, lo que además ayudaría a explicar las importantes diferencias entre ellas.

En cuanto a los módulos de deformación, tanto el módulo de rigidez (G_0) como el de Young (E_0) están muy controlados por la Vs, sin embargo el módulo de compresibilidad (K_0) depende de la Vp.

La correlación entre los módulos de deformación máximos y N_{SPT} proporciona altos coeficientes de determinación para E_0 y G_0 pero menores capacidades predictivas. En el caso de K_0, ni la N_{SPT} ni la profundidad pueden predecir sus variaciones. Para este caso hay que tener en cuenta que los resultados de N_{SPT} en arcillas plásticas son poco representativos, por lo que estas ecuaciones deben emplearse con precaución y conociendo sus limitaciones en la capacidad predictiva. Sin embargo, estas ecuaciones pueden ser de gran utilidad para una estimación rápida de los módulos de deformación, especialmente en los entornos urbanos, donde resulta más complicado calcularlos directamente.

AGRADECIMIENTOS

Los datos geotécnicos (N_{SPT}, q_U, ρ) y las localizaciones en las que se realizaron las pruebas de campo vienen de la amabilidad de una serie de empresas. Por eso, los autores queremos manifestar nuestro más sincero agradecimiento a María Milián de GMC Ingeniería, a Raúl Martín de la empresa Progeotec, a José Ramón Negueruela de Tragsatec, a Alicia Aguilera de Sergeyco S.A. y a Luis Sopeña.

REFERENCIAS

Akin, M.K., Kramer, S.L., Topal, T. (2011): "Empirical correlations of shear wave velocity (Vs) and penetration resistance (SPT-N) for different soils in an earthquake-prone area (Erbaa-Turkey)." *Engineering Geology,* **119**, 1-17.

Athanasopoulos, G.A. (1995): "Empirical correlations Vs-N SPT for soils of Greece: a comparative study of reliability." *En:Akmak,A.S.Ç (Ed.), Proceedings of 7th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering (Chania, Crete). Computational Mechanics, Southampton*, 19–36.

Das, B.M. (2001): "Principles of Foundation Engineering". *5th Edition, California State University, Sacramento.*

Dikmen, U. (2009): "Statistical correlations of shear wave velocity and penetration resistance for soils". *Journal of Geophysics and Engineering*, **6**, 61–72.

Hanumantharao, C. y Ramana, G.V. (2008): "Dynamic soil properties for microzonation of Delhi, India". *Journal of Earth System Science,* **117**, 2, 719–730.

Hasançebi, N. y Ulusay, R. (2007): "Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments". *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **66**, 203–213.

Fujiwara, T. (1972): "Estimation of ground movements in actual destructive earthquakes". *Proceedings of the Fourth European Symposium on Earthquake Engineering, London*, 125–132.

Imai, T. (1977): "P and S wave velocities of the ground in Japan." *Proceeding of IX International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, **2**, 127–132.

Imai, T. y Yoshimura, Y. (1970): "Elastic wave velocity and soil properties in soft soil". *Tsuchito-Kiso*, **18**,1, 17–22.

Iyisan, R. (1996): "Correlations between shear wave velocity and in-situ penetration test results". *Chamber of Civil Engineers of Turkey. Teknik Dergi,* **7**, 2, 1187–1199.

Jafari, M.K., Asghari, A., Rahmani, I. (1997): "Empirical correlation between shear wave velocity (Vs) and SPT-N value for south of Tehran soils". *Proceedings of 4th International Conference on Civil Engineering (Tehran, Iran)*.

Jinan, Z. (1987): "Correlation between seismic wave velocity and the number of blow of SPT and depth". *Selected Papers from the Chinese Journal of Geotechnical Engineering,* 92–100.

Kalteziotis, N., Sabatakakis, N., Vassiliou, J. (1992): "Evaluation of dynamic characteristics of Greek soil formations". *En: Second Hellenic Conference on Geotechnical Engineering,* **2**, 239–246.

Kanai, K. (1966): "Conference on Cone Penetrometer". *The Ministry of Public Works and Settlement (Ankara, Turkey)*.

Kiku, H., Yoshida, N., Yasuda, S., Irisawa, T., Nakazawa, H., Shimizu, Y., Ansal, A., Erkan, A. (2001): "In-situ penetration tests and soil profiling in Adapazari, Turkey". *Proceedings of the ICSMGE/TC4 Satellite Conference on Lessons Learned From Recent Strong Earthquakes*, 259–265.

Ohba, S. y Toriumi, I. (1970): "Dynamic response characteristics of Osaka Plain". *Proceedings of the Annual Meeting, A. I. J.*

Ohsaki, Y. e Iwasaki, R. (1973): "On dynamic shear moduli and Poisson's ratio of soil deposits". *Soil Found.*, **13**, 61–73.

Ohta, Y. y Goto, N. (1978): "Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics,* **6**, 167–187.

Rodríguez, J.M. (2000): "Propiedades geotécnicas de los suelos de Madrid". *Revista de Obras Públicas*, **3405,** 59-84.

Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1981): "Evaluation of liquefaction potential sand deposits based on observation of performance in previous earthquakes." *ASCE National Convention (MO)*, 481–544.

Sisman, H. (1995): "An investigation on relationships between shear wave velocity, and SPT and pressuremeter test results". *MSc Thesis, Ankara University, Geophysical Engineering Department, Ankara.*

Tonouchi, K., Sakayama, T., Imai, T. (1983): "S wave velocity in the ground and the damping factor". *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, **26-27**, 1, 327-333.

Yokota, K., Imai, T., Konno, M. (1991): "Dynamic deformation characteristics of soils determined by laboratory tests". *OYO Technical Report*, **3**, 13-37.

Impacto mediático de la geofísica aplicada. Caso: la prospección geofísica en el Parque Federico García Lorca, Alfacar (Granada)

Media impact of applied geophysics. Case: geophysical prospecting in the Federico García Lorca Park, Alfacar (Granada)

J. A. Peña[1,2], T. Teixidó[1], E. Carmona[1,3], F. Carrión[1,2], C. M. Peralta[4]
[1] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, peruano@ugr.es
[2] Departamento de Prehistoria y Arqueología, Universidad de Granada
[3] Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería
[4] Consejo de Investigaciones de la Universidad de Salta (Argentina)

SUMMARY

In year 2008, several people requested the exhumation of their forebears remains, victims of reprisals during the Spanish Civil War. According to historians, they had been shot and buried in the same grave than the poet Federico Garcia Lorca.

In July of the same year, the Commissioner's Office for the Recovery of the Historical Memory of the Andalusian Autonomous Government (Junta de Andalucía) trusted the Applied Geophysics Area of the Andalusian Institute of Geophysics (University of Granada) to perform geophysical studies in two locations near the village of Alfacar, where it was possible the grave was located. These two places were the García Lorca Park in Alfacar and the nearby place called "The Caracorlar".

In September 2009 the studies in García Lorca Park were started, consisting in a detailed topographical survey, 3D ground penetrating radar exploration (GPR) with a 400 MHz antenna, 2D GPR-profiles with a 200 MHz antenna, and complementary electrical profiles (ERT).

From the beginning there was great media attention on the subject, which contrasted with the confidentiality requirements demanded by the public Andalusian administration, due to respect for the family members of the sought persons. The irruption of an intruder and the publication on the front page, of certain media outlets, of the results of his action, had a harmful effect in our study, as it forced the rapid elaboration of preliminary reports that delayed the main part of the work. It also forced to make conservative interpretations of the results and to excavate a larger area than initially planned. Finally, families' hopes were also frustrated because of the sine die postponement of the exploration of the second planned location.

1. INTRODUCCIÓN

El 19 de agosto de 1936 fueron fusilados y enterrados en una misma fosa, cercana a Alfacar (Granada), el maestro Dióscoro Galindo, los banderilleros Francisco Galadí y Joaquín Arcollas, el poeta Federico García Lorca y, probablemente el inspector municipal Fermín Roldán y el restaurador Miguel Cobo.

Los familiares de algunos de los asesinados solicitaron la localización y exhumación de los restos, amparados por la Ley de Memoria Histórica. En base a las investigaciones de los historiadores se seleccionaron, en el mes de octubre de 2008, dos lugares para ser investigados: el Parque García Lorca "memorial", en Alfacar y el paraje "El Caracolar" situado unos 400 m al SE del anterior.

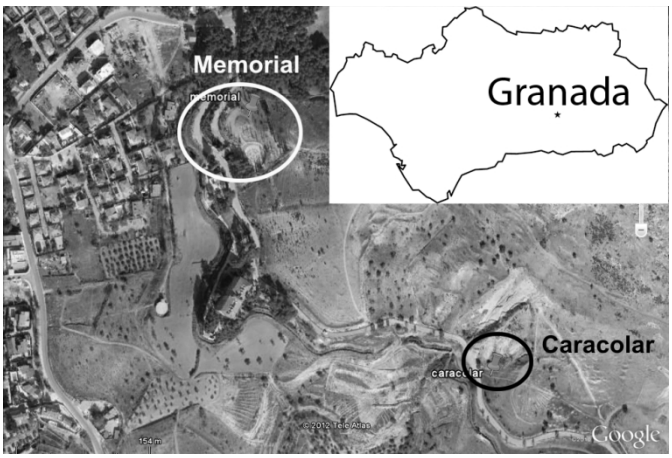

Figura 1 - **Mapa de situación del Memorial (Parque García Lorca).** *(Location map of Garcia Lorca Park).*

El Comisariado para la Recuperación de la Memoria Histórica, de la Junta de Andalucía, encargó al Área de Geofísica Aplicada, del Instituto Andaluz de Geofísica, de la Universidad de Granada, la realización de la prospección geofísica en los dos lugares señalados por los historiadores.

Se eligió a este grupo por la experiencia acumulada desde el año 2005 al 2008 en el Cementerio de San Rafael en Málaga, donde se detectaron numerosas fosas que fueron posteriormente excavadas dando origen a 2840 exhumaciones. También había intervenido en el Cementerio de Linares, en el Cementerio viejo de Cañete de las Torres, en el de Castro del Río y en el de Vélez Málaga; aparte de otras actuaciones puntuales.

Se aceptó el encargo por responsabilidad, a sabiendas de que al tratarse de un tema con gran impacto mediático se recibirían críticas con independencia de los resultados. La aceptación del trabajo implicaba la firma de una cláusula de confidencialidad para preservar la intimidad de los familiares de los fusilados.

Los trabajos de campo se empezaron en septiembre de 2009, una vez obtenidas las necesarias autorizaciones.

2. REPERCUSIÓN EN LOS MEDIOS

Los medios de comunicación se interesaron por el tema mucho antes del comienzo de las actividades de campo y estuvieron presentes sobre el terreno desde el primer momento; fue necesario cercar el área a prospectar y contratar vigilancia jurada para que el trabajo pudiera seguir adelante.

Durante todo el trabajo de campo se difundían un promedio de 10 noticias diarias, con picos de hasta 60 en un solo día, haciéndose eco de las opiniones de los solicitantes de las exhumaciones; de los que se oponían a las mismas; de las opiniones de historiadores e hispanistas y de las declaraciones de testigos reales, y supuestos.

Llegaron a aparecer noticias basadas en documentos internos que habían pasado por alguno de los organismos públicos locales relacionados con la investigación, y en algún caso informaciones completamente inventadas.

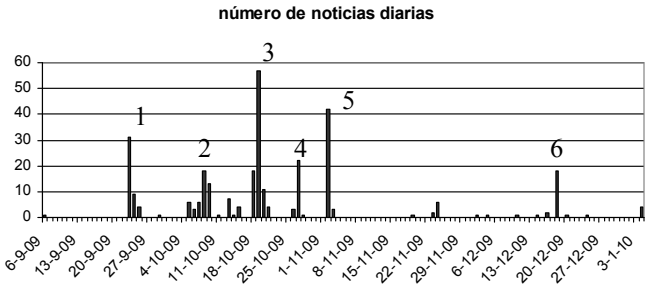

Figura 2 - **Gráfico mostrando el número de noticias diarias sobre el tema publicadas en diversos medios, los picos coinciden con: el inicio de las actividades de campo (1), la publicación de los resultados de un intruso y sus repercusiones (2), el anuncio de inicio de excavación (3), el inicio real de la excavación (4-5) y la presentación pública de los resultados de la excavación (6).** *(Graphic showing the number of daily news on the subject published in various media, the peaks match: the start of field activities (1), the publication of the results of an intruder and its impact (2), the notice of initiation of excavation (3), the actual start of excavation (4-5) and the public presentation of the results of the excavation (6)).*

El compromiso de confidencialidad firmado por los investigadores fue entendido por parte de alguna prensa como secretismo y aumentó la atención sobre el tema y la competencia entre diferentes medios por ser los primeros en develar el presunto secreto.

3. EL TRABAJO DE CAMPO

Se comenzó el trabajo de campo en el Parque Federico García Lorca, en Alfacar, que según algunos historiadores e hispanistas era la zona con más posibilidades de las dos previstas.

En primer lugar se creó un sistema de referencias locales tomando sus coordenadas desde un vértice geodésico cercano. A continuación se realizó un levantamiento topográfico con GPS diferencial y estación total, basándose en las referencias locales y se aprovechó este levantamiento para estaquillar los sectores a explorar por métodos geofísicos.

Las áreas a prospectar se seleccionaron de acuerdo con las indicaciones de los arqueólogos, en ellas se hicieron perfiles de georrádar con una antena de 400 MHz dotada de rueda marcadora; la separación entre perfiles fue de 0.25 m en dos direcciones perpendiculares, adquiriendo una traza cada 2 cm. Posteriormente se hicieron unos cuantos perfiles sueltos con una antena de 200 MHz y tres perfiles de tomografía eléctrica para obtener una mejor visión del contexto geoarqueológico. Finalizada la adquisición de datos, hacia finales de septiembre, se inició el procesado de los mismos y la redacción del informe.

4. FACTORES PERTURBADORES

El 7 de octubre de 2009 apareció en diversos medios del grupo Vocento, en primera plana y a página completa, "La primera imagen de la fosa". Según los citados medios, Luis Avial "el mayor experto en memoria histórica" de la empresa Cóndor Georadar, había realizado una prospección el 25 de septiembre de 2009; - que por supuesto no había sido autorizada y que supuestamente se hizo de noche, de manera clandestina, tras marcharse los investigadores autorizados -; y en esta edición de los citados medios se daban todos los detalles de los resultados de la misma. Incluso detallaba que los cuerpos habían sido puestos de dos en dos en tres concavidades, ABC digital (7/10/09), Ideal (7/10/09).

En una segunda entrega a los mismos medios y con un gran despliegue tipográfico, el susodicho precisaba que "Alguien excavó en la fosa de Federico García Lorca poco después de su asesinato", ABC (8/10/09).

Posteriormente, el sábado 10 de octubre de 2009 en una entrevista con el periódico Granada Hoy, el citado Luis Avial afirmaba de manera clara "No tengo la menor idea de donde está enterrado Lorca" y también reconocía que solo estuvo 20 minutos en el parque. Granada Hoy (10/10/09).

5. CONSECUENCIAS DE LA PERTURBACIÓN

La publicación en los medios de los resultados de la prospección del intruso tuvo una serie de consecuencias nefastas para nuestra investigación, algunas de ellas con carácter inmediato y otras, aún peores, a más largo plazo.

Entre las consecuencias inmediatas hay que destacar, aparte de la nueva oleada mediática desencadenada a consecuencia de las entregas de Vocento:

1.- La necesidad de elaboración de informes sobre la prospección clandestina.

2.- Aceleración del informe final de la prospección autorizada.

3.- Cambio en la estrategia de excavación prevista.

Entre las consecuencias a largo plazo es necesario destacar:

4.- Frustración de las esperanzas de los familiares de las personas asesinadas, al aplazarse *sine die* la exploración de "El Caracolar".

5.- Demostración de la existencia de un vacío legal en estos temas que permite actuaciones oportunistas.

6.- Descrédito ante la opinión pública de la prospección geofísica.

5. 1. Elaboración de un informe sobre la prospección clandestina

La administración andaluza en primer lugar hizo constar que no tenía nada que ver con la exploración clandestina y solicitó a los investigadores autorizados un informe técnico sobre la misma, a fin de dar una respuesta documentada a los medios de comunicación que exigían explicaciones.

Dicho informe tenía que basarse necesariamente en los datos publicados en la prensa escrita, en base a ellos se analizó en primer lugar la adquisición de datos.

Según narraba el autor de la prospección clandestina, había explorado un rectángulo de 8 x 18 m, con perfiles separados entre sí 1 m, usando una antena de 900 MHz desplazándose sobre el suelo en un carrito dotado de rueda marcadora. La exploración se hizo en los 20 minutos que estuvo en el parque, posteriormente a la puesta del sol ya que el equipo autorizado trabajó ese día hasta el oscurecer.

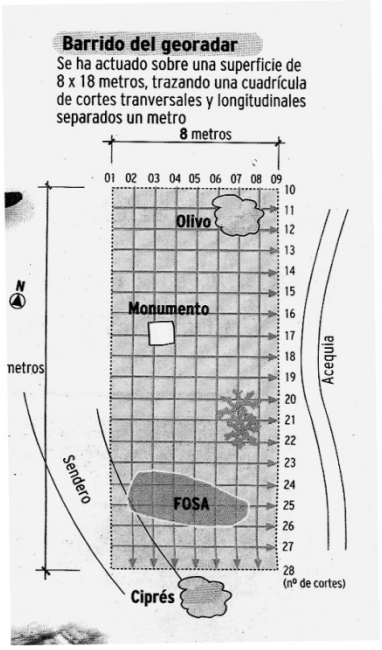

Figura 3 - **Diagrama de adquisición de datos publicado por Luis Avial en medios de Vocento el 7/10/09.** *(Data acquisition diagram published by Luis Avial at Vocento media, 10.7.09).*

De acuerdo con esto, en 20 minutos y con luz artificial, debía ser una linterna, ya que las luces del parque estaban apagadas por la noche, debió descargar los instrumentos, ponerlos en marcha y calibrarlos, tender una cinta métrica de 8 m en el lado norte, otra igual en el lado sur a 18 m de distancia de la primera.

Extender una línea guía entre las 2 cintas métricas y realizar el primer perfil de 18 m de longitud, repitiendo estos dos últimos procesos, sin ayuda, 9 veces.

Posteriormente debió tender una cinta métrica de 18 m por el extremo oeste, otra de la misma longitud, por el extremo oriental, separada 8 m. Una vez establecido el sistema extender la línea guía y realizar el primer perfil oeste-este de 8 m, repitiendo este proceso 19 veces.

Finalmente recoger el montaje y los instrumentos.

Obviamente no es posible hacer una adquisición de datos en estas condiciones, incluso resulta muy difícil admitiendo que estuvo en el parque 2 horas, como publicó en otros medios.

Además, el equipo autorizado hizo un análisis de los resultados que Avial presentó en la primera entrega en los medios antes aludidos, se resumen a renglón seguido.

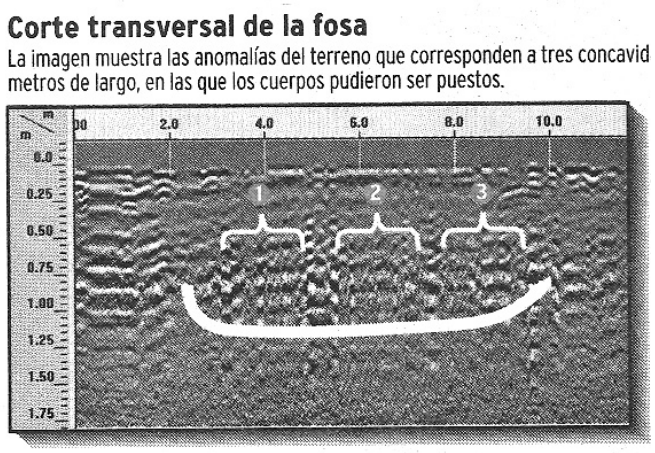

Figura 4 - **Radargrama correspondiente a la fosa, publicado en los mismos medios. Se ha omitido la parte derecha de la figura en la que se mostraba una reconstrucción de la disposición de los cuerpos. Ideal (7/10/09), ABC digital (7/10/09).** *(Radargram Corresponding to the pit published in the same media, has been omitted on the right side of the figure in which showed a reconstruction of the arrangement of the bodies).Ideal (7/10/09), ABC digital (7/10/09)).*

Lo primero que llama la atención es la profundidad de exploración, 1.75 m, con una antena de 900 MHz no acoplada al terreno y en materiales predominantemente arcillosos ligeramente humedecidos. Calculando una constante dieléctrica de 8, la más baja posible para esa litología, con la antena usada y eligiendo una ventana temporal de 30 ns, la de mayor escucha recomendable con esta antena. La profundidad máxima de exploración es de 1.6 m. El radargrama era erróneo o debía ser de otro lugar y/o obtenido con otra antena.

Por otra parte, al comparar el diagrama de adquisición (Figura 3) con el radargrama (Figura 4) se observan las siguientes incoherencias:

- La distancia desde el inicio del perfil en el esquema de exploración es de 1 m, en el radargrama es de 2 m.
- La longitud de la fosa en el esquema de exploración es de 5.5 m y en el radargrama son 8 m.
- La longitud del perfil en el esquema de exploración es de 8 m, en el radargrama son 12.

Es evidente la falta de consistencia entre el esquema de exploración y el radargrama que supuestamente pasaba por el metro marcado como 25 en el esquema, lo que refuerza la hipótesis de que el radargrama debía ser de otro lugar.

También se comparó la imagen de la segunda entrega, la que se correspondía con el titular "Alguien excavó en la fosa de Federico García Lorca poco después de su asesinato" al que se hizo alusión en su momento.

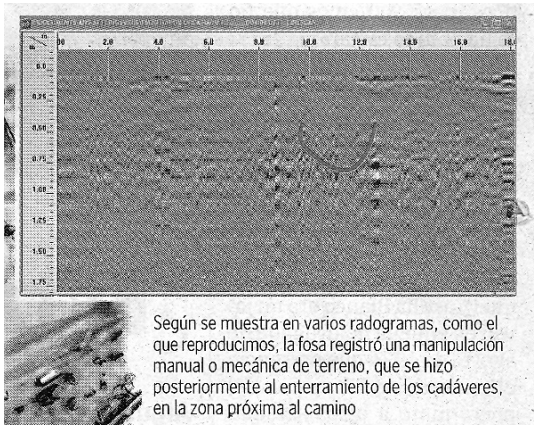

Figura 5 - **Radargrama de Luis Avial publicado en medios del Grupo Vocento mostrando la supuesta manipulación de la fosa, ABC (8/10/09).** *(Luis Avial Radargram published in media Vocento showing the alleged manipulation of the pit), ABC (8/10/09)).*

La figura tiene una calidad pésima pero suficiente para mostrar su incoherencia con el diagrama de adquisición, según dicho esquema la situación de la fosa, en los perfiles norte-sur está entre los metros 13.5 y 16.

Según el radargrama la "manipulación" está entre los metros 9.8 y 12.3, es decir termina 1.2 m antes de llegar a la presunta fosa.

En base a este informe sobre lo publicado en prensa la Junta de Andalucía concluyó que se trataba de un montaje, a lo que Avial respondió con un "informe" publicado en el periódico digital "elplural.com" en el que lanzaba invectivas contra la Consejera de Justicia de la Junta de Andalucía y el IAG, contaba sus actuaciones en diversos lugares, anunciaba que no volvería a trabajar con georrádar en Andalucía y aportaba un nuevo mapa basado en uno anterior del grupo autorizado donde los 8 x 18 m de la zona explorada se transformaban en 10 x 16 en un dibujo y en 18 x 9 en el texto. Además repetía la mayoría de las inconsistencias publicadas en los medios de Vocento, ya reseñadas en párrafos anteriores. Con sus propios datos demostraba que los radargramas eran erróneos, o de otro lugar o tomados con otra antena, dado que decía haber usado una antena de 900 MHz, una constante dieléctrica de 8 y un tiempo de escucha, rango, de 17 ns; en esas condiciones la profundidad alcanzada son 90 cm, y jamás llegaría a 1.75 m como figuraba en sus radargramas.

Finalmente aportaba una información gráfica de muy baja resolución, convenientemente procesada para demostrar que estuvo en el lugar de exploración (Figura 6). Pese a la baja resolución y al cambio a blanco y negro son ostensibles algunos detalles como las sombras de las ruedas, el recorte de la figura del operador y su proporción respecto al monolito.



Figura 6 - **Imagen publicada por Avial para demostrar su presencia con los instrumentos en el Parque García Lorca de Alfacar. Pese a la baja**

resolución y al cambio a blanco y negro son ostensibles detalles como las sombras de las ruedas y el recorte de la figura del operador, ELPLURAL.COM (18/10/09). *(Image Published by Avial to show its presence with instruments at the Parque García Lorca Alfacar. Despite the low resolution and change to white and black they are conspicuous details such as the shadows of the wheels and the cutting of the figure of the operator), ELPLURAL.COM (18/10/09)).*

5. 2. Aceleración del informe final de la prospección autorizada

Otro efecto negativo, resultado de la irrupción del intruso fue el adelanto de la entrega del informe final sin emplear el tiempo necesario en meditar sobre los datos y resultados. Ante la opinión pública un "espontáneo" había conseguido en 20 minutos lo que el equipo oficial no había logrado en 2 semanas.

Además obligaba a realizar una interpretación más conservadora, cualquier cosa con un remoto parecido a la anomalía producida por una fosa debía señalarse, y obviamente se tendría que excavar. Como habría que excavar el lugar señalado por el intruso, aun a sabiendas de que, de acuerdo con nuestro análisis, era inventado. En resumen, se había sembrado la duda y simplemente por prudencia hubo que excavarlo todo. Simplificando: se había echado por la borda un trabajo minucioso de semanas de duración.

5. 3. Cambio de la estrategia de excavación prevista

Naturalmente fue necesario extender la vigilancia diurna, inicialmente concebida para facilitar el trabajo del equipo sin interferencia de los medios, a un servicio de 24 horas; si alguien había podido explorar sin permiso una zona acotada, otro podría hacer un hoyo una noche y publicar al día siguiente que había desenterrado a Lorca.

Se tuvo que montar una carpa para poder excavar con tranquilidad y por supuesto, fue necesario excavar la totalidad del área prospectada, con independencia de que hubiese o no anomalías detectadas, no se podía correr ningún riesgo después del circo mediático desatado por el intruso. Todos estos cambios encarecieron notablemente el trabajo y alargaron el tiempo de ejecución.

En el proceso de excavación se encontraron marcas producidas por una antigua plantación de vides, probablemente medievales y huecos realizados para la plantación de otros árboles, además de la seguridad de que allí nunca había sido enterrado nadie.

La difusión de los resultados desató otra avalancha mediática, incluso a nivel internacional donde se hacían todo tipo de valoraciones, tratando de demostrar cada cual la validez de sus tesis.

5. 4. Aplazamiento *sine die* de la exploración de ·"El Caracolar"

Inicialmente se había previsto realizar una prospección geofísica, seguida en su caso de excavación, en El Caracolar; que era el segundo sitio previsto para el caso de que los resultados en el Parque fueran negativos. Pero ante el revuelo levantado en la primera intervención y el incremento del presupuesto, la Junta de Andalucía decidió aplazar por tiempo indefinido la segunda exploración. Si el objetivo del intruso y/o sus animadores era boicotear la investigación, habían alcanzado sus metas.

Naturalmente se frustraron las esperanzas de las personas que habían solicitado la localización de sus familiares asesinados, ahora habría que esperar un momento adecuado para explorar el segundo lugar previsto, lo que podría llevar más años, si es que se conseguía alguna vez.

5. 5. Vacío legal

Se hicieron gestiones ante el Colegio de Geólogos de Andalucía (ICOGA) ya que se podría entender que era una forma de intrusismo de modo que el Colegio tendría algo que decir. Pero el caso es que Avial nunca dijo públicamente que fuera geólogo, geofísico o arqueólogo y se manifestó únicamente como "apasionado por la historia"; con lo que los respectivos colegios profesionales no podían hacer nada. Tampoco dieron resultado las gestiones realizadas ante la Sección de Geofísica Aplicada, de la Asamblea de Geodesia y Geofísica, que podría entender en el tema. Únicamente hubo algún comentario en algún medio público por parte del presidente en aquellos de momentos de la Sección, indicando que en los radargramas publicados no se veía lo que se describía en los periódicos.

La Delegación de Cultura de la Junta de Andalucía hizo sus gestiones. Se habló, y fue recogido en la prensa, de una sanción de 300000 € que finalmente se quedó en 300 € por infracción a la Ley de Patrimonio Histórico y un pequeño párrafo en la prensa en el que Luis Avial dijo que "fue un error". Desde luego nada comparable a lo que habría costado la propaganda que recibió su empresa al aparecer en las primeras planas de multitud de medios.

5. 6. Lo que quedó…

Entre los investigadores quedó una sensación de impotencia ante los hechos, cualquiera podía torpedear una investigación en curso sin consecuencias para él. Las instituciones que deberían respaldar a los investigadores autorizados no tenían capacidad para hacerlo.

La opinión pública, bombardeada por decenas de noticias diarias pronto olvida el tema, si acaso quedan las anécdotas "estos son los que no lo encontraron", "ah sí, el tipo aquel que hizo en un rato lo que los otros no consiguieron en semanas"; hubo incluso medios que lo presentaron como una especie de "Robin Hood" que luchaba contra el secretismo de algunas instituciones y sus lacayos. Y la idea general de que los métodos geofísicos no funcionan, de que todos los que se dedican a la geofísica son iguales, de nadie es fiable.

Es de suponer que en la Junta de Andalucía quedó un mal recuerdo del tema, al tener que dedicar buena parte de las energías a tratar de aclarar los hechos y a defenderse de numerosas reacciones en su contra provocadas por el suceso que venimos comentando.

6. LECCIONES APRENDIDAS

De lo vivido se pueden sacar algunos consejos prácticos que pueden ser de utilidad para otros investigadores que se encuentren en circunstancias semejantes; también se pueden expresar algunos *desiderata* que con toda seguridad no se cumplirán.

La cláusula de confidencialidad que muchas de las investigaciones contratadas llevan incorporada debe ser entendida de manera flexible. Si a los periodistas de turno no se les dice absolutamente nada, unos hablan de secretismo, otros buscan fuentes alternativas y otros llegan a buscar causas ocultas que no existen. Dado que en estos casos los investigadores hacen labores técnicas; como técnicos pueden dar información especializada sobre la metodología que están empleando, en la cuantía necesaria y sin contradecir la cláusula de confidencialidad. Este procedimiento contribuye a alejar fantasmas, teorías conspiratorias y se afianza ante la opinión pública la verdadera profesionalidad. Al final, la persona que deba enterarse de los resultados en primer lugar, será la primera en enterarse.

Sería ideal que existiese una normativa contra el intrusismo y que para hacer prospección geofísica se exigiese algo más que comprar un "electrodoméstico" y lanzarse a la aventura de registrarse como empresa; empezando a usar los instrumentos y tratar los resultados con los programas "que lo hacen todo". También sería ideal que esa normativa fuese la misma y de uso en todo el Estado, sin diferencias locales.

En este caso, desde que se solicitó la realización de la prospección, hasta que se recibieron todas las autorizaciones necesarias, pasó cerca de un año, para asegurarse que el trabajo se hacía con las máximas garantías legales y científicas. No se entiende que alguien pueda entrar sin autorización, a deshoras, prospectar la misma zona que se está trabajando (si tal cosa ocurrió), publicar en multitud de medios sus resultados; y que no ocurra nada, o lo más que se sustancie con una sanción simbólica y un amago de disculpa.

7. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Comisaría para la Recuperación de la Memoria Histórica, de la Junta de Andalucía su confianza en el Área

de Geofísica Aplicada del IAG para la realización de la investigación; su paciencia para encajar la difícil situación mediática provocada por la prospección no autorizada y su apoyo en los momentos difíciles provocados por el desgraciado suceso descrito a lo largo de este artículo.

8. REFERENCIAS (NOTAS DE PRENSA)

ABC (8/10/2009). "Removida la fosa de Lorca". Nota de prensa.

ABC.ES (7/10/2009). "Localizan zona donde se cree que está enterrado Lorca". Nota de prensa.

ABC.ES (18/12/2009). "Culmina la excavación en Alfacar sin localizar los restos de García Lorca". Nota de prensa.

ABC.ES (29/12/2009) "El precio político de dos latas de atún". Nota de prensa,

ADN.ES (19/10/2009). "Hallan seis fosas, entre ellas la de Lorca, y comenzará a excavar de inmediato". Nota de prensa.

ANDALUCIAINFORMACION.ES (7/10/2009). "La Junta se desmarca del estudio privado sobre la fosa donde se cree que está Lorca". Nota de prensa.

ANDALUCIAINFORMACION.ES (16/10/2009). "El georradar marca la posible fosa de Lorca en Fuente Grande". Nota de prensa.

BBC NEWS (18/12/2009). "Spanish dig mails to find grave of poet Lorca". Nota de prensa.

CANTABRIACONFIDENCIAL.COM (16/10/2009). "Acuerdo para salvar el último escollo para desenterrar a García Lorca". Nota de prensa.

CBC NEWS (18/12/2009). "Grave of murdered Spanish poet remains unknown". Nota de prensa.

CHILE.COM (19/10/2009). "Exhumarán a Federico García Lorca". Nota de prensa.

CLARÍN.COM (8/10/2009). "Habrían hallado el lugar preciso de la tumba de Lorca". Nota de prensa.

CLARÍN.COM (17/10/2009). "Descubren seis fosas entre las que podría estar Lorca". Nota de prensa.

DIARIODESEVILLA.ES (8/10/2009). "Un intruso escanea la fosa de Lorca y vulnera la privacidad de la exhumación". Nota de prensa.

DIARIODIRECTO.COM (16/10/2009). "Las instituciones firman un acuerdo que salva el último escollo para comenzar a excavar la fosa de Lorca". Nota de prensa,

EFE | GRANADA (7/10/2009) "Localizan una posible fosa donde podría estar enterrado Federico García Lorca". Nota de agencia.

EL HERALDO DE TABASCO (16/10/2009). "Alistan trabajos de exhumación del poeta García Lorca". Nota de prensa.

ELDIARIODEPARANA.COM.AR (19/10/2009). "El misterio sobre los restos de Lorca seguirá". Nota de prensa.

EL MUNDO (8/10/2009). La junta rechaza un estudio de la fosa de Lorca. Nota de prensa.

ELMUNDO.ES (15/10/2009). "Lorca levanta pasiones porque consideramos su vida extraordinaria". Nota de prensa.

ELMUNDO.ES (16/10/2009). "Se salva el último escollo para abrir la fosa de Lorca". Nota de prensa.

EL PAIS (25/10/2008). "Los expertos revisan el terreno para abrir la fosa de Lorca en tres semanas". Nota de prensa.

El PAIS (6/10/2009). "La familia de Lorca se reserva el derecho a identificar los restos del poeta". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (11/10/2009). "¿Quién oculta a Lorca?". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (17/10/2009). "Seis fosas para encontrar a Lorca". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (18/10/2009). "Cuatro expertos que harán historia, un arqueólogo, dos historiadores y un forense investigan la fosa de Alfacar". Nota de prensa.

ELPAIS.COM (18/12/2009). "La posibilidad de que ahí hubiera algo era ninguna". Nota de Prensa.

ELPAIS.COM (30/12/2009). "El Estado debe buscar de una vez a Federico García Lorca". Nota de prensa.

ELPERIODICODEARAGON.COM (17/10/2009). "Un georradar revela seis posibles fosas de los restos de García Lorca". Nota de prensa.

ELPLURAL.COM (18/10/2009). "Comunicado público". Nota de prensa.

ESTRELLADIGITAL.ES (7/10/2009). "Lorca podría estar enterrado en una fosa común en Alfacar". Nota de prensa.

EUROINVESTOR.FR. (18/12/2009). « Spagne - Les restes de Garcia Lorca n'ont pas pu être localisés ». Nota de prensa.

EUROPAPRESS.ES (17/10/2009). "Los trabajos de excavación en Alfacar se centrarán en 6 posibles fosas y comenzarán de inmediato". Nota de agencia.

FARODEVIGO.ES (17/10/2009). "El misterio de Lorca, más cerca de la luz". Nota de prensa.

GENTEDIGITAL (8/10/2009). "Memoria.- La Junta se desvincula de la investigación privada que ha localizado una fosa en Alfacar". Nota de prensa.

GENTEDIGITAL (16/10/2009). "Memoria.- Las instituciones firman hoy el convenio para la excavación y exhumación de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

GRANADADIGITAL (7/10/2009). "Una empresa localiza indicios de una fosa en la zona de Alfacar donde se cree que yace Lorca". Nota de prensa.

GRANADA HOY (10/10/2009). "No tengo la menor idea de donde está enterrado Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (7/10/2009). "Hallan indicios de una fosa común donde se cree que está Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (11/10/2009). "El pirata y las identificaciones exprés". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (16/10/2009). "La firma del convenio dará vía libre hoy a la apertura de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (17/10/2009). "Lorente y Carrión estarán al frente de las investigaciones". Nota de prensa.

GRANADAHOY.COM (19/10/2009). "Los operarios empiezan a instalar la carpa para excavar las fosas de Alfacar". Nota de prensa.

IDEAL (7/10/2009). "La primera imagen de la fosa". Nota de prensa.

IDEAL.ES (16/10/2009). "José Antonio Lorente y Francisco Carrión Méndez participarán en la apertura de la Fosa de Lorca". Nota de prensa.

IDEAL.ES (4/1/2010). "Los agujeros de la historia". Nota de prensa.

INFORMATIVOS TELECINCO.COM (18/10/2009). "El misterio del lugar donde yace García Lorca, a punto de ser desvelado". Nota de prensa.

INVERNEWS (7/10/2009). "La Junta se desvincula de la investigación privada que ha localizado una fosa en Alfacar". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (9/10/2009). "La Junta analiza si el estudio privado de la fosa de Lorca infringe la norma". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (10/10/2009). "La Junta no logra evitar el 'circo' de la fosa de Alfacar". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (15/10/2009). "La Junta niega 'secretismo' en la fosa de García Lorca". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (16/10/2009). "Lorca, hora cero". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (17/10/2009). "Las exhumaciones de Alfacar se iniciarán el lunes en seis fosas". Nota de prensa.

LAOPINIONDEGRANADA.ES (17/10/2009). "La Junta confía en que se sepan las causas nunca investigadas". Nota de prensa.

LA RAZÓN.ES (8/10/2009). "la Junta se desmarca del estudio privado realizado en fosa de García Lorca". Nota de prensa.

LAVERDAD.COM (8/10/2009). "anomalía en tumba de Lorca abre nuevas dudas sobre su paradero". Nota de prensa.

LA VOZ DE GALICIA.ES (16/10/2009). "Una carpa para un posible circo". Nota de prensa.

LA VOZ DIGITAL (13/10/2009). "La fosa de Alfacar". Nota de prensa.

PUBLICO.ES (8/10/2009). "Localizada una posible fosa donde Gibson sitúa a Lorca". Nota de prensa.

PUBLICO.ES (11/10/2009). "Federico y la extraña familia". Nota de prensa.

PUBLICO.ES (16/10/2009). "La fosa de Lorca, lista para ser abierta. Nota de prensa.

PUBLICO.ES (29/12/2009). "Había mayores que decían que Lorca no iba a aparecer allí". Nota de prensa.

REUTERS.COM (16/10/2009). "Autorizan los trabajos de exhumación de la fosa de Lorca en España". Nota de agencia.

RTVE.ES (18/12/2009). "Las excavaciones de Alfacar demuestran que ni Lorca ni nadie fue enterrado allí". Nota de prensa.

SOITU.ES (16/10/2009). "La fosa de Lorca, lista para ser abierta tras la firma hoy del convenio". Nota de prensa.

SWISSINFO.CH (16/10/2009). "Autorizados los trabajos de exhumación de la fosa de Lorca". Nota de prensa.

THE US DAILY (18/12/2009). "Spain dig mails to find poet Lorca's remais". Nota de prensa.

Geofísica para la caracterización hidrogeológica de la Cuenca de Lerma (Zaragoza)
Geophysics for the hydrogeological study of the Lerma Basin (Zaragoza)

J. L. Plata[(1)], J. Causapé [(2)], F. M. Rubio[(1)], D. Merchán[(2)]
[(1)] Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid), jl.plata@igme.es
[(2)] Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala 44, 9ºB. 50006, Zaragoza

SUMMARY
One of the objectives of the CGL2009-13410-C02-01 Project (within the VIth National Programme for the Scientifc Reseach, 2008-2011) is to analyze the spatial-temporal evolution of the induced environmental impact on the hydrological resources produced by the transformation of the Lerma basin (Zaragoza, Spain) from rain fed agriculture to irrigated agriculture. To this end it is necessary to characterize the potential aquifer constituted by three alluvial cones covering about 4 km^2 of the basin with Quaternary materials (calcareous gravels with a sandy, silty and clayey matrix) less than 10 m of thickness. The impermeable bed is made of marl of Lower Miocene age. The main source for the recharge is the irrigation water. To asses the variation in thickness of the Quaternary materials 63 Vertical Electrical Soundings (VES) have been measured with AB=100 m, at 200 m intervals. The VES inversion, supported by data from piezometers, allows the identification of the saturated zone and the impermeable basement. The final result is presented in sections integrating the geological information from surface and boreholes with the geoelectrical layers. Nine Magnetic Resonance Soundings (MRS) with a square antenna of 30 m side have also been measured for the estimation of the porosity and the permeability and to improve the spatial knowledge of the hydrogeological parameters measured at 12 piezometers. MRS data quality is poor due to the small thickness of the saturated layer, to the low water content and to the existence of a very conductive layer. Measuring signals are below 20 nV and can only be interpreted qualitatively, with the exception of two MRS that can be inverted to provide quantitative data, allowing the calculation of the transmissivity by means of the auto-calibration method and with the help of pumping tests.

1. INTRODUCCIÓN

La puesta en regadío de nuevas zonas, como la cuenca de Lerma (Polígono de riegos de Bardenas II, Zaragoza), que anteriormente o no eran cultivadas o tenían regímenes de secano, supone una alteración medioambiental que el PROYECTO CGL2009-13410-C02-01 del VI Plan Nacional de Investigación Científica (2008-2011) EVOLUCIÓN DEL IMPACTO AGRO-AMBIENTAL POR LA TRANSFORMACIÓN EN RIEGO Y EFICACIA DEPURADORA DE HUMEDALES trata de analizar mediante técnicas agronómicas, estudios de contaminantes agrarios, capacidad depuradora de humedales, estudios de actividad biológica y biodiversidad, plaguicidas, etc., incluyendo en sus objetivos analizar la evolución espacio-temporal del impacto agroambiental inducido sobre los recursos hídricos (superficiales y subterráneos) por la transformación en riego, así como calibrar y validar modelos acoplados de flujo que permitan simular la respuesta hidrogeológica del sistema a eventos hidroclimatológicos (precipitación y evapotranspiración) y de origen antropogénico (riego y fertilización) (Pérez et al., 2011; Merchán et al., 2011). Para ello es necesario caracterizar el potencial acuífero que constituyen tres conos de deyección del Cuaternario existentes en la cuenca (Figura 1), que cubren unos 4 km^2 con un glacis compuesto por cantos de gravas calcáreas con matriz de arenas, limos y arcillas, cuya potencia es inferior a 10 m. La base impermeable la constituyen margas del Mioceno Inferior. La recarga fundamental es el agua de riego. Para definir su geometría (variación de la potencia del glacis) se ha llevado a cabo una detallada campaña de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y Sondeos de Resonancia Magnética (SRM) (Plata 2011, 2012).Se ha dispuesto además de la información suministrada por 12 piezómetros instalados en el área.

2. PARÁMETROS DE MEDICIÓN DE LOS SEV

Dado que los materiales involucrados presentan un acusado contraste de resistividad, los métodos de prospección geoeléctricos parecen adecuados para cartografiar el techo del Mioceno, base impermeable del acuífero, bajo el Cuaternario. Por otra parte, dada la poca profundidad del objetivo, el uso de perfiles de resistividad requeriría utilizar un espaciado inter-electródico del orden de 1 m, lo que supondría un considerable tiempo de adquisición de datos en campo para obtener una cobertura suficiente de los depósitos de glacis. Por esta razón se ha decidido la utilización de los Sondeos Eléctricos Verticales, de más rápida ejecución. La limitada dimensión de cada área a investigar, la poca potencia de Cuaternario y la disponibilidad de información de la zona permiten dar un tratamiento de gran detalle tanto a la ejecución de la toma de medidas en campo como a su interpretación.

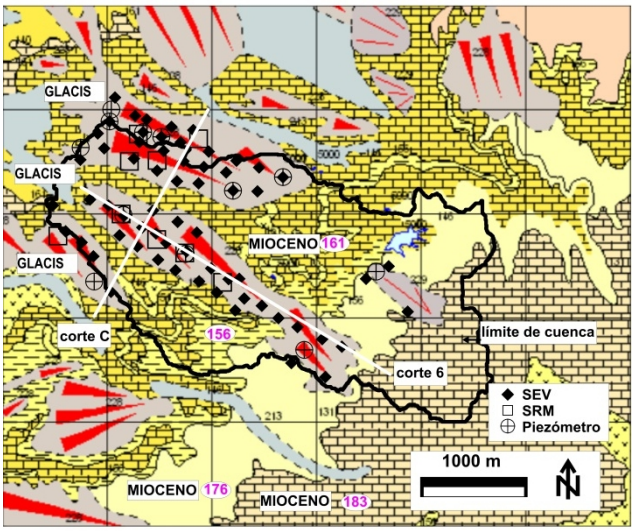

Figura 1* – Geología de la Cuenca y posición de los SEV, SRM y piezómetros. Los números indican la facies del Mioceno. *(Geology of the area and position of the VES, MRS, and piezometers)

Para la definición de los parámetros de adquisición se han planteado varios modelos teóricos (Figura 2), considerando una profundidad máxima del techo de las arcillas miocenas de 10 m y la existencia de una zona saturada de potencia variable, según la información suministrada por los piezómetros. Así mismo cabe considerar la existencia de diversas facies del Mioceno (numeradas en la Figura 1), que pueden dar a lugar a variaciones en la resistividad del sustrato. Según estos modelos, para detectar el techo del impermeable sería suficiente con utilizar una distancia AB/2 del

orden de los 20 m. Sin embargo, para poder diferenciar la zona saturada y las diversas capas con menor resistividad de las margas, se ha decidido utilizar una distancia entre electrodos de emisión de corriente de hasta 80-100 m. Esta es una diferencia metodológica respecto del uso de los SEV en otras aplicaciones donde la profundidad de investigación requerida es mayor, ya que en esos casos, cuando el objetivo es localizar un basamento, sea resistivo, sea conductor, lo normal es interrumpir la secuencia de apertura de alas AB cuando se ha llegado a hacer algunas mediciones en subida o en bajada de resistividad, respectivamente, ya que seguir aumentando la distancia entre electrodos de emisión puede conllevar un considerable trabajo de campo. Sin embargo, esta forma de proceder no suele permitir determinar fiablemente ni la profundidad ni la resistividad del basamento, lo que si se hace posible con el diseño elegido en este caso.

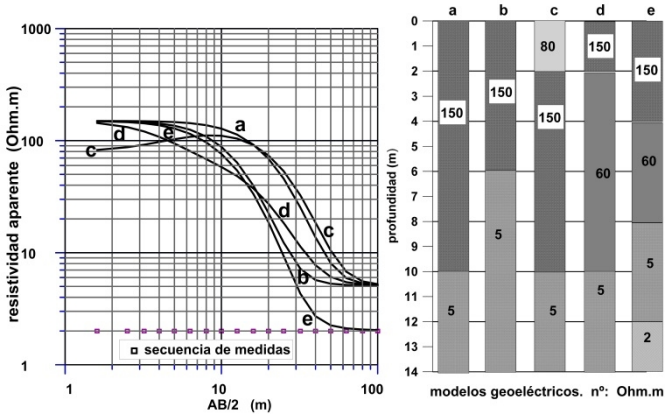

Figura 2 – **Diversos modelos geoeléctricos utilizados para diseño de los parámetros de adquisición: glacis (80-150 Ohm.m), zona saturada (60 Ohm.m), facies del Mioceno de base (5 y 2 Ohm.m), y sus correspondientes curvas AB-resistividad.** ***(Theoretical study of the expected geoelectrical models and resistivity curves)***

Para obtener una cobertura adecuada se ha utilizado una distancia entre SEV de unos 200 m, disponiéndolos en forma de perfiles según la máxima dimensión de los conos cuaternarios (Figura 1), abriendo alas en la misma dirección de los perfiles. En total se han medido 63 SEV, utilizando un equipo SYSCAL R2E. Para el posicionamiento de los puntos medidos se ha utilizado el equipo de GPS GNSS JAVAD Triumph G3T.

3. PROCESO DE INTERPRETACIÓN DE LOS SEV

Para el proceso de inversión de los datos de campo se ha empleado el software IX1D v2.03 de Interpex. La interpretación de las curvas de campo AB-resistividad es especialmente ambigua cuando, como en el presente caso, la resistividad de las capas geológicas es continuamente decreciente con la profundidad. Para optimizar la interpretación se ha seguido un proceso específico que garantice lo más posible su fiabilidad:

a) Determinación directa de la resistividad del Mioceno
b) Inversión de SEV paramétricos
c) Agrupamiento morfológico de curvas de campo
d) Seguimiento del modelo por continuidad en perfiles
e) Obtención de cortes geoeléctricos

a) Los depósitos cuaternarios se encuentran entre las cotas 345 en el NO y 420 m s.n.m. en el SE, con pendientes del 2 %, de tal forma que las facies del sustrato mioceno aflorante cambia ladera arriba (Figura 1), variando su contenido margoso. Se han efectuado 5 SEV directamente sobre las diferentes facies a fin de determinar su resistividad, con el resultado de que bajo la primera capa de unos 5-20 ohm.m se sitúa otra más conductora, con resistividad inferior a los 3 ohm.m. Dependiendo de la potencia de la primera capa, la morfología de las curvas de campo de los SEV se modifica de forma sustancial (Figuras 2 y 3), debiendo tenerse en cuenta en su interpretación.

b) Siete SEV se han efectuado con su centro coincidente con la situación de un piezómetro con información hidrogeológica completa. Esto ha permitido definir un modelo geoeléctrico de cuatro a cinco capas: 1/ Suelo de glacis seco, con valores en general de 40-100 Ohm.m (media 80 Ohm.m), y con potencia del orden de 1 m. 2/ Glacis seco, de 100 a 400 Ohm.m (media 200 Ohm.m). 3/ Glacis saturado, con valores del orden de 25 a 100 Ohm.m (media de 40 Ohm.m). 4/ Primera capa de arcillas, entre 4 y 12 Ohm.m y 5/ basamento más arcilloso, con resistividad de 1 a 3 Ohm.m. Esta interpretación supone llevar al límite la limitación interpretativa de curvas de SEV de esta morfología (resistividad decreciente con la profundidad). La inclusión en el modelo de la zona saturada y de la segunda capa de arcillas, cuando es detectada, queda justificada en este estudio porque la respuesta teórica del modelo, obtenido de la realidad geológica, ha mejorado en todos los casos el error de ajuste a los valores medidos en campo.

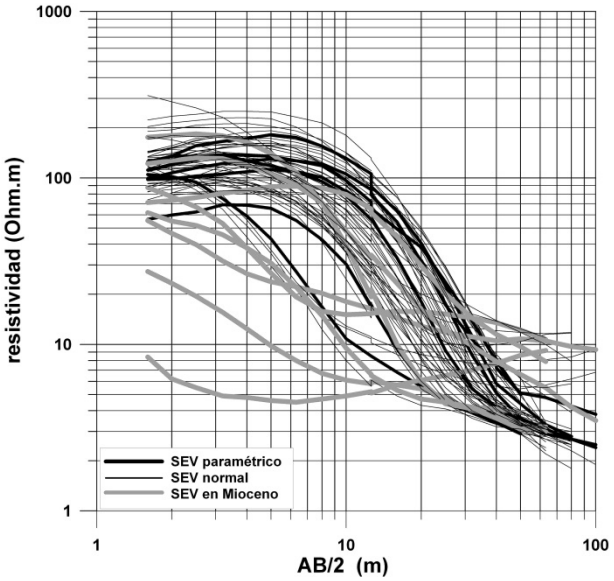

Figura 3 – **Curvas de campo del conjunto de la campaña de SEV. La naturaleza del sustrato impermeable modifica la morfología, sobre todo en el último tramo de las curvas** ***(VES field curves for the whole area. The presence of a very conductive layer modifies the shape of the curves).***

Cuando el menor error numérico va acompañado de una mejor correlación entre modelo y corte geológico conocido, la interpretación puede aceptarse como válida. Lo contrario, no es forzosamente cierto: un menor error matemático no siempre es la mejor interpretación geológica. En este caso, las cortas distancias contempladas y el buen ajuste del modelo en todos los piezómetros (Figura 4) son una cierta garantía de fiabilidad.

