

Análisis de la geometría en profundidad de fracturas conductoras en zonas de baja permeabilidad mediante tomografía eléctrica (El Berrocal, Sistema Central Español)

Analysis of the geometry in depth of conductive fractures in zones of low permeability using electrical tomography (El Berrocal, Spanish Central System)

A. Muñoz Martín ⁽¹⁾, A. Olaiz ⁽¹⁾, G. de Vicente ⁽¹⁾, L. Antón ⁽¹⁾, F.J. Elorza ^(1,2) y R. De Vicente ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Grupo de Tectonofísica Aplicada. Departamento Geodinámica, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

⁽²⁾ Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos, ETSI de Minas, Universidad Politécnica, 28003 Madrid. amunoz@geo.ucm.es

ABSTRACT

The groundwater flow in zones of low permeability, as granites, is mainly associated with zones of fracture. For this reason the characterization of the fractures is fundamental, both in surface as in depth, and must integrate geological information (geological mapping, structural analysis), geophysics (mainly electrical and electromagnetic methods) and geochemistry (radon and others gases) with hydrogeology. In this work we analyze the geophysical response of a strike-slip fault zone by means of three 2D resistivity models. The objective is to investigate the presence of several conductive zones and their geometry in depth. The obtained results allow to control the geometry in depth of the fractures, the gaps between the different mapped traces along the fault zone as well as the thickness of landfill. All this information will be useful for the hidromechanical simulation of the massif, and to check the geometry and gas permeability calculated from emanometry.

Key words: *electric tomography, fracture, granite, permeability.*

Geogaceta, 42 (2007), 35-38
ISSN: 0213683X

Introducción y Objetivos

La caracterización de acuíferos es un elemento imprescindible en todo tipo de estudios de gestión de aguas o de contaminación o remediación de acuíferos. Las tendencias modernas consisten en reconocer la incertidumbre que se produce por la ausencia de conocimiento exhaustivo de los parámetros hidráulicos, sumado al desarrollo y a la utilización de medios que permitan reducir esta incertidumbre.

En el caso de zonas de baja permeabilidad, cómo es el caso de los granitos, ésta suele estar asociada a zonas de fractura, por lo que resulta fundamental su caracterización, tanto en superficie como en profundidad. Para ello resulta necesario integrar información geológica (cartografía, análisis estructural de la fracturación), geofísica (fundamentalmente métodos eléctricos y electromagnéticos) y geoquímica (emanometría, cromatografía de gases) con información hidrogeológica.

El objetivo de este trabajo es analizar la respuesta geofísica de zonas de fractu-

ra cartografiadas en superficie, para comprobar si son zonas conductoras desde el punto de vista hidrogeológico e investigar su geometría en profundidad. La zona de trabajo seleccionada es una importante zona de fractura de tipo desgarre localizada en el «stock» granítico de El Berrocal (Fig. 1), debido a que de él se tiene numerosa información previa, tanto geológica como hidrogeológica y geoquímica (Campos *et al.*, 1995; C.S.N., 2000; De Vicente *et al.*, 2004; Pérez López *et al.*, 2005).

Marco geológico y estructural

El macizo granítico de El Berrocal se sitúa geográficamente en la provincia de Toledo, limitado por el Macizo Central de Gredos al norte y la Sierra de la Higuera y San Vicente al sur. Geológicamente se localiza en las proximidades de la falla del borde sur del Sistema Central (de orientación preferente NE-SO, Fig. 1). En este sector afloran una serie de macizos graníticos clasificados como post-tectónicos en relación a la orogenia

Hercínica (Fúster y Villaseca, 1987). Todos estos materiales se encuentran fuertemente fracturados, en relación a las etapas finales de la orogenia Hercínica y las iniciales del ciclo alpino (permotriásico), así como a la estructuración Alpina del sistema Central (De Vicente *et al.*, 2007). En ambas etapas de deformación son dominantes las fallas en dirección (desgarres), así como fallas normales ligadas al periodo extensional N-S (Doblas, 1990, Pérez López *et al.*, 2005).

El granito tipo «El Berrocal» (Fig. 1), que intruye en una granodiorita biotítica (tipo «San Vicente», Campos *et al.*, 1995), se clasifica petrológicamente como un cuarzogranito de feldespato alcalino con dos micas, siendo dominante la moscovita. Texturalmente es un granito de grano grueso a medio, con facies apicales leucocráticas y pegmoaplíticas, que intruyó a favor de fracturas subhorizontales de descompresión (Fig. 1). Tanto el «stock» de El Berrocal como el dique aplítico de Almorox, intruyeron a la vez hace 297 ± 1 Ma asociados a una etapa distensiva (Campos *et al.*, 1995).