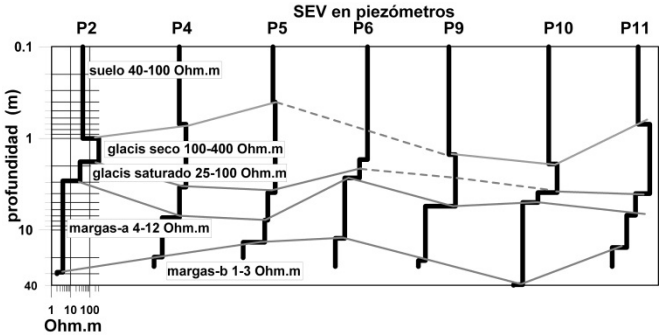

Figura 4 – **Panel de correlación de la inversión de los SEV realizados junto a piezómetros.** ***(Correlation of the inversion models of the VES made by the piezometers).***

c) El agrupamiento morfológico de curvas de campo consiste en identificar las curvas que presentan muy pocas diferencias entre si,

ya que en una zona tan pequeña y controlada deben corresponder al mismo modelo geoeléctrico: potencia y resistividad de las capas, permitiendo mejorar el proceso de trasladar la interpretación entre SEV de diferentes perfiles.

d) A partir de cada SEV paramétrico se ha ido trasladando el modelo a los SEV adyacentes de un mismo perfil, teniendo en cuenta además el grupo morfológico a la hora de trasladar la información de un perfil al siguiente. De esta forma se han establecido cuatro perfiles geoeléctricos en el cono más meridional, tres en el central y uno en el más septentrional, en los que se asegura la coherencia interpretativa.

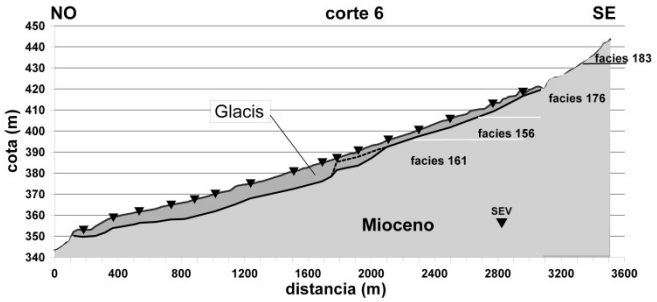

Figura 5* – Ejemplo de corte longitudinal mostrando la morfología del sustrato impermeable (posición en Figura 1). *(Example of longitudinal section showing the basement morphology).

e) Finalmente, a partir de estos perfiles se han obtenido nueve cortes geoeléctricos longitudinales y seis transversales, que definen la geometría del acuífero. Es evidente que, debido a la pendiente del sustrato, el agua drenará por el extremo nor-occidental, con un flujo que dependerá de la transmisividad y que también viene determinado por la morfología del basamento, que controla su mayor o menor capacidad de retención. Por otra parte, estos cortes indican que por encima de la cota 400 m la potencia de sedimentos disminuye a menos de 5 m (Figura 5). Los cortes transversales identifican así mismo la capacidad de retención de las diferentes porciones de los conos de deyección, cuya facilidad de drenaje lateral viene controlada por la forma del techo del sustrato (Figura 6).

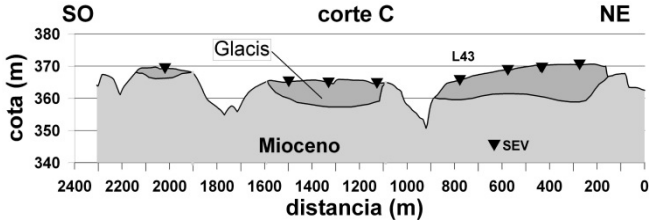

Figura 6* – Ejemplo de corte transversal mostrando la morfología del sustrato impermeable (Posición en Figura 1). El drenaje lateral está más facilitado en la posición L43. *(Example of transversal section showing the basement morphology and the places where drainage is easier).

4. DISEÑO Y EJECUCIÓN DE LOS SRM

Los Sondeos de Resonancia Magnética son una nueva técnica hidrogeofísica (Plata y Rubio, 2007), siendo el único método que permite determinar la distribución de la cantidad de agua en el subsuelo en función de la profundidad, **w(z)**, así como la medición de parámetros (tiempos de relajación **T(z)**) relacionados con la permeabilidad. Aunque para completar la caracterización de este acuífero en los lugares donde no existen piezómetros estaba prevista la medición de unos 20 SRM, finalmente sólo se han efectuado un total de 9 SRM (Figura 1) debido a las dificultades encontradas. Para la profundidad de investigación necesaria hubiera sido suficiente con emplear antenas de 15 m de lado, ya que se trata de zonas saturadas de 0.5 a 4 m de potencia con el nivel freático entre 3 y 5 m de profundidad. Sin embargo, ante la ausencia de señal de resonancia se dedicaron varios días de ensayos para diseñar unos parámetros de medición adecuados, consiguiendo finalmente algunos resultados con antena cuadrada de 30 m de lado en circuito de "ocho", 16 pulsos de emisión de momento **q** máximo de 3600 A.ms y 72 a 256 stacks o apilamiento de señales.

Durante los registros, el ruido EM ambiental no superó los 300 nV y el offset de frecuencias es inferior a los 3 Hz, lo que puede considerarse como la recepción de señal proveniente del agua. Sin embargo, la calidad de la señal registrada es en general mala (Figura 7), con amplitudes en el límite del ruido instrumental (inferiores a 10 nV), excepto en dos SRM en los que puede apreciarse con cierta claridad la señal de resonancia **e(t)** con carácter de disminución exponencial y amplitud superior al ruido (Figura 8), aunque señal máxima inicial $\mathbf{E_0}$ no es superior a 40 nV.

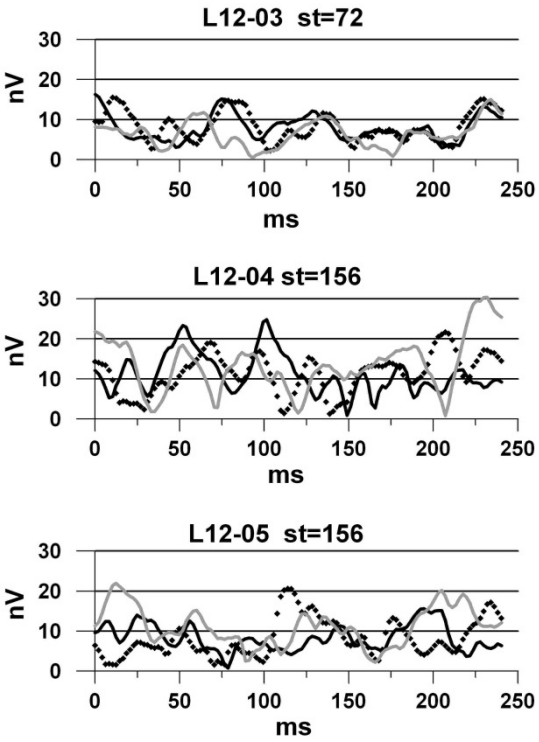

Figura 7* – Ejemplo de señales e(t) de un SRM de mala calidad con valores muy bajos de señal de resonancia. Amplitud de señal FID1 (gris) y FID2(negro) inferior al ruido (línea de puntos) y sin decaimiento exponencial. st: stacking *(Example of bad quality field curves with low amplitude of the resonance signal. In black: FDI1, in grey: FID2; dashed line: noise).

La existencia de un terreno muy conductor en la base de la zona saturada da lugar a gran variación de la fase entre el campo de excitación y la señal recibida, con una clara disminución de fase con el aumento del pulso o con valores muy caóticos; esta situación geoeléctrica pudiera ser una de las razones de las dificultadas encontradas para detectar la señal de resonancia, ya que pueden existir campos electromagnéticos secundarios inducidos en las margas de base que estén distorsionando el campo generado por los protones de hidrógeno.

5. INVERSIÓN DE LOS SRM Y OBTENCIÓN DE LA PERMEABILIDAD.

Como resultado de las dificultades encontradas, la relación señal/ruido es de 1 a 1.3, con curvas $\mathbf{E_0(q)}$ que no son interpretables en dos de los SRM, y que sólo permiten una interpretación cualitativa para cinco SRM y cuantitativa para otros dos (Figura 9). La permeabilidad puede calcularse con los valores de porosidad (**w**) y tiempo de relajación (**T**) por la relación empírica $\mathbf{k=C_p\ w\ T^2}$ (Lubczynski y Roy, 2007). El coeficiente de calibración $\mathbf{C_p}$ puede ser obtenido por comparación con ensayos de bombeo, o bien mediante un proceso de autocalibración (Plata y Rubio, 2008) diseñado a partir de la experiencia adquirida en varios acuíferos detríticos de España. En dicho proceso el coeficiente de calibración

se obtiene a partir de los propios parámetros medidos en el SRM mediante la relación $\mathbf{Cp= m\ F^{-n}}$ con $\mathbf{F= z\ w\ T^2}$, siendo **z** la potencia de la capa saturada y **m** y **n** parámetros calculados de la función de ajuste $\mathbf{F(C_p)}$ dependiente del tipo de acuífero (Figura 10). Con este método se ha calculado una transmisividad de $1.5x10^{-4}$ a $2.3x10^{-4}$ m^2/s (permeabilidad entre $2.5x10^{-5}$ y $3.2x10^{-5}$ m/s) corroborando los bajos valores evaluados mediante ensayos de bombeo en otras zonas del acuífero, comprendidos entre $2.1x\ 10^{-5}$ $2.2x10^{-4}$ m^2/s.

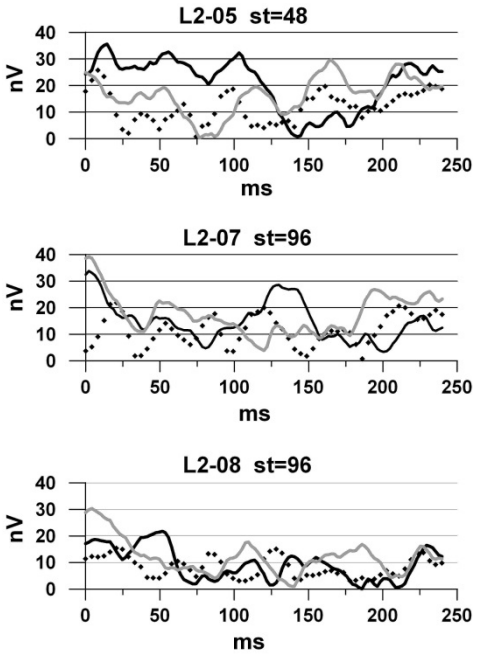

Figura 8* – Ejemplo de señales e(t) de calidad aceptable, con amplitud de señal FID1 (gris) y FID2 (negro) superior al ruido (línea de puntos), y decaimiento exponencial, aunque con amplitud máxima inicial E_0 inferior a 40 nV. st: stacking *(Example of acceptable quality of field curves. In black: FDI1, in grey: FID2; dashed: noise).

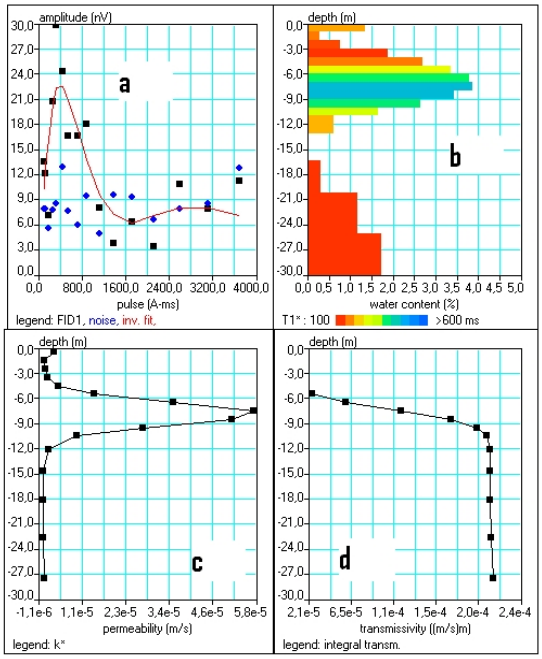

Figura 9* – Ejemplo de inversión de uno de los SRM: a) curva $E_0(q)$; b) distribución de la cantidad de agua en % w(z); c) permeabilidad k(z) y d) transmisividad acumulada. *(Example of SRM inversion: a: field curve, b) amount of water w, c) permeability k and d)transmissivity versus depth).

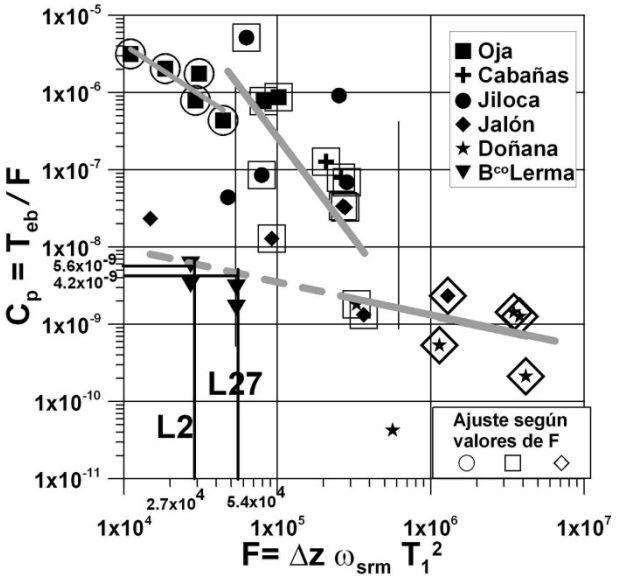

Figura 10* – Obtención del coeficiente de calibración para cálculo de la permeabilidad a partir de las funciones $F(C_p)$ en los SRM L2 y L27. *(Determinatation of the calibration coefficent for the evaluation of the permeability).

6. CONCLUSIONES

Los SEV siguen siendo una alternativa válida de prospección en términos científicos y económicos, de especial utilidad en hidrogeología, siempre que la distancia entre medidas y diseño de parámetros de adquisición sea adecuada al objetivo. Utilizando un valor de AB/2=100 m y 200 m entre SEV se han conseguido datos de alta calidad y buena cobertura vertical y horizontal. La interpretación geoeléctrica se ha llevado al límite de sus limitaciones mediante un control geológico elevado, consiguiendo menores errores de ajuste al incorporar la zona saturada y una segunda capa del sustrato impermeable de inferior resistividad, según la información geológica. Los menores errores matemáticos no siempre significan mejor interpretación, excepto cuando el modelo geoeléctrico y geológico tienen mejor coincidencia, como en este caso. Mediante cortes geoeléctricos longitudinales y transversales se ha cartografiado la geometría del acuífero, determinando la variación de la potencia del glacis y las zonas de mayor facilidad de drenaje lateral. Los SRM, cuya medición ha resultado bastante problemática, han permitido determinar los rangos de permeabilidad, corroborar la información geoeléctrica y dar información sobre la porosidad, que junto con la geometría permite acotar la capacidad de almacenamiento.

REFERENCIAS

Lubczynski, M. y Roy, J.(2007): "Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling". *Boletín Geológico y Minero vol.118.509-530*

Merchán, D., Jiménez , J.J., Abrahao, R., Azcón, A., Bürger, C., Causapé, J., Comín, F., Garrido, E., Lafuente, V., Lambán, J., Pedrocchi, C., Pérez, A., Plata, J. y Sarasa, J. (2011):"Evolución del impacto agroambiental por la transformación en riego y eficacia depuradora de humedales". *XXIX Congreso Nacional de Riegos. Córdoba*

Pérez, A.J., Abrahão, R, Causapé, J., Cirpka, O.A. y Bürge,r C.M. (2011): "Simulating the transition of a semi-arid rainfed catchment towards irrigation agriculture". *Journal of Hydrology 109, 663-681*

Plata, J.L. (2011):"Informe sobre la determinación de la potencia de glacis en el barranco de Lerma (Zaragoza) mediante Sondeos Eléctricos Verticales". *Informe IGME Centro de Documentación nº 64098*

Plata, J.L. (2012): "Informe sobre los Sondeos de Resonancia Magnética efectuados en el Barranco de Lerma (Zaragoza)". *Informe IGME Centro de Documentación nº 64097*

Plata, J.L. y Rubio, F.M.(2007):"Basic theory of the Magnetic Resonance Sounding Method". *Boletín Geológico y Minero vol.118.441-458*

Plata, J.L. y Rubio, F.M.(2008): "The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers". *Journal of Applied Geophysics 66, 123-139*

Correcciones en microgravimetría relativa para investigación hidrogeológica
Corrections in relative microgravity for hydrogeological research

J. L. Plata, F. M. Rubio y P. Ibarra
Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid). jl.plata@igme.es

SUMMARY
One of the objectives of the Project "Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso", carried out by IGME, is the development of a technique to asses the recharge in a karst system, including the use of the microgravity method. The test area is the carbonate aquifer of Sierra de las Nieves (Málaga, Spain). A relative gravitymeter is being used, the Scintrex CG5. At least two gravimetric surveys will be made at two times of different state of recharge. An operational method is being design to obtain a precision of the order of 5 microGal with a system for quality control of the measurements that is acceptable in productive terms. Data processing includes a detailed analysis of the measuring programmes and the correction of the time-varying gravitational effects not due to local hydrogeological variations. These corrections are less severe as the ones needed in absolute gravity determinations, and can be reduced to the earth tides, oceanic load and the atmospheric pressure effects, as well as those due to the gravitymeter drift.

1. INTRODUCCIÓN

El experimento GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Llubes et al., 2004), iniciado en 2002, ha dado lugar a un renovado interés en las aplicaciones de la gravimetría en investigación hidrogeológica. Sin embargo, las observaciones satelitales están referidas a escala continental y son fruto de promedios de mediciones a lo largo de varios años, por lo que no son directamente trasladables a los estudios de gravimetría terrestre. Esta situación está dando lugar a un cierto exceso de expectativas en cuanto a lo que es realmente posible determinar en hidrogeología local. Inicialmente, han sido los estudios de gravimetría absoluta (Van Camp et al., 2006; Creutzfeldt, 2010a) los que han mostrado su interés en la determinación de la influencia en la gravedad de la variación de las masas locales de agua, ya que éstas suponen un ruido para los objetivos de esos estudios. Posteriormente, la publicación de algunos experimentos académicos (Jacob, 2009) han contribuido a la divulgación de la metodología gravimétrica 4D en hidrogeología, normalmente mediante el empleo de gravímetros absolutos en unas pocas estaciones. Su extensión a aplicaciones de movimientos de fluidos introducidos desde superficie (Mrlina, 2007; Gasperikova y Hoversten, 2008) también está siendo objeto de atención actual, siendo preciso, para cubrir extensiones de terreno de cierta magnitud, hacer uso de gravímetros con una buen portabilidad, lo que hasta hoy día sólo es posible con gravímetros relativos. La realización de prospecciones utilizando una mezcla entre ambos tipos de gravímetros también comienza a ser objeto de atención (MicrogLacoste, 2010).

En el presente trabajo, encuadrado dentro del Proyecto "Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso. (KARSTINV)", nº CGL2010-15498 del Plan Nacional de Investigación Científica 2008-2011, llevado a cabo por el IGME, lo que se pretende es el desarrollo de una metodología microgravimétrica 4D que proporcione datos para la estimación de la recarga en sistemas kársticos, con un método operativo que consiga una precisión del orden de 5 μGal, y que sea viable en términos ecónomicos y logísticos. La zona seleccionada para el estudio es el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga), Parque Natural catalogado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO. El plan de trabajo consiste en la realización de al menos dos campañas gravimétricas en dos épocas de distinto estado de recarga del acuífero, utilizando un gravímetro Scintrex CG5 con precisión de 1μGal.

2. MICROGRAVIMETRÍA RELATIVA 4D

La microgravimetría relativa 4D tiene una serie de características especiales: a diferencia de la gravimetría absoluta, el valor de la "gravedad" (realmente, la diferencia de gravedad) en una estación se obtiene por la diferencia de lecturas del gravímetro entre una base fija y la estación. Tanto por las dimensiones de la zona a prospectar, como para minimizar fuentes de errores, solamente debe utilizarse una base, no requiriéndose asignar un valor de gravedad a la misma. La anomalía entre dos determinaciones efectuadas en dos épocas distintas puede obtenerse por la diferencia entre los valores de la "gravedad" en cada época, no siendo necesario recurrir al cálculo de la Anomalía de Bouguer. Son, sin embargo, imprescindibles otros requerimientos operativos:

- La gravedad en la Base no puede estar afectada por cambios de masa locales entre campañas.
- La localización de las estaciones debe ser inalterable en el tiempo.
- La posición del gravímetro debe ser idéntica en todas las lecturas.
- La constante del gravímetro debe estar controlada con precisión.
- La deriva instrumental debe ser objeto de especial atención y control, para poder asumir su variación lineal con el tiempo.
- Las lecturas deben ser corregidas de las variaciones de la gravedad en función del tiempo que se produzcan entre la lectura en la base y la lectura en la estación.

En esta comunicación sólo se van a considerar los aspectos concernientes a las correcciones de las variaciones externas.

3. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA GRAVEDAD

El objetivo normal de las prospecciones gravimétricas es la determinación de la gravedad debida a la distribución de las rocas de distinta densidad en el subsuelo, o efecto de las masas sólidas estáticas de la Tierra, invariable con el tiempo. Las principales causas conocidas de variación de la gravedad con el tiempo son las siguientes:

- El efecto de la atracción Luni-Solar sobre las masas sólidas o de **Marea.**
- El efecto derivado de la marea sobre las masas liquidas de la Tierra o **Carga Oceánica.**
- El efecto de la variación de la masa de la atmósfera o de la **Presión Atmosférica**.
- El efecto debido al cambio del eje de giro de la Tierra o **Movimiento Polar.**
- El efecto de la evolución de las masas dinámicas del agua continental o **Carga Hidráulica.**
- El efecto de la variación de masas de agua subterránea locales **(objetivo de este estudio).**

- El efecto debido a la variación del nivel de la superficie libre del agua del mar o de los lagos por atracción Luni-Solar (**Variación del nivel del agua**).
- El efecto de los **movimientos de masas sólidas dinámicas** de la Tierra (erupción de volcanes y movimientos de masa que dan lugar a sismos).

A estos hay que añadir la deriva de los gravímetros, que hace variar las lecturas del gravímetro (no la gravedad) con el tiempo.

Al obtenerse la gravedad por la diferencia de lecturas del gravímetro realizadas en un intervalo de tiempo no superior a unas pocas horas, sólo es necesario tener en cuenta las variaciones que se produzcan en dicho intervalo.

4. ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES

El cambio de orientación del eje de giro de la Tierra es debido a movimientos de masa en el manto/núcleo, provocando variaciones en la gravedad. Aunque estas variaciones pueden ser del orden de 15 µGal (Xu et al., 2004) a lo largo de un año, su ritmo de cambio no supera 1 µGal/mes, por lo que no es necesario considerarlo en gravimetría relativa.

La variación de las masas de agua continentales supone, además de su propio efecto gravífico, una variación de la presión ejercida sobre la Tierra, deformándola, lo que genera conjuntamente una modificación de la gravedad. Éste fenómeno puede evaluarse a través de diversos modelos (Creutzfeld et.al, 2008, 2010) y puede alcanzar variaciones de unos 3 µGal a lo largo de un año, no superando un ratio de 0.3 µGal/mes, siendo por lo tanto innecesaria su consideración.

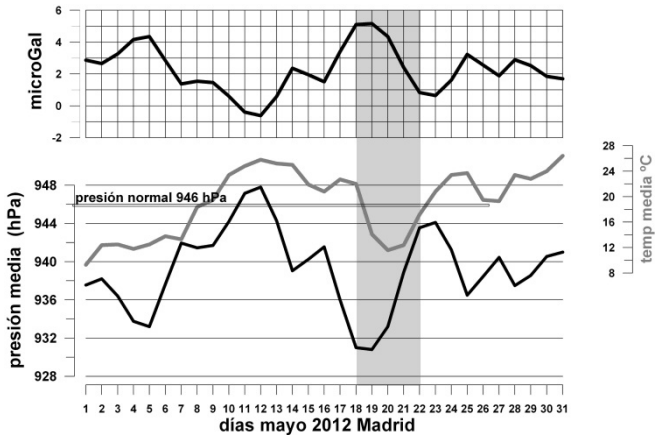

Figura 1* – Efecto gravífico de la variación de presión en Madrid durante mayo de 2012 [fuente de datos climatológicos AEMET]. *(Gravitational effect of the atmospheric pressure at Madrid during May 2012).

La variación de la densidad del aire supone un variación en la atracción gravitatoria que ejerce la masa de la atmósfera sobre la superficie de la Tierra, de tal forma que un aumento de presión hace disminuir la gravedad del orden de -0.34 µGal/hPa. La marea de presión diaria puede llegar a ser de unos 2 hPa, siendo su efecto prácticamente constante durante el tiempo de duración de un programa de lecturas con el gravímetro. La variación de presión debida a cambios climáticos puede ser mucho mayor (más de 20 hPa en pocos días), pero no suele superar un ratio de 1 µGal/día (Figura 1), por lo que o bien es constante o puede quedar incorporada en la deriva de cierre en base. La variación de presión debida a la diferencia de cota entre base y estación modificará la gravedad observada, pero al establecerse su diferencia entre dos épocas distintas se anula, ya que es invariable.

El efecto gravífico debido a la variación del nivel del agua por la marea sólo cabe considerarlo cuando las mediciones están realizadas junto al mar. Las variaciones derivadas de movimientos de masas dinámicas son o fenómenos de corta duración que, en caso de producirse, pueden ser obviados eliminando las lecturas afectadas, o tener periodos de variación lo suficientemente largos para ser constantes durante la duración de un programa de medidas con el gravímetro.

En definitiva, en gravimetría relativa sólo deben tenerse en cuenta, salvo excepciones circunstanciales, los efectos de Marea y de Carga Oceánica.

5. CORRECCIÓN DE MAREA Y DE CARGA OCEÁNICA

El efecto de marea puede alcanzar los 200 µGal a lo largo del día, con un ratio de variación superior a 30 µGal/h (Figura 2), por lo que es completamente necesaria su corrección. Su evolución sigue fundamentalmente los ciclos lunares.

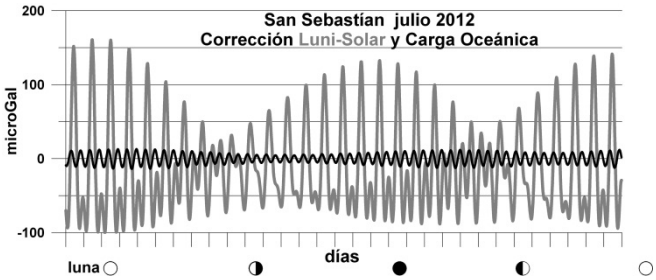

Figura 2* – Corrección del efecto de la atracción Luni-Solar o de Marea y de Carga Oceánica durante el mes de julio de 2012 en San Sebastián. *(Gravitational effect of the Luni-Solar attraction or tide and oceanic load at San Sebastian during July 2012).

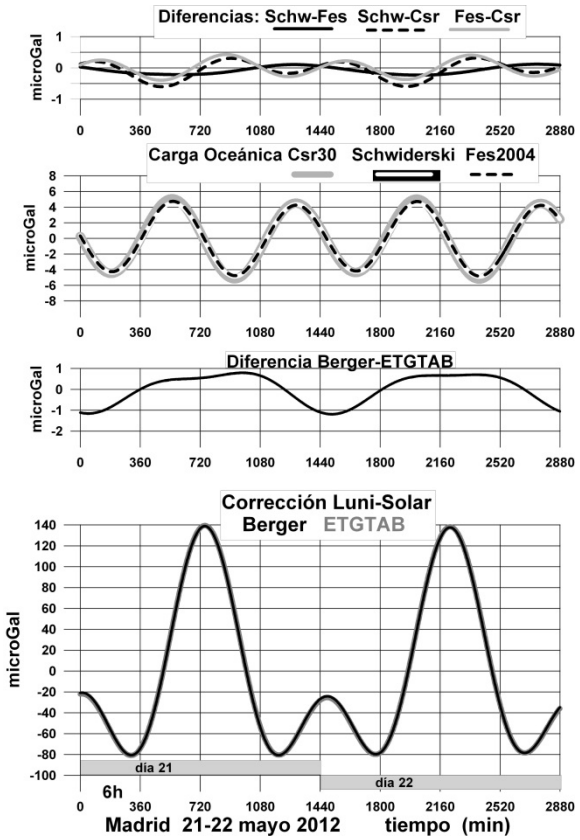

Figura 3*– Corrección de marea y de Carga Oceánica calculada con diversos algoritmos y sus diferencias, para un periodo de 24 h durante el mes de mayo de 2012 en Madrid. *(Tide and oceanic load calculated with several algorithms and their differences.)

En el efecto de marea sobre la tierra sólida intervienen muchos factores: rotación de la Tierra, órbita de la Luna, órbita de la Tierra alrededor del Sol, precesión del perigeo de la Luna, precesión del perihelio de la Tierra, etc., teniendo cada factor un periodo determinado, y dando lugar a las denominadas ondas de marea. Diversos autores (Longman, 1959; Wenzel, 1996) utilizan diferentes

métodos de cálculo y diferentes catálogos de ondas, efemérides y consideraciones sobre la elasticidad de la Tierra, con variaciones entre ellos que pueden llegar a ser del orden de 3 µGal (Figura 3).

La variación de la gravedad por Carga Oceánica es debida a la deformación de la Tierra inducida por la modificación de la altura de la capa de agua motivada por la marea. Este efecto sigue con cierto retraso a la marea (Figura 2) y puede alcanzar hasta 10 µGal al día, con ratio de hasta 1 µGal/h (Figura 3).

El gravímetro Scintrex CG5 permite obtener las lecturas corregidas de marea, utilizando para ello el método de Longman, que no considera la elasticidad de la Tierra. En el proceso de cálculo de las anomalías puede ser sustituido por otro sistema que se considere más adecuado, aunque no existen criterios universales para esta selección. En la Figura 4 se aprecia que las lecturas del gravímetro, efectuadas en un punto fijo, una vez corregidas de marea, permanecen casi constantes, y así es como son utilizadas en gravimetría ordinaria.

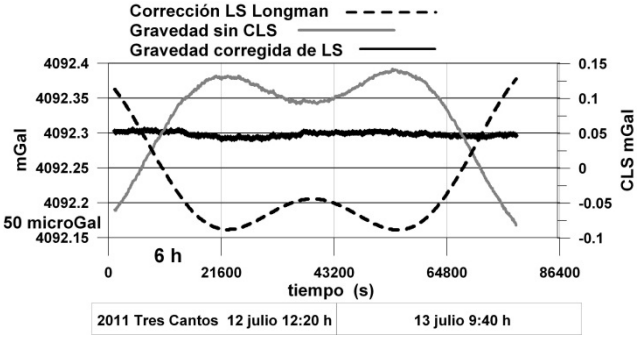

Figura 4– **Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 24 h, sin corregir y corregidas de marea (LS).** ***(Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 24 h, no corrected and corrected from tide effect.)***

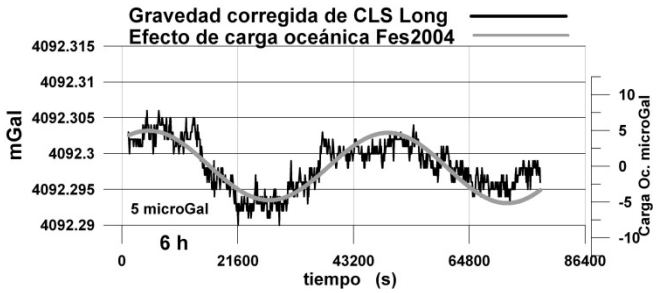

Figura 5– **Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 24 h, corregidas de marea (CLS), en escala de más detalle que en la Figura 4, junto con el efecto de Carga Oceánica.** ***(Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 24 h, corrected from tide effect, at greater detail than at Figure 4, with Oceanic Load effect overstrike.)***

Una visión más detallada de las lecturas estáticas del gravímetro (Figura 5) permite apreciar que éstas varian con un periodo debido al efecto de la Carga Oceánica. Es evidente que, de no hacer dicha corrección, la lectura dependería del momento de observación y se producirían errores que podrían llegar a los 10 µGal en el valor de la gravedad observada en las estaciones de un programa de medidas en campo; este valor, perfectamente asumible en prospección normal, no lo es en microgravimetría 4D. Si se observa aún con mayor detalle la evolución de las lecturas del gravímetro (Figura 6), se aprecia que a esta evolución de las lecturas según el efecto de Carga Oceánica, aparte de su aspecto "a saltos" debido al límite de precisión instrumental de 1 µGal, se superponen oscilaciones y/o desviaciones que pueden superar puntualmente los 8 µGal.

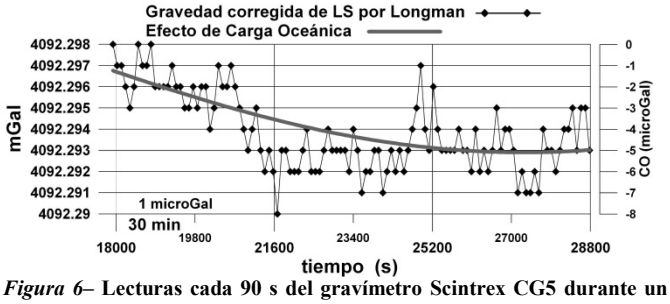

Figura 6– **Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 3 h, corregidas de marea (LS), con superposición del efecto de Carga Oceánica.** ***(Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 3 h, corrected from tide effect, and oceanic load overstrike.)***

Estas oscilaciones hacen que, una vez efectuada la corrección de Carga Oceánica, las lecturas del gravímetro presenten una desviación (Figura 7) mayor de lo que cabría esperar (±1 µGal) junto con una oscilación de cierto carácter periódico o al menos de mayor duración. La utilización de varios métodos de cálculo para la corrección Luni-Solar y de Carga Oceánica pone en evidencia que ésta no es la causa de las desviaciones observadas. En los diversos controles efectuados sobre este tipo de lecturas estáticas se ha encontrado que, en alguna ocasión, existe una correlación entre el ritmo de estas oscilaciones y la variación de temperatura, así como entre ésta y las correcciones automáticas por desnivelación; no obstante, en principio, dichas correcciones instrumentales deberían de anular el efecto, de tal forma que no fuera observable. También se ha verificado la posible influencia de cambios de presión, pero tanto el ritmo de variación como su magnitud no son capaces de justificar estas oscilaciones.

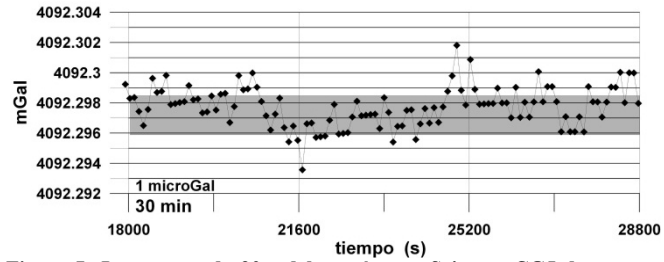

Figura 7– **Lecturas cada 90 s del gravímetro Scintrex CG5 durante un periodo de 3 h, corregidas de marea y de Carga Oceánica. La zona sombreada indica la precision de ±1 µGal** ***(Gravity readings every 90 s of the Scintrex CG5 gravitymeter during a period of 3 h, corrected from tide and oceanic load. The shaded zone corresponds to ±1 µGal)***

Aunque las oscilaciones de mayor amplitud y menor duración (unas pocas lecturas) pudieran tener su origen en ruidos aleatorios (pisadas, tráfico) queda por encontrar justificación a las oscilaciones de largo periodo, que son las que más pueden influir en la precisión de la gravedad observada.

Diversas observaciones efectuadas sobre la afectación de otros factores metrológicos, como son la deriva instrumental, concluyen en que un factor de corrección de la deriva de largo término o secular sólo produce una desviación constante de las lecturas (Figura 8), mientras que las debidas a la estabilización del instrumento tras un tiempo de desconexión, o tras un salto producido por un golpe, presentan mucha mayor amplitud y un ritmo muy diferente de variación.

Todas las observaciones anteriores se refieren a lecturas estáticas: efectuadas en un gravímetro tras un periodo de varias horas o días de estabilización, conectado a la red eléctrica, y estacionado en un local cerrado con escasa influencia de perturbaciones exteriores. Por otra parte, se están llevando a cabo diversos ensayos de campo, en donde hay que tener además en cuenta la mayor influencia de agentes externos (tráfico, pisadas, viento, cambio de temperatura), y metrológicos: deriva diaria, deriva de trabajo, periodo de estabilización tras transporte del instrumento, etc. Se está utilizando al menos cinco ciclos de lectura de 90 s,

ampliándolos hasta una buena estabilización del instrumento (Figura 9). En algunos casos, el gravímetro se estabiliza rápidamente (estación 6 de la Figura 9), en otras ocasiones no se consigue estabilizar, produciendo variaciones de hasta 20 µGal (estación 22 de la Figura 9), y finalmente, en otras el aparato se estabiliza al cabo de unos pocos ciclos (estación 24 de la Figura 9).

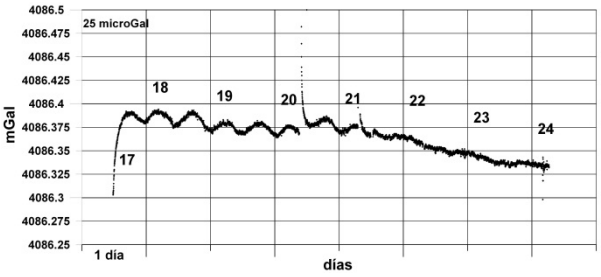

Figura 8*– Efectos de estabilización tras desconexión (día 17), de golpes (días 20 y 21) y de sobre-corrección de deriva de largo término (disminución constante del día 17 al 24), en las lecturas estáticas de un gravímetro Scintrex CG5. *(Stabilization after switch off and blows of Scintrex CG5 gravity meter.)

6. CONCLUSIONES

En principio, las únicas variaciones a considerar en un estudio de microgravimetría relativa 4D son la Luni-Solar y de Carga Oceánica. Imprecisiones en los modelos y métodos de cálculo utilizados pueden producir diferencias de 1-3 µGal en los valores de gravedad observada. Corregidos estos efectos, se aprecia en las lecturas estáticas del gravímetro Scintrex CG5 una oscilación de 5-8 µGal cuyo origen puede ser debido a una acumulación de efectos, entre los que se encuentra la desviación entre los modelos teóricos para evaluación de las variaciones de causa externa y la realidad de dichas variaciones, y la propia metrología del instrumento. El comportamiento del gravímetro: linealidad de la deriva, tiempo de estabilización y correcto funcionamiento del sistema de auto-correcciones de nivelación y temperatura son un factor esencial en la precisión final esperable.

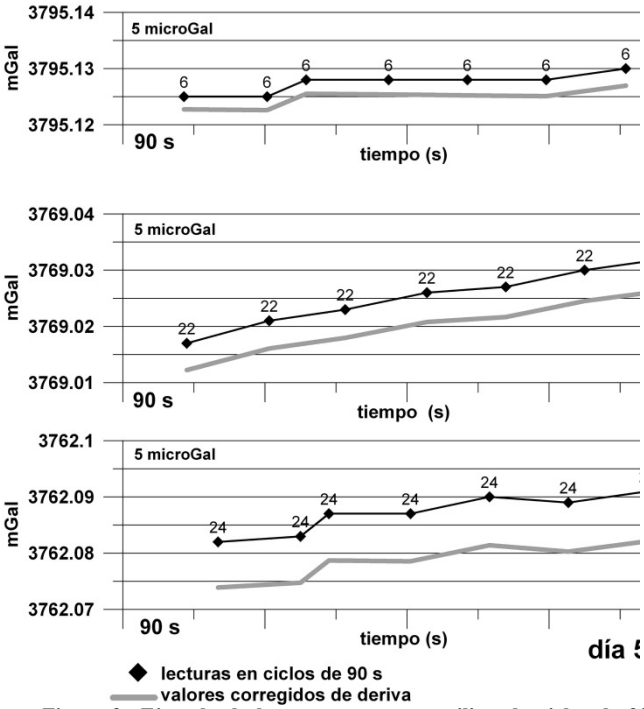

Figura 9*– Ejemplo de lecturas en campo utilizando ciclos de 90 s (540 determinaciones por lectura). *(Example of field readings with cycles of 90 s (540 fixings per reading)).

REFERENCIAS

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Vorogushyn, S. y Merz, B. (2010): "The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale." *Hydrology and Earth System Sciences 14, 1715-1730*

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., y Wziontek, H.(2010a):"Measuring the effect of local water storage changes on in-situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany". *Water Resour. Res., 46, W08531, doi:10.1029/2009WR008359.*

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Kl¨ugel, T., y Wziontek, H. (2008): "Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany", *Geophysics, 73, WA95, doi:10.1190/1.2992508,*

Gasperikova, E. y Hoversten, G.M. (2008): "Gravity monitoring of CO2 movement during sequestration:model studies". *Geophysics vol. 75 no 6, WA105-WA112*

Jacob, T. (2009). "Apport de la gravimetrie et de l´inclinometrie a l´Hydrologie karstique". *Tesis Doctoral Universidad de Montpellier.*

Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L. y Amalvict, M. (2004): "Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies". *Journal of Geodynamics, 38(3-5): 355–374*.

Longman, I.M. (1959): "Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun", *Journal of Geophysical Research, Volume 64, No. 12*

Mrlina, J. (2007)."Modelling gravity signals related to fluids movement in reservoir." *Proceedings EAGE 69. London. Paper E020.*

MicrogLacoste (2010) : "HybridGravity Survey Services". www.microglacoste.com

Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T.Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, van Dam, T. y. Dassargues, A.. (2006): " Hydrogeologycal investigacions at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations". *Journalof Geophysical Research. 111,B10403.*

Wenzel, H.-G. (1996): "The Nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30". *Bulletin d'Informations des Mareés Terrestres 124, 9425–9439.*

Xu, J.Q., Sun, H.P. y Yang, X.F.(2004)."A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network". *Institute Journal of Geodesy 78: 201–209*

Alterações nos Gradientes de Temperatura Provocadas por Circulação de Água no Solo

Thermal Gradient Changes Caused by Water in the Soil

Duque, M. R. [1,2] y Malico, Isabel [1]
[1]Departamento de Física, Universidade de Évora, R. Romão Ramalho 59,7000-671 Évora, Portugal, mrad@uevora.pt
[2]Centro de Geofísica de Évora, R. Romão Ramalho 59,7000-671 Évora, Portugal.

SUMMARY
The heat flow density data published in the geothermal Atlas of Europe(1992) show relatively high values for temperature gradients and for thermal conductivity obtained in the SW area of the Iberian Peninsula . In the first part of this study we explain how an anomalous value of thermal conductivity or heat production value can influence heat flow density values. In the second part we try to explain the anomalous values based in the presence of water at relatively high temperatures outside the holes where the measurements were made, and the inclination of strata, derived from samples taken from the boreholes. We used a two-dimensional numerical model based on the finite volume method. Equations governing the transfer of energy by conduction, advection and fluid flow, were solved. The heat flow density value considered for the region is 60 mw m^{-2}. The results obtained are compared with those published.

1. INTRODUÇÃO

Apesar de ser um parâmetro com grande importância em Geofísica, o fluxo de calor de origem geotérmica só no início do século XX começou a ser medido. Nas décadas de 80 e 90 do século passado foi feito um esforço científico e político, relativamente importante, para se realizarem medições deste parâmetro. A Comunidade Europeia participou neste esforço tendo disponibilizado verbas para a realização de trabalhos de campo e publicação dos valores obtidos. Das publicações feitas destacamos o Atlas of Geothermal Resources in the European Community (1988), o Geothermal Atlas of Europe(1992) e o Atlas of Geothermal Resources in Europe (2002), que incluem dados obtidos em Portugal, e utilizados no presente trabalho.

2. A REGIÃO EM ESTUDO

Os dados utilizados foram obtidos no bordo SW da Zona de Ossa Morena (ZOM) e na Zona Sul Portuguesa (ZSP). A Zona Sul Portuguesa (ZSP) constitui o segmento meridional da cadeia varisca Ibérica, sendo constituído por rochas sedimentares e Vulcano-sedimentares datadas do Devono-Carbonífero. A ZSP contacta a norte com a Zona de Ossa Morena (ZOM) pelo complexo ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), datado do Devónico, e cuja génese está relacionada com os processos de subducção/obducção que ocorreram no bordo Sw da Zona de Ossa Morena, durante o ciclo Varisco.Par a al´´em do Complexo ofiolítico citado, encomtram-se junto ao bordo sw da Zona de Ossa Morena, o Complexo Ígneo de Beja e o domínio Évora-Beja. O complexo ígneo de Beja é constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, geneticamente relacionados com a subducção Varisca entre a ZOM e a ZSP, aos quais se associam episódios de atividade vulcânica (Andrade et al, 1991,1992). No Domínio Évora-Beja encontram-se formações sedimentares, Vulcano-sedimentares e ortognaisses do Proterozoico Superior/Paleozóico inferior (Pedro, J. et al, 2006). A ZSP encontra-se dividida em cinco domínios geológicos (Oliveira,J.T.,1990) que são,de Norte para Sul, o Ofiolito de Beja-Acebuches, o Antiforma do Pulo do Lobo, a faixa Piritosa, O grupo de Flysch do baixo Alentejo e o domínio Sudoeste Português..A faixa Piritosa Ibérica apresenta vulcanismo de idade Carbónica Inferior, enquanto para Sul temos o Flysch do Baixo Alentejo cuja sedimentação teve origem na região de Mértola, durante o Viseano, e se prolongou até ao Vestefaliano, no sector SW da ZSP. O metamorfismo e a deformação decrescem sucessivamente para SW na ZSP. No sector Sul de Portugal, o ciclo Varisco termina no Pérmico (Araújo,A., 2006). A região estudado sofreu erosão elevada, sendo a topografia à superficie desprezável, no entanto podemos verificar pelo material retirado dos furos que as camadas em profundidade mostram camadas com inclinação acentuada.

3. OS DADOS UTILIZADOS

Os dados utilizados foram retirados dos Atlas referidos na introdução deste trabalho e encontram-se na Tabela 1. Todos os dados utilizados foram obtidos em terra, tendo sido medidos valores de temperatura em furos, espaçados por profundidades de 10 ou de 5 metros, a partir dos quais se obteve o gradiente de temperatura. A condutividade térmica foi obtida, em laboratório, em amostras retiradas dos furos. O valor do fluxo de calor obtém-se multiplicando o gradiente de temperatura pelo valor médio da condutividade térmica, considerando que a transferência de calor se faz apenas na vertical, de baixo para cima, e que o furo está localizado numa região com estratos horizontais e constituídos por material homogéneo. O cálculo é feito considerando que não existem fontes de calor na região.

Tabela 1-Valores de gradiente de temperatura, condutividade térmica e fluxo de calor (Values of thermal gradient, thermal conductivity and heat flow)

Furo	Grad T (°C/Km)	Λ (W K^{-1}m^{-1})	Fluxo (mW m^{-2})
1	48	3,83	162
2	25	4,06	127
3	22	3,35	71
4	92	2,44	182
5	30	3,03	91
6	22	3,33	67
7	23	3,72	92
8	27	3,69	99
9	22	3,41	74
10	19	3,21	61

Os furos utilizados são furos feitos para prospeção de minério, em regiões onde foram detetadas anomalias gravíticas, magnéticas ou de resistividade elétrica. Apesar de os furos utilizados não terem perfurado depósitos de minério suscetíveis de exploração, podemos ver que as condutividades térmicas que se encontram na Tabela 1 possuem valores relativamente superiores aos encontrados em litologias idênticas, obtidas noutras regiões. Relativamente aos valores de gradiente de temperatura, verificamos que, se excetuarmos os furos 1, 4 e 10, todos os outros se encontram entre 20 e 30°C/Km. Relativamente à condutividade térmica, podemos observar valores relativamente elevados nos furos 1, 2,7,8 e 9.

4. ANOMALIAS NOS FUROS

As anomalias observadas de fluxo de calor podem ser causadas por anomalias da condutividade térmica ou de produção de calor na região devido a existência localizada de elementos radioativos. Podem aparecer também anomalias na distribuição de temperatura causadas por circulação de água na região, fora ou dentro do furo.

4.1 EFEITO DA CONDUTIVIDADE TÉRMICA

Se considerarmos os furos 2 e 7 vemos que não existe anomalia térmica acentuada (gradientes térmicos iguais ou inferiores a 30°C/Km), no entanto se a formação atravessada pelo furo tiver uma condutividade térmica anómala, relativamente elevada para a região, tendo a formação a que ela corresponde uma largura muito inferior à sua espessura, poderemos ter à superfície uma anomalia de fluxo de calor. A Figura 1 ilustra o que acabamos de dizer. Se tivermos um corpo com uma dimensão horizontal elevada e uma anomalia negativa da condutividade térmica teremos uma anomalia acentuada da temperatura mas o fluxo de calor só apresentará anomalias positivas nas interfaces.

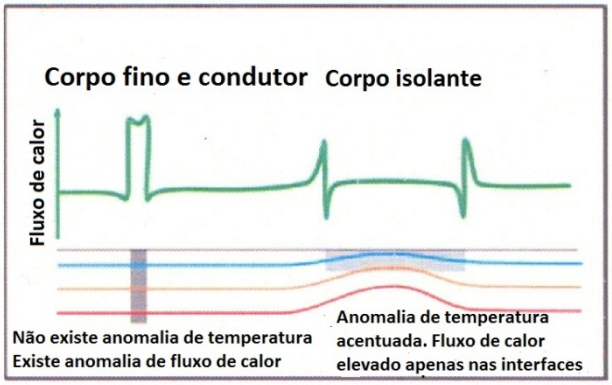

Figura 1 – Anomalias de fluxo de calor e de temperatura associadas a anomalias de condutividade térmica e forma e dimensões dos corpos considerados. (Heat flow and termal anomalies caused by termal conductivity anomalies and shape of the bodies)

4.2 ANOMALIAS NA PRODUÇÃO DE CALOR

As anomalias associadas a produção de calor na parte superior da crusta são, geralmente, originadas por uma concentração anómala de elementos radioativos, ou por reações químicas exotérmicas, que ocorram na região.. A análise da carta de radiação gama natural da região onde se encontram os furos 1 e 2 mostra uma anomalia positiva , de pequenas dimensões, na região onde se encontra o furo 2. Na figura 2 apresentamos a anomalia de fluxo de calor provocada por uma concentração anómala de elementos radioativos (produção de calor de 10 ou de 20 $\mu W\ m^{-3}$). Na parte superior podemos ver como as isolinhas de temperatura se aproximam na região onde é gerado o calor e entre ela e a superfície. A parte inferior da figura mostra-nos gráficos de temperatura em função da profundidade. Nela podemos ver a anomalia de temperatura obtida para produções de calor de 10 e de 20$\mu W\ m^{-3}$, a 5 Km de profundidade. (Adaptado de Huenges,E. ,2011). Note-se que nos três casos apresentados se considerou uma transferência de calor do manto de 25 $mW\ m^{-2}$, uma condutividade térmica da crusta de 3 $W\ m^{-1}\ K^{-1}$ e uma produção de calor em toda a crusta, de $1\mu W\ m^{-3}$.

A existência de depósitos de minério na região provoca anomalias positivas nos furos feitos nos bordos dos depósitos mencionados, devido a reações químicas que ocorrem entre os

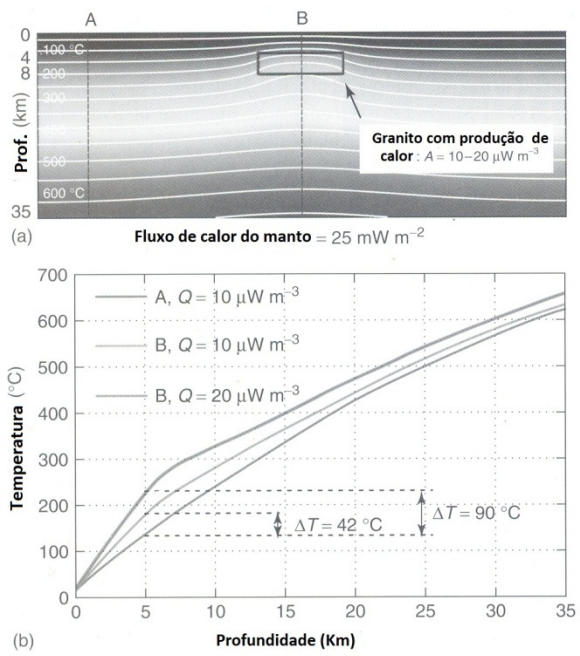

Figura 2 – (a) Efeito de um corpo emissor de calor no campo de temperatura.(b)Geotérmicas obtidas para a mesma região.
((a)Effect of a heat source in the field of temperature. (b) Geothermics obtained for the same region.)

minérios e água e que são exotérmicas. Um exemplo muito citado e que deverá ocorrer na faixa piritosa é o que se verifica nas fronteiras dos depósitos de sulfuretos. Como exemplo vamos considerar a seguinte reação:

$$Fe\ S_2 + 14\ Fe^{3+} + 8\ H_2O \rightarrow 15\ Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 16\ H^+$$

Se considerarmos as entalpias de formação dos diferentes componentes, teremos:

Fe^{3+}= -47,7 KJ/ mole; H_2O =-241,8KJ/mole ; Fe^{2+}=-87,9 KJ/mole; SO_4^{2-}= -907,5 KJ/mole; H^+=0,0 Kj/mole, obteremos ΔH_{Res}=-531,3 KJ/mole.

5. ANOMALIAS ASSOCIADAS A EXISTÊNCIA DE ÁGUA.

As perturbações de temperatura associadas a existência de água podem ser divididas em movimentos verticais de água nos furos e / ou movimentos de água na região com uma componente horizontal na velocidade com que se propagam.

5.1.MOVIMENTOS VERTICAIS

Os movimentos verticais, ascendentes ou descendentes, são fáceis de detetar quando se fazem as medições de temperatura nos furos. Existem vários métodos para obter a velocidade de movimentação da água e a energia envolvida. Neste trabalho foi utilizado o método apresentado por Reiter et al (1989). Este método considera transferência de calor por condução e advecção, em regime estacionário. Considera-se ainda que o escoamento é uniforme e o fluido é incompressível. Foram detetados movimentos de água para cima e para baixo em todos os furos exceto nos furos 5 e 7. Os furos 1 e 4 foram os que apresentaram valores mais elevados da energia envolvida (4081 mW no furo 1 w 2651 mW no furo 4). Os valores obtidos para velocidade da água nos furos são da ordem de 10^{-8} ms^{-1}. As correções mais elevadas, obtidas com este método são de 11,8%.

5.2. MOVIMENTOS COM COMPONENTE HORIZONTAL

As temperaturas dentro dos furos podem ser alteradas por aquíferos atravessados pelos furos ou mesmo por circulação de água

na região, sem entrar no furo. Vamos apresentar um modelo com uma superfície praticamente horizontal, mas que, em profundidade, apresenta um relevo acentuado, apresentando dobras e falhas que podem atingir profundidades de alguns quilómetros. Os aquíferos simulados podem atingir profundidades elevadas e voltar para profundidades muito próximas da superfície, dados que as nascentes termais conhecidas na região são muito poucas,. A temperatura da água aumenta quando ela se encontra em profundidade, e se a velocidade com que a água regressa para perto da superfície for suficiente, poderemos ter temperaturas relativamente elevadas perto da superfície, Devido à circulação da água. A capacidade de o sistema transmitir o fluido, depende do relevo topográfico, da permeabilidade das rochas, e do fluxo de calor proveniente de regiões mais profundas. A Figura 3 mostra-nos o modelo utilizado e as condutividades térmicas associadas à diferentes formações. A

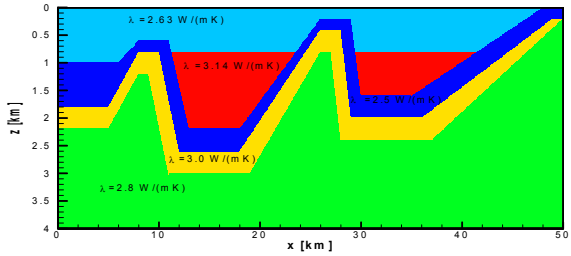

Figura 3- O modelo utilizado. (The model used)

condutividade térmica d acamada onde se encontra o aquífero, foi calculada considerando que todos os póros estão saturados com água. A porosidade utilizada foi de 10%. A camada por baixo do aquífero foi considerada impermeável, e, por isso, a sua permeabilidade hidráulica foi considerada nula. As fraturas existentes no meio em estudo são simuladas por um meios equivalente poroso, saturado com água. Não foram consideradas fontes nem sumidouros de calor na região em estudo. Não se consideraram variações da condutividade térmica com a temperatura, no entanto, considerou-se que a densidade e a viscosidade do fluido variavam com a temperatura, de acordo com as relações

$$\rho_f = 1000 - \left|T - 273.15 - 4\right|^{1.7} \qquad (1)$$

e

$$\mu = \mu_0 e^{-1.704 - 5.306 T/T_0 + 7.003 (T/T_0)^2} \qquad (2)$$

As equações utilizadas foram a equação de conservação da massa na direção horizontal e na direção vertical, e a equação da energia.

$$0 = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\rho_f \frac{\rho_0 g}{\mu}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\rho_f \frac{\rho_0 g}{\mu}\left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\rho_f}{\rho_0} - 1\right)\right)$$

$$0 = \frac{\partial}{\partial x}\left[\left(n\lambda_{xx}^f + (1-n)\lambda_{xx}^s\right)\frac{\partial T}{\partial x} + \left(n\lambda_{xz}^f + (1-n)\lambda_{xz}^s\right)\frac{\partial T}{\partial z}\right] +$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[\left(n\lambda_{zx}^f + (1-n)\lambda_{zx}^s\right)\frac{\partial T}{\partial x} + \left(n\lambda_{zz}^f + (1-n)\lambda_{zz}^s\right)\frac{\partial T}{\partial z}\right] -$$

$$\rho_f c_f \left(q_x \frac{\partial T}{\partial x} + q_z \frac{\partial T}{\partial z}\right)$$

As componentes horizontais e verticais do fluxo de calor são dadas por:

$$q_x = -\frac{K_{xx}}{\mu}\rho_0 g\left(\frac{\partial h}{\partial x} + \left(\frac{\rho_f}{\rho_0} - 1\right)\frac{\partial z}{\partial x}\right) \qquad (3a)$$

$$q_z = -\frac{K_{zz}}{\mu}\rho_0 g\left(\frac{\partial h}{\partial z} + \left(\frac{\rho_f}{\rho_0} - 1\right)\frac{\partial z}{\partial z}\right) \qquad (3b)$$

A tabela 2 mostra os valores das diferentes propriedades utilizadas.

Tabela 2 – Valores utilizados para diferentes propriedades . (values used for differents properties).

Propriedade	Valor
Temperatura à superfície (z=0 Km)	20°C
Fluxo de calor na base do modelo (z=4 Km)	60 mW m^{-2}
Fluxo de calor nas superfícies laterais	0 mW m^{-2}
Fontes ou sumidouros de calor	0 μW m^{-3}
Porosidade do aquífero	10%
Condutividade térmica do fluido	0,69 W $K^{-1}m^{-1}$
Calor específico do fluido	4186 J Kg^{-1} K^{-1}
Dispersividade longitudinal	100 m
Dispersividade transversal	10 m

Os resultados obtidos para a temperatura podem ver-se na figura 4. Nela se podem observar pequenas anomalias em x=1 Km e x=3 km.

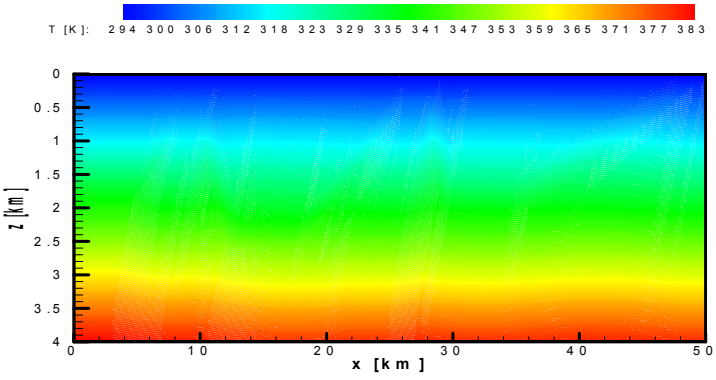

Figura 4 – Temperaturas obtidas com o modelo. (Temperatures obtained with the model)

A figura 5 mostra valores de temperatura em função da

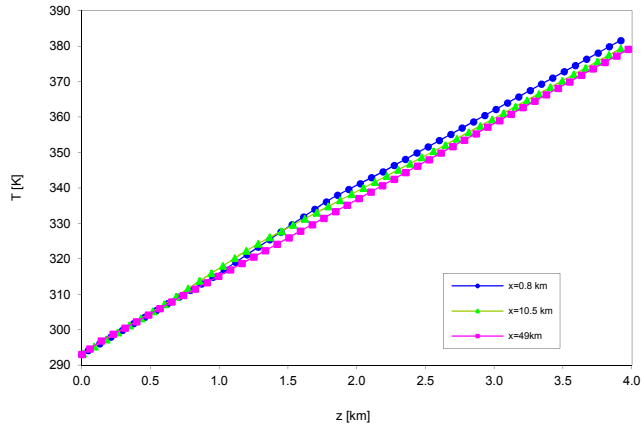

Figura 5 – Valores de temperatura em função da profundidade. (Temperature values versus depth)

profundidade, obtidos em diferentes regiões do modelo. Nela podemos ver que os perfis de temperatura se sobrepõem até cerca de 7 Km de profundidade e que a partir desta profundidade se afastam sendo o gradiente mais elevado obtido em x=0,8 Km, na profundidade do aquífero. As anomalias observadas originam valores de fluxo ligeiramente superiores a 60mW m^{-2}, mas inferiores

aos valores esperados. As velocidades da água apresentam valores da ordem dos 10^{-8} ms^{-1}

5.2.1. ALGUMAS CONCLUSÕES

Apesar de termos obtido anomalias positivas de temperatura, verifica-se que o fluxo de calor obtido só excede o valor do fluxo de calor na base do modelo, em apenas 8%. Os valores elevados do fluxo de calor parecem estar relacionados com a existência de camadas inclinadas e com contrastes de condutividades térmicas. Para trabalho futuro pensamos utilizar modelos com valores mais elevados de porosidade e de permeabilidade hidráulica na região do aquífero e das camadas superiores, e trabalhar com velocidades mais elevadas de fluido.

6. ÚLTIMAS CONSIDERAÇÔES

Alguns dos dados apresentados de fluxo de calor, apresentam valores mais elevados que os geralmente apresentados para regiões onde o último acontecimento tectono-térmico ocorreu durante a Orogenia Hercínica (valores entre 60 e 70 MW m^{-2}).Estudos feitos na ZSP

com base no poder refletor aleatório da vitrinite (McCormack,N.et al,2006) concluem que os resultados obtidos estão de acordo com os dados de gradiente geotérmico para a região, entre 20 e 30°C/Km. Os dados apresentam anomalias de temperatura e/ ou anomalias de condutividade térmica. Todos os factos apresentados, capazes de explicar anomalias positivas, podem ser associados a furos na região. Existem alguns furos onde se podem sobrepôs algumas das anomalias descritas. Alguns do s processos descritos necessitam, a nosso ver, de uma melhor clarificação, utilizando valores numéricos, no sentido de verificar se os processos descritos explicam as anomalias. A circulação de água nas diferentes regiões necessita de ser estudada com outros valores de permeabilidade hidráulica e valores mais elevados para a velocidade de circulação da água no aquífero.

7. REFERENCIAS

Andrade,A.,Santos, J., Oliveira,j., Munhá, J.,Gonçalves,F. (1991):"Magmatismo Orogénico na Transversal Odivelas-santa Suzana",XI Reun. Geol. Del Oeste Peninsular (Guia de excursões), 47-54.

Andrade,A., Antunes, T., Araújo, A. ,Castro, P., Carvalho, D., Carvalhosa, A., Dias,R.,Feio,M.,Fonseca,P.,Martins,L.,Manuppella,G.,Marques,B.,Munhá,J.,Oliveira,j.,Oliveira,V.,Pais,J.,Piçarra,J.,Ramalho,M.,Rocha,R.,Santos,J.,Silva,J.,Brum,A., Zbyszewski,G.(1992):"Carta Geológica de Portugal na Escala 1/200 000, Notícia explicativa da folha 8" Serv. Geol. Portugal,91p.

Araúlo,A.(2006):"O varisco no Sector Sul de Portugal" In:Dias,R.,Araújo,A.,Terrinha,P. e Kullberg (eds). Geologia de portugal no contexto da Ibéria, universidade de Évora,Évora,139-143.

Carta de radiação Gama Natural. Folha 6-Alto Alentejo. Instituto geológico e Mineiro.

Haenel,R.,Staroste;e. (eds)(1988):Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. Commission of the European Communities, Brussels..

Huenges,E.(2010): geothermal Energy Systems. Exploration, Development, and Utilization.Wiley-VCH, Potsdam.

Hurter,S.,Haenel,R. (eds9 (2002):atlas of Geothermal Resources in Europe.

Hurtig,E.,Haenel,R. and Zui,V. (eds)(1992):geothermal Atlas Of Europe.

McCormak,N., Clayton,G., and Fernades,P.(2006)."A História Térmica das Rochas do Paleozóico Superior da zona Sul Portuguesa", VII Congresso Nacional de Geologia, Évora.

Oliveira,J.T.(1990):"Stratigraphy and synsedimentary tectonics" In:Dallmeyer,R.D., Martinez Garcia,E.(eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-verlag,334-347.

Pedro,J.,Araújo,A.,Fonseca,P.,Munhá,J.(2006); "Ofiolitos e Metamorfismo de Alta Pressão", Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria. Universidade de Évore,Évora,195-206.

Reiter,M., Costain, J.K. and Minier,J. (1989):"Heat Flow Data and Vertical Groundwater Movements, Examples from Southwestern Virginia". Jounal of Geophysical research, 94, B9, 125423-12431.

Smith,L., Chapman,D.S.(1983):" On the thermal Effects od Groundwater Flow. Regional Scale Systems". Jounal of geophysical Research,88, B1, 593-608.

White,F.W.(1999): Mecânica de Fluidos. McGraw-Hill.

Nueva metodología para cartografiar servicios enterrados bajo aceras mediante georradar multi-canal

Introducing an advanced multi-channel GPR methodology for mapping utilities within a footpath

Miquel Coll[(1)], Alexandre Novo[(1,2)] , Craig Simmonds[(3)] and Gianfranco Morelli[(2)]
[(1)] Xpresa Geophysics, C/Gutenberg 3-13, Terrassa (España), mcoll@grupxpresa.com
[(2)]Geostudi Astier, Via Nicolodi, 48, 57121, Livorno (Italia)
[(3)]McLeod&Simmonds, Ground Floor Building 1000, Lakeside North Harbour, Western Rd, Porstmouth (UK)

SUMMARY
For the last two decades Ground Penetrating Radar (GPR) has been increasingly used as part of an arsenal of tools to locate and map buried utilities. The currently accepted methodology involves the collection of a closely spaced orthogonal grid of GPR measurements over the search area together with the lifting of inspection covers and deployment of radio frequency locators (Conventional approach). Post-acquisition, each individual GPR measurement is analysed for the presence of pipe like features which are then compared to each other to highlight trends throughout a data set. These trends, or consistently detected features, mostly represent buried utilities; however, their identification is solely reliant on picking like targets from the individual GPR profiles. When other commonly found buried objects such as tree roots, constructions features, cavities etc. are taken into consideration, the game of 'joining the dots' to determine a utilities route through the search area, becomes subjective. 3D imaging of high density GPR array data is the solution to the above problem, as it literally provides a plan image of what is buried beneath the survey area. Although this solution is already recognised ,the time required to collect and analyse the data make it an expensive exercise. A new development project is now underway to create hardware, software and a working methodology to accurately and quickly map buried utilities within a footpath. The final product of this project will deliver a fast and effective utility mapping tool that can cover thousands of square meters in a single day.

1. INTRODUCCIÓN

Durante las últimas dos décadas el georradar ha sido cada vez más utilizado como parte de un arsenal de herramientas para localizar y automatizar la cartografiar de los servicios públicos enterrados (i.e. Al-Nuaimy et al. (2000), Simi et al. (2008)). La metodología utilizada actualmente incluye la creación de una malla ortogonal de perfiles de georradar más la radiación de las tapas de inspección para su posicionamiento y el seguimiento de líneas a gran profundidad mediante localizadores de radio frecuencia (método convencional). Finalizada la adquisición, cada perfil de georradar es analizado buscando hipérbolas de difracción, estas son producidas por objetos puntuales con una permitividad dieléctrica diferente al material que los rodea, usualmente se identifican como servicios enterrados. En la figura 1 se muestra como se generan estas geometrías hiperbólicas a partir de un objeto puntual. Estos objetos puntuales son posicionados y visualizados en planta para determinar la posible trayectoria de los servicios.

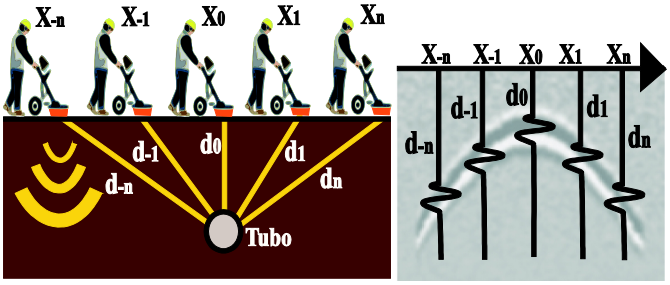

Figura 1* – A la izquierda se muestra la trayectoria de las reflexiones de una tuberia y a la derecha el radargrama resultados de esta. *(On the left shows the reflections path of one pipe and on right the registered GPR section.)

Posiblemente parte de las hipérbolas detectadas representan servicios enterrados, sin embargo, estas heterogeneidades pueden proceder de otros objetos del subsuelo como raíces, cavidades, cimentaciones, etc... Así pues las trayectorias de los servicios delineados con esta metodología poseen un alto nivel de interpretación subjetiva.

La solución a esta problemática es la adquisición de datos 3D de georradar en resolución completa (Grasmueck et al., 2005) con el objetivo de visualizar directamente la trayectoria de los servicios en planta. El motivo de que esta metodología no se haya implantado es su alto coste en tiempo y por lo tanto en coste económico con los equipos monocanal tradicionales. Desde hace un tiempo atrás los fabricantes han estado desarrollando soluciones multicanal para agilizar esta adquisición (destacan los sistemas STREAM de IDS, GeoScope de 3Dradar, Terravision de GSSI, MIRA de MALÅ GeoScience), estos equipos son grandes, pesados y su uso se limita a grandes superficies libres de obstáculos como campos o carreteras (R. Birken et al. (2006)). Así pues, para el presente proyecto se descartaron los equipos comerciales actuales ya que los servicios a detectar en España están situados mayormente en aceras como obliga la normativa de soterramiento de servicios.

El objetivo de este proyecto es el desarrollo de una solución (software, hardware y metodología) para la cartografía de servicios enterrados en ámbito urbano. Para el diseño óptimo del equipo se han realizado ensayos con diversos prototipos multicanal en diferentes áreas geológicas. Como software de desarrollo se ha utilizado GPRCAD para la introducción de mejoras en los filtros de procesado de datos 3D multicanal y su posterior interpretación. El producto final permitirá la cartografía de miles de metros cuadrados por día con una resolución espacial de 0.04x0.04 metros.

2. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

En primer lugar, las características de los objetivos a detectar deben ser claramente definidas, con el fin de seleccionar la frecuencia central para la visualización correcta de todas las líneas de servicios. Como ya es bien conocido, la frecuencia deseable es la que llega a un buen compromiso entre la profundidad y la resolución de los objetivos a detectar. Así pues, primero se obtuvieron los valores de profundidad mínima de enterramiento y las distancias mínimas entre servicios de las regulaciones locales y los reglamentos internos de las empresas privadas para poder definir la profundidad y resolución deseadas. La Tabla 1 muestra las profundidades mínimas de enterramiento para los servicios públicos enterrados. Estos

valores determinan la profundidad de penetración mínima requerida por el sistema.

Tabla 1* – Profundidad mínima de enterramiento *(Minimum depth of buried utilities)

Tipo de servicios	Profundidad mínima
Cable Alta-tension	0.80
Cable Baja-tensión	0.60
Gas	0.80
Agua de abastecimiento	0.80
Alcantarillado	1.00
Telecomunicaciones	0.60

La resolución horizontal es la distancia mínima que tiene que existir entre dos reflectores situados uno al lado del otro para que se detecten como dos objetos separados. Esta distancia mínima entre servicios es la distancia de seguridad que establecen las diferentes normativas, estas medidas se deben tomar entre las generatrices exteriores de ambos conductos. Las distancias propuestas podrán verse ampliadas o reducidas si la administración municipal lo estima conveniente, siempre y cuando los servicios estén debidamente protegidos y aislados. Los valores mínimos se muestran en la tabla 2.

Tabla 2* – Distancias mínimas entre servicios enterrados. *(Minimum distance between buried services.)

Tipo de servicios	Dis. Horizontal	Dis. vertical
Gas y electricidad	0.20	0.20
Gas y agua de abastecimiento	0.50	0.50
Gas e hidráulicas de no abastecimiento	0.80	0.80
Agua de abastecimiento y alcantarillado	0.40	0.20

Los datos anteriores se han cotejado con la ecuación 1 que define el diámetro (D) de la primera zona de Fresnel donde d es la profundidad de los objetivos y λ es la longitud de onda de cada frecuencia. Esta expresión ha sido validada empíricamente con ensayos de laboratorio (Rial et al. 2009).

$$\Delta_H = D = \sqrt{\frac{\lambda^2}{4} + d\lambda} \quad (1)$$

Los cálculos de la resolución horizontal teórica se muestran en la tabla 3, donde la comparación con la tabla 2 indica que la frecuencia óptima para este análisis seria el equipo de 1000MHz. A la hora de escoger las frecuencias de los ensayos se creyó que la señal de las antenas de 1000MHz no penetraría la profundidad necesaria para visualizar los servicios hasta 1.5m, por lo tanto se incorporó a estas pruebas un equipo de 600MHz y otro de 200MHz.

Tabla 3* – Profundidad mínima de enterramiento *(Minimum depth of buried utilities)

Frecuencia (MHz)		1000	600	200	100
Longitud onda (m) v=0,1 m/ns		0.1	0.166	0.5	1
Resolución horizontal (m), Eq.1	d = 0.8	0.29	0.37	0.68	1.02
	d = 1	0.55	0.64	0.89	1.13
	d = 1.5	0.95	1.03	1.24	1.42

3. METODOLOGIA

Así pues, se realizaron unos ensayos en zona urbana donde se probaron tres sistemas multicanal de 1000, 600 y 200MHz, con el propósito de determinar la frecuencia óptima que permitiría una mejor detección de los servicios enterrados. Para el posicionamiento de los datos de georradar se ha utilizado una estación total Trimble S8, la cual nos da un precisión subcentimétrica, incluso en entornos urbanos.

Los prototipos utilizados se muestran en la Figura 2, estos equipos no cumplen con las características mecánicas del dispositivo final pero si que son capaces de recoger trazas con un muestreo espacial de λ/4, evitando así el *aliasing* espacial (Yilmaz, (2001)).



Figura 2* – Prototipos de georradares multicanal utilizados durante los ensayos, fabricados por IDS, Italia. A) 200MHz B)600MHz C)1000MHz. *(Multi-channel GPR prototypes used during the tests and manufactured by IDS of Italy. A) 200MHz. B) 600 MHz C) 1000 MHz.)

Posicionamiento: La solución actual para el posicionamiento de los datos sugerido por la mayoría de fabricantes de GPR es el DGPS, GPS diferencial, este sistema en ciudad no garantiza la precisión necesaria para la adquisición de datos 3D debido a la falta puntual de cobertura de satélites. Una solución analizada para tener un vehículo autónomo en ciudad es la de incorporar una unidad de medida inercial (UMI) al sistema GPS, este equipo tiene un elevado coste y en el caso de estar demasiado tiempo sin cobertura satelital los errores acumulados de la UMI pueden ser relativamente grandes. Así pues, para nuestro propósito se identificó la estación total robótica como el mejor sistema para la adquisición de datos en ciudad ya que nos asegura una precisión subcentimétrica, además de ser capaz de seguir automáticamente el equipo con una frecuencia de muestreo de ≈10Hz. Finalmente, los datos de la estación total y el odómetro se sincronizan en base a los metros recorridos desde la posición inicial.

Procesado de datos de georradar mediante GPRCAD: El procesado utilizado se podría considerar un procesado básico de georradar, excepto en la eliminación por canales del ruido coherente producido por las antenas, conocido como *ringing*. En este caso se utiliza un filtro 2D conocido como *background removal* que sustrae la media de un número determinado de trazas a cada traza. Cuanto mayor sea el número de trazas más se parecerá la media al ruido coherente. Este ruido coherente es una característica del canal utilizado, como se puede observar en la Figura 3. Así pues, se calculó una media por cada canal y con todas las trazas del área escaneada.

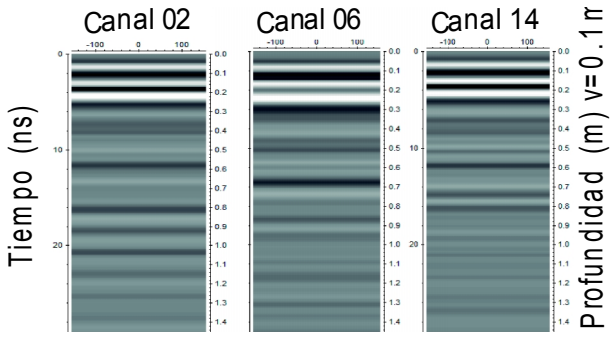

Figura 3 – Trazas medias del canal 02, canal 06 y canal 14 de las matriz de 600 MHz. *(Average traces of channel 02, channel 06 and channel 14 of 600 MHz array).*

La secuencia de procesado utilizada se muestra sobre un perfil del canal 02 en la figura 4, los pasos seguidos han sido: 1)Dewow, 2)Alineamiento del tiempo cero, 3)*Background removal* y 4) Corrección *Normal Move Out* más ganancia en función de la energía perdida en la traza media. Además del procesado el GPRCAD

permite la interpretación de datos de georradar en dibujos CAD de forma rápida y fiable.

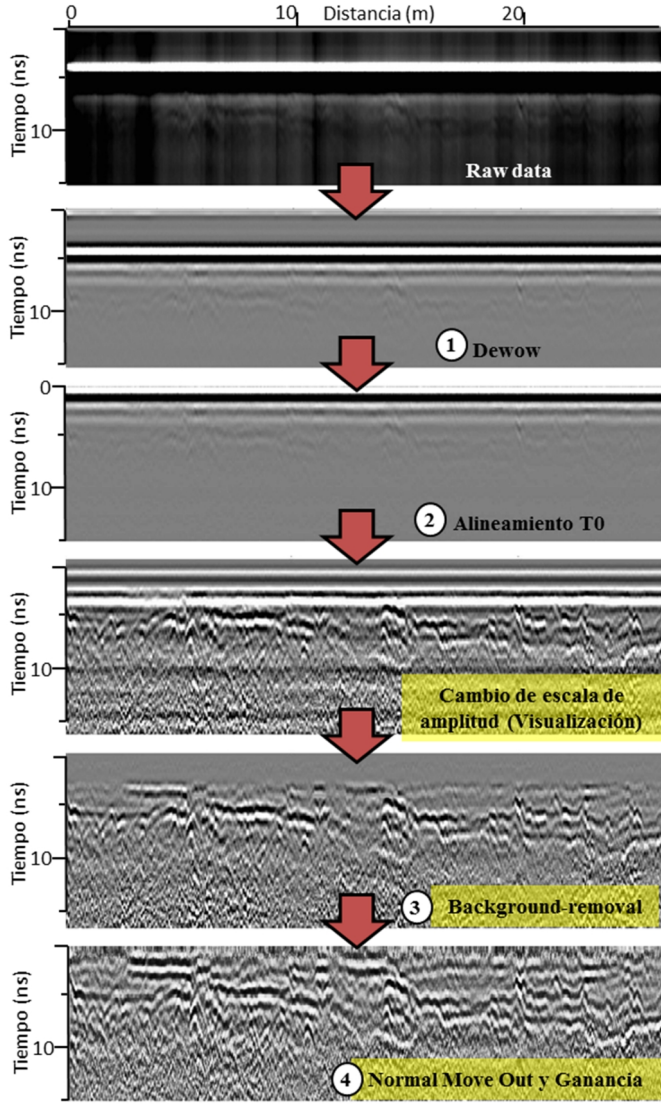

Figura 4* – Secuencia de procesado utilizada para el procesado de los datos 3D. *(Processing flow used for 3D data processing.)

3. RESULTADOS PRIMEROS ENSAYOS

Estos ensayos se han realizado en 3 zonas urbanas y en un laboratorio exterior en las ciudades de Barcelona y Terrassa. Las zonas de estudio están ubicadas sobre materiales geológicos del cuaternario, como en general, todos los grandes asentamientos urbanos. Los grandes depósitos cuaternarios están formados por planas aluviales, abanicos aluviales, terrazas fluviales y deltas. El sedimento se compone de gravas, arena, arcillas y limos.

En la figura 5 se muestran tres radargramas correspondientes al mismo perfil adquirido con los diferentes equipos. En dichos radargramas podemos observar como la penetración de la onda electromagnética es muy similar excepto en el caso de la antena de 1000MHz que debido a su alta frecuencia detecta las pequeñas heterogeneidades del medio, conllevando a una elevada pérdida de energía en profundidad debido al *scattering*. La antena de 600MHz presenta un incremento de resolución relevante respecto a la antena de 200MHz, suficiente para detectar los servicios pero no hasta el punto de verse afectada por las pequeñas heterogeneidades geológicas que afectan a la antena de 1000MHz.

Como ejemplo de los datos 3D obtenidos se muestra en la Figura 6A. una sección a 0.75m de profundidad obtenida a partir de los datos de la matriz de 600MHz. En esta sección se pueden observar las reflexiones producidas por los servicios y la linealidad que los caracteriza, pudiendo así ser fácilmente interpretados con un programa tipo CAD (figura 6.B).

4. CONCLUSIONES

El equipo de 600MHz se perfiló como óptimo para la detección de servicios. La mecánica del equipo tiene que ser de empuje manual y de unos 80cm de ancho para poder maniobrar fácilmente dentro de las aceras, pudiendo así escanear toda la superficie disponible en las mismas.

La ventaja de trabajar con datos tridimensionales no es solo la visualización en planta, sino la posibilidad de mejorar las imágenes utilizando todo el volumen durante el procesado de datos como se ha realizado con el filtro de *background removal*. En un futuro se prevé incorporar filtros en 3D como la migración 3D para mejorar la resolución horizontal en profundidad.

A dia de hoy Xpresa Geophysics ya dispone del primer prototipo, Geoscaner HD, se trata de un equipo modulable (80 cm o 1.40 cm) para ser utilizado en zonas urbanas o en grandes extensiones. Su frecuencia central es de 600 MHz y es capaz de hacer 30 perfiles separados 4 cm en una sola pasada.

5. AGRADECIMIENTOS

Agradecer a Endesa distribución su soporte en el proyecto. Agradecer la colaboració en el desarrollo a IDS. Agradecer también la ayuda en la implementación de los nuevos algoritmos a MCleod Simmonds.

6. REFERENCIAS

Al-Nuaimy, W., Y. Huang, M. Nakhkash, M.T.C. Fang, V.T. Nguyen, A. Eriksen. (2000): "Automatic detection of buried utilities and solid objects with GPR using neural networks and pattern recognition". *Journal of Applied Geophysics,* **43**, 157-165.

Birken, R., R. Deming, T. Hansen, S. Macintosh, M. Oristaglio and Q. Zhu. (2006): "Utility Mapping in Urban Areas with Dual Radar and Induction Arrays". *SAGEEP* **19**, 542.

Grasmueck, M., R. Weger, and H. Horstmeyer (2005): "Full-resolution 3D GPR imaging". *Geophysics*, **70** (1) , K12-K19.

Rial F. I., M. Pereira, H. Lorenzo, P. Arias, A. Novo (2009): "Resolution of GPR bowtie antennas: An experimental approach". *Journal of Applied Geophysics*. **67**, 367–373

Simi, A., S. Bracciali, G. Manacorda,. (2008): "Hough transform based automatic pipe detection for array GPR: Algorithm development and on-site tests". Radar Conference. RADAR '08. IEEE

Yilmaz, O. (2001): Seismic data analysis, 2027 pp., *Society of Exploration Geophysicists,* Tulsa, Oklahoma.

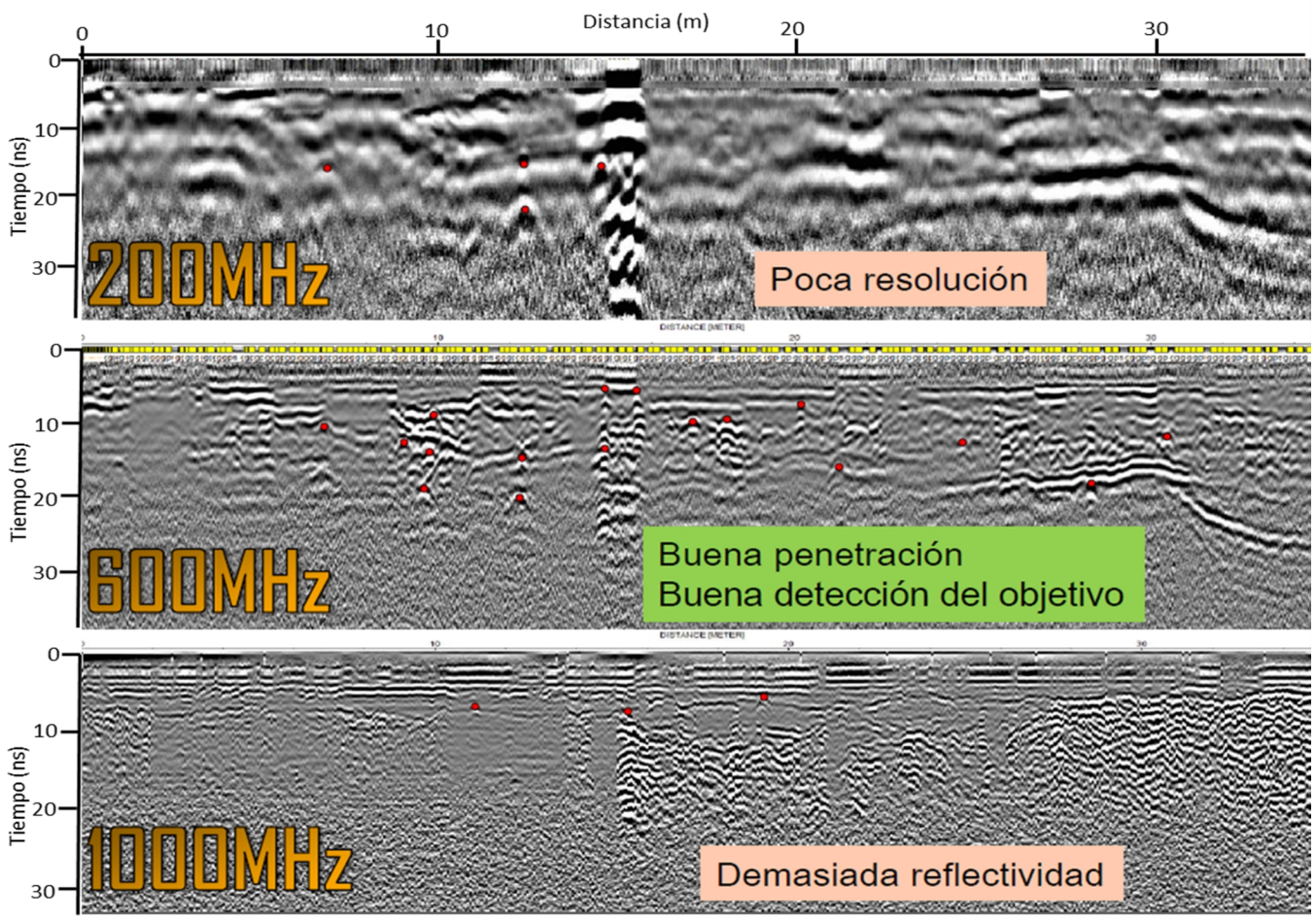

Figura 5 **– Perfiles adquiridos con los diferentes prototipos en la misma posición, puntos rojos muestran los ápex de las hipérboles producidas por servicios.** ***(Profiles acquired with different prototypes in the same position, red dots show the apex of the hyperbole produced by the utilities.)***

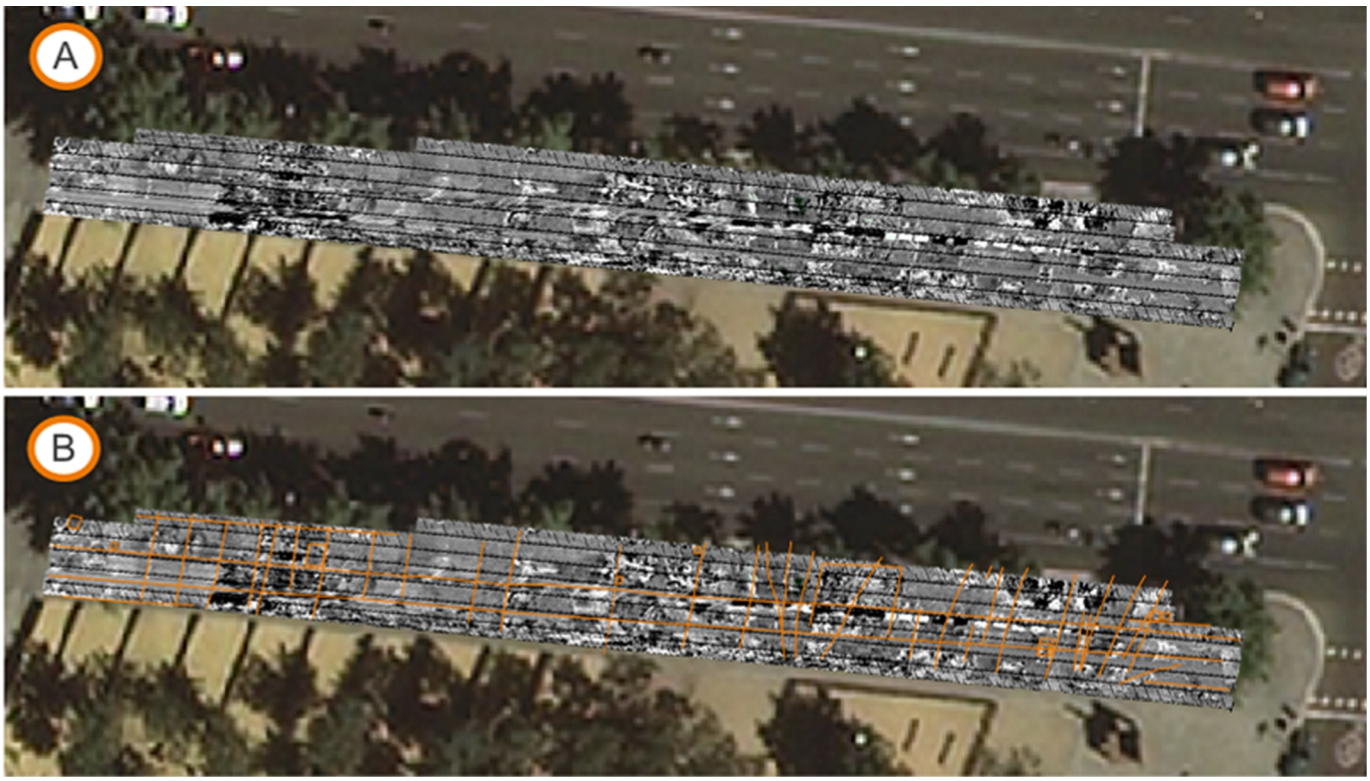

Figura 6 **– A) Ortofoto con la superposición de una sección profundidad a unos 0.75m. B) En naranja la interpretación de los servicios de la sección profundidad.** ***((A) Orthophoto with overlapping a depth section about 0.75m. B) Utilities interpretation on depth section).***

Detección y caracterización de fallas activas mediante tomografía de resistividad
Detection and characterization of active faults by resistivity tomography

P. Ibarra[(1)], F. M. Rubio[(1)], J. García-Mayordomo[(1)], R. Martín[(1)], E. Rodríguez-Escudero[(2)], A. Salazar[(1)]
(1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. p.ibarra@igme.es, f.m.rubio@igme.es
(2) Universidad Complutense de Madrid, Fac. de CC. Geológicas, Dpto. de Geodinámica, c/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid

SUMMARY
Within the project "Seismogenic Characterization of Major Active Faults of Southeastern Spain Through Geological Techniques" (project Fase-Geo) one of the objectives is to obtain new detailed geological data through field work in order to characterize the seismogenic potential of main faults, or discard their interest in seismic hazard. This study focuses on the fault of Carrascoy, partially blind, which divides the mountains of Carrascoy to the southeast and Guadalentín valley to the northwest.
The purpose of electrical tomography is to obtain the electrical response of the fault area while trying to identify a guidance level that can be followed on both sides of the fault plane, as well as determining the slip fault. To do this, a set of electrical profiles were carried out in an area where two trial trenchs have been dug, correlating the known geology with the electrical response. Furthermore, in two other selected study areas, the goal is to help the correct positioning of new trial trenchs for further geological study.
Electrical tomography profiles were carried out with devices Wenner and dipole-dipole in all cases in order to share their results, and with an electrodic spacing of 1 and 2m lengths in a total 80m and 240m profile, reaching depths of investigation of 10 to 25m. The profiles reflect well the location of the fault plane and a resistive guideline level ascribed to the existence of a calcrete layer whose deformation is indicative of the recent activity of the fault. Other levels identified initially have been less useful.

1. INTRODUCCIÓN

El proyecto "Caracterización Sismogénica de Grandes Fallas Activas del Sureste de España (FASE-GEO)", propone el estudio de gran detalle de algunas fallas activas existentes en el sureste de la península ibérica como fuentes sismogénicas en una zona de actividad sísmica moderada, cuya peligrosidad debe ser evaluada.

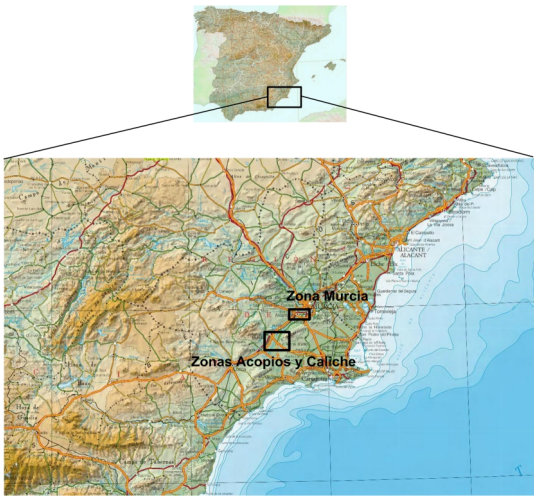

Figura 1. **Situación de la zonas donde se han realizado los trabajos geofísicos en el sureste de la península ibérica.** (Geographycal situation of the Geophysical profiles).

Se han considerado varias fallas para ser estudiadas con elevado grado de detalle a fin de cuantificar el movimiento de las mismas, pues sus periodos de recurrencia pueden ser tan altos que no se dispone de registro sísmico y a menudo aparecen enmascaradas por procesos de erosión-sedimentación. Este hecho hace que algunas metodologías geofísicas puedan ser aplicables en ciertos casos para la identificación de las fallas y para evaluar el salto de las mismas, vector de movimiento y eventualmente, su velocidad promedio.

En concreto nos centraremos en la aplicación de la tomografía de resistividad eléctrica como herramienta para la identificación y evaluación de la actividad sísmica de la falla de Carrascoy (García-Mayordomo y Álvarez-Gómez, 2006). Ésta, menos estudiada que su homóloga, la falla de Lorca o de Alhama de Murcia, discurre con dirección noreste-suroeste y constituye el límite entre la depresión del Guadalentín y la sierra de Carrascoy al sur, según se muestra en la figura 1. Se trata de una falla inversa de plano subvertical, con una cierta componente de desgarre sinestral, pero muy poco evidente, pues en algunas zonas es totalmente ciega y en otras está parcialmente recubierta de sedimentos aluviales provenientes de la erosión de la sierra de Carrascoy.

La falla de Carrascoy levanta la sierra en el lado sur, de forma que, a menudo, ésta constituye el límite entre la zona levantada y el valle. Su difícil identificación hace complicado determinar el salto actual y la velocidad de movimiento de la misma, pues está situada en la base de numerosos abanicos entrecruzados procedentes de la erosión de la sierra de Carrascoy, dentro de un ambiente aluvial con litologías, a priori, poco diferenciadas eléctricamente, entre las que se encuentran arenas, limos, arcillas y margas.

En este ambiente ha sido realizada una campaña de tomografía eléctrica de detalle, a fin de detectar uno o varios niveles guía a un lado y otro de la falla. Idealmente, la identificación de al menos 2 niveles puede llevar a una determinación de la velocidad y vector de movimiento de la falla. Como control, se usaron 2 catas del terreno de hasta 4 m de profundidad que fueron objeto de un detallado estudio litoestratigráfico (Insua-Arévalo et al., 2012). El objetivo de la tomografía es utilizar similares criterios de determinación de la falla y su salto aplicados en profundidad, allí donde la inspección visual no es viable.

2. PERFILES ELÉCTRICOS REALIZADOS

Para la realización de los perfiles eléctricos se ha empleado el Sistema Lund Imaging con el equipo Terrameter SAS4000. Se han empleado espaciados entre electrodos de 1m y 2m, que permiten obtener gran resolución incluso a nivel superficial (hasta 1m), a costa de sacrificar la profundidad de investigación. En general todos los perfiles se ham medido con varios dispositivos: Wenner, Schlumberger y Dipolo-dipolo, con el objetivo de comparar sus respuestas y determinar mejor la distribución de la resistividad. El programa de procesado empleado ha sido Res2DInv, de Geotomo.

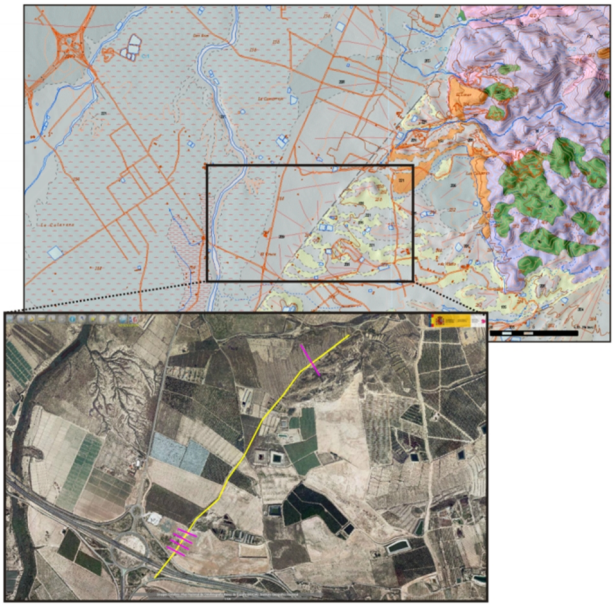

Figura 2. **Mapa geológico procedente de GEODE y esquema de detalle de la zona de Acopios y Caliche. En rosa la situación de los perfiles eléctricos realizados. En amarillo la traza de la falla.** *(Geological map from GEODE, and detailed schema of the Acopios and Caliche zones. Pink lines represent the profiles. Fault is represented by the yellow line)*

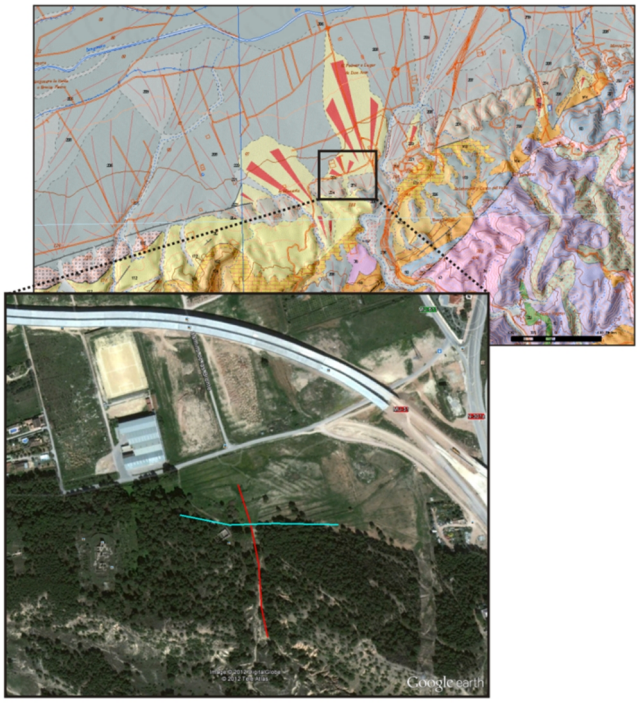

Figura 3. **Mapa geológico procedente de GEODE y esquema de detalle de la zona del perfil Murcia. En rosa la situación del perfil eléctrico y en azul la supuesta traza de la falla.***(Geological map from GEODE, and etailed schema of the Murcia profile. Pink line represent the profile and blue line the a priori fault situation).*

Inicialmente, los trabajos se planificaron en la zona denominada Acopios, en las cercanías de Alhama de Murcia, en el borde suroeste de la sierra de Carrascoy, según se aprecia en la figura 2. En ella se realizaron 4 perfiles paralelos entre sí, de 80m de longitud, con espaciado entre electrodos de 1m, en dirección aproximadamente perpendicular a la supuesta traza de la falla. Ubicados entre 2 catas, han servido para detectar la posición exacta así como para tratar de encontrar un nivel guía que pueda ser identificado inequívocamente a ambos lados del plano de falla. Siguiendo la traza de la falla, a unos 2 km al norte fue ubicado un nuevo perfil, en un lugar donde no se había detectado la misma rompiendo la superficie. Denominado este lugar Caliche, el perfil se trazó con la intención de detectar en profundidad el plano de falla ciego con un espaciado algo más amplio por su carácter más exploratorio (2m).

Posteriormente, un perfil adicional fue realizado unos 20 km al norte de la zona de Alhama, basándose en los criterios deducidos en los perfiles precedentes (perfil Murcia), figura 3.

3. INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES ELÉCTRICOS

Para la interpretación de los perfiles eléctricos se han realizado algunos tests en el procesado, variando parámetros, y comparando los 3 dispositivos eléctricos realizados, asi como los resultados obtenidos con inversión robusta (robust) que resalta los contactos nítidos o suavizada (smooth), figura 4.

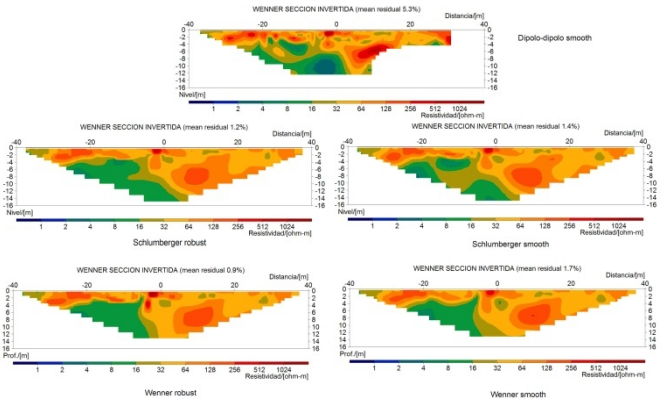

Figura 4. **Ejemplo de perfil eléctrico de la zona de Acopios interpretado para los tres dispositivosempleados y con inversión robusta (robust) y suavizada (smooth), la paleta de colores es la misma en todos los perfiles.** (Example of electrical profile at Acopios zone. Different interpretation with robust or smooth inversion for the three devices are shown, the color palette is the same in all profiles)

Aun cuando las diferencias no son muy notables entre ellos, el esquema dipolo-dipolo ha sido el que ha presentado un mayor nivel de ruido, eligiéndose finalmente para la interpretación los resultados obtenidos con el dispositivo Wenner con procesado robusto, que es el mostrado en los 4 perfiles de la figura 5. En ellos se aprecia fácilmente la posición de la falla, en todo momento centrada en cada perfil. Igualmente se aprecian varios niveles conductores distribuidos aleatoriamente en los 4 perfiles.

Litológicamente, las catas (representadas a escala sobre los perfiles más próximos a ellas, 1 y 2, con línea azul en la figura 5), han encontrado una distribución aleatoria de arenas, gravas y limos más o menos estratificados, pues responden a un esquema de abanicos imbricados con materiales procedentes de la sierra, coexistiendo con algunos niveles de margas plásticas de presencia aleatoria, pues solo se reconocen en la cata sur (perfil 2). Las diferencias de resistividad son pequeñas y en todo caso parecen obedecer al mayor o menor contenido en agua, salvo las margas, que parecen tener un valor de resistividad más bajo, según se aprecia en el perfil 2 del set, justamente en el único lugar en que se reconocen (color verde del perfil dentro de la línea azul de la cata correspondiente). Sin embargo, la apariencia de éstas dificulta la extrapolación: resulta difícil aceptar que todos los niveles de resistividad similar corresponden a margas y en todo caso, éstas no parecen constituir el nivel guía buscado. El resto de materiales presentes, puede decirse que son eléctricamente indiferenciables, lo que abunda en la dificultad de encontrar un nivel guía.

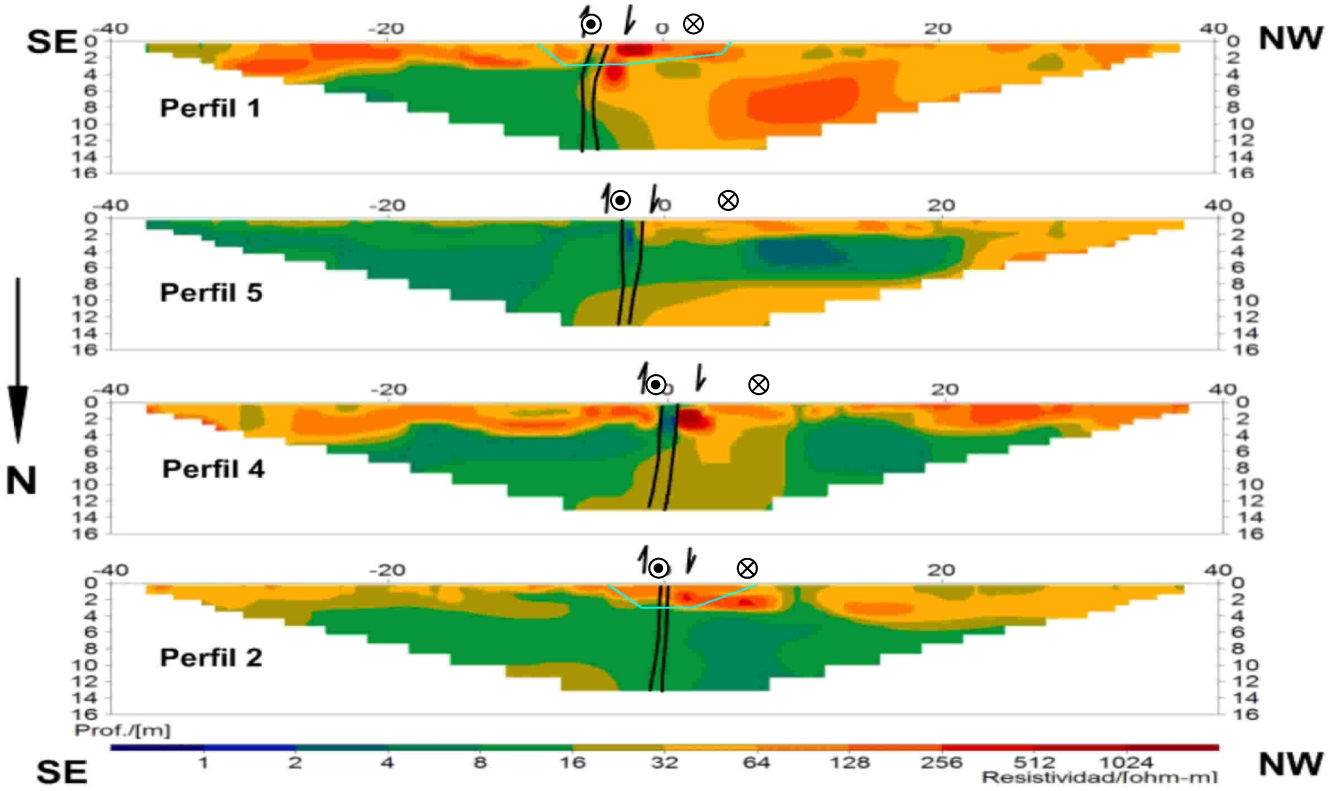

Figura 5. **Conjunto de 4 perfiles en la zona ACOPIOS. Los perfiles de los extremos norte y sur se han emplazado en las proximidades de dos catas geológicas (sus proyecciones aproximadas en azul celeste). El plano de falla puede detectarse, en líneas negras**. *(Set of profiles at Acopios zone. Profiles 1 and 2 are close to the geological trenches, proyecctions represented with blues lights lines. Black lines indicated the fault.)*

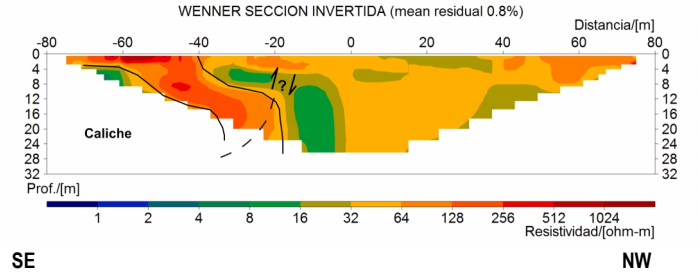

Figura 6. **Perfil de tomografía en la zona de Caliche. EL nivel de caliches resistivos se denota entre las líneas negras, trazo fino. En trazo discontinuo la posición propuesta de la falla, ciega en esa zona.** *(Profile at Caliche zone. Resistive calcrete level between black lines. Proposed fault in black, bold discontinuous line-)*

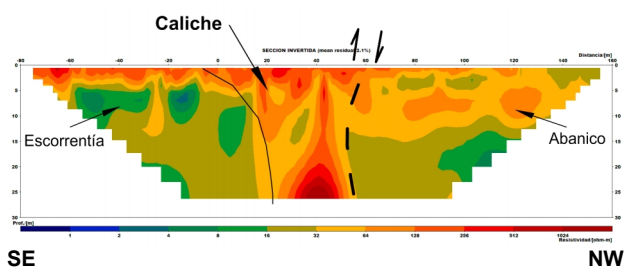

Figura 7. **Perfil en las cercanías de Murcia. Falla propuesta en negro, trazo grueso discontinuo; nivel de caliche, en negro trazo fino.** *(Profile near Murcia. Proposed fault in black, bold discontinuous line, calcrete level in black line.)*

Sin embargo, a unos 2 km al norte siguiendo la traza de la falla en la zona Caliche, se pretende encontrar el emplazamiento exacto de la misma, pues la correspondiente cata geológica no lo ha determinado (existen recubrimientos y abanicos que parecen enmascararla). En este caso, en el lado sur de la falla afloran algunos niveles de caliche buzantes hacia la falla, los cuales, deben detectarse como un nivel altamente resistivo. Para investigar a mayor profundidad y extensión, se efectúa un perfil de 160m de longitud, con espaciado entre electrodos de 2 m. El resultado se muestra en el perfil de la figura 6. Tal como se aprecia en superficie, la tomografía haya un nivel de alta resistividad relativa buzante hacia el noroeste pero con tendencia a verticalizarse en profundidad. La falla puede asumirse que se encuentra en el límite del caliche y el pliegue que éste presenta que puede ser atribuido al efecto de arrastre del movimiento de falla. El caliche no se identifica al otro lado de la falla, por lo que el salto podría suponerse superior al esperado, pero nuevos estudios serán necesarios para precisarlo.

De esta forma puede concluirse que el nivel guía de mayor interés y que puede servir para emplazar la falla es el nivel de caliche, aunque no permita extraer otras conclusiones, por el momento.

Finalmente, en las cercanías de Murcia, unos 20 km al norte, la misma falla limita la sierra de Carrascoy de la vega del Segura, aunque ésta no es visible en absoluto. El hallazgo de algunos restos dispersos de caliche, ha servido como pista para acotar la falla con exactitud utilizando la tomografía. En esta ocasión se realizó un perfil de espaciado entre electrodos de 2m y una longitud de 240m a fin de cubrir un terreno más extenso, según se muestra en la figura 7. En ella, se aprecia un notable nivel resistivo (superior a 500 ohm.m), que permite identificar el nivel de caliche, con su correspondiente buzamiento y pliegue por efecto de arrastre debido al movimiento de falla. En este caso la posición de la falla es a unos 20m hacia el SE respecto al punto en el que se esperaba encontrarla. Ello ha permitido el emplazamiento preciso de una cata de exploración litoestratigráfica de detalle.

4. CONCLUSIONES

La tomografía eléctrica puede ser una herramienta muy útil tanto para analizar la continuidad en profundidad de fallas y su salto, como para planificar el emplazamiento posterior de catas para estudios de detalle. Sin embargo, para que funcione bien esta técnica tienen que existir niveles de resistividad muy contrastada, fácilmente identificables a un lado y otro de la falla. Resulta frecuente tratar de asociar los valores de resistividad con litologías determinadas. Sin embargo múltiples litologías comparten los mismos valores de resistividad o más exactamente rangos de resistividad. A su vez, una misma litología puede tener variados valores de esta propiedad, influidos no solo por variaciones en su composición, sino sobre todo en el contenido en agua y en cómo esta se dispone (porosidad, conectividad, etc).

Sin embargo, a menudo puede ser útil un cambio de enfoque en busca de criterios distintos de los estrictamente geológicos.

En este caso, la utilización de las propiedades eléctricas asociadas a un nivel de materiales guía, como es el caliche, ha permitido utilizar la tomografía eléctrica para situar en detalle la posición de una falla ciega, a la que nos habíamos aproximado con criterios geológicos.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de las actividades de investigación del proyecto FASEGEO (CGL2009-09726)

6. REFERENCIAS

García-Mayordomo, J., Álvarez-Gómez, J.A., 2006, *Estimación del terremoto máximo posible y su intervalo de recurrencia en la Falla de Carrascoy (Murcia) para su implementación en el cálculo de la peligrosidad sísmica de la región*. Geogaceta, 39: 51- 54

Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J, Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Canora, C., Martín-Banda, R., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., 2012. *Actividad holocena de la falla de Carrascoy, Murcia. Resultados preliminares de un análisis paleosísmico*. Geotemas (en prensa).

Transecta magnetotelúrica Topoiberia: distribución de resistividades corticales bajo la Cordillera Cantábrica occidental, El Bierzo, Montes de León y Sanabria

Topoiberia Magnetotelluric Transect: a cortical distribution of resistivities in the western Cantabrian Mountains, El Bierzo, Montes de Leon and Sanabria

P. Ibarra[(1)], J. Pous[(2)], L.R. Rodríguez Fernández[(1)], H. Seille[(2)], N. Heredia[(1)], A. Pedrera[(1)], P. González Cuadra[(1)], F. Martín González[(3)] y A. Mínguez[(1)]

[(1)] Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. p.ibarra@igme.es, lr.rodriguez@igme.es

[(2)] Departamento de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona. jpous@ub.edu

[(3)] Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. fidel.martin@urjc.es

SUMMARY

Within the cortical magnetotelluric transects plan for Topoiberia, in June 2011 was carried out a 150 km long magnetotelluric profile between the western Cantabrian Mountains and the mountains of León, through depression of El Bierzo. The subsequent dimensional analysis has found that the profile is similar to a 2D structure with a strike N113°E. The distribution of crustal resistivity has been obtained after inversion, which in conjunction with data from 1970 IGN earthquakes and other geological data, has allowed to draw a geological image that brings new ideas for discussion on the structure of this area.

In the Cantabrian Mountains we can suggest the existence of a basal detachment level alpine structures about 15 km depth, including the Cerredo and Villablino faults which are interpreted as back thrusts rooted at that level. In the Montes de León it is proposed a "pop-up" type structure, where the faults that delimit it are rooted in a kind of crustal detachment level located deeper (20-25 km) than that of the Cantabrian Mountains, as it is denoted by the noticeable sinformal aspect conductor which lies beneath them. In the middle, the depression of El Bierzo is shown as a significant conductive body wedged between the mountains, up to 3000m deep and consists of Carboniferous and Tertiary sedimentary structures that apparently hide other underlying bodies.

INTRODUCCIÓN

El proyecto Topoiberia en su subprograma de magnetotelúrica, contempla la realización de una serie de transectas de este método, atravesando los principales orógenos de la Península Ibérica y norte de Marruecos. Dentro de este plan, entre mayo y junio de 2011 se acometió la realización de una transecta de dirección norte-sur atravesando la Cordillera Cantábrica en su zona occidental, El Bierzo y los Montes de León, los cuales han sido objeto de atención de varios grupos durante la realización del proyecto (Martín Gonzalez F. y Heredia, N., 2008, 2011a y b; Fruedenthal et al. 2010). El interés de la zona radica en la escasez de estudios de relevancia, especialmente en los Montes de León, donde la información disponible de cualquier tipo, es muy escasa, más aún si es con carácter profundo (salvo Gallastegui, 2000). De esta forma, la estructura profunda de la región estaba basada tan solo en observaciones superficiales, lo que justifica la obtención de nuevos datos mediante el método magnetotelúrico. Este método, permite obtener imágenes de la distribución de la resistividad eléctrica a grandes profundidades a un coste relativamente bajo, aportando información novedosa, aun cuando el parámetro físico implicado no supone una medición directa de la litología.

Los resultados obtenidos han permitido generar un modelo 2D de distribución de resistividades con carácter cortical al que se le han añadido algunos datos (eventos sísmicos, gravimetría general) para trazar un corte geológico profundo y formular un modelo estructural para la región.

CARACTERÍSTICAS DEL MÉTODO Y DEL PERFIL MAGNETOTELÚRICO REALIZADO

El perfil ha sido compuesto con datos de 23 estaciones (las 2 más norteñas registradas en 2008) separadas un promedio de 6 km con dirección general prácticamente norte-sur hasta cubrir una distancia de unos 140 km, entre las comarcas de Somiedo (Asturias) y Aliste (Zamora), pasando por Laciana, El Bierzo (cuenca de Bembibre), Valdueza, Cabrera y Sanabria. Asimismo, corta varias alineaciones montañosas de la cordillera Cantábrica

Occidental (zona de Leitariegos y Sierra de Gistredo), de los Montes de León (Montes Aquilianos, Sierra del Teleno y Sierra Segundera) y atravesando finalmente la Sierra de la Culebra.

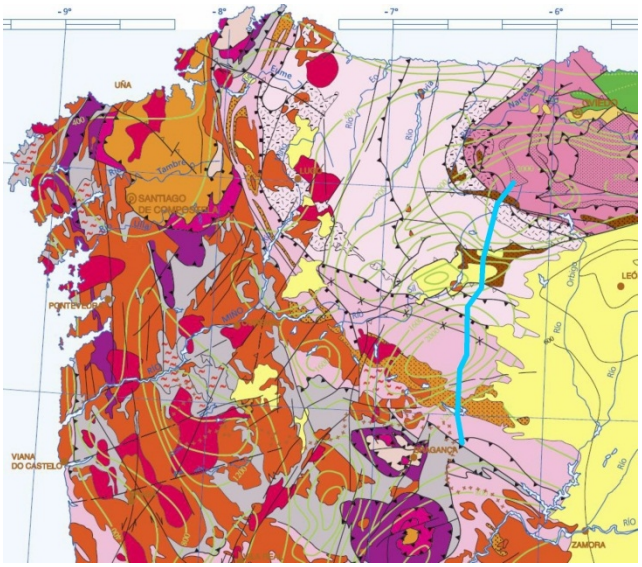

FIGURA 1. *Trazado del perfil MT (azul) realizado sobre el Mapa Tectónico de España (Rodríguez Fernández et al. 2004), en su cuadrante noroeste.*

El método magnetotelúrico mide la respuesta del terreno a una excitación producida por una fuente electromagnética lejana de origen natural (actividad solar y tormentas lejanas). Consiste en la medición de los campos eléctrico (E) y magnético (H) en el tiempo en una determinada posición. La relación entre ambos es el tensor de impedancias a una cierta frecuencia, a partir del cual se puede

deducir la resistividad a una profundidad. De esta forma, se precisa un registrador continuo de las diversas componentes de ambos campos simultáneamente, 2 componentes eléctricas: Ex (N-S), Ey (E-O) y 3 magnéticas: Hx (N-S), Hy (E-O), Hz (vertical), para lo cual se han empleado los 5 equipos broad-band Metronix modelo ADU-07, pertenecientes al consorcio Topoiberia, según el esquema de implantación orientada que se refleja en la figura 2.

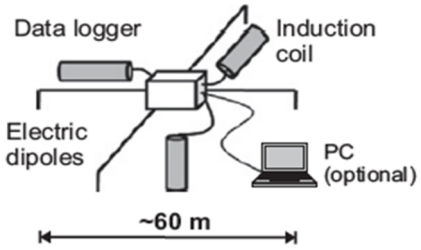

FIGURA 2. *Esquema genérico de implantación en campo de una estación magnetotelúrica*

Una vez obtenidas las series temporales, se realiza el procesado de las mismas, transformándolas mediante un análisis espectral al dominio de las frecuencias, de forma que puede obtenerse un tensor de impedancias para cada frecuencia, o equivalentemente para cada profundidad. De acuerdo al efecto "skin depth", la profundidad de investigación depende la resistividad del terreno y de, la frecuencia de medida, de modo que las frecuencias más bajas corresponden a mayores profundidades. De este modo, podría investigarse a cualquier profundidad siempre que se dispusiera del tiempo suficiente de medida, aunque en la práctica, ésta queda limitada por la sensibilidad del registrador a señales inherentemente débiles. En este caso, las estaciones han registrado entre 40 y 50 horas de series temporales, salvo la última, nº 23, que lo hizo unas 20 horas. En el caso de zonas ruidosas, el tiempo de registro deviene en irrelevante, pues a partir de ciertas frecuencias ya no se detecta señal natural, pues queda enmascarada por el ruido. Zonas de bajo nivel de ruido sin embargo, pueden alargar las curvas de resistividad con coherencia elevada, alcanzando mayor profundidad de investigación.

Dada la importante influencia de fuentes de ruido, artificiales o no, que a menudo invalidan cualquier medida, la selección de emplazamientos para registros profundos es crucial. En la transecta estudiada se ha puesto gran hincapié en evitar estas fuentes en lo posible, muy presentes sobre todo en la comarca de El Bierzo, manteniendo al tiempo una dirección razonable con la zona de estudio, que parcialmente no es de gran extensión lateral (los Montes de León no alcanzan los 100km de desarrollo este-oeste). En la figura 3 se muestran a modo de ejemplo 2 curvas de buena calidad, las cuales alcanzan con suficiente coherencia los 100 segundos.

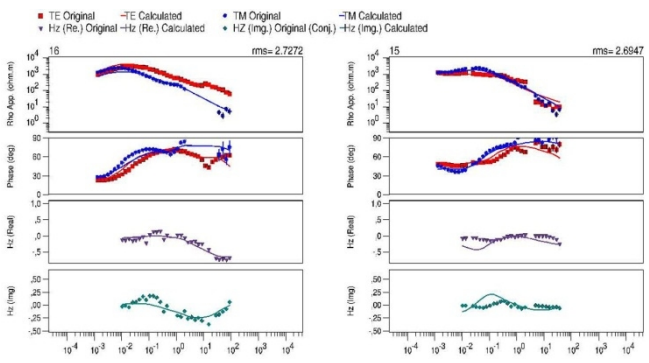

FIGURA 3. *Curvas de resistividades modos TE y TM y de fase de 2 estaciones promedio, 15 y 16, con nivel de ruido aceptable.*

El procesado inicial para el ajuste y limpieza del registro de las series temporales registradas se ha realizado mediante un algoritmo robusto con referencia remota, utilizando algunas estaciones como remotas mientras se registran otras distantes de la primera. El análisis de la dimensionalidad de la distribución de la resistividad eléctrica se ha realizado con la adaptación del algoritmo de MacNeice y Jones, 2001, según el criterio de Groom y Bailey), el cual ha determinado que el perfil puede asimilarse a un modelo 2D, con "strike" determinado en el análisis de dirección N 113º E. De acuerdo a ello, se ha rotado ac -67º el tensor de impedancias. Según este criterio, la polarización E (o modo TE) resultaría ser la componente xy del tensor (donde x es la componente norte). El perfil de resistividad obtenido ha sido invertido con el programa comercial WinGLink, de Rodi y Mackie (2001). Con ello, se ha obtenido una primera inversión, con carácter preliminar, que son las presentadas en el perfil 2D de resistividades mostrado en la figura 3. Éste tiene dirección casi norte-sur, aproximadamente perpendicular a las trazas cartográficas de las estructuras alpinas y variscas presentes, y con direcciones similares al "strike" eléctrico encontrado. El RMS de esta primera versión es de 2.6, lo que supone un buen ajuste.

ESTRUCTURA PROFUNDA DE LOS MONTES DE LEÓN Y LA CORDILLERA CANTÁBRICA

El perfil geoeléctrico es el mostrado en la figura 4, en el cual pueden distinguirse numerosos cuerpos conductores con valores de resistividades medias-bajas (superiores a 20 ohm.m) y otros, relativamente superficiales, de baja resistividad (< 20 ohm.m), dentro de un fondo de fuerte resistividad, superior a 2000 ohm.m.

Atendiendo a los cuerpos conductores presentes pueden dividirse claramente las zonas correspondientes a la Cordillera Cantábrica y los Montes de León, separadas por la depresión tectónica del Bierzo (en su zona de Bembibre), que se muestra por su notable conductor (denotado como 2 cuerpos C4 y C5) en zonas superficiales encajado entre 2 sistemas de fallas inversas. Los conductores de El Bierzo corresponden claramente a los depósitos continentales estefanienses de la zona de Bembibre, que pueden alcanzar los 3000m de espesor (C4) recubiertos por otros discordantes de edad terciaria más delgados (C5). Los valores bajos de resistividad están en concordancia con los obtenidos con otros métodos geofísicos en la zona (IGME, inédito) a escala superficial.

La Cordillera Cantábrica occidental presenta 2 alineaciones principales E-O, pero el perfil muestra una distribución de conductores difusa, con un conductor profundo (C6) y uno más superficial (C7). El primero podría corresponder con un despegue basal del cabalgamiento frontal de la Cordillera Cantábrico y el segundo, como hipótesis, podría tratarse de algún nivel de despegue alpino o quizá de algún despegue en dirección perpendicular al perfil, de vergencia varisca. Un tercer conductor de muy baja resistividad aparece en el extremo norte, pero no queda completamente cerrado en el perfil (solo es "detectado" por una sola estación), de modo que no se puede establecer hipótesis alguna sobre él.

La zona de los Montes de León, resulta de mayor interés, dada la escasez de datos disponibles, pero a la vez ha resultado la de características más notables. Presenta 2 anomalías principales de acusado aspecto sinforme, por la existencia de 2 grandes conductores, el más profundo de los cuales resulta muy llamativo (C2), dada su enorme extensión y profundidad, aunque muestra valores relativamente conductores (en torno a 50 ohm.m).

Sobre el notable conductor C2 pueden establecerse varias hipótesis. Por un lado se sugiere que podría tratarse de la unión de 2 ó 3 anomalías individuales, a modo de 3 conductores explicables separadamente: la anomalía de fondo, profunda y horizontal y las dos anomalías buzantes, una al sur y la otra al norte, ésta de mayor espesor y alcance. No obstante, resulta atractivo inclinarse por una

única anomalía: la parte norte, buzante hacia el sur, con cierta pendiente parece abarcar el conjunto de fallas y cabalgamientos que constituyen el límite entre las zonas Astur-Occidental Leonesa y Centroibérica del Varisco ibérico que se cartografían en superficie en la zona en un ámbito de unos 10 km. Se trata de estructuras de cizalla compresivas variscas a veces reactivadas en la fase orogénica alpina. Aparentemente este gran sistema de fracturas se prolongaría a gran profundidad. Por el lado sur, el gran cuerpo anómalo, buza hacia el norte más suavemente sin que claramente alcance la superficie, quizá recubierta la zona bajo el anticlinorio de Sanabria, de modo que las equivalentes estructuras de compresión y cizalla no serían visibles, como así ocurre.

El aspecto general sinforme de la anomalía C2 (en la figura 4) induce a pensar en una gran estructura tipo "pop-up" de grandes dimensiones, muy superior a la que podría apuntarse para el Sistema Central (Martín-Velázquez 2010; Pous, inédito), pues abarcaría no solo la estructura completa de los relieves de los Montes de León, sino también la formación "Ollo de sapo" aflorante en la comarca de Sanabria al sur. La estructura "pop-up" tendría con unos 75 km de desarrollo en la dirección de los esfuerzos y hasta 25 km de profundidad, trascendiendo en mucho a la cordillera de los Montes de León. Extrapolando a todo el dominio, el "pop-up" podría ser de dimensiones cercanas a una forma circular (100x75km, de excentricidad no diferente a otras descritas).

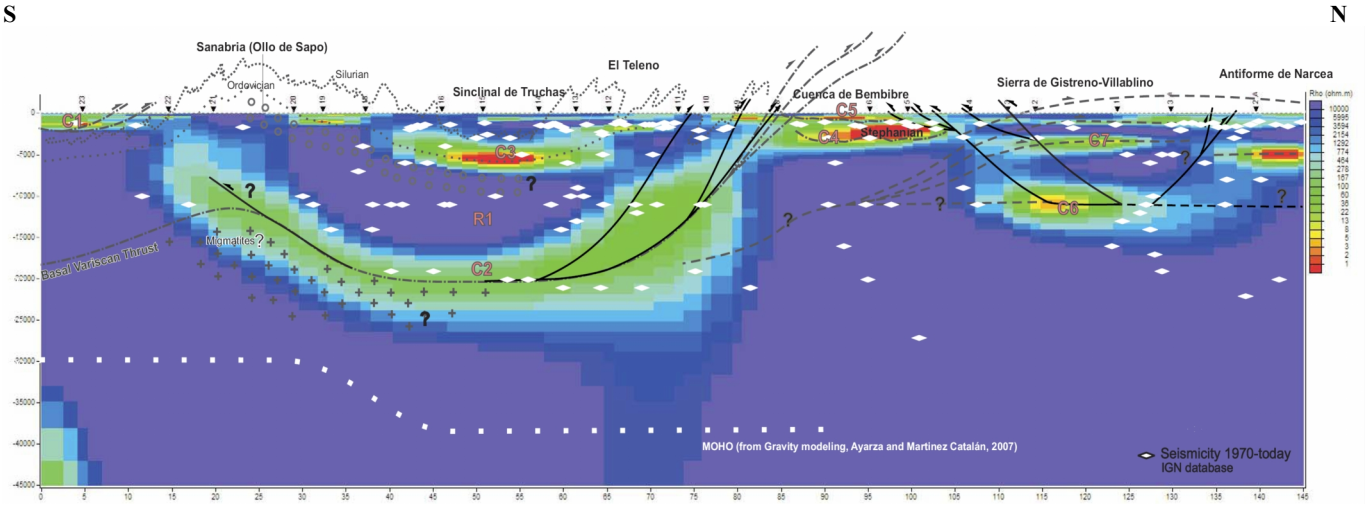

FIGURA 4. *Interpretación de la estructura profunda de los Montes de León y la terminación occidental de la Cordillera Cantábrica a partir de la inversión 2D de los modos TE, TM y Tipper. Se incluye la sismicidad proyectada de eventos a ambos lados del perfil (rombos blancos), y la línea del Moho (puntos blancos)*

La parte inferior del conductor C2, entre 15 y 25 km podría explicarse como un cierto despegue cortical en el que conectarían las fallas que delimitan el "pop-up". Estos datos son bastante conformes con la profundidad del Moho deducida por modelación gravimétrica, algo más al oeste (Ayarza y Martínez-Catalán, 2007), la cual muestra un salto a mayor profundidad hacia el norte, bajo los Montes de León, enraizamiento significativo que puede ser consistente con el conductor C2, según se aprecia en la figura 4.

La explicación de la baja resistividad relativa de C2 podría estar en la presencia de fluidos acuosos que rellenarían las pequeñas grietas interconectadas producto de esfuerzos compresivos. Estas zonas de microgrietas de gran extensión, constituyen amplias zonas de deformación descritas en algunos trabajos como o bandas de cizalla ("shear zones", Unsworth, 2010), en las que se acumulan fluidos procedentes de reacciones de deshidratación, migmatización o metamorfismo en profundidad, de modo que no representan un movimiento de fluidos, pues el orógeno se considera inactivo.

Este tipo de anomalías conductoras presentes bajo grandes cordilleras activas se ha interpretado como zonas de deformación dúctil o alternativamente, como fusión parcial, pero en tales casos pequeños porcentajes de fusión (inferiores al 5%) pueden provocar mínimos muy notables de resistividad, inferiores a 5 ohm.m, valores que no se alcanzan en los Montes de León. De este modo, parece más razonable explicar la anomalía C2 por la presencia de pequeña proporciones de fluidos acuosos dentro de amplias zonas sometidas a esfuerzo, de modo que ello reduciría los valores de resistividad de fondo (superiores a 2000 ohm.m) a valores relativamente más bajos (en el rango entre 40 y 100 ohm.m).

En la zona central de los Montes de León, sin embargo, están presentes algunas otras anomalías como el conductor C3, también de grandes dimensiones (hasta 40 km de desarrollo y profundidades entre 1000 y 7000m) y apariencia sinformal, y hasta "concordante" con C2. Igualmente a éste, podría explicarse su presencia en zonas de debilidad sometidas a los mismos esfuerzos dentro del mencionado "pop-up", pero en este caso no podría descartarse la presencia de fluidos de origen meteórico, pues se emplaza a profundidades en que estos han sido descritos.

Ambos efectos podrían aumentar el menor valor de la resistividad de esta anomalía (inferior a 5 ohm.m). Este cuerpo C3, además refleja las estructuras superficiales, pues el aspecto mayoritariamente sinforme del conductor se correspondería con el Sinclinal de Truchas y su extensión hacia el norte, que se representa por una zona anómala antiforme, se correspondería con el anticlinal del Teleno, según se muestra en la figura 4.

Entre los cuerpos C2 y C3 se emplaza una zona resistiva R1, que podría ser atribuible a la extensión en profundidad de las potentes formaciones resistivas de "Ollo de Sapo" (neises ordovícicos) y "Serie de Viana" (ortoneises y migamtitas cámbricas). Estas formaciones, son aflorantes en el anticlinorio de Sanabria, y como refleja el perfil presentan un carácter resistivo que, en un ejercicio de extrapolación, alcanzarían a situarse bajo los Montes de León en profundidad.

Finalmente, en el extremo sur del perfil, se atraviesa la Sierra de la Culebra hasta alcanzar la comarca de Aliste, apareciendo un conductor relativamente superficial, C1, ("capturado" por las 2 estaciones las meridionales), el cual puede explicarse por el cambio a materiales detríticos de edades silúricas y devónicas, que se emplazarían sobre gneises más resistentes infrayacentes. En tal caso, la presencia de fluidos más probablemente de origen meteórico en los materiales detríticos explicarían el valor relativamente bajo de la resistividad en esa zona, que ya es colindante con la Cuenca del Duero.

CONCLUSIONES

El perfil magnetotelúrico N-S, que ha atravesado la Cordillera Cantábrica occidental y los Montes de León ha permitido obtener una primera imagen de resistividad que aporta una visión actualizada sobre la estructura cortical de este sector de Iberia, que conjuntamente a otros datos geológicos y geofísicos ha permitido elaborar un corte geológico profundo con nuevas aportaciones que contienen más evidencias que en propuestas anteriores.

En la Cordillera Cantábrica se propone la existencia de un nivel de despegue basal de las estructuras alpinas a unos 15 km de profundidad. Las fallas de Villablino y Cerredo se interpretan como estructuras retrovergentes enraizadas en este nivel de despegue. El perfil resultante delimita la existencia de varios conductores en diversa posición y profundidad que resultan difíciles de explicar con exactitud

En los Montes de León se propone una estructura en "pop-up", de dimensiones más extensas que la propia cordillera pues abarcaría también la zona de Sanabria. Esta estructura enraíza fuertemente en la corteza, según se aprecia de la gran anomalía relativa de estructura sinforme que se detecta. Las fallas que delimitan esta estructura enraízan en un nivel de despegue cortical situado a más profundidad (20-25 km) que el de la Cordillera Cantábrica.

En la zona intermedia entre ambas, se sitúa bien la zona de El Bierzo, la cual queda como zona encajada entre sistemas de fallas inversas, de modo que delimita bien los dos orógenos.

Las 2 cordilleras, por su parte, a la vista del perfil de resistividad resultante, parecen tener aspectos diferenciados entre si, ya sea por el diferente aspecto de sus respectivas anomalías como por sus diferentes geometría y profundidad, por lo que podría aventurarse incluso una cierta diferencia en su formación, ya sea debido a diferentes campos de esfuerzos o a materiales diversos sobre los que actúan éstos. Esto que puede parecer avalado en otros estudios, no lo es en éste..

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Subprograma IV del proyecto: *Geociencias en Iberia: estudios integrados de topografía y evolución 4D (Topo-Iberia)* CSD2006-041 del Plan Consolider Ingenio 2010.

REFERENCIAS

Alonso, J. L., Pulgar, J. A., 2004. *Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades*. In Geología de España, (Vera, J.A., Ed.). SGE-IGME, 332-334.

Ayarza, P., Martínez-Catalán, J.R., (2007), *Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain)* doi:10.1016/j.tecto.2007.03.007

Bai D., Unsworth M., Meju M.A., Ma X., Teng J., Kong X., Sun Y., Sun J., Wang L., Jiang C., Zhao C., Xiao P. and Liu M. (2010), *Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging*, Nature Geoscience 3, 358 - 362 (2010), doi:10.1038/ngeo830

Freudenthal, M.; Martín-Suárez, E. ; Heredia, N.; Rodriguez-Fernández, L.R. y Martín-González, F.; (2010): Rodents from the Lower Oligocene of the Bierzo Basin (Leon, Spain). Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh., 257: 317-340.pp.

Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N, Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 22.

McNeice, G., and A. G. Jones (2001), *Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data*, Geophysics, 66, 158–173, doi:10.1190/1.1444891.

Martín-González, F., Heredia, N., (2008): *¿Cómo finaliza la estructura de la Cordillera Cantábrico-Pirenaica hacia el Oeste?* Geo-Temas 10, 373-376.

Martín-González, F. y Heredia N. (2011) *Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula*. Tectonophysics 502:75-89.

Martín-Velázquez, S (2010), *Modelos numéricos de la litosfera Ibérica intraplaca: deformación, esfuerzo y resistencia*. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid. ISBN: 978-84-693-3225-2

Rodi, W. L., and R. L. Mackie (2001), *Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion*, Geophysics, 66, 174–187, doi:10.1190/1.1444893.

Rodríguez Fernández, L.R.; Bellido, F.; Díaz Montes, A.; González Clavijo, E.; Heredia, N.; López Olmedo, F.; Marín, C.; Martín Parra, LM.; Martín Serrano, A.; Matas, J.; Montes, M.; Nozal, F.; Quintana, L.; Roldán, F.; Rubio, F. y Salazar, A. (2004): *Mapa Tectónico de España, E. 1:2.000.000*. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME

Unsworth, M, (2010) *Magnetotelluric Studies of Active Continent–Continent Collisions*, Surv Geophys. 31:137–161 doi 10.1007/s10712-009-9086-y

Determinación de la detectabilidad y de las capacidades de monitoreo del método CSEM en el Laboratorio de Investigación sobre el almacenamiento geológico de CO2 en Hontomín (Burgos)

Assessing the detectability and monitoring capabilities of the CSEM method at the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos)

Eloi Vilamajó[(1)], Pilar Queralt[(1)], Juanjo Ledo[(1)] y Álex Marcuello[(1)]
[(1)] Geomodels, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. eloivilamajo@ub.edu

SUMMARY

The Controlled Source Electromagnetic method (CSEM) has the appropriate features to become a complementary tool in order to monitor the storage of carbon dioxide in geological formations, particularly in conductive saline aquifers. Given the large variation of the electrical conductivity due to the replacement of the brine by CO_2, electromagnetic (EM) techniques are highly sensitive to the presence of CO_2 in a deep reservoir. Moreover, the use of a controlled EM source enables to obtain an advantageous signal-to-noise ratio compared to other passive methods. In this study, two of the main aspects of the EM monitoring at the Hontomín's Storage Site are discussed: the potential benefits of having an EM source located at reservoir depth and the change of the EM response of the Hontomín structure due to the conductive casings planned to be installed at the injection and monitoring boreholes. According to our simulations, a deep EM source enhances markedly the capability of the CSEM method to detect the behavior of the CO_2 plume into the reservoir. Moreover, the appropriate modeling of the conductive casings represents an essential step of the simulation and interpretation process of the CSEM monitoring.

1. INTRODUCCIÓN

El método electromagnético de fuente controlada (*Controlled Source ElectroMagnetic*, CSEM) ha experimentado un notable desarrollo durante la última década, hasta llegar a convertirse en una técnica geofísica valiosa en la exploración de hidrocarburos *offshore*. Este desarrollo, que se vio favorecido por la capacidad del método de detectar capas resistivas en profundidad -las cuales pueden ser asociadas a la presencia de hidrocarburos-, ha propiciado una mejora de la instrumentación, metodología de adquisición de datos y de su procesado e interpretación. Recientemente, el método ha sido propuesto como una posibilidad en el monitoreo de reservorios de hidrocarburos, especialmente en ambientes marinos (Lien and Mannseth, 2008, o Orange et al., 2009), pero también terrestres (Bourgeois and Girard, 2010; Wirianto et al., 2010).

Aunque aparentemente los experimentos terrestres no presentan las mismas ventajas que los experimentos marinos (predominio de la onda aérea, poca penetración del señal en el subsuelo...), algunos experimentos presentan características adecuadas para un monitoreo CSEM. Entre éstos, destaca el monitoreo de reservorios de CO_2, que permite la instalación de instrumentación de monitoreo permanente en profundidad.

Este trabajo está enmarcado en la modelización del monitoreo CSEM del almacenaje de CO_2 en la Planta de Demostración Tecnológica (*Technological Demonstration Plant*, TDP) de Hontomín, por parte de la Fundación CIUDEN – Ciudad de la Energía. Se analizan dos aspectos clave del monitoreo CSEM: los posibles beneficios de disponer de una fuente electromagnética (EM) en profundidad y la alteración de las condiciones geoeléctricas en la TDP de Hontomín debido a la instalación de *casings* metálicos en los pozos de inyección y monitoreo.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOELÉCTRICO

La inyección de CO_2 en la TDP de Hontomín se llevará a cabo en una estructura anticlinal en forma de domo situada 30 km al norte de Burgos (Spain). La figura 1 muestra una vista en planta del área de localización de la TDP, con las instalaciones existentes y las que se prevé construir.

La TDP está localizada en el margen sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en los Pirineos Orientales, la cual se originó como una cuenca extensiva asociada a la apertura del Atlántico Norte durante el Mesozoico (e.g. Le Pichon and Sibuet, 1971; Muñoz, 2002). Posteriormente, sufrió un proceso de inversión a partir del Cretácico Superior, debido a la convergencia de las placas de Iberia y Eurasia. Las grandes secuencias sedimentarias acumuladas durante la extensión fueron incorporadas a la orogenia Pirenaica. La TDP de Hontomín está situada aproximadamente 10 km al norte de la falla de Ubierna, que limita la Cuenca Vasco-Cantábrica por su extremo meridional.

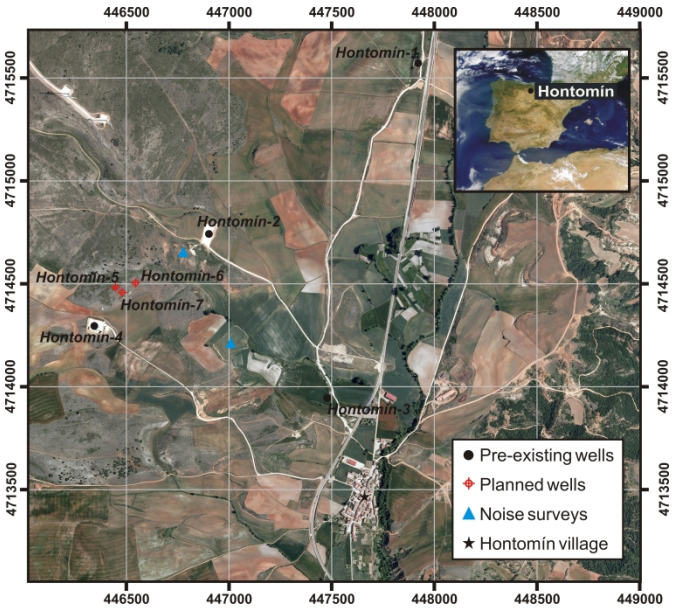

Figura 1. **Representación en planta de las instalaciones existentes y previstas en la Planta de Demostración Tecnológica de Hontomín.** ***(Vertical representation of the existent and planned facilities at the Technological Demonstration Plant at Hontomín.)***

La estructura de Hontomín ha sido interpretada como un domo anticlinal con núcleo evaporítico del Triásico Superior (Keuper). Superpuestas, se encuentran las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas: dolomías, calizas y margas del Jurásico; areniscas,

lutitas y conglomerados del Cretacio Inferior; calizas y margas del Cretacio Superior; y, finalmente, materiales detríticos Cenozoicos (conglomerados, areniscas y lutitas). El reservorio principal es un acuífero salino localizado aproximadamente a 1400 metros de profundidad, asociado a las secuencias de calizas del Jurásico Inferior, con porosidades locales entre el 10% y el 17% y salinidad elevada (Pérez-Estaún, 2011). Estas características proporcionan al reservorio una alta conductividad eléctrica. La formación sello principal consiste en margas y lutitas negras del Pliensbachiense y del Toarciense. La figura 2 muestra una representación de la estratigrafía descrita.

Un modelo geoeléctrico estratificado de 11 capas se ha construido con el objetivo de modelizar el comportamiento EM de la estructura de Hontomín. El modelo de resistividades de referencia, presentado en Ogaya et al. (2012), proporciona una respuesta magnetotelúrica idéntica al log de resistividades del pozo Hontomín-2 (figura 1). La correspondencia entre la secuencia estratigráfica y el modelo de referencia se presenta en la figura 2. La capa asociada al reservorio está localizada a 1353 metros de profundidad y tiene un espesor de 117 metros y una resistividad de 10 Ω·m.

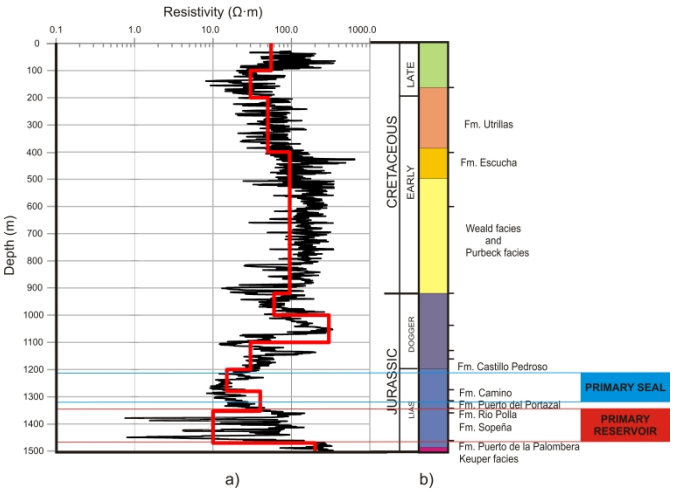

***Figura 2.* a) Representación del modelo de resistividades de referencia (rojo) y comparación con el log de resistividades del pozo Hontomín-2 (negro). b) Columna estratigráfica de la estructura de Hontomín.**
(a) Representation of the resistivity reference model (red line) and comparison with the resistivity log obtained at the Hontomín-2 borehole (black line). b) Stratigraphic sequence of the Hontomín structure.)

3. PARÁMETROS DE MODELIZACIÓN

El código x3d (Avdeev et al., 1997 y 2002) ha sido utilizado para la obtención de datos sintéticos con el fin de modelizar la respuesta EM de la TDP de Hontomín. Se trata de un código basado en el método de la Ecuación Integral. Algunas de las características principales del proceso de modelización se presentan a continuación.

El monitoreo del comportamiento del dióxido de carbono almacenado en el reservorio de Hontomín modelizado se basa en una logística *time-lapse*, la cual requiere la repetición sistemática de una serie de experimentos en distintos instantes del proceso de inyección y almacenaje de CO_2. Una correcta realización de experimentos *time-lapse* requiere la repetición exacta de las condiciones del experimento (localización y orientación de la fuente EM y de los receptores, intensidad y frecuencia de la señal EM generada...). El primer paso consiste en la realización del experimento *baseline* para conocer la respuesta de la estructura geoeléctrica de la TDP de Hontomín original. Los datos obtenidos en posteriores repeticiones del experimento de monitoreo, una vez se ha iniciado la inyección de CO_2, son comparados con los datos *baseline*. La comparación de dicha información puede realizarse de manera directa (comparando la amplitud y orientación del campo EM medido en cada estación receptora y obteniendo el efecto o respuesta del CO_2) o a partir de los modelos de resistividades generados con la inversión de los datos experimentales. En el presente estudio, se utiliza el primer criterio para obtener la respuesta del CO_2, R_{CO2}, la cual se cuantifica a partir de la relación directa entre la amplitud del campo eléctrico (o magnético) pre-inyección y post-inyección en cada estación receptora:

$$R_{CO2} = \frac{\left|\vec{E}_{post-inyección}\right|}{\left|\vec{E}_{pre-inyección}\right|} \quad (1)$$

Análogamente, el efecto de los *casings* que serán instalados en los pozos de inyección y monitoreo ($R_{casings}$) se cuantifica en cada estación receptora de comparando directamente la amplitud de la componente horizontal del campo eléctrico obtenida considerando dichas estructuras con la obtenida con el modelo de referencia:

$$R_{casings} = \frac{\left|\vec{E}_{casings}\right|}{\left|\vec{E}_{referencia}\right|} \quad (2)$$

La ley empírica de Archie (1942), que relaciona la resistividad de una formación con sus propiedades petrofísicas y con su contenido fluido, se ha utilizado para modelizar el tamaño y la resistividad de la pluma de CO_2. En determinadas circunstancias, por ejemplo con un alto contenido en arcillas, la ley de Archie deja de ser adecuada para describir el comportamiento de la resistividad eléctrica de la formación (de Witte, 1950; Waxman and Smits, 1968; o Nakatsuka et al., 2010). No obstante, en el presente trabajo, la ley de Archie se ha considerado válida, dado el bajo contenido en arcillas en el reservorio y su alta conductividad. Considerando únicamente la presencia de dos fases fluidas en el reservorio salino (salmuera y CO_2), se puede obtener una expresión de la variación de la resistividad en función de la saturación de CO_2:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left(1 - S_{CO_2}\right)^{-n} \quad (3)$$

donde ρ_0 y ρ son respectivamente las resistividades pre-inyección y post-inyección. S_{CO2} es la saturación en CO_2 y n es el exponente de saturación. A partir de la fórmula (3), una pluma realista ha sido modelizada teniendo en cuenta la cantidad prevista de CO_2 almacenado (20 kilotoneladas), la reducción de volumen del fluido prevista (0.3% de su volumen en superficie, aproximadamente) y las dimensiones y la porosidad del reservorio, resultando una pluma de 136x136x26 metros con una saturación en CO_2 del 50%.
La cantidad de CO_2 modelizada es la que se prevé inyectar en la TDP de Hontomín, 20 kilotoneladas. Este valor es notablemente menor que la cantidad que se inyectaría en una instalación de carácter comercial. Este hecho es debido a que la TDP de Hontomín es un laboratorio de ensayo, con limitaciones legales específicas sobre cantidad de dióxido de carbono almacenable. Esta circunstancia supone una mayor dificultad de monitoreo y la necesidad de optimizar la sensibilidad y detectabilidad de cada método.

En la simulación de la influencia de los *casings* conductores de los pozos sobre la propagación de la señal EM desde la fuente hasta los receptores, se ha llevado a cabo un esfuerzo para intentar que la modelización de dichas estructuras proporcionara los resultados más fiables posibles. Así pues, se han modelizado tres estructuras verticales conductoras en la futura localización de los pozos Hontomín-5, Hontomín-6 y Hontomín-7.

4. RESULTADOS

Un estudio de modelización amplio y sistemático se está llevando a cabo con el fin de determinar la capacidad del método CSEM para monitorear el almacenaje de CO_2 en la TDP de Hontomín y las configuraciones de monitoreo óptimas para obtener una mayor respuesta de la pluma de CO_2. Así pues, la posición relativa fuente-pluma-receptores y las frecuencias de emisión de la señal EM son modelizadas en un rango extenso de escenarios con el fin de maximizar la sensibilidad del método y su capacidad de detectar cambios de resistividad a la profundidad del reservorio. Los distintos escenarios modelizados contemplan las posibilidades

logísticas de la futura TDP de Hontomín, así como la influencia en los experimentos de monitoreo de la infraestructura que será instalada.

En la presente sección se presentan los resultados de la simulación de dos aspectos claves del proceso de monitoreo CSEM: la configuración fuente-receptor más adecuada y la influencia de los *casings* metálicos de los pozos de inyección y monitoreo. En todos los escenarios modelizados en este trabajo la frecuencia de emisión de la fuente EM es de 5.0 Hz. Experimentalmente, la fuente EM consiste en un dipolo eléctrico por el que circula una señal periódica de una frecuencia conocida. En el presente estudio, la fuente se ha aproximado como puntual, debido a las características del código x3d.

Para evaluar la configuración fuente-receptor óptima para maximizar el efecto de la pluma de CO_2 sobre la señal EM, se ha modelizado una serie de escenarios con la fuente situada a distintas profundidades y un receptor localizado en la superficie (configuración *downhole-to-surface*) en la posición (*x=80 m, y=40 m*). La fuente EM se encuentra en el origen de coordenadas (*x=0 m, y=0 m*). La pluma de CO_2, de dimensiones 136x136x26 metros se ha desplazado respecto en pozo de inyección en dirección *x*. Su centro se encuentra en la posición (*x=48 m, y=0 m*). En este experimento sintético no se han tenido en cuenta los *casings* de los pozos, sino que el modelo estratificado ha proporcionado la respuesta pre-inyección. Para la modelización de la respuesta post-inyección se ya añadido el volumen resistivo a 1353 metros de profundidad. Un esquema en planta de la localización de la fuente, la pluma de CO_2 y la estación receptora se presenta en la figura 3.

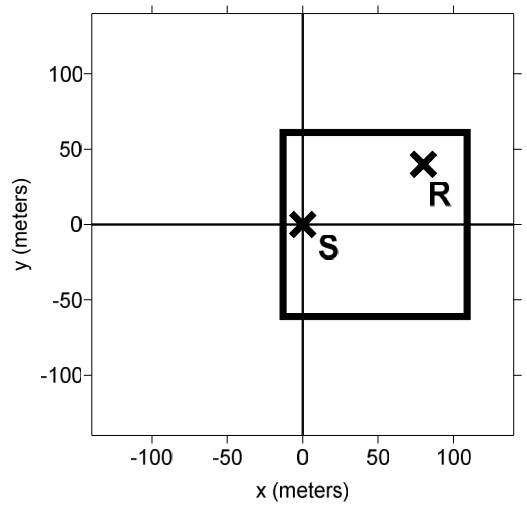

Figura 3. **Esquema en planta de la localización de fuente (S), receptor (R) y pluma en la modelización de la respuesta del CO_2 en relación a la profundidad de la fuente.**
(Schematic representation at the surface of the location of the Source (S), receiver (R) and plume during the modeling of the CO_2 repsonse versus the source depth.)

La figura 4 muestra la respuesta del CO_2, R_{CO2}, obtenida en una configuración *downhole-to-surface* con una fuente orientada verticalmente emitiendo a 5.0 Hz para las distintas componentes del campo eléctrico, así como para la amplitud de su componente horizontal. La figura 5 muestra el valor de R_{CO2} para el campo magnético en una configuración equivalente. El mismo experimento se ha realizado con una fuente EM orientada horizontalmente (dirección *x*). Los resultados se presentan en las figuras 6 (campo eléctrico) y 7 (campo magnético). La componente horizontal de los campos eléctrico y magnético se representa debido a que es la que más fácilmente puede medirse experimentalmente.

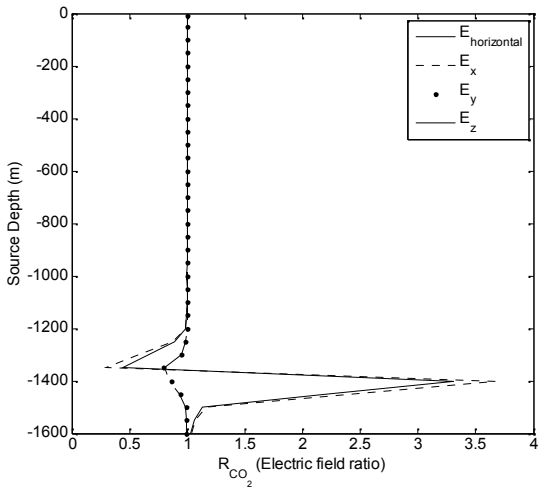

Figura 4. **Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo eléctrico, R_{CO2}, en función de la profundidad de la fuente de orientación vertical.**
(Electric field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO2}, versus the source depth, vertically oriented.)

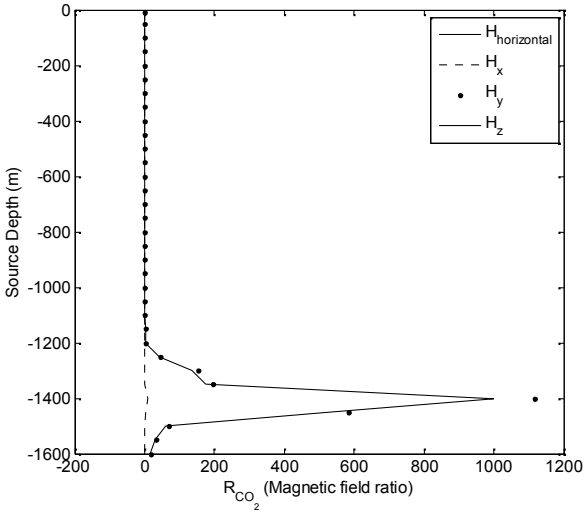

Figura 5. **Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo magnético, R_{CO2}, en función de la profundidad de la fuente de orientación vertical.**
(Magnetic field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO2}, versus the source depth, vertically oriented.)

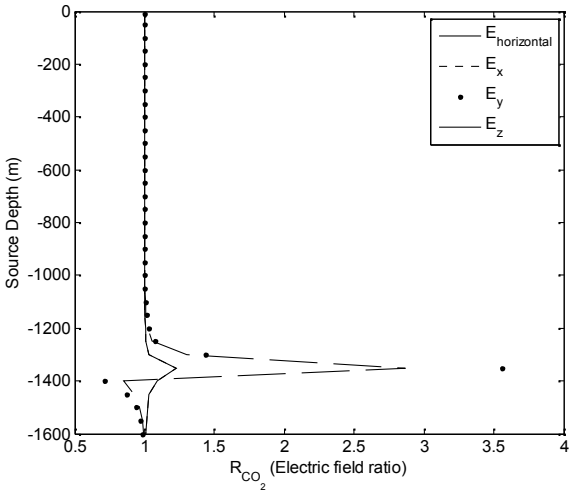

Figura 6. **Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo eléctrico, R_{CO2}, en función de la profundidad de la fuente de orientación horizontal (x).**
(Electric field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO2}, versus the source depth, horizontally oriented –x-.)

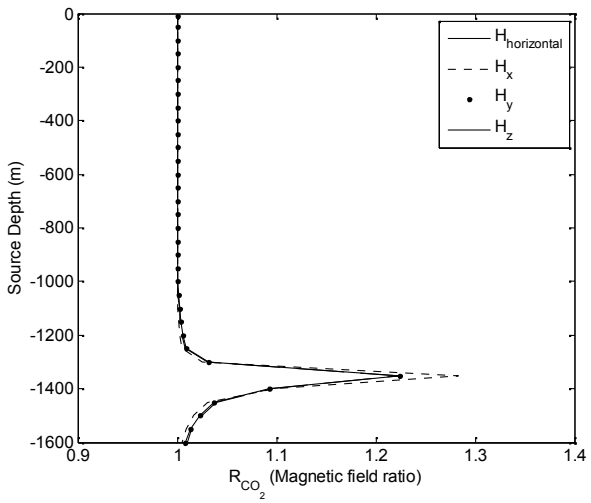

Figura 7. **Respuesta downhole-to-surface del CO_2 en el campo magnético, R_{CO2}, en función de la profundidad de la fuente de orientación horizontal (x).**
(Magnetic field downhole-to-surface CO_2 response, R_{CO2}, versus the source depth, horizontally oriented -x-.)

El efecto de los *casings* metálicos conductivos que se instalarán en los pozos de inyección y monitoreo se analiza a partir de la comparación de simulaciones de la propagación de la señal EM en un modelo geoeléctrico estratificado con tres conductores verticales en las posiciones de los pozos respecto a la respuesta del modelo de resistividades de referencia presentado en la figura 2. Dicho efecto se cuantifica a partir de la fórmula (2). Debido a las limitaciones computacionales del código de simulación EM x3d, no puede modelizarse de forma exacta las dimensiones y los valores de resistividad de los *casings* metálicos. Consecuentemente, una simulación aproximada se ha llevado a cabo. Así pues, cada uno de los tres conductores verticales añadidos al modelo de referencia de resistividades tiene unas dimensiones de 8x8 metros y una resistividad de 0.005 Ω·m. Los *casings* de los pozos Hontomín-6 y Hontomín-7 alcanzan una profundidad de 1000 metros, mientras que el del pozo Hontomín-5 llega a los 1240 metros.

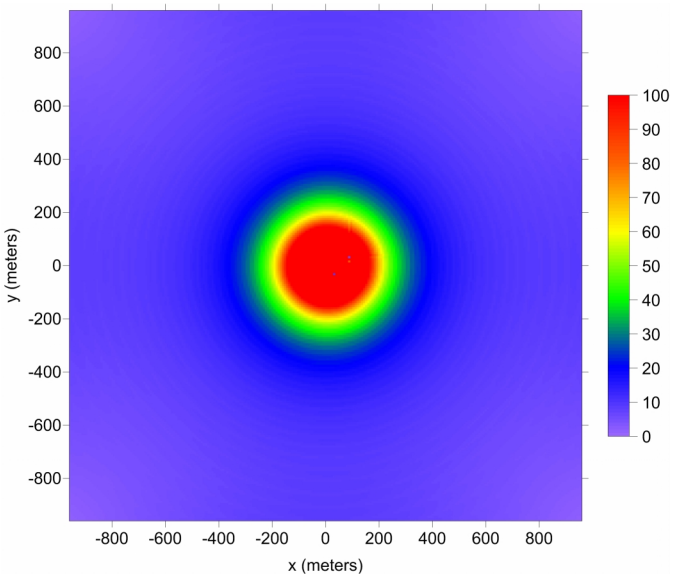

Figura 8. **Efecto en superficie de los casings conductores de los pozos de inyección y monitoreo sobre la propagación de la señal en una configuración downhole-to-surface. Fuente vertical a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz.**
(Surface effect of the conductive casings around the injection and monitoring boreholes on the signal propagation. Downhole-to-surface configuration with a 5.0 Hz vertical source located 1390 meters deep.)

Las figuras 8 y 9 muestran el efecto de los tres *casings* conductores en caso de localizar la fuente EM a 1390 metros de profundidad con los receptores en superficie y una frecuencia de 5.0 Hz. Se trata de una representación en superficie del efecto de las estructuras conductoras, para una fuente orientada, respectivamente, verticalmente y horizontalmente (dirección *x*). Se representa únicamente la relación entre las amplitudes de la componente horizontal del campo eléctrico. En las figuras 10 y 11 se muestra, respectivamente, una ampliación de las zonas más cercanas al pozo de inyección de las figuras 8 y 9, la cual permite una observación más detallada de los efectos en las zonas cercanas a los pozos.

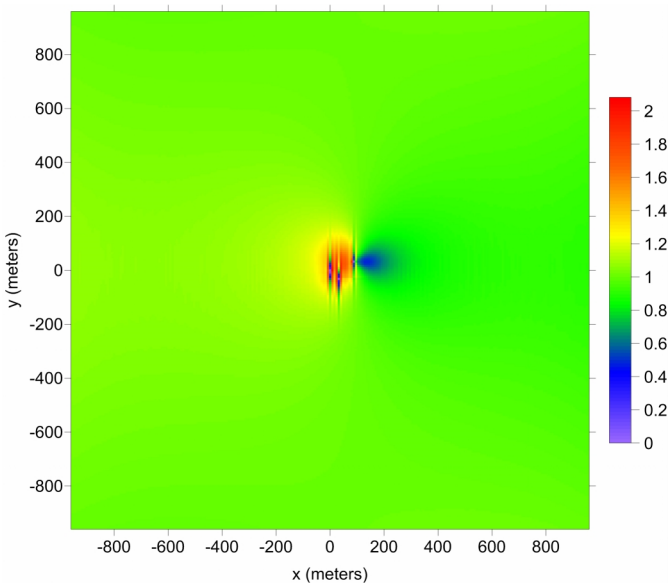

Figura 9. **Efecto en superficie de los casings conductores de los pozos de inyección y monitoreo sobre la propagación de la señal en una configuración downhole-to-surface. Fuente horizontal (dirección x) a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz.**
(Surface effect of the conductive casings around the injection and monitoring boreholes on the signal propagation. Downhole-to-surface configuration with a 5.0 Hz horizontal -x- source located 1390 meters deep.)

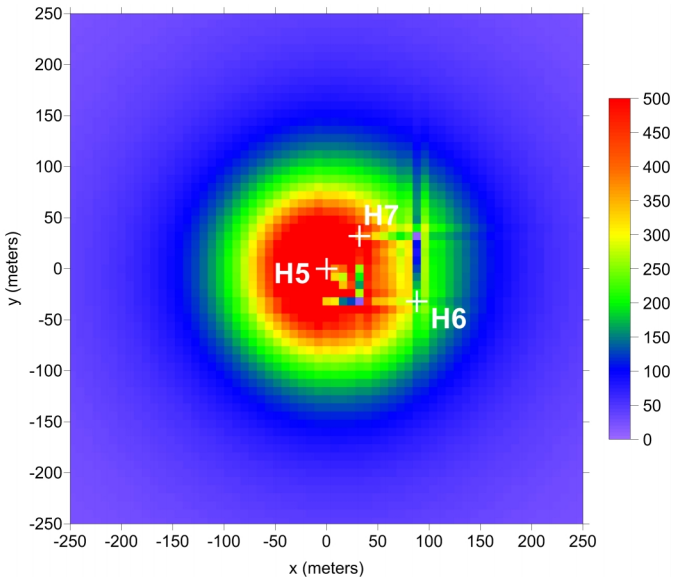

Figura 10. **Ampliación de la parte central de la figura 8.**
(A closer view of the scenario represented in figure 8.)

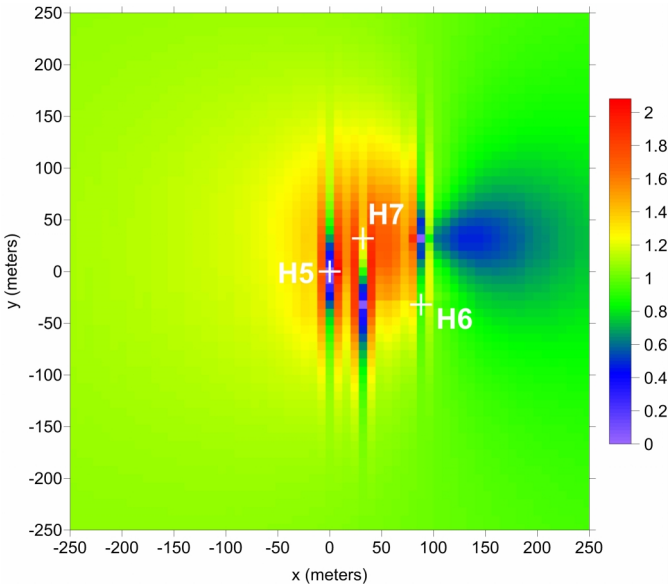

Figura 11. **Ampliación de la parte central de la figura 9.**
(A closer view of the scenario represented in figure 9.)

5. DISCUSIÓN

Los resulados sintéticos presentados en las figuras 4-7 muestran un resultado previsible: que la capacidad de una fuente EM profunda para detectar los cambios de resistividad en el reservorio augmenta a medida que la fuente se acerca al volumen en que se producen estos cambios. Así pues, en ninguno de los casos presentados se obtienen valores de la respuesta de CO_2 significativos hasta los 1200 metros de profundidad de la fuente. Este resultado intuitivo refuerza la idea de que la capacidad de una logística CSEM de monitoreo maximizará su sensibilidad si la fuente se sitúa cerca del volumen objetivo del experimento: los valores de R_{CO2} suficientemente altos como para proporcionar información útil de la situación de la pluma de CO_2 se obtiene en todos los casos entre 1200 y 1600 metros. Este resultado es válido tanto por el campo eléctrico como por el campo magnético. Localizaciones más profundas de 1600 metros proporcionan valores de la respuesta del CO_2 muy débiles por la misma razón. Este rango de profundidades útil está limitado debido al hecho que las dimensiones de la pluma de CO_2 son notablemente reducidas (ver sección 3). Distintos volumenes de CO_2 se han modelizado para determinar qué ocurriría en caso de una inyección más cuantiosa de dióxido de carbono. Según los resultados obtenidos en estos casos, los cuales no se presentan en este estudio, el rango válido de sensibilidad de la logística CSEM *downhole-to-surface* augmenta notablemente con el tamaño de la pluma.

Más allá del rango de profundidades de la fuente útil, otros aspectos del monitoreo CSEM quedan expuestos en las figuras 4-7:

- Una fuente vertical produce una respuesta máxima en el campo eléctrico (figura 4) en la componente E_x, mientras que la respuesta mínima se obtiene en las componentes E_y y E_z. Los valores máximos de R_{CO2} alcanzados están por encima de 3, lo que equivale a más del triple de amplitud del campo eléctrico post-inyección respecto al de pre-inyección. Estas profundidades óptimas de la fuente EM implican que ésta esté localizada en el interior de la pluma de CO_2 o justo por debajo, asegurando que la propagación de la señal EM hasta los receptores atraviesa el volumen de interés.

- Una fuente vertical permite alcanzar valores de R_{CO2} magnético muy elevados (figura 5): la amplitud del campo post-inyección puede ser hasta 1000 veces mayor que la del campo pre-inyección. Estos valores se deben a que el campo original es muy débil. La componente H_x apenas se ve afectada por la presencia del CO_2, mientras que la respuesta máxima se obtiene para la componente H_y. La componente H_z no está representada ya que el campo pre-inyección es nulo debido a la naturaleza estratificada del modelo de resistividades de referencia.

- Una fuente orientada horizontalmente en la dirección x permite obtener valores de R_{CO2} para el campo eléctrico de hasta 3.5 para las componentes E_x y E_y y de casi 3.0 para la componente E_z (figura 6). Este hecho contrasta con la débil respuesta en amplitud de la componente horizontal global, lo cual indica una variación en dirección de dicha componente horizontal (valores altos de E_y y E_x pero bajos de E_h). Este resultado indica que también podría extraerse información útil respecto al comportamiento del CO_2 analizando la variación en la dirección del campo eléctrico en superficie. Por otra parte, la componente vertical del campo eléctrico se ve también fuertemente afectada.

- La figura 7 muestra que las dos componentes horizontales del campo magnético se ven afectadas de manera similar por la pluma de CO_2 en caso de que la orientación de la fuente EM sea horizontal. Los valores que se obtienen son inferiores a los casos anteriores, obteniéndose un valor máximo de variación de la amplitud del campo magnético de casi el 30% en la componente H_x.

Por otro lado, en las figuras 8, 9, 10 y 11 está representado el efecto de los *casings* conductores de los pozos Hontomín-5, Hontomín-6 y Hontomín-7 sobre la propagación de la señal EM desde una fuente situada a 1390 metros de profundidad hasta las estaciones receptoras localizadas en la superficie. La frecuencia de emisión modelizada es de 5.0 Hz.

En la figura 8 se aprecia que en caso de que la fuente esté orientada verticalmente, los *casings* producen un efecto en superficie de amplificación de la señal EM alrededor de la localización de la fuente. Este efecto de amplificación no es completamente simétrico, como puede observarse en la figura 10, debido a que los pozos de monitoreo no están distribuidos simétricamente respecto al pozo de inyección. Efectos poco intuitivos se producen en zonas muy cercanas a la localización de los pozos.

En la figura 9 se representa un escenario equivalente, pero con la fuente orientada horizontalmente en la dirección x. En este caso el efecto en superficie está muy influenciado por la orientación de la fuente: se observa una respuesta máxima en la zona de localización de los pozos y un área de efecto mínimo contigua a lo largo del eje x. El efecto en zonas alejadas de los pozos es prácticamente nulo, obteniéndose valores de $R_{casings}$ próximos a uno: en puntos más alejados que 400 metros del pozo de inyección, la amplitud del campo eléctrico considerando los *casings* es prácticamente igual a la amplitud del campo obtenida con el modelo de resistividades de referencia. Nuevamente, pueden observarse algunos artefactos en la proximidad de las estructuras conductoras difíciles de interpretar.

6. CONCLUSIONES

La simulación sintética de dos aspectos clave del proceso de monitoreo del almacenaje de CO_2 en la TDP de Hontomín ha permitido una mayor comprensión del efecto de las estructuras conductoras que se instalarán en un futuro en la planta, así como la determinación de una configuración fuente-receptor adecuada para maximizar la respuesta del dióxido de carbono.

Por un lado, se ha determinado que la localización de la fuente EM en profundidad proporciona una mayor sensibilidad de la infraestructura de monitoreo a la presencia de CO_2 en el reservorio. Una fuente localizada a la profundidad de inyección o justo por debajo proporciona respuestas de la pluma de dióxido de carbono suficientemente grandes para ser detectadas por las estaciones receptoras localizadas en superficie. Valores elevados de la respuesta del CO_2 se obtienen tanto por el campo eléctrico como por el campo magnético.

Por otro lado, se ha comprobado que la presencia de estructuras conductoras que modifican la estructura geoeléctrica de la TDP de Hontomín tiene una influencia decisiva en la propagación del señal EM desde la fuente hasta los receptores. En este caso, los *casings* metálicos de los pozos de inyección y monitoreo se han modelizado como conductores verticales. Su efecto sobre el campo eléctrico en la superficie se ha obtenido para dos orientaciones distintas de la fuente EM (vertical y horizontal), situada a 1390 metros de profundidad emitiendo a 5.0 Hz. Los resultados que se presenta

evidencian que un estudio completo del proceso de monitoreo CSEM en la TDP de Hontomín debe intentar reproducir con la mayor precisión posible la influencia que la infraestructura tecnológica tendrá sobre la capacidad de monitoreo CSEM del almacenamiento de dióxodo de carbono.

Los resultados presentados en este trabajo se enmarcan en la tarea de modelización del proceso global de monitoreo CSEM en la TDP de Hontomín. Corresponden al análisis de dos aspectos de dicho proceso, el cual incluye otras facetas que también están siendo analizadas. Entre éstas, destacan la capacidad de determinar la posición de la pluma de CO_2 mediante una logística de monitoreo CSEM y la posible limitación de las capacidades del método debido a la presencia de ruido EM en la zona de inyección. Otro de los posibles trabajos a realizar es la utilización en las simulaciones numéricas de un modelo de resistividades más realista. Por el momento, un modelo 2D de resistividades se ha obtenido a partir de la inversión de datos magnetotelúricos (Ogaya et a., 2012), mientras se sigue trabajando en la construcción de un modelo 3D de resistividades.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolla en el marco del proyecto Español MCI PIERCO2 (CGL2009-07604) y del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED), proyecto P711RT0278.

Eloi Vilamajó dispone en la actualidad de una beca FPU (Formación del Profesorado Universitario) concedida por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

8. REFERENCIAS

Archie, G.E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of AIME, 146 :54-62.

Avdeev, D. B., A. V. Kuvshinov, O. V. Pandratov and G. A. Newman (1997): High-Performance Three-Dimensional Electromagnetic Modelling Using Modified Neumann Series. Wide-Band Numerical Solution and Examples. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 49, 1519–1539.

Avdeev, D. B., A. V. Kuvshinov, O. V. Pankratov and G. A. Newman (2002): Three-dimensional induction logging problems, Part I: An integral equation solution and model comparisons. Geophysics, Vol. 67, no. 2; P. 413–426.

Bourgeois, B., and J.F. Girard (2010): First Modelling Results of the EM Response of a CO2 Storage in the Paris Basin. Oil & Gas Science and Technology -Rev. IFP, 65 (4): 597-614.

De Witte, L. (1950): Relation between resistivities and fluid contents of porous rocks.Oil and Gas Journal , 24.

Le Pichon and Sibuet (1971): Western extension of boundary between european and iberian plates during the pyrenean opening. Earth and Planetary Science Letters, 12, 83-88.

Lien, M., and T. Mannseth (2008): Sensitivity study of marine CSEM data for reservoir production monitoring. *Geophysics*, *73*(4), F151-F163.

Muñoz, J.A. (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera: The Pyrenees. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), The Geology of Spain. Geological Society, London, United Kingdom, pp. 370–385.

Nakatsuka, Y., Z. Xue H. Garcia and T. Matsuoka (2010): Experimental study on CO2 monitoring and quantification of stored CO2 in saline formations using resistivity measurements. International Journal of Greenhouse Gas Control 4, 209-216.

Ogaya X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà (2012): First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO2 Geological Storage: a magnetotelluric 2D characterization. Submitted to the International Journal of Greenhouse Gas Control.

Orange, A., K. Key and S. Constable (2009): The feasibility of reservoir monitoring using time-lapse marine CSEM. Geophysics 74 (2), F21–F29.

Pérez-Estaún A (2011): Preinjection program of the Technological Developing Plant in a saline aquifer in Hontomín, II Coloquio Hispano-Francés sobre Almacenamiento Geológico de CO2, S3_24Oct. Ponferrada.

Waxman MH and L.J.M. Smits (1968): Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. Society of Petrology Engineers J. 8: 107-122.

Wirianto, M., W. A. Mulder and E. C. Slob (2010): A feasibility study of land CSEM reservoir monitoring in a complex 3-D model. Geophysical Journal International Volume 181, pages 741–755.

Densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes en el área metropolitana de Granada (España)

Soil densification due to seismic movement in Granada (Spain)

I. Valverde-Palacios[1], F. Vidal [2] & I. Valverde-Espinosa[1]
(1)Dpto. de Construcciones Arquitectónicas. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071. Granada (España). nachoval@ugr.es
(2)Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja. 18071. Granada (España).

SUMMARY

Soil densification because of intense seismic movement causes settlements that are a threat to building constructions. The calculation of the maximum number of expected settlements due to seismic activity is important for the design of earthquake-resistant foundations. The maximum shear modulus (G_{max}) or the maximum dynamic shear stiffness modulus is an essential parameter to obtain the settlements induced in dry and saturated sandy layers. This research used 1500 data of N_{SPT} values and the thickness of sandy layers in the metropolitan area of Granada (Spain). To estimate the Gmax parameter based on the shear wave velocity (V_s), dry density (ρ) and the acceleration of gravity (g), we used both the Tokimatsu and Seed (1987) method and the Ohta and Goto (1976) method, as recommended by Kramer (1996) and Díaz Rodríguez (2006). The V_s was determined from the $(N_1)_{60}$ data by means of the empirical correlation proposed by Imai (1981). The values of $(N_1)_{60}$, Vs and G_{max} were obtained and mapped for the metropolitan area of Granada. Our study calculated and quantified the maximum settlements in four population areas in the NW zone of Granada. The Vs obtained for the materials nearest the surface (h<15) were found to vary from 249 m/s to 360 m/s in the NW-SE direction. The G_{max} ranged from 12,212 to 23,000 T/m^2, and the thickness of the sandy layer was 0.5−12m. The total maximum settlements were 0.5−100 cm, and largest settlements were found in Atarfe.

1. INTRODUCCIÓN

La densificación de suelos por movimientos sísmicos fuertes genera asentamientos que suponen una amenaza considerable en las construcciones. La estimación de asientos máximos previsibles por sismo es un dato esencial en el diseño simorresistente de cimentaciones. El módulo de cizalla máxima (Gmáx) o módulo dinámico máximo de rigidez al cortante es un parámetro esencial para obtener los asientos inducidos en arenas secas y saturadas.

El presente estudio se ha centrado en los desplazamientos verticales que pueden sufrir los suelos en zonas urbanas del Área Metropolitana (AM) de Granada (España), para un evento sísmico similar al ocurrido en Atarfe en 1431 (Mw ~7). En esta AM predominan los suelos Cuaternarios aluviales (Figura 1) que se pueden diferenciar en: aluvial fino (arcillas de baja-media plasticidad y/o limos de baja-media compresibilidad en los que se intercalan arenas arcillo-limosas); aluvial fino-granular (alternancias de arcillas y limos con arenas limosas y arcillosas y/o gravas arcillo-limosas); aluvial grosero (arenas limosas y gravas con intercalaciones de limos).

2. METODOLOGÍA

En este trabajo hemos usado 1500 datos de N_{SPT} y de espesores de terrenos arenosos obtenidos en el área metropolitana de Granada. Para la estimación del parámetro $G_{máx}$ (ecuación 1), a partir de la velocidad de las ondas de cizalla (V_s), densidad seca (ρ) y la aceleración de la gravedad (g), se ha empleado el método de Tokimatsu y Seed (1987) y el de Ohta & Goto (1976), recomendado por Kramer (1996) y Diaz Rodríguez (2006), para el cálculo de la deformación tangencial efectiva inducida por un terremoto (γ_{eff}) – ecuación 2 (G_{max}= módulo de cizalla máximo en el punto más bajo del nivel de deformación; G_{eff}= módulo de cizalla efectivo inducido en el nivel de deformación: a_{max}= aceleración horizontal máxima; g= aceleración de la gravedad; σ_0= tensión total a la profundidad considerada; r_d= factor reductor en función de la profundidad)-.

$$G_{max} = \rho \cdot v_s^2 \qquad (1)$$

$$\gamma_{eff}\left(\frac{G_{eff}}{G_{max}}\right) = \frac{0{,}65 \cdot a_{max} \cdot \sigma_0 \cdot r_d}{g \cdot G_{max}} \qquad (2)$$

La Vs se ha determinado a partir de los datos $(N_1)_{60}$ utilizando la correlación empírica de Imai (1981) –ecuación 3-.

$$V_s = 91 \cdot N^{0.337} \qquad (3)$$

Una vez calculado el G_{max}, se puede determinar el γ_{eff} (G_{eff}/G_{max}) a través de la ecuación inicialmente propuesta. Para determinar el esfuerzo tangencial del suelo (γ_{eff}) se recurre al ábaco propuesto por Tokimatsu & Seed (1987). La deformación volumétrica (ε_v), se determina igualmente con la ayuda de dos ábacos desarrollados para el caso de la aplicación de 15 ciclos de esfuerzo tangencial cíclico (M~7.5). El esfuerzo tangencial cíclico (γ_{cyc}) es equivalente al esfuerzo tangencial efectivo (γ_{eff}), con la salvedad de que γ_{cyc} está expresado en tanto por ciento, de ahí que γ_{cyc}=100 γ_{eff}. No obstante, para determinar la deformación volumétrica (ε_v) se necesita conocer a priori el valor de N_{SPT} corregido -$(N_1)_{60}$- o el valor de la densidad relativa (D_r) in situ del suelo.

Las condiciones de las sacudidas sísmicas se estudian multidireccionalmente, donde el suelo está sometido a tensiones de "vaivén". Pyke et al. (1975) concluyeron que "*los asientos causados por movimientos horizontales combinados son aproximadamente iguales a la suma de los asientos en cada una de las direcciones*". Por tal motivo, la deformación volumétrica unidireccional (ε_v) obtenida debe multiplicarse por dos para tener en cuenta los efectos multidireccional de las sacudidas producidos por un terremoto.

La deformación volumétrica calculada es para terremotos de M=7,5 (15 ciclos a 0,65τ_{max}, siendo τ_{max} el máximo esfuerzo tangencial inducido por un terremoto), por lo que si se necesita calcular para otra magnitud, basta con multiplicar por el factor corrector que se expresa en la tabla 1.

Dado que las propiedades geomecánicas del suelo pueden variar con la profundidad, se debe establecer el perfil geotécnico dividiéndolo en capas. Se calcula para cada una las capas la deformación volumétrica corregida por la magnitud del terremoto, si fuera necesario. El asiento de cada capa es la deformación volumétrica, expresada en decimal, por el espesor de cada una de las capas.

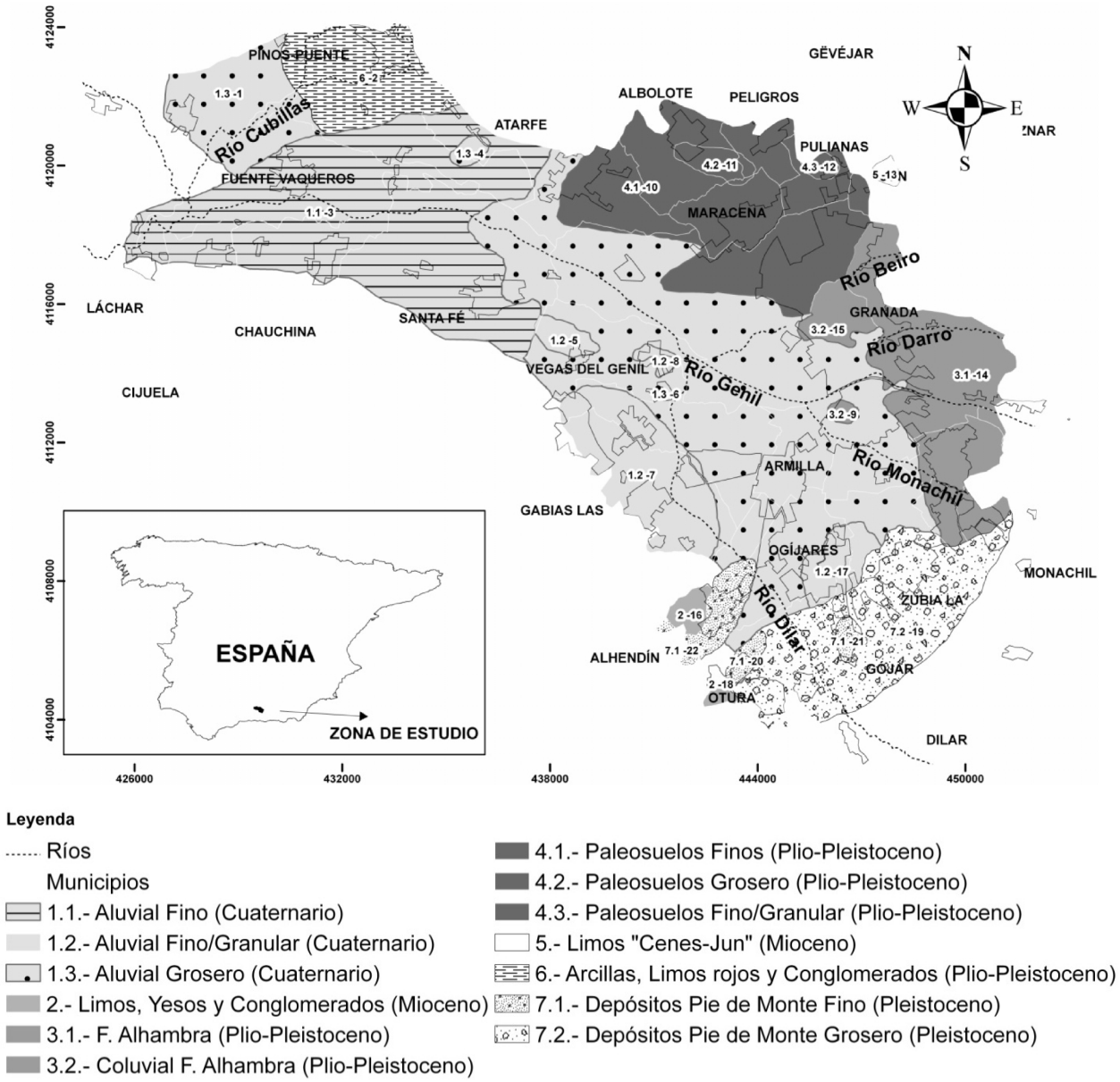

Figura 1 **- Mapa de situación y encuadre litológico.** ***(Lithological map and location of the study area.)*** **-Valverde-Palacios (2010)-**

Tabla 1- **Influencia de la magnitud del terremoto sobre la deformación volumétrica para arenas secas** ***(Scaling factors for effect of earthquake magnitude on cyclic stress ratio)*** **- Tokimatsu & Seed, 1987-**

Magnitud del Terremoto	Número representativo de ciclos a 0,65 τ_{max}	Ratio de deformación volumétrica
5 ¼	2-3	0.4
6	5	0.6
6 ¾	10	0.85
7 ½	15	1.0
8 ½	26	1.25

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han obtenido y cartografiado (Figura 2) los valores de $(N_1)_{60}$, V_s y $G_{máx}$ para el área metropolitana de Granada. Se han calculado y cuantificado los asientos máximos en cuatro poblaciones y zona NW de Granada. La V_s obtenidas para los materiales más someros (h<15) varían desde 249 m/s a 360 m/s en dirección NW-SE. Los $G_{máx}$ varían entre 12.212 y 23.000 T/m^2.

En las poblaciones estudiadas (Tabla 2) el espesor de la capa arenosa varía entre 0.5 y 12 m. Los asientos totales máximos oscilan entre 0.5 y 100 cm, siendo los de mayor rango los del sector de Atarfe. Los intervalos de valores de asentamientos estimados en las zonas urbanas analizadas son:

- Sector de Albolote. Los asientos previsibles varían entre 1 y 6 cm, dependiendo del espesor de la capa de arenas, con arcillas y/o limos, que se encuentra entre 0,5 y 2,5 cm. Los mayores asientos se prevén en el sector próximo a la margen derecha del río Juncaril y al NW del casco urbano. El asiento medio se puede establecer en unos 2,5 cm, el cual se considera no admisible tanto para luces de 5m como para 6m. No obstante, en este sector se han prescrito cimentaciones con gran capacidad de reparto y rigidez tipo zapata corrida, emparrillado o losa armada con catos no inferiores a 0,70 m, o incluso profundas en la mitad SE del polígono industrial Juncaril. Si bien, las profundidades a las que se localizan los niveles arenosos en los que pueden producirse asientos, en la mayoría de los casos pueden salvarse con la ejecución de un sótano, teniendo en cuenta que el nivel freático se encuentra en torno a 3 m.

- Sector de Atarfe. Los asientos previsibles son de consideración, entre 6 y 100 cm, ya que los espesores de las capas arenosas, con distinta proporción de finos arcillosos y/o limosos, varían entre 2,5 y 12 m. El mayor asiento se prevé en los materiales que se detectan en la ctra. Pinos Puente-Atarfe. Se han recomendado de forma generalizada cimentaciones profundas tipo pilotaje por la existencia de rellenos y sobre todo de materiales de muy baja competencia. Dichos asientos deberán tenerse en cuenta a la hora del dimensionamiento de los pilotes ya que pueden producir rozamientos negativos que incrementa la carga axil.

- Sector de Churriana de la Vega. Los asientos previsibles varían entre 1,4 y 2,4 cm, dependiendo del espesor de la capa de arenas bien o mal gradadas con matriz limosa, que se encuentra entre 1,0 y 1,5 cm. Se puede disponer cualquier tipo de cimentación directa. Si bien, los asientos máximos previsibles inducidos por un terremoto hacen desconfiar del tipo zapatas aisladas, no obstante, las profundidades a las que se localizan las capas arenosas pueden salvarse con la ejecución de un sótano y/o profundización de la cota de cimentación.

- Sector de Fuente Vaqueros. Los asientos previsibles son de consideración, entre 9 y 28 cm, ya que los espesores de las capas arenosas, con distinta proporción de finos arcillosos y/o limosos, varían entre 7 y 10 m. El mayor asiento se prevé en los materiales que se detectan en el sector SSE. Se han prescrito cimentaciones con gran capacidad de reparto y rigidez tipo losa armada con cato no inferior a 0,70 m. Si bien, las profundidades a las que se localizan las capas arenosas que pueden sufrir densificación varían entre 3 y 15 m, por lo que no pueden salvarse con la ejecución de un sótano y/o profundización de la cota de cimentación; además hay que contar con que el nivel freático se localiza a una profundidad en torno a 1,5 m. Por lo anterior, se recomienda disponer cimentaciones profundas tipo pilotaje. Dichos asientos por densificación deberán tenerse en cuenta a la hora del dimensionamiento de los pilotes ya que pueden producir rozamientos negativos que incrementa la carga axil.

- Sector de Granada-La Chana. Los valores de asientos previsibles por densificación varían entre 0,5 y 11 cm en niveles de arena que se localizan a profundidades variables entre 1 y 10 m. La cimentación recomendada es de tipo directo, a base zapatas corridas y/o losas armadas con catos no inferiores a 0,70 m. No obstante, los niveles susceptibles a sufrir cambios volumétricos se localizan hasta profundidades de 10 m, lo que conlleva la ejecución de uno a tres sótanos, dependiendo de las zonas; o bien, disponer cimentaciones profundas a base de pilotaje.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran, en las zonas estudiadas, importantes asentamientos previsibles que van desde 0,5 a 100 cm. La gran variación de esta deformación superficial permanente inducida por sismo, nos muestra la importancia de la necesidad de estudios detallados en las áreas urbanas de la Vega de Granada. En el pueblo de Atarfe, se han detectado las zonas más peligrosas, debido a la presencia de una capa de arena y limo de gran entidad (3-12 m), los asientos podría alcanzar de 6 a 100 cm, especialmente en el sector a lo largo de la carretera de Pinos Puente-Atarfe. Los rangos de valores de asentamientos estimados en las zonas urbanas analizadas son: Fuente Vaqueros (de 9 a 28 cm), Atarfe (de 6 a 100 cm), Albolote (1 a 6 cm), La Chana (0,5 a 11 cm) y Churriana (1,4 a 2,5 cm).

La cuantificación de asientos previsibles por densificación de capas areno-limosas, por acción dinámica producida por un sismo, es de gran importancia en la planificación del nuevo desarrollo urbano con el fin de establecer el tipo de construcción y de cimentación.

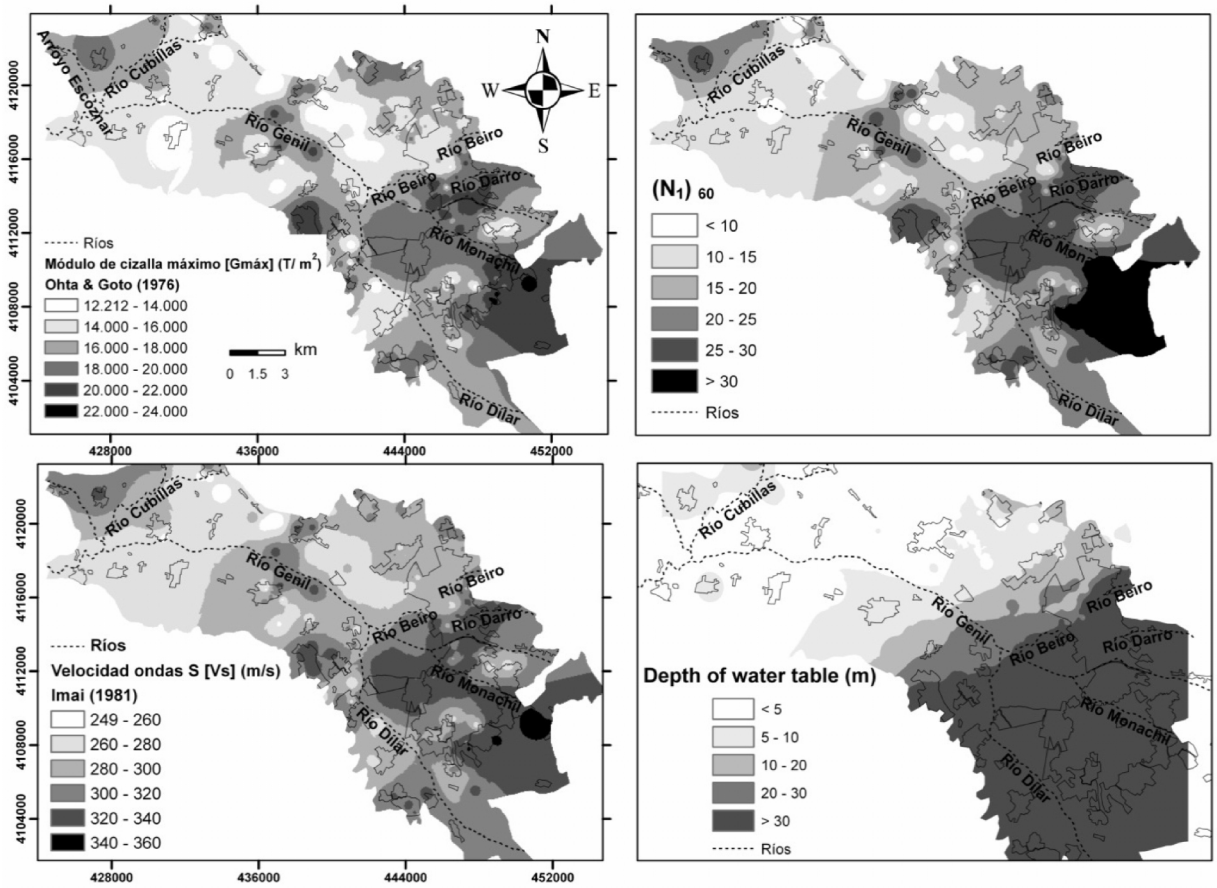

Figura 2* - Módulo de cizalla máximo (G_{max}), Velocidad de ondas de cizalla (V_S), N_{SPT} corregido –$(N_1)_{60}$ y profundidad de nivel freático en el área metropolitana de Granada.** ***(Maximum shear modulus (G_{max}), shear wave velocity (V_S), N_{SPT} corrected - $(N_1)_{60}$ and water table depth in the metropolitan area of Granada.)

Tabla 2*- Resumen de resultados, localización y propiedades de las capas arenosas, #200(%), porcentaje de la fracción fina que pasa por el tamiz nº 200 ASTM; φ°, ángulo de rozamiento interno *(Summary of results and location and properties of sandy layers (#200 %, percentage of fine fraction passing sieve nº 200 ASTM; Φ °, internal friction angle)

Localidad	Espesor de la capa (m)	Profundidad	Asiento previsible (cm)	USCS	Profundidad Nivel Freático (m)	#200 (%)	$(N_1)_{60}$	Φ (°)
Albolote	1.0	1.50-2.50	2-3	SC	12.0	37.47	15	30
	1.0	3.50-4.50	2-3	SC-SM	6.3	38.51	20	15
	2.5	5.50-8.00	3-5	SM	6.3	19.11	30	30
	0.5	1.50-2.00	1-1.5	SC-SM	4.4	43.90	19	30
	1.5	4.50-600	4-6	SM	4.4	24.20	10	30
Atarfe	7.5	8.50-16.00	20-75	SM	3.9	30.22	11	28
	3.0	5.00-8.00	6-25	SW-SM	6.0	30.22	13	29
	12.0	4.50-16.50	28-100	SM	4.8	18.50	12	29
Churriana de la Vega	1.0	7.00-8.00	1.4-2	SM	70.0	16.20	30	33
	1.5	1.50-3.00	1.8-2.4	SP	70.0	16.20	30	30
Fuente Vaqueros	10.0	5.00-15.00	9-27	SW-SM SP-SM	2.0	6.80	15	28
	7.0	3.00-10.00	18-28	SM	1.5	15.50	11	28
Granada-La Chana	0.5	1.00-1.50	0.5-1	SC	15	47	14	28
	0.6	2.30-2.90	0.6-1.2	SC	15	42	14	28
	2.5	5.0-7.50	2-6.5	SP-SC	15	11.3	15	25
	0.5	1.0-1.50	0.5-1.2	SC	15	45	12	25
	5.5	4.50-10.00	5-11	SC	19	38	30	28

5. REFERENCIAS

Díaz Rodríguez, J. A. (2006). Dinámica de Suelos. Mexico: limusa: Universidad Nacional Autónoma de Mexico. 322pp.

Imai, T. (1981). P- and S-wave velocities of the ground in Japan. Tokio: 9th International conference of soil mechanics and foundation engineering.

Kramer, S. L. (1996). Geotchnical Earthquake Engineering. New Jersey: Prentice-Hall.

Ohta, Y., & Goto, N. (1976). Estimation of s-wave velocity in terms of characteristic indices of soil. Butsuri-Tanko **29:4**, 34-41.

Pyke, R., Seed, H. B., & Chan, K. (1975). Settlement of sand under multidirectional shaking. *Journal of Geotechnical Engineering Division* **101:4**, 379-98.

Tokimatsu, K., & Seed, H. B. (1987). Evaluation of settlements in sands due to earthquake shaking. Journal of Geotechnical Engineering **113:8**, 861-878.

Valverde-Palacios, I. (2010). Cimentaciones de edificios en condiciones estáticas y dinámicas. Casos de estudio al W de la ciudad de Granada. Universidad de Granada (España). *Tesis Doctoral*.

Evaluación de estructuras seleccionadas en la Depresión Intermedia como posibles almacenes de CO2. Estudios preliminares: modelización gravimétrica 3D

Assessment of Depresion Intermedia structures as potential CO2 storage sites. Preliminary studies: 3D gravimetric modelling

García-Lobón J. L. [(1)], Ayala C. [(1)], Rubio F. M. [(1)], Rey-Moral C. [(1)], Reguera I. [(1)], Ibarra P. [(1)] y Bernat M. [(1)]
[(1)]Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003. Madrid. jl.garcia@igme.es

SUMMARY

In order to reduce greenhouse gas emissions, options for CO_2 geological storage are currently being investigated in many countries. The Geological Survey of Spain (IGME) within the framework of a large Program of evaluation and characterization of Spanish areas for CO_2 storage, has established general criteria for selection of favourable formations for CO_2 storage at regional scale, and thereafter, a shortlist of detailed areas was established based upon appropriate tectonic environment, structure and sedimentary fill thickness characteristic (reservoir quality and capacity-safe seal) and socioeconomic impact. One of these areas is La Rambla-Zafra de Záncara anticline Complex, located within the Depresion Intermedia Basin (also known as Loranca Basin). In the Complex area some old disperse seismic network and deep oil exploration boreholes are available, and allow an initial delineation of the subsurface structure of the Complex. In order to improve this delineation and to build consistent 3D models of the anticline Complex, a gravity survey (2 points/ km^2) and 50 magnetotelluric stations were acquired in the area. Rock sampling has also been done in order to determine the petrophysical parameters of the geological formations. Within the anticline Complex, the most plausible CO_2 storage site corresponds to the Buntsandstein sandstones and conglomerates and the Muschelkalk limestones with the Keuper shales/evaporates as a seal. Stochastic gravity inversion validates and extends significantly the known seismic former information, providing a final 3D model with the depth and the shape of the anticline traps of La Rambla and Zafra de Záncara, where new storage targets have been delineated. 3D mapped geometry together with the petrophysical data (CO_2 density, porosity and permeability estimates) give a total storage estimated capacity of the Complex around 70 MTm CO_2.

1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Ante el reto de la mitigación de los efectos de las emisiones de CO_2, dentro de su programa de Geología del subsuelo y Almacenamiento geológico de CO_2, el IGME ha establecido criterios generales para la selección de formaciones seguras como almacén de CO_2 a escala regional, seleccionando una serie de zonas favorables en función de sus características tectónicas, estructura y espesor del relleno sedimentario, calidad y capacidad del almacén y seguridad del sello, e impacto socieconómico (García Lobón, et al, 2011). Una de las zonas seleccionadas en una primera fase fue El Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara, situado en la mitad sur-meridional de la Depresión Intermedia (o Cuenca de Loranca), entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (figura 1).

El interés del Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara reside en que alberga estructuras con buena capacidad potencial y sello aceptable, y aunque se encuentran cartografiadas de manera incompleta mediante antiguas campañas petroleras de sísmica de reflexión, a partir de las cuales se pueden construir modelos 3D iniciales, verosímiles pero incompletos, su cartografía de subsuelo puede ser mejorada mediante métodos geofísicos mucho más económicos que el sísmico. Con este objetivo, se ha llevado a cabo una campaña de gravimetría de detalle (2 puntos por km^2), 50 estaciones de magnetotelúrica (MT); y una toma de muestras de las principales unidades a estudiar con el fin de determinar sus parámetros físicos, densidad, porosidad, etc, necesarios para la modelización 3D. En el Complejo estructural, se desean caracterizar dos grupos de formaciones como posibles pares almacén/sello: areniscas del Buntsandstein-carbonatos del Muschelkalk como reservorio, cuyo sello estaría formado por los materiales arcillosos y evaporíticos del Keuper; y las calizas fracturadas del Jurásico Inferior con sello en niveles margosos también del Jurásico y las intercalaciones de yesos, margas y arcillas del Terciario.

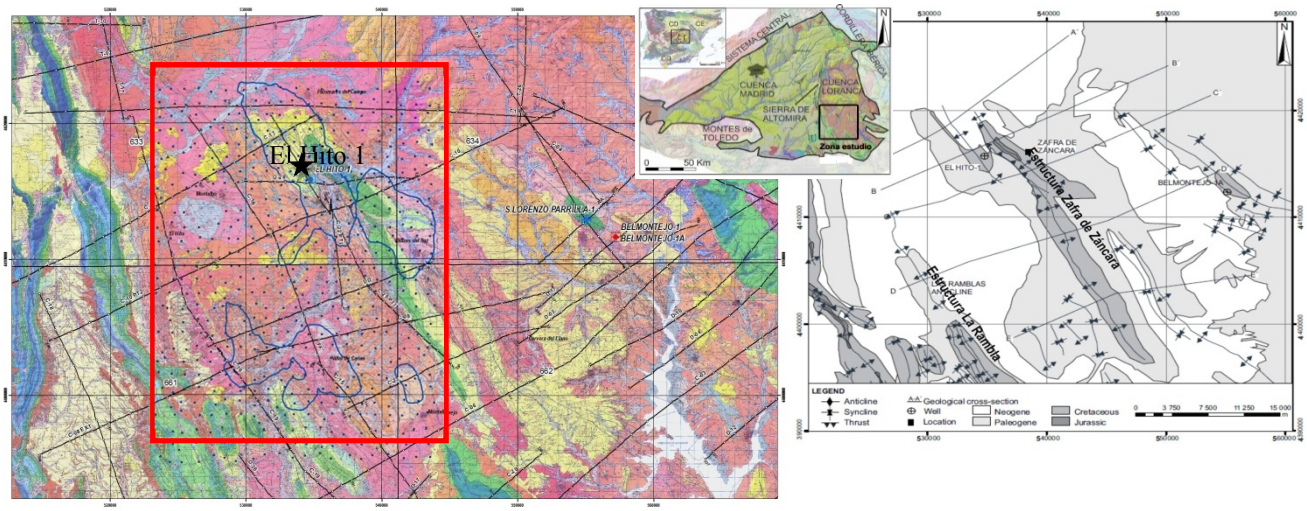

Figura 1 - El Complejo de La Rambla-Zafra de Záncara. Izquierda: cartografía Magna (hojas 633, 634, 661 y 662) con posición de líneas sísmicas (en rojo: área de modelación 3D, con cierres de los almacenes de la figura 4). Derecha: esquema estructural.

2. MODELIZACIÓN 3D DEL COMPLEJO ESTRUCTURAL DE LA RAMBLA-ZAFRA DE ZÁNCARA: PROCESO Y RESULTADOS

El modelo geométrico 3D inicial del Complejo estructural de La Rambla-Zafra de Záncara se construyó a partir de 9 cortes geológicos, construidos ad-hoc, y 15 líneas sísmicas de origen petrolero (se usó 3D-Geomodeller; Calcagno, et al, 2008). Los cortes (un ejemplo se ve en la figura 2) se han realizado a partir de la cartografía geológica y datos estructurales de la serie Magna (buzamientos, fallas) de las Superficies de Referencia del Modelo de Subsuelo (SRMS: techos y muros de las formaciones geológicas de interés, figura 2), según revisión 3D con ortoimagen y MDT de detalle. Los datos geofísicos de subsuelo (sísmicos y MT) definen los espesores estratigráficos y estructura de los cortes en profundidad.

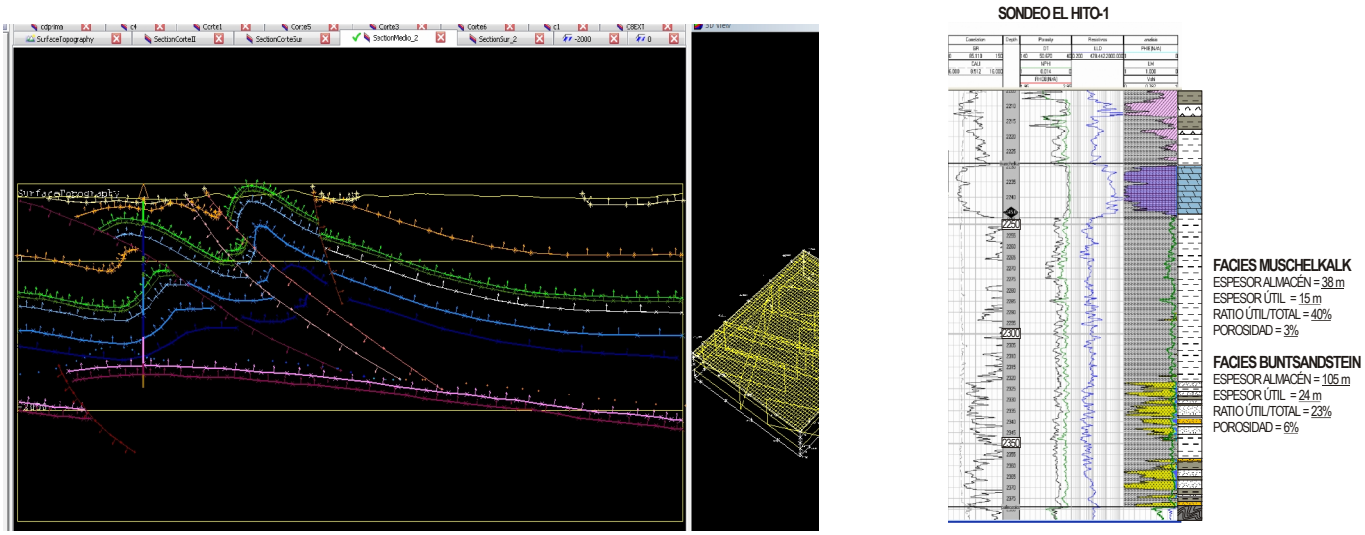

Figura 2 - Vista de un corte geológico en 3D Geomodeller (izquierda). Se representan a color las SRMS (techo del Paleozoico, techo del Bunt+ Muschelkalk, techo del Keuper, techo de la Fm. Cuevas Labradas, techo del Jurásico Medio, base de la Fm. Utrillas, techo de la Fm. Sierra de Utiel y Base del Cenozoico), y sondeo de petróleo El Hito 1 (proyectado). Centro: panel de cortes. A la derecha: datos petrofísicos según testificaciones de El Hito 1.

La construcción del modelo geométrico 3D inicial con Geomodeller es un proceso laborioso de ensayo y verificación, con corrección sistemática de errores ya que la topología de todos los elementos del modelo debe ser consistente (pe, relaciones de corte entre fallas y extensión de las mismas, intersecciones consistentes de cortes y secciones, proyección de sondeos, etc; Calcagno, et al, 2008). Una vez construido un modelo inicial 3D sin errores topológicos, se calcula una primera respuesta gravimétrica del modelo (*forward modeling*). La anomalía calculada (figura 3) es función de la geometría del modelo y del perfil de densidades de su pila estratigráfica. A continuación se procede al análisis de los desajustes entre la anomalía medida (figura 3) y la calculada, y a la revisión y corrección de los más notorios (pe, mediante retoques de espesores de cobertera o profundidad de basamento en algunos cortes). A partir del modelo 3D "revisado", los modelos finales se obtuvieron por Inversión estocástica de datos gravimétricos (Guillen et al., 2008), que trata de ajustar la respuesta del modelo inicial 3D a la anomalía gravimétrica observada. Durante la inversión se permiten modificaciones de la densidad de hasta +/- 0.01 g/cm^3 y de hasta un 5% de la geometría.

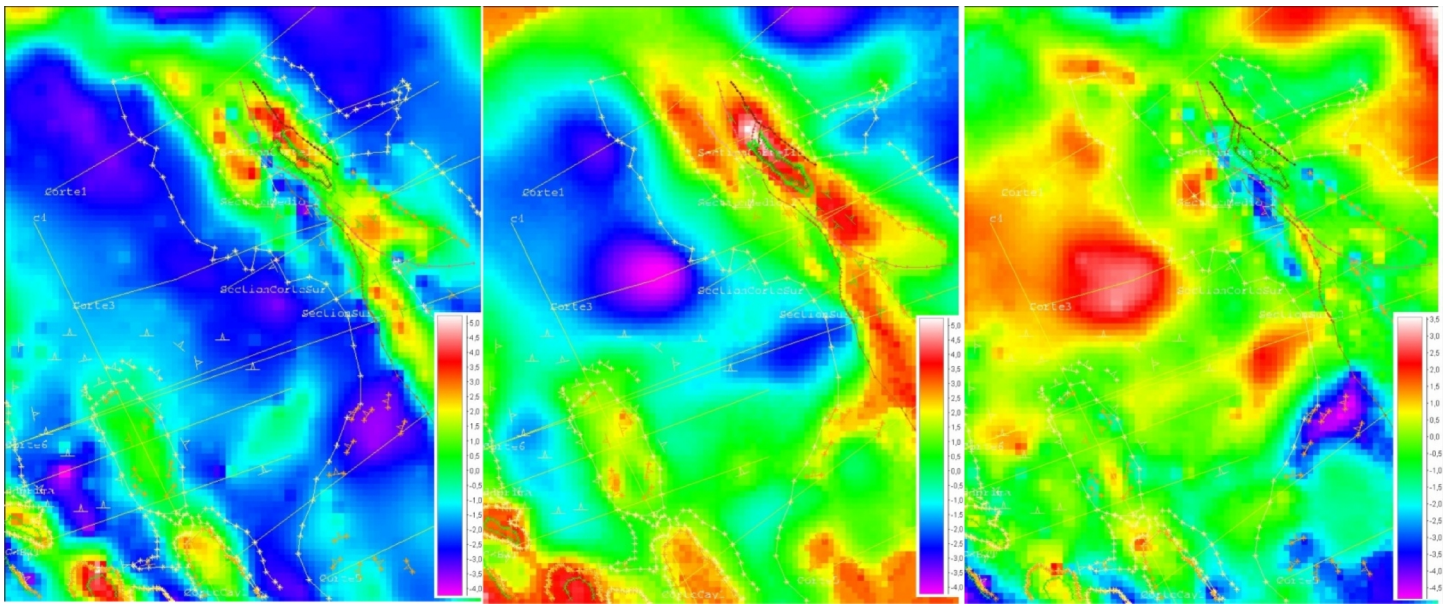

Figura 3 - Resultados de la inversión gravimétrica. Izquierda: anomalía residual observada. Centro: anomalía gravimétrica residual calculada a partir de la inversión del modelo inicial 3D. Derecha: mapa de diferencias entre la anomalía residual observada y la calculada, después de la inversión (el 80% es inferior a +-2mGal).

El impacto de la inversión gravimétrica en la modificación de la geometría del modelo inicial, se representa en la figura 4 donde se observa que en los cortes iniciales (figura 4, arriba a la izquierda), la estructura del anticlinal de basamento del área de La Rambla es bastante laxa, existiendo por tanto, poca altura en la estructura-trampa inicial al Buntsandstein+Muschelkalk. La intensidad de la anomalía de Bouguer positiva sobre la estructura exige un exceso de masa en el área, y por tanto una elevación (además del Jurásico) del basamento paleozoico, y la trampa al Muschelkalk desplegada por el modelo 3D Geomodeller final.

Los modelos finales obtenidos con 3D Geomodeller se han exportado a Gocad (figura 4, derecha). Ello es necesario para llevar a cabo el análisis de la estructura geológica 3D y de los cierres obtenidos en los sectores estudiados, realizando un último ajuste de las fallas y horizontes, y para integrar los datos petrofísicos disponibles, y proceder a los cálculos de las reservas de los reservorios en función de volúmenes, porosidades, y densidad de CO_2. Gocad permite la modelación 3D de propiedades físicas del reservorio (densidad, porosidad, etc), facilitando la determinación de capacidades según los cierres adoptados.

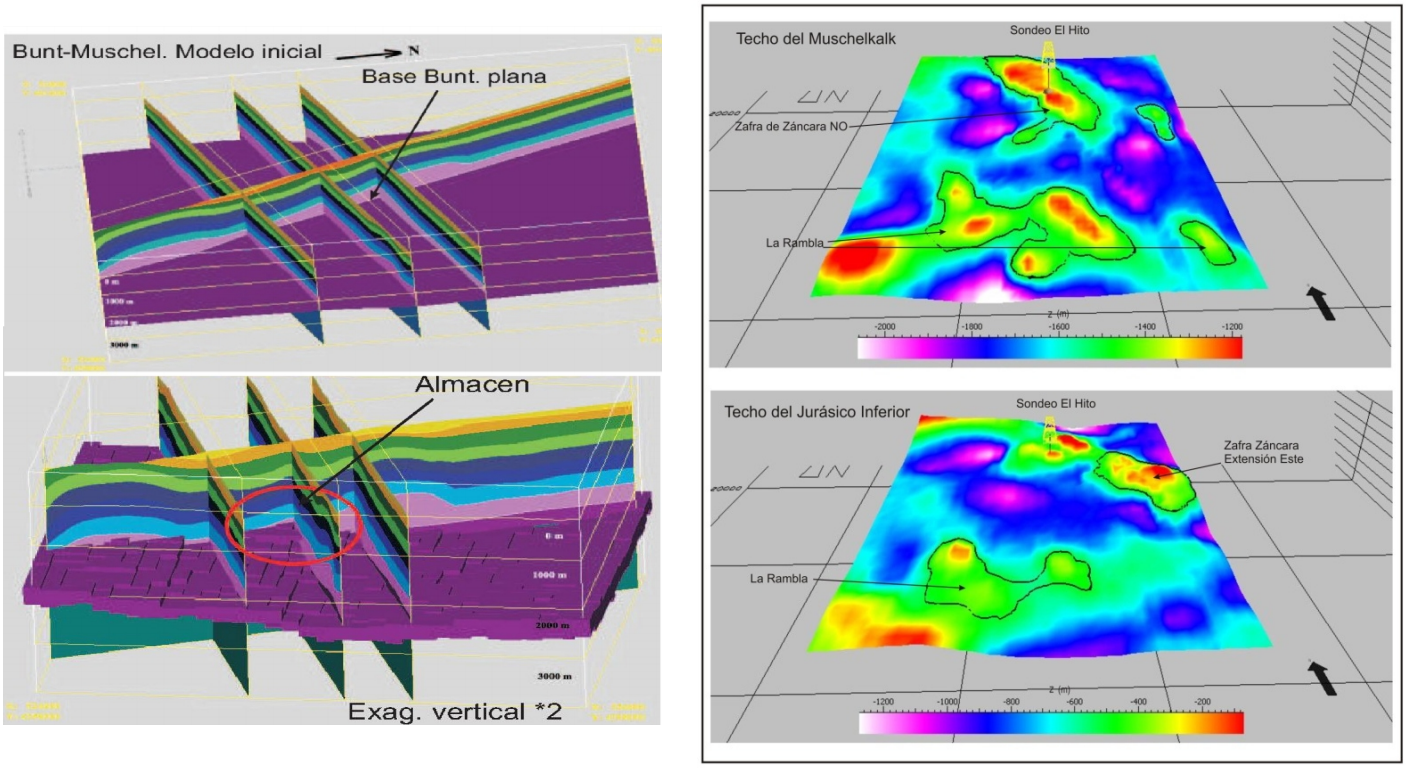

Figura 4 - Izquierda: detalle del modelo 3D Geomodeller en La Rambla: comparación de geometrías de estructura del área de la Rambla antes (arriba) y después de la inversión gravimétrica. Derecha: modelo gOcad, con indicación de cierres anticlinales al Bunt+Muschelkalk y Jurásico Inferior de los almacenes estudiados.

En el mapa de isobatas del techo del almacén Buntsandstein+Muschelkalk de la figura 4 (derecha), la profundidad del techo del Muschelkalk (cota nivel del mar) se sitúa, aproximadamente, entre unos -1100 m y -2200 m. Los altos estructurales correspondientes a los almacenes definidos (La Rambla, Zafra de Záncara) se marcan claramente dentro del mapa de isobatas. Los almacenes vienen cerrados por la profundidad de la isobata -1500 msnm, tanto en la estructura de Zafra de Záncara NO como en la estructura de La Rambla (en la que son discernibles hasta 5 altos estructurales), con una altura de trampa de unos 300 m.

En cuanto a las isobatas del techo del Jurásico Inferior (figura 4), situadas entre, aproximadamente, 0 y -1200 m (snm), delinean cierres en la isobata -500 m en la estructura de La Rambla y en la "Extensión SE" de la estructura de Zafra de Záncara NO. El techo del almacén (0 a -200 m snm) se encuentra a algo más de 800 m de profundidad, relativamente próximo por tanto a la profundidad de CO_2 supercrítico.

El espesor bruto medio de los reservorios resultantes de la inversión del modelo 3D es, según los datos estadísticos suministrados por el programa de inversión estocástica:

a) Unos 200 m para el Buntsandstein-Muschelkalk, cuyo techo se encuentra a una profundidad de unos 2000-2100 m bajo cota topográfica en La Rambla y Zafra de Záncara NO (-1200 m snm), y,

b) Unos 350 m para el Jurásico Inferior (techo a unos 800-1000 m bajo cota topográfica, 0 a -200 msnm, figura 4). Los sellos respectivos se encuentran en los materiales arcillosos y evaporíticos del Keuper (con unos 400-700 m de espesor), y los niveles margosos del Jurásico Inferior (con el terciario como sello secundario).

El resumen de la geometría de los almacenes cartografiados se presenta en la siguiente tabla:

Geometría y Petrofísica Almacén	Bunt-Muschelkalk La Rambla	Bunt-Muschelkalk Zafra Záncara NO		Jurásico Inferior	
		Modelo 3D gOcad	Sólo sísmica	Zafra Záncara	La Rambla
Profundidad techo (m)	2100	2050	2100	800	1000
Espesor (m)	200	200	200	350	350
Altura trampa (m)	250	300	250	500	300
Cota cierre (m snm)	-1500	-1500	-1500	-500	-500
Área de cierre (km^2)	37.0	54.5	43.7	28.0	24.0
Porosidad (%)	6.2	5.8	5.8	2.0	2.0
Densidad CO2 (kg/m^3)	650	660	665	600	550
Capacidad* (Mt)	7.6	26.0	21.5	7.5	7.0

Tabla 1 - Características geométricas generales de los 4 almacenes geológicos del Complejo anticlinal de La Rambla-Zafra de Záncara según los mapas de isobatas derivados de los modelos 3D gOcad obtenidos. *La capacidad es el producto de volumen neto*densidad del CO2*porosidad*factor de eficiencia. El Volumen neto es el producto Área cierre*Espesor efectivo, corregido por un factor geométrico empírico derivado del ratio anchura/altura del anticlinal. El factor de eficiencia representa la fracción de poros del almacén que puede ser rellenado de CO_2 (libre o disuelto). Como Rule of thumb, para almacenes de calidad media como los considerados en este trabajo, el factor de eficiencia de almacenamiento en trampas estructurales cerradas, sin barreras impermeables próximas, puede estar aproximadamente en un rango entre el 10% y 20%. Se ha usado el 15%.

En la tabla 1, en el caso de la estructura Zafra de Záncara NO se comparan geometrías derivadas de los modelos de isobatas gravimétrico y sísmico. En Zafra de Záncara NO las estructuras sísmica y gravimétrica son bastante similares en cuanto a geometría, como lógicamente debía ocurrir según las características del proceso de inversión estocástica, si bien la gravimétrica es ligeramente más laxa y uniforme (anticlinal más regular), de mayor superficie y más próxima a la superficie (entre 50 y 100 m). Es decir, según el perfil de densidades, el modelo sísmico presenta un ligero déficit de masa, que es corregido en el proceso de inversión gravimétrica.

Algo mayores son las diferencias entre los modelos sísmicos y gravimétricos en la zona de La Rambla, pues aquí el déficit de masa sugerido por los datos gravimétricos es más intenso que en Zafra de Záncara. Hay que tener en cuenta que la cobertura símica en La Rambla es bastante menor que Zafra de Záncara (figura 1), por lo que estas discrepancias pudieran no ser importantes (en realidad, las isobatas sísmicas sugieren la existencia de estructuras semiabiertas en la zona de La Rambla; los cierres son definidos por la gravimetría). Las diferencias más notables entre los modelos sísmicos y gravimétricos se producen al SE de Zafra de Záncara NO: aquí el proceso de inversión sugiere la presencia de un pequeño cierre al Buntsandstein-Muschelkalk, en una zona donde la cobertura sísmica es prácticamente nula. La estructura del Jurásico Inferior apenas si tiene cobertura sísmica, por lo que su cartografía puede considerarse exclusivamente gravimétrica.

3. CONCLUSIONES

El proceso de inversión gravimétrica estocástica ha permitido validar y extender de manera relevante el modelo sísmico inicial de los anticlinales de La Rambla y Zafra de Záncara (El Hito-1), obteniéndose un modelo final donde se observa la morfología 3D de del Complejo y de las estructuras citadas y proporcionando nuevos objetivos de almacenamiento dentro de su esquema de pares formación almacén/sello, con una capacidad total estimada de 70 MTm. Es importante destacar que los trabajos metodológicos descritos en esta comunicación se han dirigido:

-Al aprovechamiento integral y consistente de la información estructural y de subsuelo disponible, mediante la construcción de modelos geológicos 3D previos.

-Al diseño y ejecución de campañas para la adquisición de nuevos datos geofísicos que traten de resolver la problemática de validación planteada en tales modelos iniciales, sin costes excesivos.

Los aspectos metodológicos novedosos residen en la integración completa de toda la información (geología, cortes estructurales, sondeos, fuentes geofísicas diversas) en un modelo 3D con métodos específicos y software especializado (Geomodeller, gOcad), con todas las ventajas (y dificultades) que ello conlleva; y en el afino y validación del modelo mediante inversión gravimétrica 3D (también en el mismo entorno proporcionado por 3D Geomodeller). La falta de densidad y calidad de la sísmica disponible, se ha subsanado con la adquisición de datos geofísicos nuevos, con los que se ha pretendido hacer hincapié en ensayar metodologías alternativas, sencillas y baratas, para la realización de estudios geológicos sistemáticos del subsuelo, en función de las características e información disponible en cada zona.

4. REFERENCIAS

Calcagno, P., Courrioux, G., Guillen, A., Chilès, J.-P., 2008. Geological modeling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. Physics of the earth and planetary interiors, 171: 147–157.

García Lobón, J. L., Reguera García, M. I., Juliana Martín León, Rey Moral, C., Berrezueta Alvarado, E. R., y Pérez Ortiz, I. (2011). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el Almacenamiento geológico de CO2 en España. Resumen ejecutivo (2009-2010). Informe Archivo Documental IGME, SID nº 64.055, 75 p.

Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A., Ledru, P., 2008. Geological modeling from field data and geological knowledge, Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. Physics of the Earth and Planetary Interiors 171: 158–169

Un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural en las series temporales magnetotelúricas

A new method to identify cultural noise sources in magnetotelluric time-series.

Escalas, M.[(1)] , Queralt, P. [(1)], Ledo, J. [(1)], Marcuello, A. [(1)]
[(1)]Institut de Recerca Geomodels - Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
c/Martí i Franquès s/n, 08028, Barcelona. lenaescalas@ub.edu

SUMMARY
Magnetotelluric (MT) data acquired nearby industrialized, urban or farming areas are contaminated by man-made electromagnetic (EM) signals. The detection and characterization of the artificial EM sources which generate this cultural noise is crucial to identify and remove noisy data. We propose a new method to identify cultural noise sources: the polarization analysis of the MT time-series in the time-frequency domain, using a wavelet scheme. The polarization attributes of an EM signal are related to its source. Thereby, they make possible to distinguish between natural and artificial signal. The time-dependence of the method takes into account the non-stationary character of both signals. We have developed an algorithm to implement the proposed method; it has been tested successfully with synthetic and field data.

1. INTRODUCCIÓN

Los datos magnetotelúricos (MT) adquiridos en las proximidades de zonas industrializadas, urbanas o agrícolas están contaminados por señales electromagnéticas (EM) originadas por el hombre. La detección y caracterización de las fuentes EM que generan dicho "ruido cultural" es crucial para identificar y eliminar los datos de baja calidad. Los métodos más usuales de procesado de datos MT, basados en la referencia remota (Gamble et al., 1979) y en esquemas robustos (Egbert y Booker, 1986) pueden proporcionar resultados erróneos en algunos casos, ya que el ruido cultural suele estar altamente correlacionado entre el site de medida y el de referencia.

El ruido cultural puede ser activo o pasivo, dependiendo de su fuente (Szarka, 1988). El presente estudio se centra en el ruido activo, creado por fuentes que producen corrientes EM parásitas en la Tierra (centrales eléctricas, líneas de transmisión eléctrica, trenes eléctricos, sistemas anticorrosivos en tuberías, vallas electrificadas, etc).

La mayoría de las fuentes de ruido cultural se encuentran fijadas en el espacio, y por tanto la señal EM artificial que generan está habitualmente polarizada. En cambio, la señal MT natural en general no está polarizada en ninguna dirección preferencial debido a su gran variedad de fuentes (Zonge y Hughes, 1991). En este trabajo proponemos un nuevo método para identificar las fuentes de ruido cultural, basado en el distinto estado de polarización que presentan la señal natural y la artificial. El método se ha desarrollado en el dominio tiempo-frecuencia, teniendo el cuenta el carácter no estacionario de ambas señales.

2. METODOLOGÍA

Una señal rotatoria polarizada elípticamente, S(t), de componentes ortogonales (S_{NS}, S_{EW}), se describe mediante los siguientes parámetros geométricos (Figura 1):

θ : ángulo de polarización, $\theta \in [-\pi/2, \pi/2]$
ε : elipticidad, $\varepsilon = r / R$, $\varepsilon \in [0,1]$
ΔΦ: diferencia de fase entre sus componentes,
$\Delta\Phi = \Phi_{EW} - \Phi_{NS}$, $\Delta\Phi \in [-\pi, \pi]$

Diallo et al. (2006) definieron dichos atributos de polarización en el dominio tiempo-frecuencia en términos de una transformada wavelet contínua (CWT). El método se basa en la construcción de una nueva señal compleja, Z(t), a partir de las componentes ortogonales de S(t), de manera que $Z(t)=S_{EW}(t)+i\cdot S_{NS}(t)$. Los atributos de polarización de la señal se obtienen considerando la parte progresiva y la regresiva de la CWT.

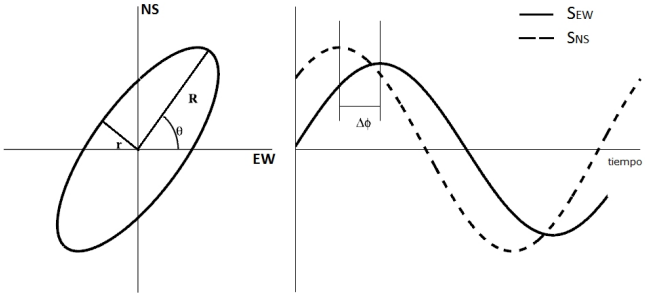

Figura 1* – Elipse de polarización asociada a la señal S(t) y sus parámetros geométricos - Componentes ortogonales de la señal y su diferencia de fase.** ***(Polarization ellipse associated to the signal S(t) and its geometric parameters - Orthogonal components of the signal and their phase difference).

En el presente trabajo hemos aplicado dicho esquema al análisis de la señal MT. Hemos desarrollado un algoritmo en Matlab que permite obtener los atributos de polarización de las series temporales del campo eléctrico y campo magnético en el dominio tiempo-frecuencia. El funcionamiento del código ha sido evaluado con señales sintéticas y con datos de campo.

3. RESULTADOS CON DATOS SINTÉTICOS

En primer lugar, se han evaluado las respuestas del algoritmo aplicándolo al análisis de numerosas señales sintéticas, que presentan atributos de polarización variables con el tiempo y la frecuencia. Los componentes de dichas señales son ortogonales (NS y EW) y de forma sinusoidal:

$$S_{NS}(t) = R_{NS} \cdot \sin(2\pi f_{NS} t + \phi_{NS}) \quad (1)$$

$$S_{EW}(t) = R_{EW} \cdot \sin(2\pi f_{EW} t + \phi_{EW}) \quad (2)$$

donde (R_{NS}, R_{EW}) son las amplitudes, (f_{NS}, f_{EW}) las frecuencias de cada componente y (Φ_{NS}, Φ_{EW}) su fase correspondiente. A continuación mostramos un ejemplo ilustrativo. La señal sintética analizada se define de la siguiente manera:

$0s \le t < 0.8s$: $S_{NS} = 8\cdot \sin(2\pi 10t)$, $S_{EW} = 5\cdot\sin(2\pi 10t)$,
$0.8s \le t < 1.5s$: $S_{NS} = 5\cdot \sin(2\pi 5t)$, $S_{EW} = 8\cdot\sin(2\pi 5t)$,
$1.5s \le t < 2.35s$: $S_{NS} = 8\cdot \sin(2\pi 10t)$, $S_{EW} = 8\cdot\sin(2\pi 10t + \pi/2)$,
$2.35 \le t \le 3.5s$: $S_{NS} = 8\cdot [\sin(2\pi 5t) + \sin(2\pi 10t)]$,
$S_{EW} = 8\cdot\sin(2\pi 5t)$. (3)

La señal compleja Z(t) correspondiente y sus atributos de polarización se muestra en la Figura 2.

Entre 0s y 0.8s el ángulo de polarización obtenido mediante el algoritmo es de 58º para los 10Hz. La elipticidad y la diferencia de fase son prácticamente nulos, indicando que se trata de una señal linealmente polarizada con sus componentes en fase.

Entre 0.8s y 1.5s, la frecuencia de la señal cambia a 5Hz, y su ángulo de polarización es de 32º. La elipticidad y la diferencia de fase permanecen nulas.

En el tercer intervalo, entre 1.35s y 2.35s, la señal pasa a estar circularmente polarizada a los 10Hz: la elipticidad es la unidad, la diferencia de fase entre sus componentes es de 90º y el ángulo de polarización está indefinido, adquiere todos los valores posibles.

Entre 2.35s y 3.50s la señal presenta dos frecuencias, 5Hz y 10Hz. Para ambas frecuencias la elipticidad es nula, la señal está linealmente polarizada. A los 5Hz el ángulo de polarización es de 32º y no hay diferencia de fase entre sus componentes. A los 10Hz el ángulo de polarización es de ± 90º y la diferencia de fase no está definida, ya que dicha frecuencia solamente está presente en la componente NS de la señal.

Los valores obtenidos meditante el algoritmo son los esperados en cada intervalo según la definición de la señal. El ángulo de polarización teórico se puede calcular para cada frecuencia a partir de la amplitud de las componentes de la señal:

$$\theta_T = \arctan (R_{NS}/R_{EW}) \quad (3)$$

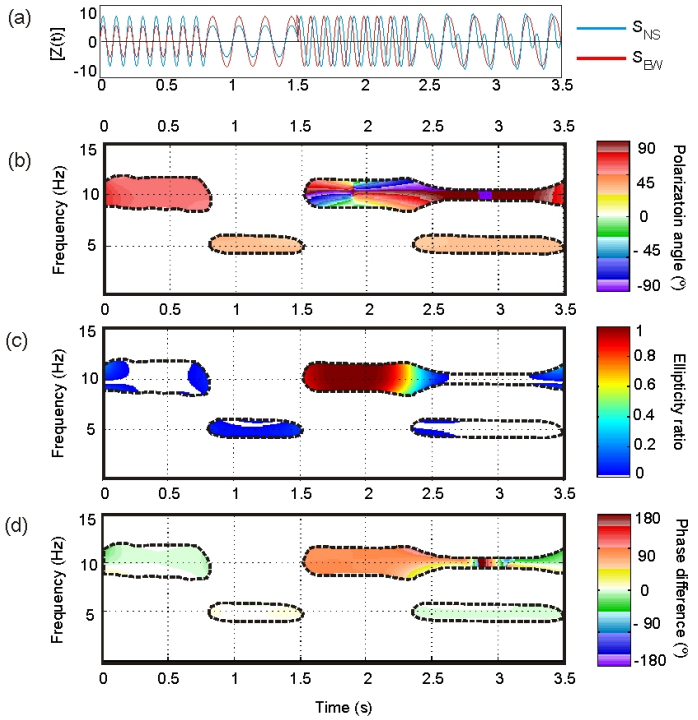

Figura 2. **Señal sintética. a) componentes, b) ángulo de polarización, c) elipticidad, d) diferencia de fase.** ***(Synthetic signal. a) components, b)polarization angle, c)ellipticity ratio, d)phase difference.)***

4. RESULTADOS CON DATOS DE CAMPO

Con la intención de evaluar el funcionamiento del nuevo algoritmo con datos de campo, se llevó a cabo un experimento en Hontomín, la Planta de Desarrollo Tecnológico para el almacenamiento geológico de CO_2 en España. Se contaminaron series temporales MT con la señal artificial generada mediante una fuente de ruido conocida. Los datos MT se adquirieron en 14 sites aproximadamente equidistantes, a lo largo de un perfil NS de 2.8 km. La fuente de ruido artificial consistió en 2 dipolos eléctricos horizontales, de 780m y 960m, orientados en las direcciones NS y EW, respectivamente. La Figura 3 muestra la localización del perfil MT y de los dipolos de la fuente. Dichos dipolos se alimentaron mediante una fuente de corriente, que permitió transmitir señal de 18 frecuencias discretas, en el intervalo entre 0.0833Hz y 32 Hz. En la Tabla 1 se indican las sucesivas frecuencias de la señal artificial. Su intensidad se mantuvo entre 3A y 4A, por tanto el momento dipolar de la fuente fue entorno a los 2730 A·m (NS) y 3360 A·m (EW).



Figura 3. **Hontomín. Localización del perfil MT y de los dipolos de la fuente.** ***(Hontomín site. Location of the MT profile and the dipole sources.)***

Tabla 1 **– Frecuencia y duración de la señal transmitida mediante la fuente controlada.** ***(Frequency and duration of the signal transmitted from the controlled source)***

Frecuencia (Hz)	Duración (min)
32.000	1
21.333	1
16.000	1
10.667	1
8.000	1
5.333	1
4.000	1
2.667	1
2.000	1
1.333	1
1.000	1
0.667	2
0.500	2
0.333	3
0.250	4
0.167	6
0.125	9
0.083	12

A continuación se muestran algunos de los resultados obtenidos en el site 23, durante la emisión de señal mediante el dipolo EW de la fuente. El escalograma de la componente NS del campo eléctrico se muestra en la Figura 4. La señal artificial se identifica fácilmente a causa de su forma de escalera, debido a que su frecuencia disminuye consecutivamente. Los múltiples de la señal aparecen con menor densidad de potencia espectral. El resto de la señal que se observa corresponde a la señal MT natural.

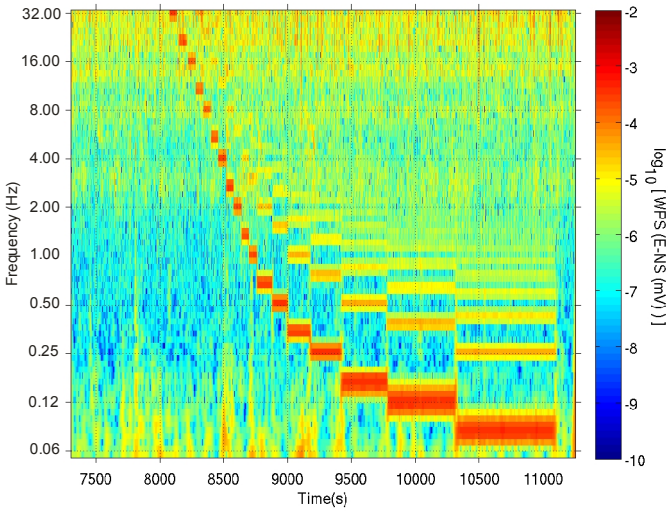

Figura 4. **Site 23. Escalograma de la componente NS del campo eléctrico.** *(Site 23. Scalogram of the NS component of the electric field.)*

La figura 5 muestra el ángulo de polarización del campo eléctrico. Adquiere valores constantes para la señal artificial, mientras que adquiere valores aleatorios para la señal MT natural.

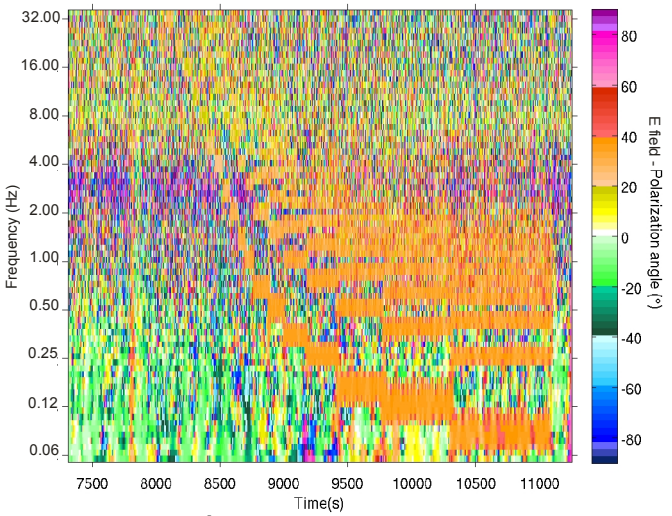

Figura 5. **Site 23. Ángulo de polarización del campo eléctrico.** *(Site 23. Polarization angle of the electric field.)*

El ángulo de polarización del campo magnético se muestra en la Figura 6. Su comportamiento es análogo al del campo eléctrico: la señal artificial presenta un ángulo de polarización constante, en contraste con la señal natural.

La Figura 7 muestra la elipticidad del campo eléctrico. La señal artificial aparece prácticamente polarizada linealmente (su elipticidad es siempre menor que 0.1), en contraste con la señal MT natural, que presenta una polarización variable. La diferencia de fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico se muestra en la Figura 8. Nuevamente, la señal emitida mediante la fuente controlada presenta un comportamiento prácticamente constante.

El análisis de los datos MT adquiridos en todos los sites muestra que la señal artificial emitida por la fuente de ruido controlada se detecta en cada site tanto en las series temporales de campo eléctrico como en las de campo magnético. La señal MT natural se detecta no polarizada en ninguna dirección preferente, y presenta una diferencia de fase aleatoria entre sus componentes ortogonales. En cambio, la señal artificial presenta unos atributos de polarización específicos, que dependen de la posición del site a lo largo del perfil y de la orientación del dipolo de la fuente. Los valores obtenidos en cada site para cada configuración de la fuente (NS y EW) son los esperados, teniendo en cuenta la distancia entre ellos y la orientación de los dipolos eléctricos horizontales. El análisis conjunto de los atributos de polarización de las series temporales de campo eléctrico y magnético ha permitido caracterizar las propiedades y la localización de la fuente controlada.

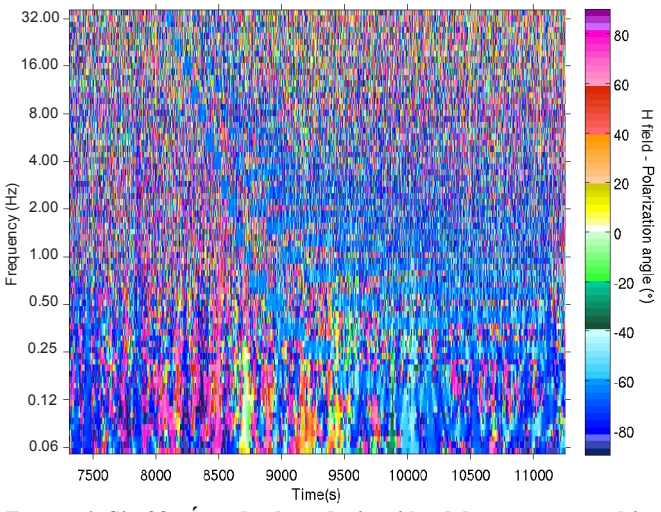

Figura 6. **Site23. Ángulo de polarización del campo magnético.** *(Site 23. Polarization angle of the magnetic field.)*

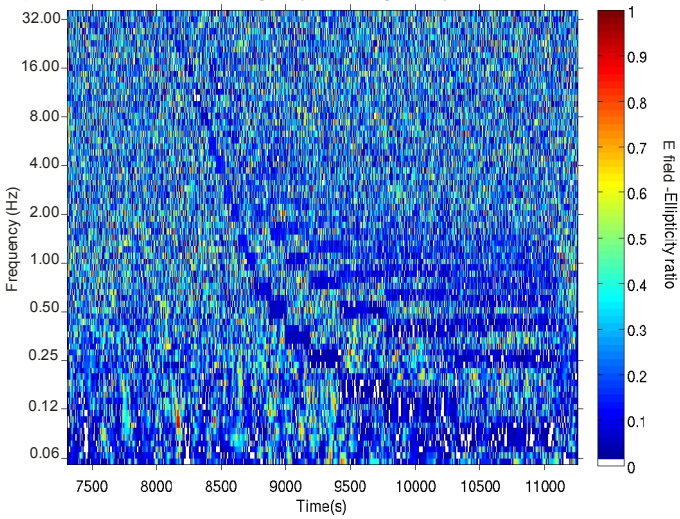

Figura 7. **Site 23. Elipticidad del campo eléctrico.** ***(Site 23. Ellipticiy ratio of the electric field.)***

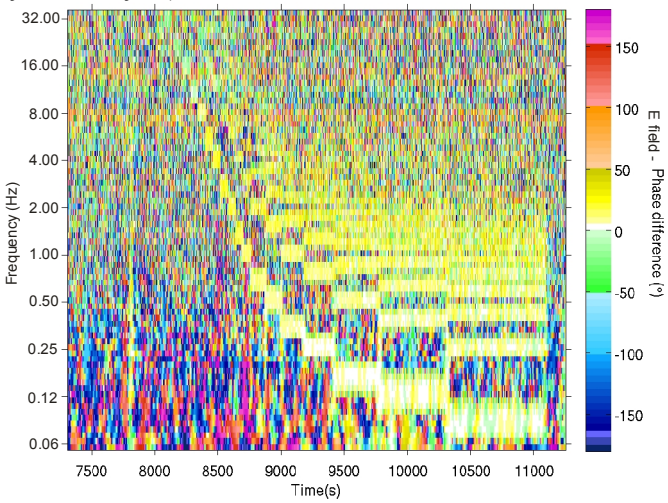

Figura 8. **Site 23. Diferencia de fase entre las componentes ortogonales del campo eléctrico.** ***(Site 23. Phase difference between the orthogonal components of the electric field.)***

5. CONCLUSIONES

Se propone el análisis de la polarización de las series temporales MT en el dominio tiempo-frecuencia como un nuevo método para identificar fuentes de ruido cultural. Se ha desarrollado un algoritmo en Matlab para implementar el método. El código ha sido evaluado satisfactoriamente con datos sintéticos y datos de campo.

Se ha llevado a cabo un experimento en Hontomín, en el cual se han contaminado series temporales MT con la señal artificial emitida mediante una fuente de ruido controlada. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto las diferencias entre los atributos de polarización de la señal natural y la señal artificial. El análisis conjunto de los atributos del campo eléctrico y del campo magnético ha sido crucial para determinar las propiedades y la localización de la fuente de ruido.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto "Progress in Electromagnetic Research for CO2 geological reservoirs" (Pier-CO2) (CGL 2009-07604), por la Fundación Ciudad de la Energía y por la Generalitat de Catalunya mediante una beca predoctoral FI.

6. REFERENCIAS

Diallo, M. S., Kulesh, M., Holschneider, M., Scherbaum, F., Adler, F. (2006). Characterization of polarization attributes of seismic waves using continuous wavelet transforms. Geophysics, **71**, 67-77.

Egbert, G.D. y Booker, J.R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. Geophys. J. Roy. Astr. S., **87**, 173–194.

Gamble, T., Goubau, W., Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote reference. Geophysics, **44**, 53–68.

Szarka, L. (1988). Geophysical Aspects of Man-made Electromagnetic Noise in the Earth – A Review. Surv. in Geophys. **9**, 287-318.

Zonge K.L. y Hughes L.J. (1991). Controlled source audio-frequency magnetotellurics. In: Nabighian MN (ed) Electromagnetic methods in applied geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp 713–809.

Magnetotelluric characterization of a deep saline aquifer: using a priori information to determine its capability as CO2 storage site.

Perla Piña-Varas[(1,2)], Juanjo Ledo[(1)], Pilar Queralt[(1)], Eduard Roca[(1)], Jose L. García-Lobón[(2)], Pedro Ibarra[(2)] and Cristina Biete[(1)]

[(1)]Universitat de Barcelona, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. p.pina@ub.edu

[(2)]Spanish Geological Survey (IGME), Rios Rosas 23, 28003 Madrid, Spain.

SUMMARY

Integration of different geophysical and geological methods will play a key role for the spatial characterization of geological CO_2 storage sites such as deep saline aquifers. The magnetotelluric (MT) method is sensitive to fluid salinity, porosity and pore connectivity, and can image these reservoirs on km depth scale. During 2010 a MT survey was carried out on the southern of Loranca Basin (Spain), with the aim of image and characterizes the deep saline aquifer located at El Hito Anticline. The potential reservoir formation consists of Lower Triassic (Buntsandstein) sandstones and conglomerates located at more than 1500 m depth. 2D inversion of TE and TM apparent resistivity and phase data were undertaken but the first MT resistivity models had not geological sense. A conceptual model based on previous geological and geophysical information (Cross-sections and well-log data) was made to test the MT response of the El Hito Anticline. Several inversion tests were performed over the conceptual model playing a key role for the correct interpretation of the raw MT data. Following the main results of these synthetic data tests we obtained the 2D resistivity models which provide information of the main geological units.

1. INTRODUCTION

Capture and geological storage of CO_2 is one of the technological options that are currently being considered for the reduction of CO_2 emissions in the atmosphere (Rao and Rubin 2002). This process involves capturing the CO_2 emitted from large industrial producers, transport, injection and its isolation in deep geological formations. Geological formations suitable for CO_2 storage are all porous and permeable rocks to ensure sufficient capacity for the volumes of CO_2 needed to store, confined by low permeability rocks that favour the retention of CO_2 in the ground. Thus, deep saline aquifers, depleted oil and gas fields and unmineable coal seams have the most appropriated geological characteristics (IPCC 2005; Donda et al. 2011). Moreover, these formations have to lie at depths below 800-1000 m depth, where the injected CO_2 remains in a supercritical state and has a liquid-like density that provides the potential for efficient utilization of underground storage space. Among the possible geological reservoirs, the deep saline aquifers have the highest potential capacity globally for CO_2 storage (Benson and Cook 2005; IPCC 2005; Michael et al. 2010).

Geological characterization of the potential reservoirs is an important stage in the process of site selection, to determine the structure and characteristics of both, reservoir and caprock seal. Geophysical methods are essential tools for a correct characterization of these formations, being the electromagnetic methods (EM) particularly useful for imaging the type and content of fluid of the reservoir. This is because the electrical resistivity is strongly dependent upon fluid salinity, porosity, pore connectivity and, to some extent, on temperature (Bedrosian 2007). The magnetotelluric method (MT) is the most suited EM method, which allows us to obtain an image of the electrical resistivity of the subsurface at depths below 800-1000 m, depth below which CO_2 will be injected.

Assuming the presence of an adequate seal-reservoir system for the storage of CO_2, cost effectiveness and suitability will be strongly influenced among other factors, by their size and tectonic stability. In this sense, undeformed to moderately deformed sedimentary basins located, at present day, in a stable continental plate sector are excellent targets for long-term CO_2 storage because of their stability and structure (Benson and Cook 2005).

Taking into account these general site-selection criteria, in the Iberian Peninsula the search of areas that could store CO_2 has been located in the Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover. Specifically in external areas of contractive chains developed in the Cenozoic and in the adjacent foreland basins (Duero, Tajo, Guadalquivir and Ebro basins). These areas practically have no hydrocarbon deposits (Ruiz 2009) but host large saline aquifers that are potentially favourable for storing CO_2. For a first assessment of its potential the IGME (Spanish Geological Survey) carried out in 2010 a classification of a substantial part of these areas, some of which were analyzed in greater detail. Among these, El Hito Anticline, located in the Loranca piggy-back basin, is the target of this study (see Fig. 1).

The structure of this anticline is partly known from the nearby surface data, well data and seismic lines acquired in the 70's; and the petrophysical properties of the subsurface rocks can be extracted from the nearby boreholes (Belmontejo-1A, Torralba-1, Tribaldos-1 and Hito-1). Located close the axial trace of the anticline, the Hito-1 well data shows the presence of a deep saline aquifer located in the Lower Triassic sandstones at more than 1500 m depth which correlates whit low resistivity values measured in the resistivity log.

The work presented here aims to image and characterizes this deep saline aquifer by means of the MT method trough three transversal sections crossing the anticline structure. Due to the geometry of the structure, the low electrical resistivity contrast among the target units, and the depth of the main target, finding a geologically reasonable electrical resistivity model has been a challenging task. Thus, a comprehensive analysis of the MT data inversion on this specific situation was required. The methodology used to obtain the final resistivity model incorporates all the previous available information (from geological cross-sections obtained from seismic lines interpretation and well-logs data) in the initial model used during the MT data inversion. The incorporation of this information can be done in different ways: by locking model parameters (Hoversten et al. 2000; Wannamaker and Doerner 2002) or, in a less restrictive way, by the incorporation of the so called tear zones (Muñoz et al. 2010). In our case, the optimum methodology suggests that certain initial model parameters, such as the depth and resistivity of the basement, must be locked during the inversion procedure. This case study shows clearly how the integration of existing geological and geophysical data (seismic lines, well-log data) together with cost-effective new data (MT data) can be used during the screening process for selecting CO2 storage zones.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Iberian Range (Fig. 1) is a NW-trending intraplate contractional thrust and folds belt whose origin and geometry is related to the Cenozoic tectonic inversion of a set of mainly NW-trending basement faults (Alvaro et al. 1979; Guimerà and Alvaro 1990; Muñoz Martín 1997; Muñoz Martín et al. 2003). It is a chain that includes an internal part formed by basement involving thick-

skinned thrusts and an external part constituted by a system of folds and thrusts that, affecting the Mesozoic cover, are detached at Middle-Upper Triassic evaporites.

The study area is located in a segment of these external areas, specifically located in the frontal western Iberian Chain where, under a piggy-back basin (Loranca Basin), the Mesozoic and the Cenozoic are deformed by a system of W-verging folds and thrusts with a trend wich gradually changes southwards to NW-SE. These deforming structures are preferably along the Altomira Range (boundary between Loranca and Madrid basins) and in central and southern parts of the system.

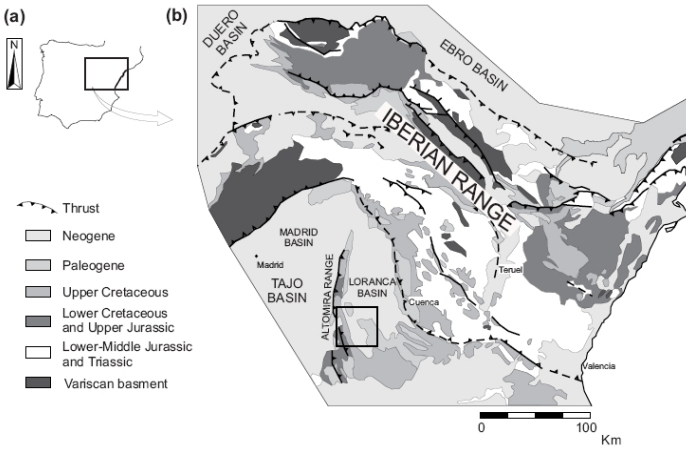

***Figure 1* – a) Geographic situation of Loranca Basin in Iberian Peninsula. b) Geological map of the Iberian Range with the situation of the study area (Box). (Modified from Guimerà 2004).**

3. EL HITO ANTICLINE

This anticline is located in the central part where, beneath the Cenozoic structures of Loranca Basin outcrop the Cenozoic and Jurassic affected by a series of N-NW trending folds (Fig. 2). It is 10 km long and 3 km wide and detachment fold, with a predominant W vergence, detached on the Upper Triassic evaporates. As most of the others folds in the Loranca Basin, the location and development of the El Hito Anticline is controlled by the partial or total inversion of the older basement faults which generated a set of basement highs and the folding of the detachment level. These basement highs were the main target for the hydrocarbon exploration carried out in the 70's and include Variscan deformed Paleozoic rocks (Silurian to Carboniferous in age), Permian and Lower Triassic continental sedimentary rocks.

Over these basement highs, the Middle-Upper Triassic detachment level is marine carbonates and continental clays and evaporites (Muschelkalk and Keuper facies) that are folded with the overlying Mesozoic-Cenozoic cover. This cover includes a Jurassic-Cretaceous carbonated succession (mainly dolostones) with an interbedded thin Lower Cretaceous siliciclastic; and a synorogenic Cenozoic succession of continental filling sediments.

In this context, the potential reservoir formation consists of Lower Triassic (Buntsandstein) sandstones and conglomerates, which constitutes a deep saline aquifer located at more than 1500 m depth. In the Hito-1 borehole this reservoir is about 150 m thick and is covered by up to 600 m thick succession of Middle-Upper Triassic clays and evaporites (Keuper facies), which set as a very effective seal.

4. MAGNETOTELLURIC DATA

The broadband magnetotelluric data (BBMT) were recorded at 51 stations along three profiles (Fig. 3), which coincide roughly with three geological cross-sections obtained by Biete et al. (2012). The length of the profiles goes from 7 km, in the northern profiles to 25 km in the southern profile, with site spacing between 0.5 km and 1.5 km. Because the El Hito Anticline is oriented approximately NWW-SEE and assuming that the geoelectric strike of the geological structures will be similar, the sites were located along SW-NE profiles. At each site location four field's components (Ex, Ey, Hx and Hy) were recorded in the period range from 0.001 to 100 s. A permanent reference station was installed at a remote distance (between 7 and 20 km from sites) to suppress the uncorrelated noise (Gamble et al. 1979).

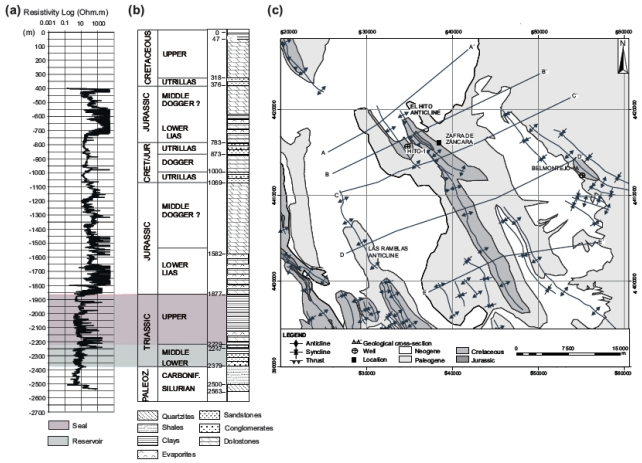

***Figure 2* – a) Resistivity log from the Hito-1 borehole. b) Stratigraphic column of the Hito-1 (Lanaja 1987). c) Simplified geological map of the study area with the location of the Hito-1 well (modified from Biete et al. 2012).**

To determine the regional TE and TM responses from the observed MT impedance tensor data, we applied McNeice-Jones (McNeice and Jones 2001) multi-site, multi-frequency MT tensor decomposition based on Groom and Bailey (Groom and Bailey 1989). Moreover, this analysis will help us to detect and eliminate the effects of distortions caused by local inhomogeneities in the near surface. Figure 3 displays the strike directions estimated from the MT impedance tensors at each site for the period band of 0.01-10 s. The lengths of the arrows are scaled by the error misfit to the GB distortion model, misfits with an RMS (root mean square) less than 2.0 are considered reliable, whereas larger misfits are indicative of three-dimensional (3D) effects. In general, most sites display a misfit to the distortion model of below 2, so a 2D model is valid and appropriate. The best-fit average multi-site, multi-frequency GB regional strike are N30ºW for the northern profile (profile A), N40ºW for the central profile (profile B), and N14.5ºW for the southern profile (profile D), which are consistent with the strike of the main surface geological structures.

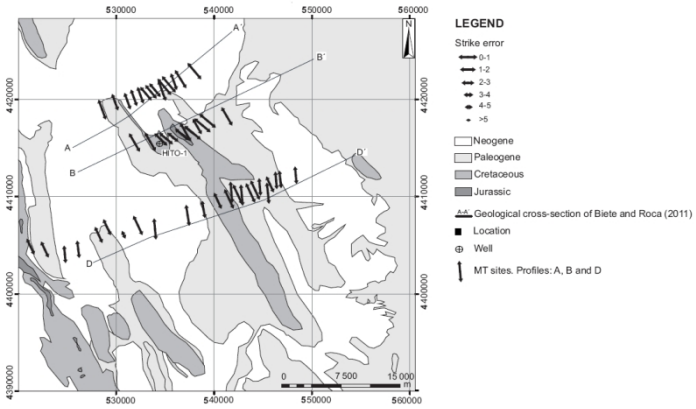

***Figure 3* – Simplified geological map of the studied area with the three MT profiles. Black arrows correspond to GB strike angle (modified from Biete et al. 2012).**

5. 2D INVERSION

2D inversion of TE and TM apparent resistivity and phase data were undertaken using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). This algorithm simultaneously searches for the model which trades off the lowest overall RMS misfit with the smallest lateral and vertical conductivity gradients in a regularized manner, following the approach pioneered for MT data by Constable et al. (1987).

Initially, inversions of MT data were carried out using as initial model a uniform half-space of 100 Ohm.m. Apparent resistivity and phase of TM and TE modes were inverted simultaneously. The result obtained was similar for the three profiles: A, B and D; with RMS misfit of 2.16%, 2.78% and 1.99% respectively, showing a resistive body with a round shape occupying most of the model (Figure 4a shows the result for the profile A). Model appraisal taking into account geological information shows that these inversion results are not reliable. Thus, a conceptual model based on geological information was made to test the magnetotelluric response of the El Hito Anticline.

The conceptual model was generated taking into account the available geological cross-sections, the resistivity values of the Hito-1 well-log (Fig. 2) and the results obtained from the first inversion of MT data. The main geological structural limits, figure 4b, were taken from the available geological cross-section (Biete et al. 2012). The resistivity values of the main structures were obtained from the inversion model obtained from the new MT data for the near surface structures, and from the well-log electrical resistivity data (Fig. 2) for the deeper ones. Figure 2, shows clearly how the top of the basement (formed by Carboniferous shales) is less resistive than the subyacent Silurian quartzites. At the same time, the resistivity value of the shales is very similar to the Lower Triassic sandstones forming the saline aquifer (10 Ohm.m).

Figure 4b shows the conceptual model and the corresponding geological cross-section. Site position and topography corresponds to the ones observed along profile A. The model consists of five geoelectrical layers: the Cenozoic continental sediments with a resistivity value of 50 Ohm.m; the Mesozoic, Jurassic and Cretaceous carbonate levels of the cover, with a resistivity value of 1000 Ohm.m; the Triassic units (Buntsandstein sandstones and conglomerates and clays and Keuper evaporites) with a resistivity value of 10 Ohm.m; and the basement at the bottom of the model with resisitivity values of 5 Ohm.m for the Carboniferous shales and 3000 Ohm.m for the Silurian quertzites.

Once generated the conceptual model, we obtain the synthetic curves for apparent resistivity and phase for each MT site. The synthetic data were inverted using the same model discretization and parameters settings that raw MT data, resulting again in a model without agreement with the information introduced in the conceptual model (Fig. 4c).

The inversion results derived from the synthetic data does not recover the conceptual model because of the effects of the geological structure and the resolution capacity of the MT method. Decreasing resolution with depth leads to diffuse boundaries and the screening effect of conductors can result in inaccurate recovery of deeper structures, similar results using synthetic data can be found in Bedrosian (2007).

A series of tests with this synthetic data were performed to determine the best combination of inversion parameters settings and a priori information used during the inversion process that better recovers the conceptual model. The process presented in the next section is similar to that used by Matsuno et al. (2010), which shows the importance to test the resolution of MT data through inversions with different initial models.

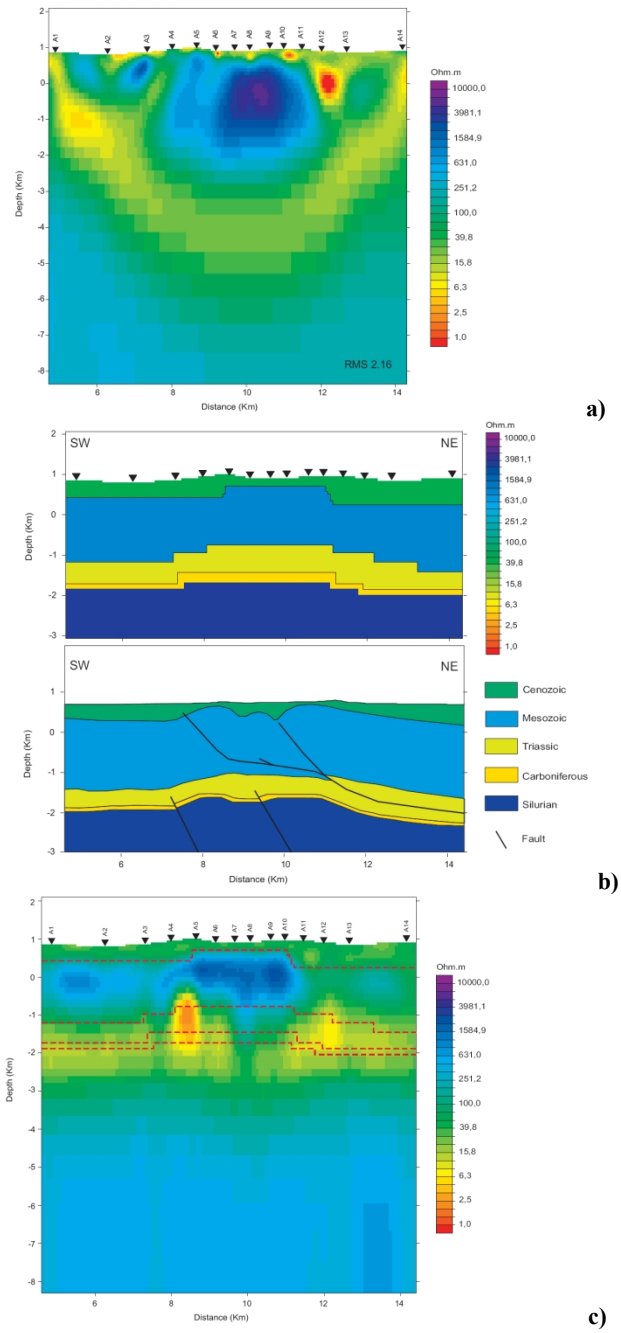

***Figure 4* – a) Two-dimensional MT resistivity model obtained by inversion from uniform half-space of raw MT data using both TE and TM mode resistivity and phases. b) Conceptual model and corresponding geological cross-section from Biete et al. 2012. c) Two-dimensional MT resistivity model obtained by inversion from uniform half-space of synthetic data using both TE and TM mode resistivity and phases. Dashed red line indicates the different layers introduced in the conceptual model.**

6. TEST WITH SYNTHETIC DATA

Inversions of geophysical data of any kind are inherently non-unique, so different models could fit the observed data with the same accuracy. This is due to the fact that: a) the data are typically measured on the surface only with a limited coverage, while physical properties vary in three dimensions; b) the geophysical response is insensitive to certain features, due to low resolution capacity of the data to a certain depth or small changes in physical parameters; c) data measurements contain noise; and d) our models are simplifications of the true Earth. Therefore, for an accurate interpretation is essential an integrated approach, so the joint interpretation of different geophysical and geological models

reduces model non-uniqueness and improves parameter estimation. In this sense, a very useful practice would be to integrate this information in the initial models for 2D inversion.

Thus, several inversion tests were performed over the conceptual model to determine the best combination of TM and TE modes, initial models and a priori information used during the inversion process that will better recover the geoelectrical conceptual model.

The synthetic data resulting from the forward response of this conceptual model, with 2.5% Gaussian noise added, were inverted using different initial models. These initial models were considered taking into account the prior information available in order to optimize its use during the raw data inversion process as much as possible. For each inversion TE and TM mode apparent resistivity and phase data were inverted for a frequency range of 0.001-10 s using the algorithm of Rodi and Mackie (2001). For all resistivity models, the RMS misfit between the synthetic data and the model response was less than 1. Three possible initial models were considered: SM1, consists of a three layered Earth with a first layer of 100 Ohm.m and a basement divided in two parts of 5 Ohm.m (Carboniferous) and 3000 Ohm.m (Silurian) according to the conceptual model; SM2 is a variation of the first model where the Silurian depth and resistivity are locked in the inversion process; and SM3 is similar to SM2 but in this case both parts of the basement (Carboniferous and Silurian) are locked during the inversion (Fig. 5).The main results are as follows: 1) Basement is located at greater depths than the conceptual model (Fig. 5) for the inversion from SM1; 2) Triassic Units are thicker and show higher values of resistivity for the SM2 initial model. Thus, for these two cases the geologic structure is not well resolved. This is because magnetotellurics is most sensitive to conductance, so the conceptual model and the result of the inversion from these two initial models have similar conductance values but different values of thickness and conductivity. And 3), for the third initial model SM3, the result reproduces well the structure introduced in the conceptual model; Triassic units are recovered with thickness and resistivity values similar to those of the conceptual model, as well as Mesozoic and Cenozoic materials.

The 2D results from synthetic inversions with different initial models highlight the importance of the integration of geological data during the inversion of geophysical data, since all models obtained are similar in terms of data misfit. In our particular case given the characteristics of the structure in terms of size, thickness and resistivity contrasts, it is necessary to introduce these geological data as locked parameters, since otherwise the models obtained are not geologically reasonable (Ledo 2005).

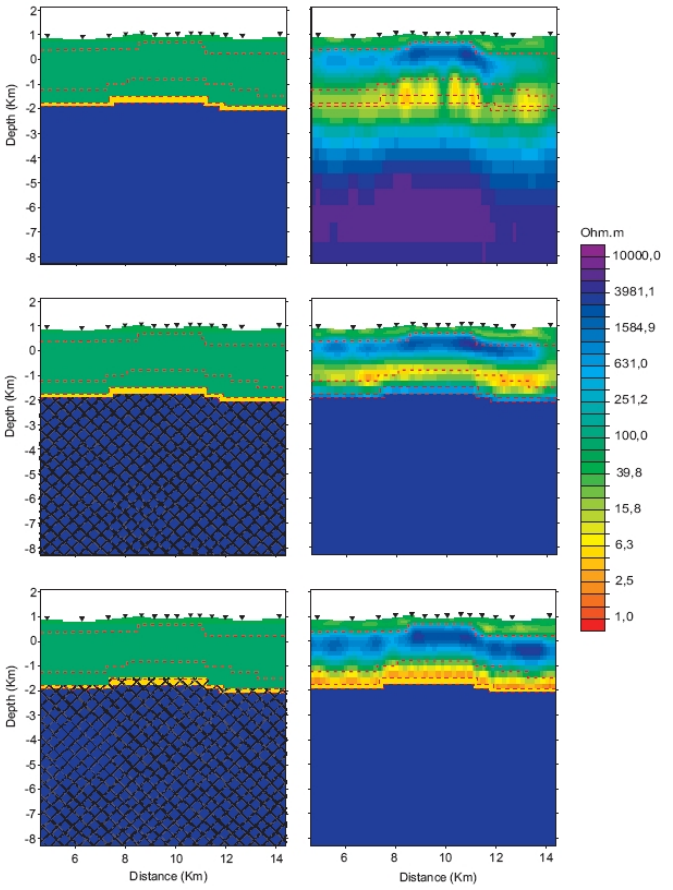

***Figure 5* – Synthetic models. Three initial models considered (left) and the results of its inversions (right). The models are obtained by inversion using both TE and TM mode resistivity and phases. Dashed red line corresponds to the different layers introduced in the conceptual model, and filling lines indicates the locked layer during the inversion process.**

7. MT DATA INVERSION AND INTERPRETATION

Taking into account the results of the previous section, a three layers Earth with a basement locked is used as initial model for the inversion of the raw MT data. In this initial model, the geometry of the structure and the depth of the basement is constrained from a recent detailed structural study (Biete et al. 2012), and the resistivity values are known from the Hito-1 resistivity log. Both modes, TE and TM, are inverted within the frequency range of 0.001-10 s, adopting an error floor for the impedance tensor data of 5%. Figure 7 compares the phase and resistivity pseudosections of the data and model responses.

The most striking feature of the inverse 2D resistivity models is the conductive unit above the basement (labeled C in Figure 6) that have lateral continuity in all three profiles, and the resistive unit (labeled R in Figure 6) above the conductive one with about 1000 m thickness.

The resistive unit corresponds well with the location and thickness of cover's deepest part, Mesozoic carbonated levels which outcrop in the anticline core (profile B, Figure 3). The conductive unit is interpreted as the Triassic Units, mainly Keuper clays and evaporites and Buntsandstein sandstone and conglomerates. Despite the lithological difference, these units present similar resistivity values due to the presence of salt water into Buntsandstein sands and conglomerates.

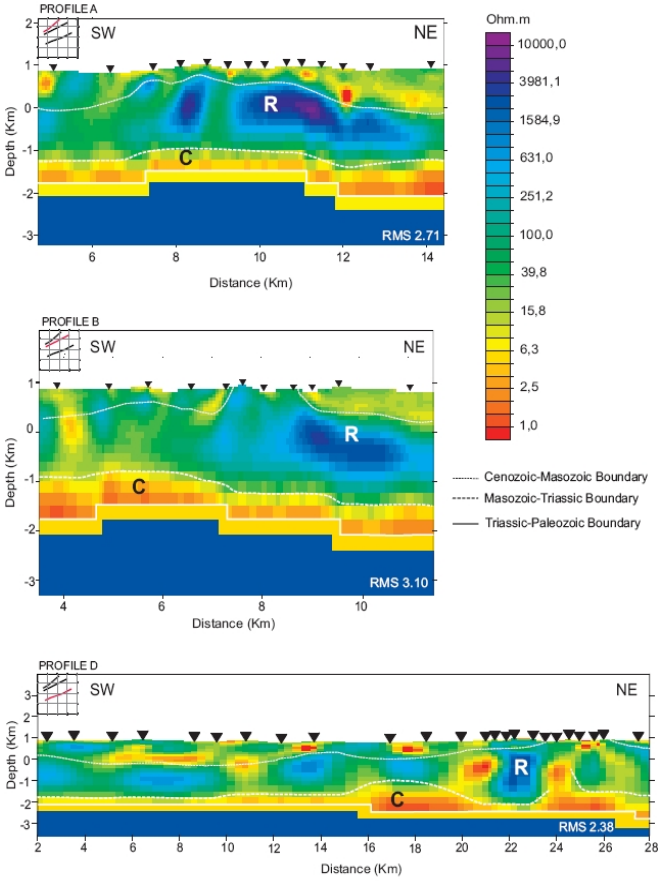

Figure 6 **– Two-dimensional inversion resistivity models of the profiles A, B and D, obtained by inversion using both TE and TM mode resistivity and phases. The interpretation is superimposed on the cross sections. The white lines indicate the limit between the main units.**

In summary, the high resistivity structure associated to Mesozoic carbonate rocks are well imaged, the medium values show a good correlation with Cenozoic continental filling sediments, and the lowest values with Triassic Units. Therefore the lithology is the main factor controlling the resistivity changes observed in this area, except for the Buntsandstein sandstones and conglomerates. In this case, the behaviour is controlled by the type of fluid.

8. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The El Hito Anticline is a relative small structure with a subsurface conductor of considerable thickness (Triassic units and Carboniferous shales) whose base is not well resolved. In these circumstances the incorporation of additional information (data from geological cross-sections and well-log) during the inversion process and the realization of synthetic models have played a key role for the correct interpretation of the raw MT data.

The synthetic data were inverted from different initial models with and without constraints on the depth and resistivity of each parts of the basement (Carboniferous shales and Silurian quartzites). All resultant inversion models are similar in terms of data misfit but those obtained from initial models which incorporate previous information have much more geological sense.

Following the main results of the synthetic data tests, we have obtained three 2D resistivity models along three profiles crossing the El Hito Anticline using 2D inversion of 51 MT sites. The initial model for the inversions incorporates geological information and consists of a three layers Earth with a basement locked (Carboniferous and Silurian).

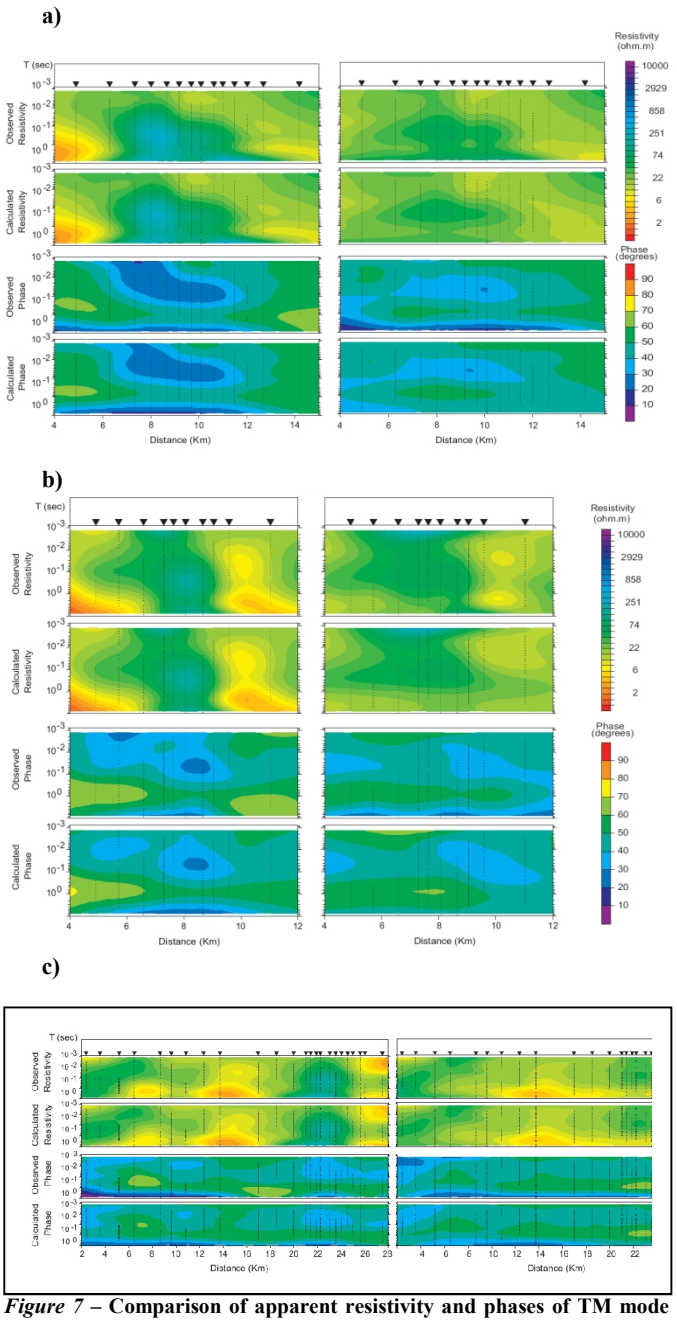

Figure 7 **– Comparison of apparent resistivity and phases of TM mode (left) and TE mode (right) for the observed and model responses. a) Profile A, b) Profile B, and c) Profile D.**

The inversion results are in agreement with the geological observations of the target area and allow us to determine that:

- The main stratigraphic levels can be correlated with resistivity as: (a) high- resistivity with Carboniferous basement (quartzites), (b) medium-high resistivity with Mesozoic cover (carbonates); (c) low resistivity with Triassic units (clays and sandstones) and Silurian basement (Shales).
- Lithology is the main factor controlling the resistivity changes, except for the Buntsandstein sandstones (potential reservoir of CO_2). In this case, the behaviour is controlled by the type of fluid.
- In the MT resistivity models can be distinguished both Buntsandstein-Paleozoic contact as well as the top of the Keuper (caprock seal). These two surfaces are of special importance from the standpoint of geological storage of CO_2 as they form the boundaries of the caprock-reservoir system.

Resistivity models obtained in this study provide information of the main geological units such as electrical resistivity values, thickness, and depth boundaries.

From the standpoint of geological storage of CO_2, is of fundamental importance the correct characterization of both reservoir as well as the caprock. Available data show the general characteristics of the structure, but further studies will be needed to characterize in more detail the reservoir-caprock system and determine its suitability as a geological reservoir of CO_2.

9. REFERENCES

Alvaro, M., Capote, R., & Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. Acta. Geol. Hisp. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14, pp 172-177.

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIMME, 146, 54-62.

Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and process. Surv Geophys, 28, 121-167.

Benson, S. M., & Cook, P. J. (2005). Underground geological storage of carbon dioxide. In B. Metz, & et al. (Eds.), Intergovernmental panel on climate change spatial report on carbon dioxide capture and storage. (pp. 195-276) Cambridge University Press.

Biete, C., Roca, E., & Hernaiz-Huerta, P. P. (2012). The alpine structure of the basement beneath the southern loranca basin and its influence in the thin-skinned contractional deformation of the overlying mesozoic and cenozoic cover. Geo-Temas. , 13. pp. 1576-5172.

Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52(3), 289-300. doi:10.1190/1.1442303

Donda, F., Volpi, V., Persoglia, S., & Parushev, D. (2011). CO_2 storage potential of deep saline aquifers: The case of italy. International Journal of Greenhouse Gas Control, 5(2), 327-335. doi:DOI: 10.1016/j.ijggc.2010.08.009

Gamble, T. D., Goubau, W. M., & Clarke, J. (1979). Error analysis for remote reference magnetotellurics. Geophysics, 44(5), 959-968.

Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Descomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distorsion. Journal of Geophysical Research, 94(B2), 1913-1925.

Guimerà, J. (2004). Cadenas con cobertera: Las cadenas ibéricas y costera catalana. In J. A. Vera (Ed.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid.

Guimerà, J., & Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la chame ibérique et la chame cótiére catalane (espagne). Bull. Soc. Géo. France, 8(VI), 339-348.

Hoversten, G. M., Constable, S. C., & Morrison, H. F. (2000). Marine magnetotellurics for base-of-salt mapping: Gulf of mexico field test at the gemini structure. Geophysics, 65(5), 1476-1488.

IGME. (2010). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO_2 en españa. SID IGME database docs nº 64.044 to 64.055.

IPCC. (2005). Special report on carbon dioxide capture and storage: Prepared by working group III of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge and New York.

Lanaja, J. M. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Ledo, J. (2005). 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. Surveys in Geophysics, 26(5), 511-543.

Matsuno, T., Seama, N., Evans, R. L., Chave, A. D., Baba, K., White, A., Utada, H. (2010). Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central mariana subduction system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(9), Q09003. doi:10.1029/2010GC003101

McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. Geophysics, 66(1), 158-173.

Michael, K., Golab, A., Shulakova, V., Ennis-King, J., Allinson, G., Sharma, S., & Aiken, T. (2010). Geological storage of CO2 in saline aquifers—A review of the experience from existing storage operations. International Journal of Greenhouse Gas Control, 4(4), 659-667. doi:10.1016/j.ijggc.2009.12.011.

Muñoz Martín, A. (1997). Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del tajo desde el oligoceno hasta la actualidad. PhD Thesis, Univ. Complutense De Madrid.

Muñoz Martín, A., De Vicente, G., & Giner, J. L. (2003). Análisis de las deformaciones y esfuerzos recientes y su relación con la sismicidad en el borde oriental de la cuenca del tajo (españa central). Boletín Geológico y Minero, 114(1), 103-120.

Muñoz, G., Ritter, O., & Moeck, I. (2010). Magnetotelluric exploration of the gross schönebeck low enthalpy geothermal reservoir. Paper presented at the Proceedings World Geothermal Congress. Bali, Indonesia.

Rao, A., & Rubin, E. (2002). A technical, economic, and environmental assessment of amine-based CO_2 capture technology for power plant greenhouse gas control - American Chemical Society. doi:- 10.1021/es0158861.

Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 66(1), 174-187. doi:10.1190/1.1444893

Ruiz Rivas, C. (2009). Almacenamiento geológico de CO_2: Criterios de selección de emplazamientos. Paper presented at the CONAMA 2009. Madrid, Spain.

Simpson, F., & Bahr, K. (2005). Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge.

Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In M. N. Nabighian (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics. (pp. 641-711) Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.

Wannamaker, P. E., & Doerner, W. M. (2002). Crustal structure of the ruby mountains and southern carlin trend region, nevada, from magnetotelluric data. Ore Geology Reviews, 21(3-4), 185-210. doi:DOI: 10.1016/S0169-1368(02)00089-6.

Weidelt, P. (1985). Construction of conductance bounds from magnetotelluric impedances. J. Geophys., 57, 191-206.

Resultados preliminares de la caracterización magnetotelúrica 3-D del subsuelo de la Planta de Desarrollo Tecnológico de Hontomín (Burgos) para el almacenamiento geológico de CO_2

Preliminary results of the 3-D magnetotelluric characterization of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos) for geological storage of CO_2

Xènia Ogaya[1,2], Pilar Queralt[2], Juanjo Ledo[2], Álex Marcuello[2] y Alan G. Jones[3]
[1]Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN), II Avda. Compostilla 2, Ponferrada 24404, Spain. xenia.ogaya@ciuden.com
[2]GEOMODELS Research Institute, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franqués s/n, Barcelona 08028, Spain. xeniaogaya@ub.edu
[3]Dublin Institute for Advanced Studies, Geophysics, 5 Merrion Square, Dublin 2, Ireland.

SUMMARY
Magnetotelluric (MT) data are providing a resistivity baseline model of the subsurface of the Technology Demonstration Plant of Hontomín (Burgos, Spain) for geological storage of CO_2. In total, 109 broadband magnetotelluric (BBMT) soundings were acquired in the area covering an extent of 3 x 4 km^2. The data are organized mainly along five north-south profiles, each of around 4 km in length, in the period range of 0.001 to 100 s. The stations were deployed at approximately 200 m intervals and the average distance between profiles was 500 m. This paper presents the dimensionality analysis of the data using the WALDIM code (Martí et al., 2009) based on the rotational invariants of the impedance tensor and the MTMAP code (Alan G. Jones) based on the phase tensor. The results provide new information about the geoelectrical structure of the study area and help to face successfully the inversion and modelling process of the data. The dimensionality analysis confirms the validity of the two-dimensional resistivity model obtained previously and shows the one-dimensional character of the shallow structures in the southern region of the study area. However, it reveals a three-dimensional (3-D) behaviour of the geoelectrical structures in depth. Consequently, it concludes affirming that the geoelectrical baseline model of the Technology Demonstration Plant of Hontomín will be compute using different 3-D inversion codes in the period range of 0.001 to 10 s because the electromagnetic noise dominates the signal at periods longer than 10 s.

1. INTRODUCCIÓN

La captura y almacenamiento de dióxido de carbono (CO_2), comúnmente conocido por las siglas CAC, constituye una de las soluciones propuestas en la actualidad para reducir el número de emisiones de este gas a la atmosfera. El objetivo es capturar el CO_2 de las grandes fuentes puntuales y transportarlo hasta lugares aptos para su almacenamiento. El CO_2 es inyectado en los poros de una formación permeable (reservorio) donde queda confinado. El reservorio se halla cubierto por una formación impermeable (sello) que evita el retorno del gas a la superficie (IPCC, 2005). El CO_2 es inyectado a profundidades cercanas a los 800 metros, nivel en el que alcanza condiciones supercríticas (T_c=31.1ºC y P_c=7.38 MPa); en estas condiciones, el CO_2 sigue comportándose como un gas ocupando todo el volumen disponible pero presenta una mayor densidad. De este modo, el almacenamiento es más efectivo y seguro pues se reducen las fuerzas de empuje (Bachu, 2003). En España, los acuíferos salinos ofrecen el escenario más favorable para almacenar geológicamente el CO_2 (Pérez-Estaún et al., 2009). Por ello, la Fundación Ciudad de la Energía-CIUDEN ha establecido una Planta de Desarrollo Tecnológico (PDT) en la localidad burgalesa de Hontomín para estudiar el almacenamiento de CO_2 en un acuífero salino profundo. El proyecto está parcialmente financiado por el Gobierno de España y por la Unión Europea a través del *European Energy Programme for Recovery*. El presente trabajo constituye una de las componentes de este proyecto en curso.

Hasta la fecha, el almacenamiento geológico de CO_2 se ha llevado a cabo tanto en contextos terrestres como marinos y a escala tanto piloto como industrial (Global CCS Institute, 2011). En todos ellos, destaca el papel del monitoreo como elemento clave para localizar y seguir la evolución de la pluma de CO_2 durante y después de la inyección y ser capaces así, de detectar cualquier tipo de comportamiento anómalo o fuga. En definitiva, el monitoreo del complejo permite asegurar el cumplimiento de las condiciones de seguridad requeridas. Dado que la migración de la pluma tiene lugar a distintas escalas, una gran variedad de técnicas deben ser utilizadas de forma complementaria (Giese et al., 2009; Sato et al., 2011; JafarGandomi & Curtis, 2011). El trabajo desarrollado en el campo de la exploración de hidrocarburos ha proporcionado cierta experiencia en este aspecto (Hoversten et al., 2003; Harris & MacGregor 2006; Harris et al., 2009). En este contexto, las técnicas geofísicas se presentan como muy apropiadas para la caracterización y monitoreo del complejo reservorio y la evaluación de su integridad. Entre ellas, los métodos electromagnéticos (EM) destacan por ofrecer ese alto grado de complementariedad necesario entre las distintas escalas de interés y ser sensibles a la conductividad eléctrica. Este segundo aspecto resulta muy interesante en el caso de fluidos acuosos (acuífero salino) pues la conductividad eléctrica depende fuertemente de la salinidad, la temperatura, la porosidad, la conectividad del poro, la saturación y la presión (Bedrosian, 2007). En el almacenamiento de CO_2 en acuíferos salinos esta relación se hace aún más adecuada pues la presencia del gas en el interior del poro remplaza una fracción del fluido contenido reduciendo el volumen disponible para la conducción iónica (Bourgeois & Girard, 2010; Nakatsuka et al., 2010). Como consecuencia, tras la inyección se experimenta un incremento de la resistividad eléctrica que puede ser detectado y que permite estimar la concentración de CO_2 en los poros de la formación mediante métodos eléctricos y electromagnéticos (Nakatsuka et al., 2010; MacGregor, 2012).

El éxito del proceso de monitoreo vendrá en base a la calidad de la caracterización llevada a cabo en la zona de estudio en la situación de pre-inyección. Conocer en detalle la estructura y construir un modelo inicial de propiedades es básico para detectar y evaluar correctamente los cambios que se produzcan una vez iniciada la inyección. Los datos magnetotelúricos (MT) adquiridos en la zona de Hontomín, se enmarcan dentro de la caracterización geoeléctrica de la PDT y proporcionarán el modelo geoeléctrico inicial de la misma; este modelo tridimensional constituirá la base sobre la que llevar a cabo los distintos estudios de monitoreo. El presente trabajo presenta el análisis de dimensionalidad de los datos magnetotelúricos adquiridos. El objetivo es conocer para cada uno

de los sondeos y a distintos rangos de periodos, que dimensionalidad presenta la estructura geoeléctrica. Este estudio será clave para conocer en detalle la estructura y poder abordar con éxito la posterior etapa de inversión y modelado de los datos.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en Hontomín (figura 1) en el margen sur-oeste de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineo occidental, norte de España), entre el cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria y la falla de Ubierna. La Cuenca Vasco-Cantábrica fue una cuenca extensional (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) íntimamente ligada a la extensión del Atlántico Norte y a la apertura del Golfo de Vizcaya (Le Pichon & Sibuet, 1971; Montadert et al, 1979; Ziegler, 1988; Vera, 2004). En el Mesozoico, la cuenca se rellena de una gruesa secuencia de sedimentos que se superponen a un paquete de evaporitas del Triásico Superior. En el Cretácico Superior, la apertura del Atlántico Sur produce la convergencia y colisión de las placas Ibérica y Euroasiática, generando el orógeno pirenaico (Boillot & Capdevila, 1977; Boillot & Malod, 1988; Roest & Srivastava, 1991; Muñoz, 1992). Durante este período, las anteriores cuencas mesozoicas se invierten y se incorporan al orógeno pirenaico.

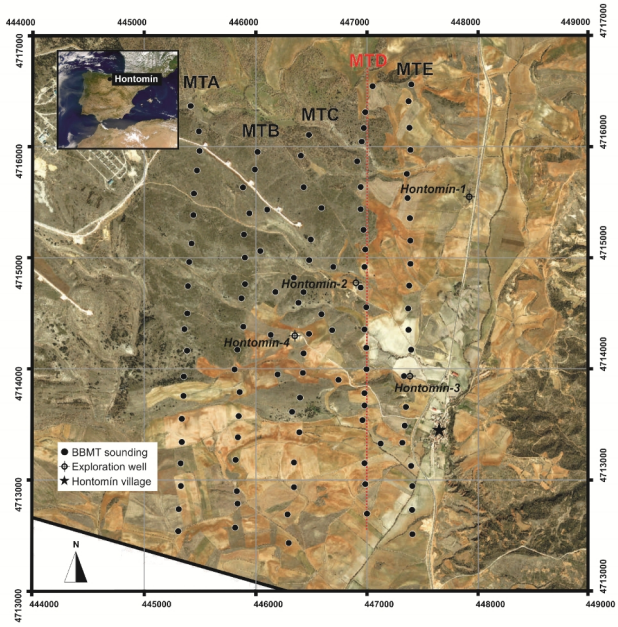

Figura 1* – Localización de Hontomín y área de estudio. Se indica la posición de los 109 sondeos MT adquiridos junto al nombre de cada perfil y la ubicación de los 4 pozos de exploración perforados en el pasado.** ***(Hontomín location and study area. It is shown the position of the 109 MT soundings together with the name of each profile and the location of the four exploration wells drilled in the past.)

La región de Hontomín constituye una zona de interés petrolero desde los años 60, hecho que ha permitido disponer de información geológica y geofísica de gran valor. Los perfiles sísmicos y los pozos perforados en el pasado muestran una estructura en forma de domo anticlinal de la sucesión Mesozoica y Cenozoica, en cuyo núcleo se encuentran evaporitas del Triásico Superior (facies del Keuper).

La secuencia estratigráfica muestra varios niveles sello y reservorio conocidos en la zona gracias a la citada exploración petrolera. En Hontomín, existe un reservorio de hidrocarburos en las calizas jurásicas; el sello lo constituyen las margas. Por otra parte, en el campo de Ayoluengo, se explotan hidrocarburos en paleocanales de la serie del Purbeck siendo el sello las arcillas de la propia formación y las series Wealdenses. Existen más niveles reservorio en la formación Utrillas y en los niveles de calizas del Cretácico superior; sin embargo, en Hontomín, son muy superficiales y no resultan de interés en este estudio.

En base a la información disponible, se prevé la inyección en la base del reservorio carbonatado, alrededor de los 1500 m de profundidad. De este modo, el acuífero salino formado por una secuencia de unos 100 m de grosor de calizas del Jurásico Inferior (Formación Sopeña y parte superior de la Formación Puerto de la Palombera), actuará como reservorio principal. Los cuatro niveles de pizarras negras interestratificadas en las margas del Jurásico Inferior (Formación Camino) constituirán el sello principal. El sistema reservorio-sello secundario se localiza en las facies del Purbeck y del Weald (Jurásico Superior- Cretácico Inferior): las intercalaciones de conglomerados, areniscas y lutitas aseguran una adecuada trampa estratigráfica que evitará la migración de CO_2 a superficie (figura 2).

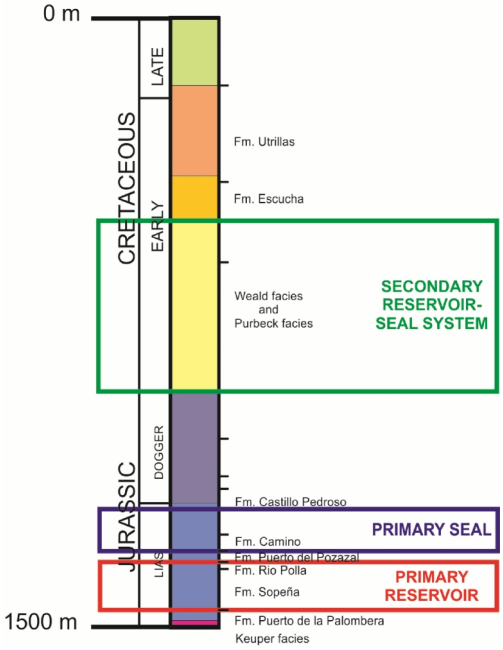

Figura 2* – Columna estratigráfica de la zona de estudio mostrando materiales del Triásico al Cretácico. Los sistemas reservorio-sello principal y secundario aparecen indicados.** ***(Stratigraphic column of the study area showing Triassic to Cretaceous materials. Primary and secondary reservoir-seal systems are indicated.)

3. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico es una técnica electromagnética pasiva (con fuente natural) que permite inferir las propiedades eléctricas del subsuelo. Se basa en la medida simultánea en superficie de las variaciones del campo EM natural. Los orígenes del método para la exploración geofísica se atribuyen a Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) que establecieron las bases teóricas. En esta breve descripción sólo se presentaran aspectos fundamentales del método, para una descripción más detallada consultar los artículos de MTnet –www.mtnet.com-.

En magnetotelúrica, el campo EM incidente es tratado como ondas planas que se propagan verticalmente hacia el interior de la Tierra. Al ser la Tierra conductora, estas ondas EM se propagan difusivamente y su penetración depende de la frecuencia de oscilación (ω) y de la conductividad (σ) del medio que penetran. El parámetro *skin-depth* (δ; ecuación 1) permite estimar la longitud de penetración de la onda, es decir, la distancia a la cual los campos EM ven atenuado un factor *e* su amplitud en superficie:

$$\delta = \sqrt{2/\mu\sigma\omega} \qquad (1)$$

La permeabilidad magnética μ típicamente se asume igual a μ_0 pues para la mayoría de materiales que componen la Tierra la permeabilidad del medio no difiere mucho de la del vacío.

Las variaciones del campo EM registradas en superficie (datos de campo) son luego transformadas al dominio de las frecuencias –procesado de los datos-. El tensor de impedancias $Z_{ij}(\omega)$ es un tensor complejo de segundo rango que relaciona las amplitudes y las fases de las componentes horizontales registradas del campo

eléctrico ($\boldsymbol{E}$) y magnético ($\boldsymbol{H} = {}^{\boldsymbol{B}}/_{\mu_0}$); es función de la frecuencia (ecuación 2),

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \qquad (2)$$

Las componentes del tensor de impedancias permiten derivar las funciones de respuesta magnetotelúrica: la resistividad aparente $\rho_{a_{ij}}$ (ecuación 3)

$$\rho_{a_{ij}}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega}\left|Z_{ij}(\omega)\right|^2 \qquad (3)$$

y la fase φ_{ij} (ecuación 4),

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1}\left[\frac{Im\, Z_{ij}(\omega)}{Re\, Z_{ij}(\omega)}\right] \qquad (4)$$

La referencia remota (RR) es una técnica muy utilizada en el procesado pues permite mejorar la calidad de los datos adquiridos en zonas ruidosas. El método fue introducido por Gamble et al. (1979) y consiste en la medida simultanea del campo magnético en la zona de estudio y en una posición remota. El objetivo es eliminar la parte incoherente del ruido asumiendo que la parte no contaminada (señal natural) del campo inducido es coherente pese la distancia.

El análisis del tensor de impedancias permite conocer la dimensionalidad de la estructura geoeléctrica estudiada. De este modo, en el caso unidimensional (1-D), la conductividad es sólo función de la profundidad y el tensor de impedancias adopta la forma que muestra la ecuación 5:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \qquad (5)$$

En una Tierra bidimensional (2-D), la conductividad varía a lo largo de una dirección lateral y en profundidad. La dirección a lo largo de la cual la conductividad no varía se conoce como dirección *strike*. En este caso particular, el campo eléctrico y el campo magnético son ortogonales y el tensor de impedancias equivalente puede ser desacoplado en dos modos independientes (ecuación 6):

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \xrightarrow{\text{strike}} \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \qquad (6)$$

El modo TE (*Transverse Electric*) describe la respuesta de las corrientes eléctricas que circulan a lo largo de la estructura (paralelas a la dirección *strike*) y el modo TM (*Transverse Magnetic*) describe la respuesta de las corrientes que circulan a través de la estructura (perpendiculares a la dirección *strike*). Así pues, los modos TE y TM satisfacen el principio de complementariedad. En el caso de una estructura tridimensional (3-D), la conductividad varía a lo largo de todas las direcciones y en consecuencia, el tensor de impedancias no puede desacoplarse.

Existen distintos métodos con los que abordar el análisis de la dimensionalidad de las estructuras. El código WALDIM (Martí et al., 2009) por ejemplo, se basa en los parámetros invariantes bajo rotación del tensor de impedancias presentados por Weaver et al. (2000). Otra técnica consistente en estudiar el tensor de fases. Este tensor o matriz compleja se define como el producto del tensor inverso de la parte real de $Z_{ij}(\omega)$ por el tensor de la parte compleja de $Z_{ij}(\omega)$ (Caldwell et al., 2004). La ventaja que ofrece este segundo método frente a otros es que no está afectado por distorsión galvánica. Es decir, no está afectado por los campos creados por las acumulaciones de cargas que se producen básicamente en las superficies de los pequeños cuerpos superficiales y que dan lugar a una perturbación de la respuesta inductiva. Chaves & Jones (2012) presentan una descripción y comparación de estas metodologías avanzadas.

4. DATOS MAGNETOTELÚRICOS: PROCESADO Y ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD

La caracterización geoeléctrica de la PDT de Hontomín se llevó a cabo a través de dos campañas magnetotelúricas; la primera tuvo lugar en primavera de 2010 y la segunda, en otoño de 2010. En total, 109 sondeos magnetotelúricos de banda ancha fueron adquiridos en el área de estudio cubriendo una extensión de 3 x 4 km^2 (figura 1). Los datos se organizan básicamente a lo largo de 5 perfiles norte-sur de 4 km de extensión (MTA, MTB, MTC, MTD y MTE). La distancia aproximada entre estaciones es de 200 m y la distancia entre perfiles es de entorno 500 m. Se abarcó el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y los 100 s a fin de alcanzar con seguridad las profundidades de interés. La instrumentación utilizada consistió en equipos ADU06 y ADU07 de Metronix y en un equipo Phoenix V8. Con la intención de minimizar el efecto del ruido en los datos, se instaló una estación remota 20 km al norte de la zona de estudio que registró a lo largo de ambas campañas. Asimismo, se llevaron a cabo registros de entre 24 y 48 horas para disponer de datos suficientes como para minimizar el ruido por estadística. El eje de las *x* se orientó en la dirección norte-sur magnético señalando el norte y el eje de las *y*, en la dirección este-oeste magnético señalando el este.

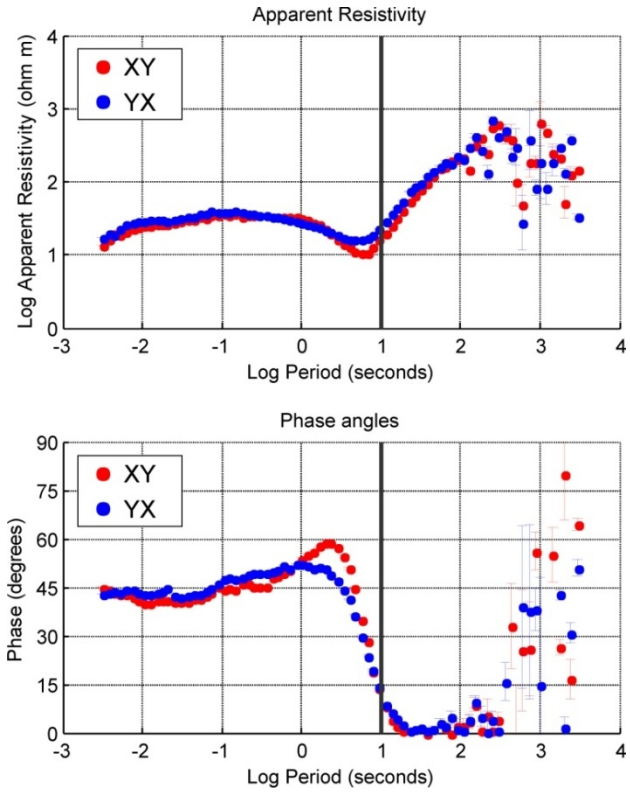

Figura 3* – Respuestas magnetotelúricas correspondientes al sondeo MTA16. Se observa como el ruido domina la señal para periodos superiores a los 10 s.** ***(Magnetotelluric responses at site MTA16. At periods exceeding 10 s, the noise dominates the signal.)

Con el fin de derivar respuestas magnetotelúricas (resistividad aparente y fase) óptimas en todas los sondeos, se emplearon códigos de procesado robustos (Gamble et al., 1979 y Egbert & Booker, 1986) utilizando referencia remota (RR). Dada la importante presencia de ruido EM en la zona (generadores eólicos, líneas de alta tensión y una población cercana entre otros) el método de la RR resultó clave en la mejora de la calidad de los datos magnetotelúricos. En las respuestas magnetotelúricas obtenidas (figura 3) sin embargo, se observa como para periodos superiores a los 10 segundos las fases decaen a 0º y las curvas de resistividad aparente presentan pendientes de 45º. Este hecho evidencia que el ruido domina la señal en estos periodos y en consecuencia, en la

posterior etapa de análisis de dimensionalidad, se trabajó en el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y los 10 s.

El análisis de la dimensionalidad de los datos se llevó a cabo mediante el estudio de invariantes rotacionales a través del código WALDIM y mediante el estudio del tensor de fases a través del código MTMAP de Alan G. Jones. El objetivo era determinar la dimensionalidad de la estructura geoeléctrica para cada sondeo y en distintos periodos. Con el código WALDIM, se asumió un error del 5% en los datos y se trabajó con valores umbrales $\tau = 0.19$ y $\tau_Q = 0.10$; los resultados se muestran en la figura 4. Este código permite trabajar con rangos de periodos y en consecuencia, se analizó la dimensionalidad de los datos por décadas: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s y 1-10 s. Con el código MTMAP, se analizaron directamente los datos de campo para 4 periodos promedio distintos: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s y 3 s; los resultados obtenidos se muestran en la figura 5.

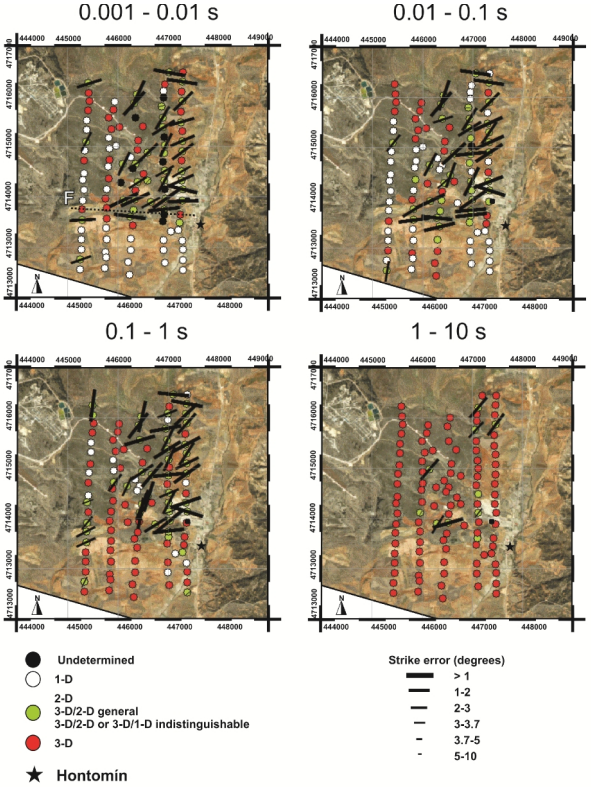

Figura 4* – Mapa de dimensionalidad calculado mediante el código WALDIM para 4 rangos de periodos distintos: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s (sistemas reservorio-sello principal y secundario) y 1-10s. (*Map of dimensionality computed using the WALDIM code for four different period ranges: 0.001-0.01 s, 0.01-0.1 s, 0.1-1 s (primary and secondary reservoir-seal systems) and 1-10 s.)

5. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD Y DISCUSIÓN

La figura 4 muestra los resultados obtenidos en el análisis de dimensionalidad llevado a cabo con el código WALDIM. Como se indica, cada dimensionalidad va asociada a un color distinto. De este modo, el color blanco representa los puntos 1-D; el color verde agrupa todos los casos 2-D (caso 2-D propiamente dicho, caso 3-D/2-D general donde se observa una estructura 2-D con distorsión galvánica y los casos indistinguible 3-D/2-D y 3-D/1-D donde la distorsión galvánica no permite recuperar el strike de la estructura); por último, el color rojo representa los casos 3-D. Analizando los resultados se observa como los periodos más cortos (que alcanzan estructuras más superficiales) presentan un carácter más 1-D/2-D y como a medida que aumenta el periodo y se penetra en estructuras más profundas, predomina una estructura 3-D. El strike aparece indicado por líneas negras de longitud inversamente proporcional a su error.

Para estudiar en detalle estos resultados, es de gran utilidad tener presentes los resultados obtenidos en la primera fase de la caracterización geoeléctrica de Hontomín. Como se ha mencionado, en la primavera de 2010 se realizó una primera campaña magnetotelúrica en la que se adquirieron los datos correspondientes al perfil MTD. La modelización e inversión de dicho perfil proporcionó el primer modelo 2-D de resistividades de la zona de estudio. Entre otras cosas, el modelo 2-D obtenido (Ogaya et al, 2013) permitió localizar los sistemas reservorio y el sello principal y secundario entre los 0.1 y 1 s y determinar un strike de 86ºE. Asimismo, permitió visualizar con claridad una falla en la región sur del perfil MTD que, de acuerdo con estudios posteriores y como muestra el propio modelo 3-D de resistividades preliminar (Ogaya et al, 2012), parece extenderse en dirección EW como se indica en la figura 4 (subfigura correspondiente a los 0.001-0.01s). Los estudios realizados parecen indicar que la falla no aflora.

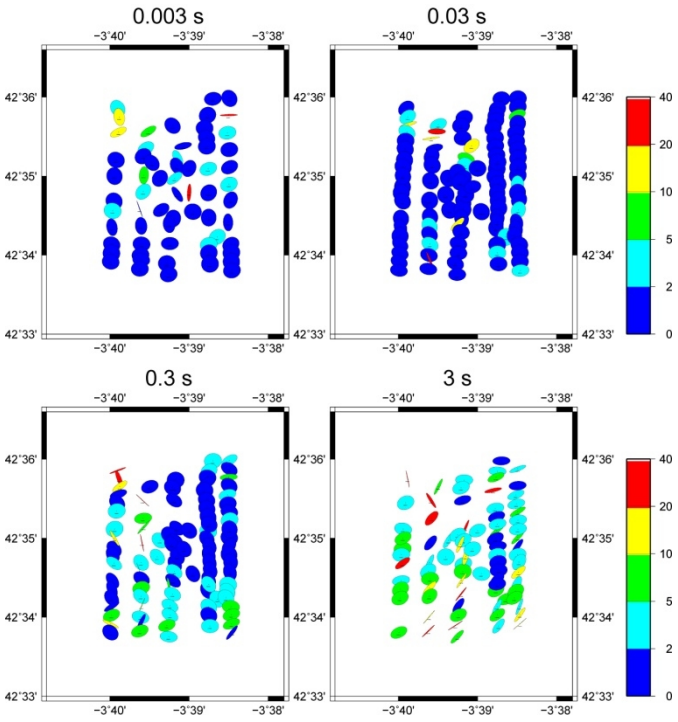

Figura 5* – Mapa del tensor de fases para 4 periodos distintos: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s y 3 s. El tensor de fases aparece representado por elipses. El azimut del semieje mayor corresponde a la dirección del strike y el color indica el valor del ángulo β (ángulo *skew*). *(Phase tensor map at 4 different periods: 0.003 s, 0.03 s, 0.3 s and 3 s. The phase tensor is represented by ellipses. Semimajor axis azimuth corresponds to the strike direction and the skew angle β is indicated by colours.)

De este modo y retomando el estudio de los resultados obtenidos en el análisis de dimensionalidad con el código WALDIM, se observa que éstos están en concordancia con los resultados obtenidos previamente. En el rango de periodos comprendido entre los 0.001 y 0.01 s (estructuras superficiales), se evidencia un comportamiento claramente 1-D en la región al sur de la falla. Asimismo, se observa como el strike de la estructura en general oscila entre los 45-90ºE siguiendo la tendencia de la falla. En referencia al perfil MTD, se aprecia como inclusive a la profundidad de las unidades reservorio y sello principal y secundario (0.1-1 segundos) presenta un comportamiento predominantemente 2-D, poniendo de manifiesto la validez del modelado 2-D llevado a cabo y en consecuencia, del modelo 2-D obtenido.

La figura 5 muestra los resultados obtenidos al representar el tensor de fases directamente a partir de los datos de campo con el código MTMAP. Se presenta un periodo para cada uno de los rangos de periodos estudiados con el código WALDIM para así determinar si existe una importante distorsión galvánica en los datos y estimar

hasta que punto ésta condiciona los resultados obtenidos con el método anterior. Dado que no ha existido tratamiento previo de los datos se observa como algunos de los sondeos no presentan datos en los periodos estudiados. Las elipses de la figura representan el tensor de fases. El azimut del semieje mayor corresponde al strike; cuanto mayor es la diferencia entre las longitudes del semieje mayor y menor de la elipse, más compleja es la dimensión de la estructura geoeléctrica (de este modo, el caso 1-D corresponde a un círculo). En colores se indica el valor del ángulo β (ángulo *skew*) que es un indicador del carácter 3-D de la distribución de conductividades (β = 0 en el caso de una estructura regional 2-D).

A grandes rasgos, los resultados son coherentes con los obtenidos con el código WALDIM. Se muestra una vez más, como a medida que aumenta el periodo (aumenta la profundidad), la estructura se torna más compleja adquiriendo básicamente un carácter 3-D. En la región al sur de la falla, a nivel superficial (0.003 segundos), se observa una estructura muy 1-D. Asimismo, nuevamente se aprecia el carácter 2-D de los datos correspondientes al perfil MTD a lo largo de todos los periodos estudiados y en consecuencia, la validez del modelo 2-D obtenido. Recordando que en la determinación del strike existe una ambigüedad de 90º pues no es posible determinar si las fases mínimas y las fases máximas pertenecen al modo TE o al modo TM, se concluye que los strikes obtenidos son compatibles con los calculados por el método anterior (en general, contenidos entre los 45-90ºE). Se infiere por tanto, que la distorsión galvánica en la zona no es importante.

6. CONCLUSIONES

El análisis de dimensionalidad de los datos magnetotelúricos adquiridos en la zona de Hontomín pone de manifiesto un marcado carácter tridimensional de las estructuras geoeléctricas en profundidad y sugiere la necesidad de llevar a cabo una inversión magnetotelúrica 3-D de los datos. Las curvas de resistividad aparente y fase muestran que el ruido EM existente en la zona de estudio domina la señal en periodos superiores a los 10 segundos. En consecuencia, el análisis de dimensionalidad se ha llevado a cabo para periodos comprendidos entre los 0.001 segundos y los 10 segundos. De este modo, éste deberá ser también el rango de periodos empleado en la inversión de los datos magnetotelúricos.

Asimismo, los resultados obtenidos analizando los invariantes rotacionales del tensor de impedancias y el tensor de fases son coherentes y permiten abordar el proceso de inversión y modelado disponiendo de un mayor conocimiento de la estructura. El estudio presentado confirma la validez del modelo 2-D de resistividades obtenido previamente y muestra la existencia de una zona de marcada estructura superficial 1-D en la región sur del área de estudio que, de acuerdo con anteriores trabajos, se asociaría a la región al sur de una falla EW.

Este trabajo permite concluir afirmando que se llevará a cabo una inversión 3-D de los datos magnetotelúricos utilizando distintos códigos de inversión 3-D: inversión comercial 3-D de Winglink® (Mackie & Madden, 1993), WSINV3DMT (Siripunvaraporn et al., 2005) y modEM (Egbert & Kelbert, 2012). Se invertirán los 4 elementos del tensor de impedancias (8 respuestas) y más de 16 periodos comprendidos en el rango de estudio. La topografía será incluida en los casos que sea posible.

10. AGRADECIMIENTOS

Este proyecto está financiado con fondos del Ministerio de Industria, Turismo y Comercio del Gobierno de España a través del acuerdo CIUDEN-UB para el Desarrollo y Adaptación de Técnicas Electromagnéticas: Caracterización de Almacenes. Este proyecto está cofinanciado por la Unión Europea a través del proyecto Planta de Desarrollo Tecnológico de Compostilla OXYCFB300 dentro del European Energy Programme for Recovery. Este trabajo también se desarrolla en el marco del proyecto Español MCI PIERCO2 (CGL2009-07604) y del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED), proyecto P711RT0278. Xènia Ogaya dispone en la actualidad de una beca de la fundación CIUDEN para la formación de personal investigador. Los autores agradecen al grupo EXES-UB su ayuda en la adquisición de los datos magnetotelúricos.

7. REFERENCIAS

Bachu, S. (2003): "Screening and ranking of sedimentary basins for sequestration of CO2 in geological media in response to climate change". *Environmental Geology,* **44**, 277–289, doi: 10.1007/s00254-003-0762-9.

Bedrosian, P. A. (2007): "MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and process". *Surv Geophys*, **28**, 121-167.

Boillot, G. and R. Capdevila (1977): "The Pyrenees: subduction and collision?". *Earth and Planetary Science Letters*, **35**, 151-160.

Boillot, G. and J. Malod (1988): "The North and North-West Spanish continental margin". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **1**, 295-316.

Bourgeois, B. and J.F. Girard (2010): "First Modelling Results of the EM Response of a CO_2 Storage in the Paris Basin". *Oil & gas Science and Technological- Rev. IFP*, **65**, 4, 597-614, doi: 10.2516/ogst/2009076.

Caldwell, T.G., H.M. Bibby and C. Brown (2004): "The magnetotelluric phase tensor". *Geophys. J. Int.*, **158**, 457-469. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.

Cagniard, L. (1953): "Principe de la métode magnéto-tellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique". *Ann. Geophys.*, **9**, 95-125.

Chaves, A. D. and Jones, A. J. (2012): "The magentotelluric Method. Theory and Practice". Cambridge. 552p.

Egbert, G.D. and J.R. Booker (1986): "Robust estimation of Geomagnetic transfer functions". *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **87**, 173–194.

Egbert, G.D. and A. Kelbert (2012): "Computational Recipes for EM Inverse Problems". *Geophys. J. Int*, **189**, 1, 251-267.

Gamble, T.D., W.M. Goubau and J. Clarke (1979): "Magnetotellurics with a remote magnetic reference". *Geophysics*, **44**, 53-68.

Giese, R., J. Henninges, S. Lüth, D. Morozova, C. Schmidt-Hattenberger, H. Würdemann, M. Zimmer, C. Cosma, C. Juhlin, and CO2SINK Group (2009): "Monitoring at the CO_2SINK Site: A Concept Integrating Geophysics, Geochemistry and Microbiology". *Energy Procedia*, **1**, 2251-2259, doi: 10.1016/j.egypro.2009.01.293.

Global CCS Institute (2011): "The Global Status of CCS: 2011". Global CCS Institute, Canberra, Australia, ISBN: 978-0-9871863-0-0.

Harris, P. and L. MacGregor (2006): "Determination of reservoir properties from the integration of CSEM and seismic data". *First break*, **24**, 15-21.

Harris, P., Z. Du, L. MacGregor, W. Olsen, R. Shu and R. Cooper (2009): "Joint interpretation of seismic and CSEM data using well log constraints: an example from Luva Field". *First break*, **27**, 73-81.

Hoversten, G.M., R. Gritto, J. Washbourne and T. Daley (2003): "Pressure and fluid saturation prediction in a multicomponent reservoir using combined seismic and electromagnetic imaging". *Geophysics*, **68**, 5, 1580-1591, doi: 10.1190/1.1620632.

IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change (2005): "IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage". Cambridge U. Press, Cambridge, UK, pp.195-276 (Chapter 5).

JafarGandomi, A. and A. Curtis (2011): "Detectability of petrophysical properties of subsurface CO_2-saturated aquifer reservoirs using surface geophysical methods". *The Leading Edge*, **30**, 10, 1112-1121.

Le Pichon, X. and J.C. Sibuet (1971): "Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean opening". *Earth and Planetary Science Letters*, **12**, 83-88.

MacGregor, L. (2012): "Integrating seismic, CSEM, and well log data for reservoir characterization". *The Leading Edge*, **31**, 3, 268-277.

Mackie, R. L. and T.R. Madden (1993): "Three dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients". *Geophysical Journal International*, **115**, 215-229.

Martí, A., P. Queralt and J. Ledo (2009): "WALDIM: a code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor". *Comput. Geosci.,* **35**, 2295-2303.

Montadert, L., O. de Charpal, D. Roberts, P. Guennoc and J.C. Sibuet (1979): "Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes", in: Talwani, M., W. Hay and W.B.F Ryan (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Ser., vol. 3, AGU, Washigton, D.C., pp. 154-186, doi: 10.1029/ME003p0154.

Muñoz, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section", in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 235-246.

Nakatsuka, Y., Z. Xue, H. Garcia and T. Matsuoka (2010): "Experimental study on CO2 monitoring and quantification of stored CO2 in saline formations using resistivity measurements". *Int. J. Greenhouse Gas Control*, **4**, 209-216, doi: 10.1016/j.ijggc.2010.01.001.

Ogaya, X., J. Ledo, P. Queralt, A. Marcuello and A. Quintà (2013): "First geoelectrical image of the subsurface of the Hontomín site (Spain) for CO_2 geological storage: A magnetotelluric characterization". *International Journal of Greenhouse Gas Control*, Vol. **13**, 168-179, doi: 10.1016/j.ijggc.2012.12.023.

Ogaya, X., P. Queralt, J. Ledo, A. Marcuello and A.G. Jones (2012): **"**Preliminary results of the 3D magnetotelluric characterization of the Research Laboratory on Geological Storage of CO2 in Hontomín (Burgos, Spain)". *Geophysical Research Abstracts*, Vol. **14**, EGU2012-5425, 2012. EGU General Assembly 2012.

Pérez-Estaún, A., M. Gómez and J. Carrera (2009): "El almacenamiento geologic de CO_2, una de las soluciones al efecto invernadero./Geological storage of CO_2, one of the solutions to the greenhouse effect". *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **17**, 2, 179-189, ISSN: 1132-9157.

Roest, W.R. and S.P. Srivastava (1991): "Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present". *Geology*, **6**, 613-616.

Sato, K., S. Mito, T. Horie, H. Ohkuma, H. Saito, J. Watanabe and T. Yoshimura (2011): "Monitoring and simulation studies for assessing macro- and meso-scale migration of CO2 sequestered in an onshore aquifer: Experiences from the Nagaoka pilot site, Japan". *Int. J. Greenhouse Gas Control*, **5**, 125-137, doi: 10.1016/j.ijggc.2010.03.003.

Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury and M. Uyeshima (2005): "Three-dimensional magnetotelluric inversion: data space method". *Phys. Earth Planet. Interior.,* **150**, 3–14.

Tikhonov, A.N. (1950): "On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust". *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*,**73**, 295-297.

Vera, J.A. (2004): "Geología de España". SGE-IGME, Madrid, ISBN: 978-84-7840-546-6.

Weaver, J.T., A.K. Agarwal and F.E.M. Lilley (2000): "Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants". *Geophysical Journal International*, **141**, 321-336.

Ziegler, P. A. (1988): "Late Jurassic–Early Cretaceous Central Atlantic Sea-Floor Spreading, Closure of Neo-Tethys, and Opening of Canada Basin", in: Ziegler, P.A. (Ed.), Evolution of the Arctic–North Atlantic and the western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Memoirs 43, Tulsa, 63-82.

Mapping of water content distribution in sandy soil through electrical resistivity measurements

Farzamian, M., Monteiro Santos, F. A., Soares, A. and Bernardo, I.
Universidade de Lisboa, IDL, Campo Grande Ed. C8, 1749-016 Lisboa, Portugal, mohammadfarzamian@fc.ul.pt

SUMMARY
Studies of water content distribution in the vadose zone were conducted by collecting one electrical Schlumberger sounding along the same profile on 3 days and also taking 30 samples from 3 boreholes near the profile during the experiment on the same days. For this purpose, the particle size distribution, bulk density and particle density of samples have been analyzed in the Lab to estimate hydrologic parameters. Hydrologic parameters and atmospheric upper layer and constant water content lower layer boundary conditions were considered to simulate a 1D-dimensional infiltration experiment with HYDRUS-1D.
The resistivity data were inverted and the bulk electrical resistivity model has been converted to water content distribution map using established resistivity-water content changes relationships. Finally, the models were compared and evaluated with the soil sample water content that had been taken at the same time.

1. INTRODUCTION

Recent researches have shown that geophysical surveys using non invasive methods are a viable alternative to traditional techniques for hydrologic characterization. The capability of electrical resistivity tomography (ERT) in monitoring fluid movement in porous media has been shown in several studies (Binley et al., 1996; Daily et al., 1992; Hagrey and Michaelsen, 1999; Park, 1998). The repetition of geophysical measurements over time may yield information particularly for the definition of those hydrologic variables that are time dependent, such as water content changes with regard to the transient nature of water movement in the subsurface. Through a correlation of known conditions to measured responses (e.g., Archie, 1942; Feng and Sen, 1985), the geophysical data are mapped as hydrogeology variables of water content (Topp et al., 1980), hydraulic conductivity (Slater and Glaser, 2003) or clay content and salinity (de Lima and Niwas, 2000; Shevnin et al., 2007). Preliminary results of a monitoring program of water infiltration using ERT will be presented in this paper.

2. THEORETICAL CONCEPTS

Soil is a medium consisting of grain matrix, air, and water. With regard to electrical resistivity, soil water is the most important parameter, (Saarenketo, 1998). The widely used relationship between resistivity and soil moisture is expressed as (Archie, 1942)

$$\rho_a = a\Phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (1)$$

where a, m, and n are petrophysical constants that are characteristic of the porous medium, ρ_a is the resistivity of the porous medium, ρ_w is the pore-water resistivity, Φ is the porosity, and S is saturation, which is the ratio of the water content and porosity. The moisture content of a porous media is generally the only factor that undergoes dramatic changes during an infiltration event, and the changes in resistivity can be related to changes in the moisture content.

In this paper, we present a procedure to obtain information on the soil water distribution of the soil in Samora Correia north east of Lisbon. In our approach we used empirical relationships between the resistivity model of data and saturation level of the samples which were taken along the profile just after collecting resistivity data. These data allow us to obtain the best fit of curve ρ vs. S based on the determination of the experimental data in the field, so we did not assume the validity of Eq. (1) to obtain more accurate relationship in our field of study

3. DATA ACQUISITION

A electrical Schlumberger sounding, with maximum current electrode (AB/2) expansion of 10 m, potential electrode expansion (MN/2) of 0.25 m and electrode spacing of 0.5 m was performed on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and finally on 18th Jan 2012. Three soil cores to a depth of approximately 2 m were extracted from the site along of profile very close to middle of profile in the same day just after the data collection. These cores were sectioned into 0.2 m lengths and prepared for laboratory analysis of soil physical properties namely particle density, bulk density, texture and gravimetric moisture content. The particle size distribution analysis indicates a sand texture class with totally less than five percent clays and silt. The average particle density and bulk density were 2.65 and 1.66 respectively.

In addition, to determine changes in soil moisture from resistivity measurements, a 2D resistivity survey using Schlumberger electrode configurations was carried out in the same profile on 22th Oct 2011. Three soil cores down to a depth of approximately 2 m were extracted from the site along of profile at position 7, 10 and 15 meter (as shown in fig.1 by black arrows) in the same day just after the data collection. The apparent resistivity data were inverted using the program RES2DINV (Loke and Barker, 1996) and the inverse model resistivity section is shown in fig.1. The modeling results for this profile show very high resistivity values in the first 1.5 meter which indicate very dry sand in this zone, then the section shows a dramatic vertical decrease from more than 2000 ohm.m to less than 50 ohm.m at a depth of 3 meters. This sharp change is in broad agreement with the capillary transition zone above the water table. Then the relevant inverted data at positions 7, 10 and 15 meter were plotted as a function of saturation level (fig.2) to find out the best relationship between resistivity-water content changes. The best fit is given by following equation:

$$\rho = 16.41S^{-2.89} \quad (2)$$

This equation is used to convert resistivity model to water content distribution map in next section.

4. HYDROLOGICAL MODEL

Richards' equation is often used to describe variably saturated flow in porous media. In this study we assume that the retention and hydraulic conductivity functions can be represented by the parametric models of van Genuchten (1980). A total of five model parameters (θr, θs, α, n, and Ks) describe the hydraulic properties for soil layers where θr is the residual moisture content, θs is the saturated moisture content (or porosity), α and n are empirical parameters, and Ks is the saturated hydraulic conductivity. These five parameters were estimated using the ROSETTA software (Schaap et al., 2001) with regard the particle size distribution and bulk density of samples and were used as input to the one-dimensional unsaturated flow and transport code HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 1998). Since the samples were taken during data

collection and the water content of samples were obtained in the lab, initial conditions were developed based on the water content. The atmospheric boundary condition as upper layer and constant water content as lower layer boundary conditions were considered to simulate a one-dimensional infiltration experiment. The water content distribution on 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 which were extracted from HYDRUS-1D has been shown in fig.3 and 4 respectively.

5. RESISTIVITY MODEL

To obtain the true one-dimensional distribution of soil resistivity, the sounding data were inverted using the 1d inversion program (Monteiro Santos et al., 1997).

The inverted model of the sounding data on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 with the Schlumberger array is shown in Fig.5. These plots show very high resistivity values in the first 1-1.5 meter. A comparison of the modeling results on 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012 with 22th Oct 2011 as reference shows the increase in resistivity in the vadose zone on 5th Dec 2011 and then the decrease on 18th Jan 2012 .The resistivity variations are probably indicate the variations of water content during vertical infiltration after rainfall.

There is a dramatic decreasing of the resistivity after 1, 1.5 and 1.6 meter on the obtained model on 5th Dec 2011, 18th Jan 2012, and 22th Oct 2011 respectively. The sharp fall is related to considerable water content changes in the capillary transition zone. Due to water table rising after considerable rainfall after 22th Oct 2011, there is a gap between falling points on 22th Oct 2011 with 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012. The resistivity reaches to constant values (less than 50 ohm.m) in the water table level.

6. RESULT AND DISCUSSION

The results of water content distribution as a function of depth with regard HYDRUS 1D and resistivity model is shown in fig.6 and compared with the samples which were taken to the lab to measure water content as a reference. The Eq.2 was used to convert resistivity data to water content. A comparison of the models with the reference shows a good consistency between both models with the references in the vadose zone, but the resistivity model does not indicate an acceptable consistency with the reference in the capillary transition zone, however in the capillary transition zone, the HYDRUS 1D model shows better consistency with the reference and the resistivity model is not very accurate to map very sharp changes in the capillary transition.

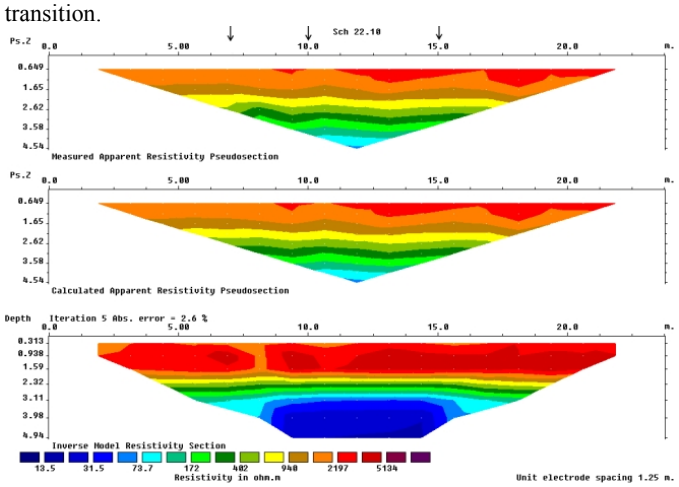

Fig.1. **The inverse model resistivity section with position of the soil cores on 22th Oct 2011.**

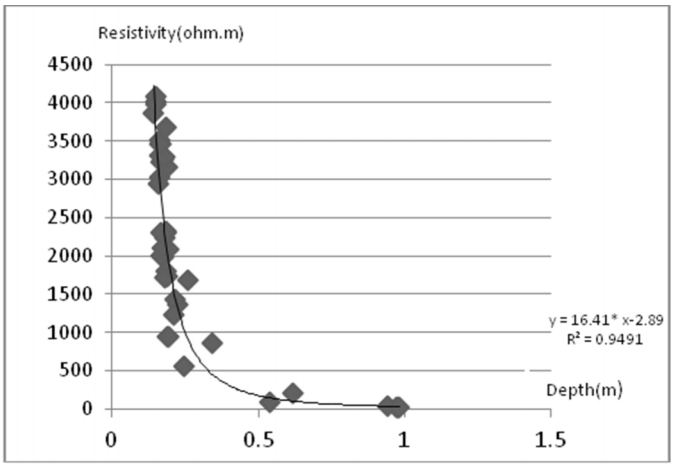

Fig.2. **Inverted resistivity data as a function of the effective saturation**

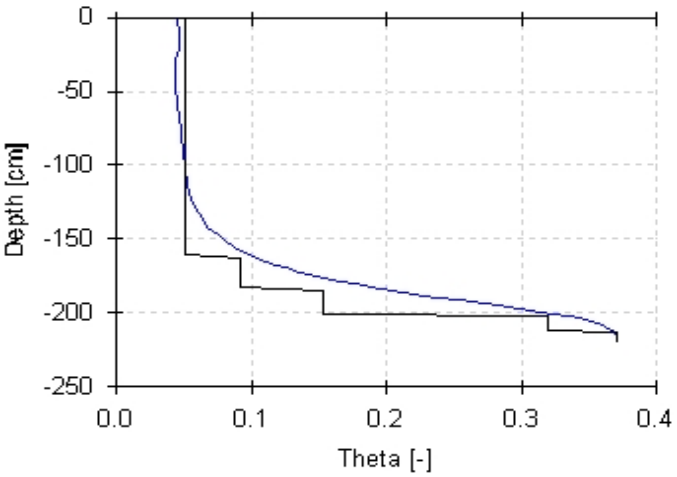

Fig.3. **Water content distribution on 5th Dec 2011**

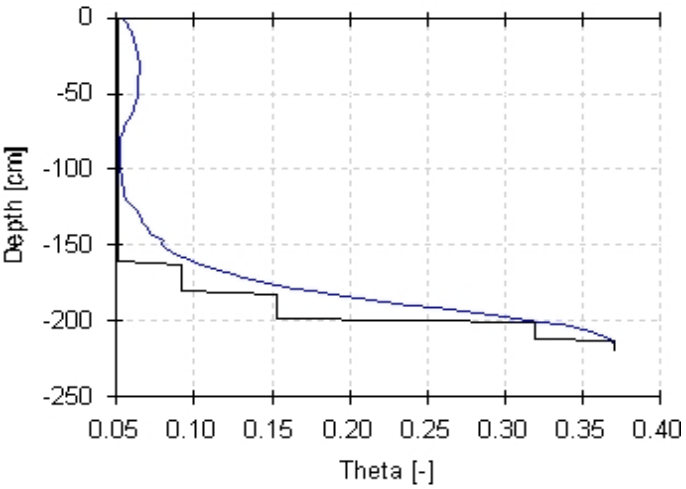

Fig.4. **Water content distribution on 18th Jan 2012**

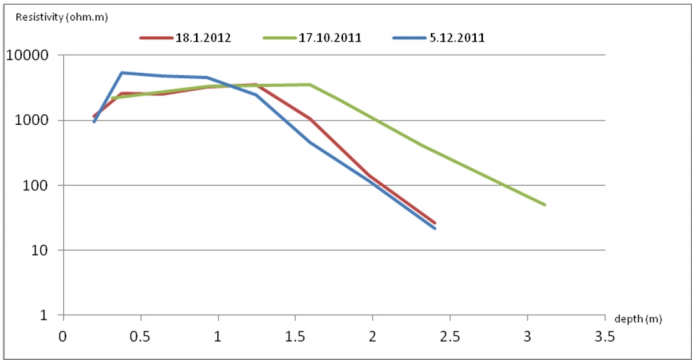

***Fig.5*.The inverted model of the vertical electrical sounding on 22th Oct 2011, 5th Dec 2011 and 18th Jan 2012**

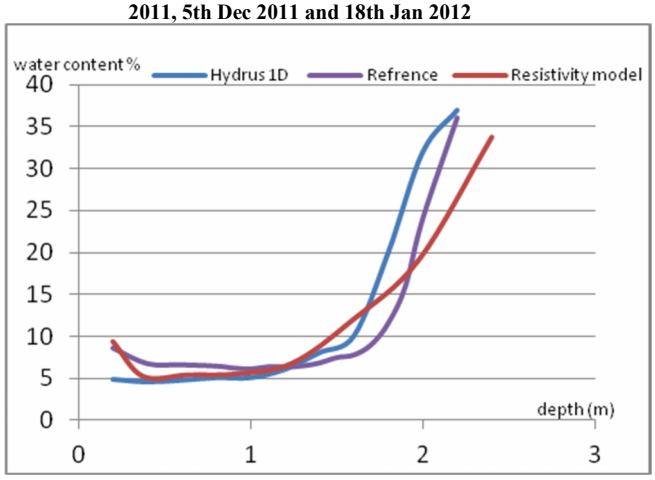

***Fig.6*. Water content distribution with depth on 5th Dec 2011.**

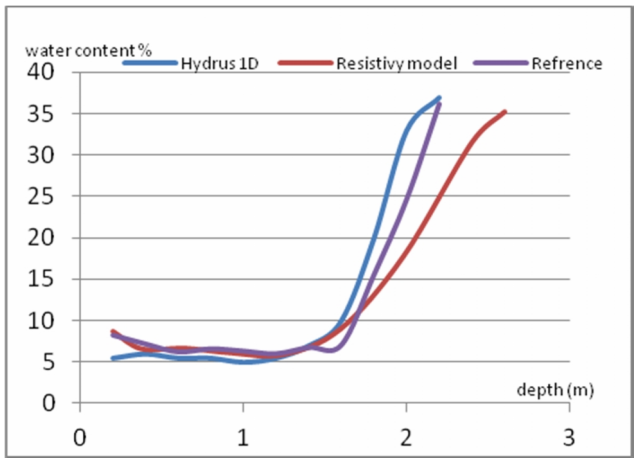

***Fig.7*. Water content distribution with depth on 18th Jan 2012**

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors sincerely acknowledge the financial support from the grant of IDL - PEST-OE/CTE-LA0019/2011-12 and FCT, Portugal to attend and present this work in the 7ahpgg conference in San Sebastian.

8. CONCLUSION

The resistivity method as a non-invasive and efficient method could be used to map water content distribution in the vadose zone, but it is not very accurate to map very sharp changes in the capillary transition zone. Using different geophysical methods such as GPR or EM38 in conjunction with resistivity method might improve our approach to predict water changes in the capillary transition zone.

9. REFERENCES

Archie, G.I. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Min. Metallurg. Eng. 146:54– 62.

Binley, A., S. Henry-Poulter and B. Shaw, 1996, Examination of Solute Transport in an Undisturbed Soil Column using Electrical Resistance Tomography, Water Resources Research, 32(4), p763-769

Daily, W., A. Ramirez, D. LaBrecque, and J. Nitao. 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. Water Resour. Res. 28:1429–1442.

de Lima, O.A.L., and S. Niwas. 2000. Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. J. Hydrol. 235:12–26.

Feng, S., and P.N. Sen. 1985. Geometrical model of conductive and dielectric properties of partially saturated rocks. J. Appl. Phys. 58:3236–3243

Hagrey, S. A., and J. Michaelson, 1999, Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany, Geophysics, 6464, 746-753

Loke, M.H., and R.D. Barker. 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method. Geophys. Prospect. 44:131–152

Schaap, M.G., F.J. Leij, and M.Th . van Genuchten. 2001. ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J. Hydrol. 251:163–176

Saarenketo, T. 1998. Electrical properties of water in clay and silty soils. J. Appl. Geophys. 40:73–88.

Shevnin, V., A. Mousatov, A. Ryjov, and O. Delgado-Rodriquez. 2007. Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory measurements. Geophys. Prospect. 55:265–275.

Šimůnek, J., M. Šejna, and M.Th . van Genuchten. 1998. Th e HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0. IGWMC TPS-70. Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden.

Slater, L.D., and D.R. Glaser. 2003. Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. Geophysics 68:1542–1558.

Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16:574–582.

van Genuchten, M. T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892– 898.

Park, S., 1998, Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data, Geophysics, 6363, 41-51.

Monteiro Santos, F. A., Dupis, A., Andrade Afonso, A.R. and L. A. Mendes-Victor, 1997. 1D joint inversion of AMT and resistivity data acquired over a graben.Journal of Applied Geophysics, 38, 115-1

The origins of groundwater salinity in some valleys at Santiago Island (Cape Verde)

Rui Goncalves[(1),(3)], Fernando Santos[(2),(3)], Paula Carreira[(4)], Patrícia Represas[(3)], Eugénio Almeida[(1),(3)]
[(1)]Unidade Departamental de Matemática e Física, Instituto Politécnico Tomar, Portugal,
[(2)]Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Universidade de Lisboa, Portugal,
[(3)]Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Portugal,
[(4)]Instituto Tecnológico e Nuclear, Sacavém, Portugal

SUMMARY
Some of the coastal valleys of the Santiago Island (Cape Verde Republic) have been experiencing an increase in salinity of groundwater. The most affected areas are the valleys where intense agricultural activity exists. To characterize and find out the salinity source, several methods have been applied; namely, hydrochemical and isotopic samples analyses, and geophysical electromagnetic transient soundings. The meteoric origin and also the water–rock interaction processes, does not alone explain the higher Chlorine loads measured at the groundwater. In some of the valleys, the geophysical profiles had shown resistivity structures that explain the high groundwater's conductivity values. The chemical difference in the valley's groundwater is also perfectly understandable in view of these geophysical observations, and two distinct origin sources mechanisms can be advanced.

1. CAPE VERDE SETTINGS

All the Cape Verde ten Islands have always had a problem of quantity and quality of available freshwater. This condition comes from the geographic location of these volcanic islands. It is the southernmost Macaronesian Atlantic archipelago, 640 km off the coast of Senegal, at western north Africa, figure 1. The prevailing semi-arid and arid climatic conditions seen at most of the islands, are consequence of archipelago location and Sahara desert influence. The constant north, northeast and east winds that blow for most of the year, brings almost no rain to the islands. The "rain season" happens only with the south and southwest winds monsoon, which blow between July and September-November. This season time-span, its rain amount and precipitation regime is irregular from year to year, leading frequently to extended drought periods.

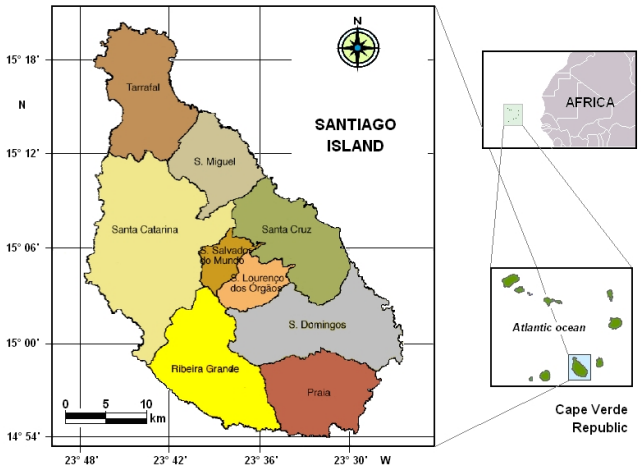

Figure 1 **– Cape Verde archipelago and Santiago's location.**

Concerning the orography, the islands have small relief and gentle slopes, being almost flat, to the exception of the four major ones. As a result, mean annual rain amount is very small, around or less than 150 mm for the smallest and "flat islands". At the major island (Santiago, Santo Antão, Boavista and Fogo) the central mountainous allows greater rainfall amounts, with mean values that reach 300 mm/year. These higher mountains are below 2000 m altitude (exception to the 2829 m volcano summit at Fogo Island) and islands show a steep relief with relatively high slopes and eroded soils.

These factors, together with the usual season's episodes of heavy storms and high-intensity precipitation, produce torrential flow and floods in the valleys. Most of this superficial runoff waters is directly lost to the sea and also by evapotranspiration's process (Mannaerts and Gabriels, 2000). The remaining water (about 13%) infiltrates into the soil and feed the aquifer systems. With no permanent surface fresh water natural sources, the majority of the available waters come from the underground (water springs, dig wells and boreholes). The quality of this groundwater, which can be directly ascribed to its total dissolved salt content (hereafter TDS), is a major and growing problem. To characterize and investigate this salt origin, hydrochemical and isotopic samples analyses have been done and a geophysical survey was carried out with the transient electromagnetic method (hereafter TEM), at the Santiago Island.

2. SANTIAGO'S HYDROGEOLOGICAL SETTINGS

The Santiago Island is the biggest and most populated of the Cape Verde archipelago. As stated before, the sources of water for human consumption and irrigation fields had always been the natural springs and dug wells. The island's first boreholes for water extraction were done in the 70's of last century. With this newest source and a growing population, the demand and pressure over the groundwater resources is now reaching the limit. Overexploitation, especially at the coastal valleys, affects the water quality, increasing the TDS amount and its usefulness. Several episodes of saltwater land contamination have occurred near the cost, especially at the river-beds valleys, where high permeability geological materials predominate. Near the shoreline, these valleys are filled with alluvial material, which attain about ten to twenty meters thick, resting over basaltic formations that can be more or less fractured. Borehole log descriptions show that some clay layers also exist at these locations. The basaltic structures are predominant all over the island, and correspond to the several stages of Santiago's formation. The Vulcano-Stratigraphic sequence was established by Serralheiro (1974). Posterior and important contributions can be also found at Matos et al. (1979). At the higher places, the presence of the "Monte das Vacas" (MV) formation, composed by piroclastic materials with high permeability and porosity, allows the water to infiltrate. This groundwater leaks to lower levels, reaching to intermediate geological units, like the "Pico de Antónia" (PA) eruptive complex, which presents both under terrestrial and submarine facies (pillow-lavas). The storage coefficient of the PA formation is relatively high, becoming the island most important reservoir of fresh water. This geological unit covers a more impermeable layer known as the Basic unit. This bottom unit shows a high degree of alteration, a high rate of compactness and low permeability.

The groundwater analyses showed that mineralization increases with the formations age (Pina et al., 2005). The water samples collect at the higher locations, far from the ocean, are of the type Na-HCO3, revealing the influence of the marine aerosol in the more recent waters. The samples from watersheds near the coast line are

of Mg-Cl and Na-Cl type, figures 2 and 3. The presence of Na-Cl waters is dominant on samples from the valley areas, and has high TDS values (>1000 mg.l^{-1}). This translates into high values of electric conductivity (hereafter EC) and lower quality waters for drinking or land irrigation purposes. These same conclusions can be withdrawn from the isotopic water analyses ($\delta^{18}O/\delta^{2}H$), that confirm the meteoric origins and the mixtures between deeper and older water with the more recent and shallow water. The observed low levels Tritium values can be assigned as follows: at the valleys, near the coast line, the shallow waters are younger and show contemporary Tritium values, the deeper groundwater are a mixture of the shallow waters with oldest waters (Carreira et al., 2007). These older waters can have 30-40 (or more) years, as Tritium amounts are compatible with the past loads and its natural decay process. Similar values have been published at Akiti (1985) work.

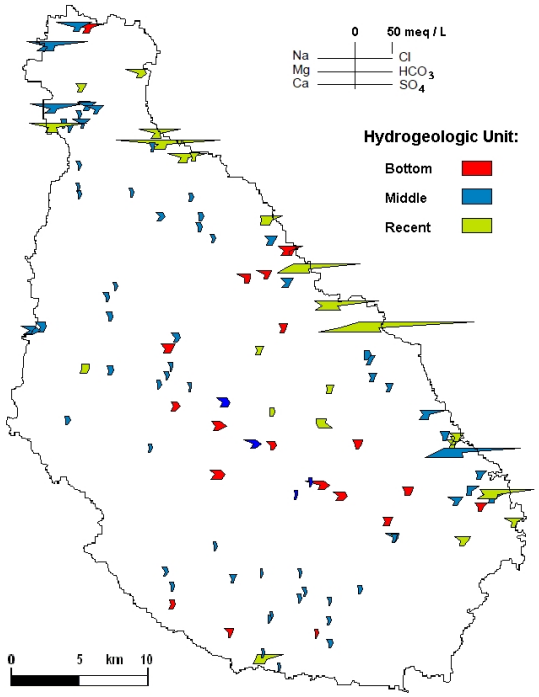

***Figure 2* - Santiago's groundwater Stiff pattern distribution, by hydrogeologic unit.**

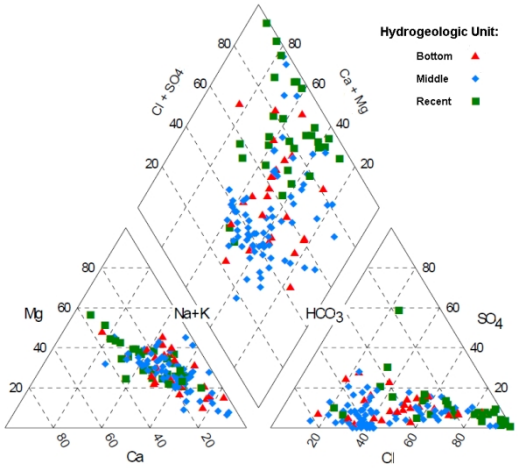

***Figure 3* - Santiago's groundwater chemical composition Piper pattern distribution by hydrogeologic unit. Adapted from Pina (2009).**

3. GEOPHYSICAL TEM SURVEY

The electromagnetic survey was conducted through the most important alluvial valleys with agriculture exploitations, where water problems exist. These places are located on the northwest (Tarrafal and Ribeira Grande), east (S.Miguel, Flamengos, Salto, Picos and Seca) and southeast coast (S.Domingos) of the island (Fig.4). The applied technique was the transient electromagnetic method, best suited to the arid and semi-arid environments and that can easily detect high conductive layers. The field equipment was the TEM-FAST 48 with a 25 or 50 m side square single-loop. The soundings resistivity models were computed from 1D inversion, 2D lateral constrain inversion (LCI) and 3D spatial constrain inversion (SCI) (Santos et al., 2011). This last inversion technique was only possible at the survey areas with spatially spread soundings (Tarrafal and S. Domingos). The stitched-together 1D cross section and 2D model's inversions profiles showed similar structures, although the 2D LCI perform better with queued side by side soundings. Survey results show deeper continuous conductive layers at several valleys. This conductive layer is not related to any actual seawater intrusion, only detected at the end part of the valleys, very near the sea. The hypothesis of a different Cl source, other than present seawater, seems to be confirmed by TEM data.

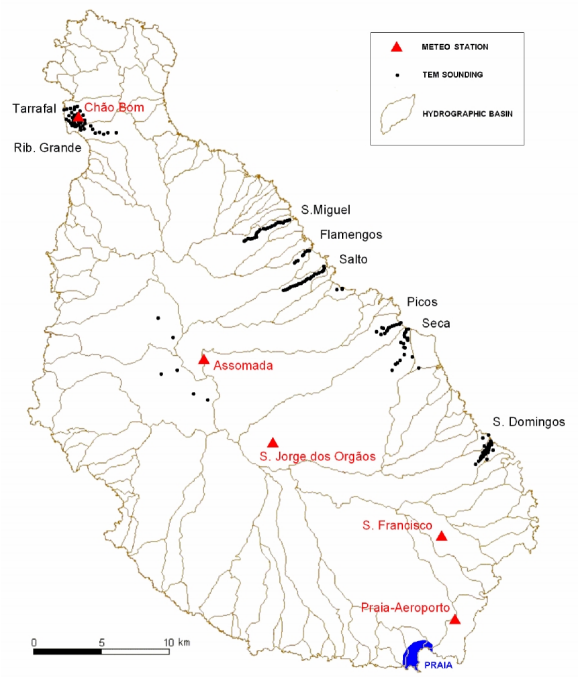

***Figure 4* – Location of the TEM soundings profiles at Santiago.**

4. SALT WATER ORIGINS

The integrated analysis of the TEM and hydrochemistry data shows that the origin of salty groundwater at several valleys follows two different mechanisms; the 1st is a mixture of shallow groundwater with seawater, from the seashore until ~500-1000 m into the inland, and the 2nd is a mixture of the shallow groundwater with a upflow of deep and oldest salty water, at ~1000-1500 m from the coast line. Figure 5 and 6 are examples of these two different sources of salinity, at S. Domingos and Seca valley, respectively. The near sea mixture area is controlled by the geometry of the clay layers. When the shallow groundwater flow decreases and the water level falls, at the dry season, the nearest to sea groundwater becomes partially or completely disconnected and starts an increasing mixing process with seawater. At these locations, water from the wells reaches very high TDS values (>5000 mg.l^{-1}). To the interior, boreholes overexploitation is certainly one of the causes for the observed increase in groundwater salinity. This, overpumping disturbs the natural system flow, increasing the vertical flow of water through the detected conductive layer. These two mechanisms are even more severe, enhancing the salt content in drought years.

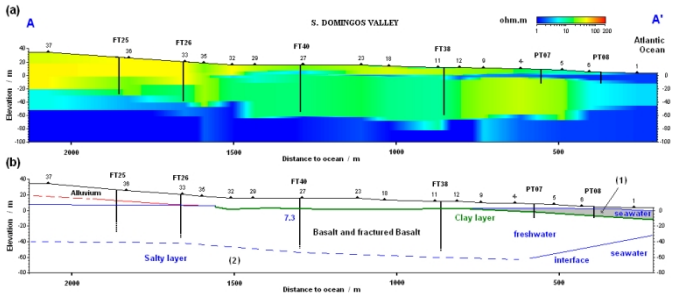

Figure 5 – (a) Resistivity cross section at S. Domingos valley. (b) Corresponding hydrogeologic interpreted structure. The locations of boreholes and TEM soundings are superimposed, as well the two different sources mechanism of salinity.

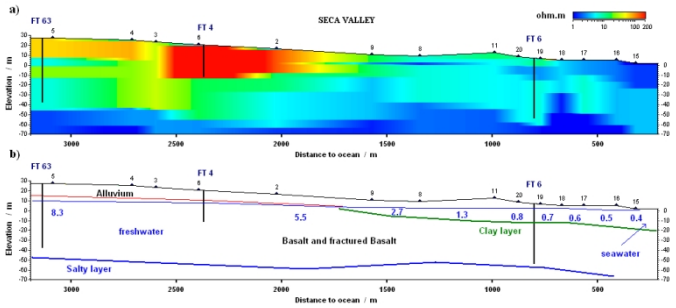

Figure 6 – (a) Resistivity cross section at Seca valley. (b) Corresponding hydrogeologic interpreted structure. The locations of boreholes and TEM soundings are superimposed, as well the two different sources mechanism of salinity.

Several SUTRA computer models even been tested to check these hypothesis. SUTRA (Saturated-Unsaturated TRAnsport) is a finite-element 3D code to solve a very general set of single phase subsurface fluid flow and single-species transport problems. It is provided by the USGS (Voss, 1984).

One simulation corresponds to a uniform rectangular model with 2000 m long (x-direction), 400 m wide (y-direction) and 70 to 50 m depth (z-direction), with the constant bottom at 50 m below mean sea level (msl). A tridimensional mesh dimension was set with 160×20×40 finite element (rectangular elements). Applied hydraulic parameters are presented at table 1. Most of them are unknown to actual problem and thus initially taken from published similar cases, as the Hawaii Oahu island basaltic aquifer (Voss, 1999). We tested a range of values for the longitudinal dispersivity and transverse dispersivity. From 100 to 1000 for the longitudinal dispersivity and from 0 to 10 for the transverse dispersivity. The porosity value was taken from the relations between the resistivity and water's EC measures. The obtained value of porosity (15%) is similar in alluvium and fractured basalt.

***Table 1* - Applied hydraulic parameters at SUTRA simulation.**

Parameter	values
Freshwater density	1000 $kg.m^{-3}$
Seawater density	1026 $kg.m^{-3}$
Water compressibility	4.47×10^{-10} Pa^{-1}
Water viscosity	0.001 $kg.m^{-1}.s^{-1}$
Molecular diffusivity	1.5×10^{-9} $m^2.s^{-1}$
Matrix compressibility	2.5×10^{-9} Pa^{-1}
Horizontal hydraulic permeability	5×10^{-12} m^2
Vertical hydraulic permeability	1×10^{-12} m^2
Porosity	0.15
Horizontal Longitudinal dispersivity	250 m
Vertical Longitudinal dispersivity	25 m
Horizontal Transverse dispersivity	1.0 m
Vertical Transverse dispersivity	1.0 m

To confirm the effect of the borehole overexploitation at this deep conductive layer, the simulation includes a borehole in the centre of the model with the drain located at 30 m below msl. The water sink amount was set to 1.5 $kg.s^{-1}$, the typical mean daily pumping rates at valleys (13 $m^3.h^{-1}$ for about 10 h long). The result is shown at figure 7. The boundary conditions for the simulation are given at table 2, with flow rates and TDS concentration.

***Table 2* - Applied boundary's data at SUTRA simulation.**

Boundary	Flow $kg.m^{-2}.s^{-1}$, $mm.yr^{-1}$	Concentration $kg.l^{-1}$
Inland	1.6×10^{-6} , 50	0.0005
Surface	3.2×10^{-7} , 10	0.0001
Deep bottom	3.2×10^{-6} , 100	0.0350

From the steady state condition, the TDS concentration results seem to reproduce the observed features at some resistivity cross sections; as near the borehole FT-26 and FT-38 at S Domingos valley, and near the borehole FT-6 at Seca valley.

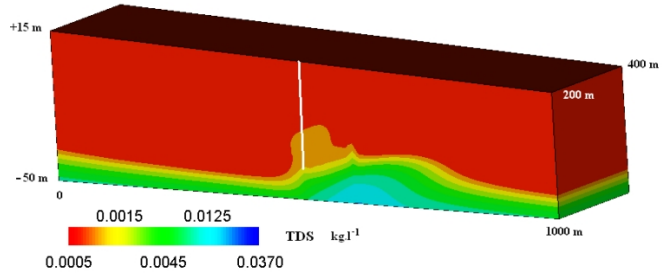

Figure 7 – Borehole overexploitation effect at mid valley. Cross section perspective view of 3D SUTRA simulated TDS groundwater's values.

5. CONCLUSIONS

With the present TEM and the hydrochemical/isotopic data, the best explanation to the observed values is that - a deep layer exists with ancient trapped seawater or enriched salty water, from ancient sea transgressions, and that is the source of higher TDS values. At valleys near the sea, at shallow depths, a water mixture exists between seawater and freshwater, affecting the dug wells' waters.

REFERENCES

Akiti, T., (1985): Environmental isotope study of the groundwaters of the island of Santiago (Cape Verde). Report CVI/82/004 PNUD. International Atomic Energy Agency, Division of Research and Laboratories, Section of Isotope Hydrology, Vienna. 26

Alves, M. C. A., Macedo, J. R., Silva, L. C., Serralheiro, A., Peixoto Faria, A. F., (1979): Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde). Garcia de Orta 3, 1-2, 47-74, (in Portuguese)

Carreira, P. M., Pina, A. F. L., Gomes, A.M., Marques, J. M., Almeida, E., Monteiro Santos,F., (2007): Assessment of groundwater salinization mechanisms in Santiago Island (Cabo Verde), an environmental isotopic approach. Vienna, Austria

Mannaerts, C. and Gabriels, D., (2000): Rainfall erosivity in Cape Verde. Soil and Tillage Research. 55, 207-212

Pina, A. F. L., (2009): Hidroquímica e qualidade das águas subterrâneas da ilha de Santiago - Cabo Verde, PhD Thesis, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro. 209. (in Portuguese).

Pina, A.F.L., Gomes, A.M., de Melo, M.T.C. and da Silva, M.A., (2005): Caracterização hidrogeológica das principais unidades aquíferas da ilha de Santiago, Cabo Verde (in Portuguese). Actas da XIV Semana de Geoquímica e do VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro

Serralheiro, A., (1976): A geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde), PhD Thesis, Faculdade Ciências da Universidade de Lisboa. 218. (in Portuguese)Autor, I. (2001): "Trabajo del primer autor". *Jornal de Geofísica,* **19**, 23, 110-120.

Voss, C. I., (1984): SUTRA, A finite-element simulation model for saturated-unsaturated fluid density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically-reactive single-species solute transport, US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 84-4369. 409.

Voss, C. I., (1999): Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices, Theory and Applications of Transport in Porous Media, Ch. 9. In USGS SUTRA code – History, Practical use, and Application in Hawaii, (Y. Bear, J., Cheng, A., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I., Eds.), Kluwer Acad. Pub. 14, 625.

Acknowledgements

This work was developed in the scope of the project financed by FCT, HYDROARID (POCTI/CTE-GEX/55399/2004).

Egileen Aurkibidea/Índice de Autores/Índice de Autores/Autor Index

A

Almeida, E. 713
Arias, P. 629
Ayala, C. 689

B

Bellmunt, F. 595, 605
Benjumea, B. 605
Bernardo, I. 709
Bernat, M. 689
Biete, C. 697
Bosch, D. 595
Brenner, Y. 605
Buces, J. 619

C

Carbó Gorosabel, A. 633, 641
Carmona, E. 649
Carreira, P. 713
Carrión, F. 649
Causapé, J. 655
Coll, M. 667

D

Duque, M. R. 663

E

Escalas, M. 595, 693

F

Farzamian, M. 709
Fernández-Álvarez, J. P. 593, 611
Figueras, S. 605
Flor, G. 611
Flor-Blanco, G. 611

G

Gabàs, A. 605
García, E. 619
García-Lobón, J. L. 689, 697
García-Mayordomo, J. 671
Goncalves, R. 713
González Cuadra, P. 675
Goodman, D. 601

H

Heredia, N. 675

I

Ibarra, P. 659, 671, 675, 689, 697

J

Jones, A. G. 703

L

Lamban, L. J. 625
Ledo, J. 595, 679, 693, 697, 703
Lorenzo, H. 601, 629

M

Macau, A. 605
Malico, I. 663
Marcuello, A. 595, 679, 693, 703
Martín González, F. 675
Martín, R. 671
Merchán, D. 655
Mínguez, A. 675
Monteiro Santos, F. A. 709
Morelli, G. 601, 667
Muñoz Martín, A. 633, 641

N

Novo, A. 601, 629, 667

O

Ogaya, X. 595, 703

P

Pedrera, A. 675
Peña, J. A. 649
Peralta, C. M. 649
Pérez-Bielsa, C. 625
Pérez-Santisteban, I. 633, 641
Piña-Varas, P. 595, 697
Plata, J. L. 625, 655, 659
Pous, J. 675

Q

Queralt, P. 595, 679, 693, 697, 703

R

Reguera, I. 689
Represas, P. 713
Rey-Moral, C. 689
Riveiro, B. 629
Roca, R. 697
Rodríguez Fernández, L. R. 675
Rodríguez-Escudero, E. 671
Rubio, F. M. 625, 655, 659, 671, 689
Rubio-Melendi, D. 611
Ruiz Fonticiella, J. M. 633, 641

S

Sala, R. 619
Salazar, A. 671
Sánchez-Morán, A. 593
Santos, F. 713
Seille, H. 675
Simmonds, C. 667
Soares, A. 709
Solla, M. 629

T

Tamba, R. 619
Teixidó, T. 649

V

Valverde-Espinosa, I. 685
Valverde-Palacios, I. 685
Vidal, F. 685
Vilà, M. 605
Vilamajó, E. 595, 679