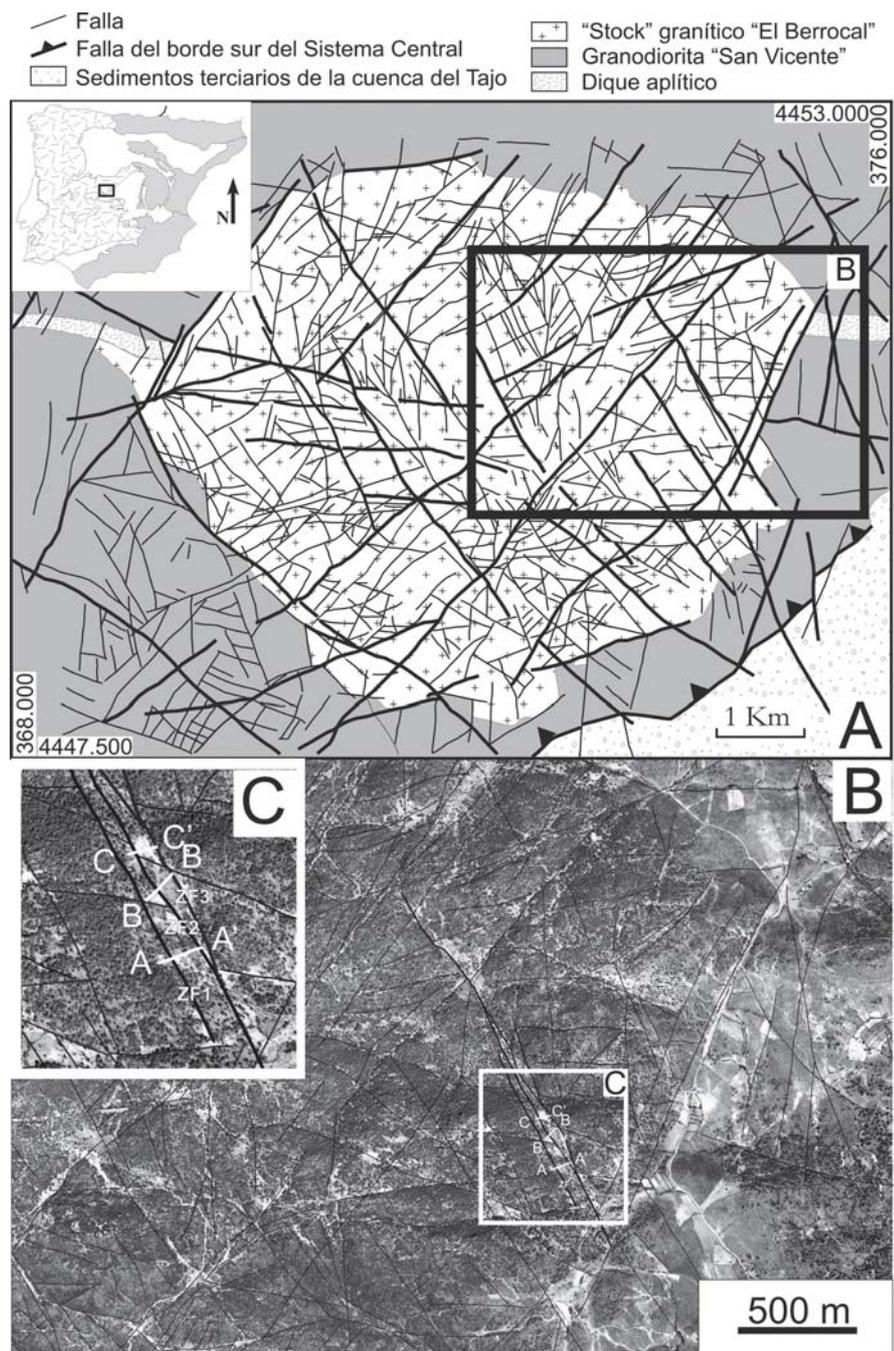


Fig. 1.- A) Localización y mapa geológico de la zona de estudio. B) Mapa de fracturación del borde Oriental del macizo de El Berrocal sobre la ortoimagen 1:2000. C) Detalle de la fracturación y localización de las tres secciones de tomografía realizadas.

Fig. 1.- A) Location and geological map of the studied area. B) Fracture map of the eastern border of the massif over the 1:2000 satellite orthoimage. C) Detail of the area, including the three sections of electrical tomography.

El macizo de El Berrocal se encuentra fuertemente fracturado, y ha sido cartografiado mediante la interpretación morfoestructural de modelos digitales del terreno a escala 1:2000 y 1:10.000, así como fotografía aérea a escala 1:33.000, 1:18.000 y 1:2.000, y ortoimágenes referenciadas a 1:5.000. La síntesis de estas cartografías permite mostrar un mapa de la fracturación presente en el borde

oriental del macizo (Fig.1B). En general el macizo presenta cuatro familias principales de fracturas de orientaciones NNE-SSO, NE-SO, E-O y NO-SE. Estas familias han sido caracterizadas desde el punto de vista cinemático y dinámico, y se han interpretado como generadas en dos eventos tectónicos principales (C.S.N., 2000), que pueden ser explicados por dos campos de paleoesfuerzos: A) Campo de

esfuerzos extensional N-S de edad permotriásica (240 ± 10 Ma) con s_{HMAX} según N100°E principalmente, que activa fallas normales E-O, direccionales dextrosas N60°E y sinestrosas N120°E (Fig. 1). B) Campo de esfuerzos «Alpino» de edad (Eoceno-Actualidad?) con s_{HMAX} entre N150°E y N10°E, que activa fallas normales N160°E, fallas dextrosas N120°-140°E y fallas sinestrosas N10°E-N30°E.

Trabajos realizados y metodología

De los diferentes métodos geofísicos existentes, el método de resistividades es el más utilizado en estudios hidrogeológicos, debido a que la presencia de agua produce importantes bajadas en el valor de resistividad de las rocas cuando éstas se encuentran saturadas. Por otra parte el método también es útil para discriminar entre los granitos frescos (alta resistividad) y el suelo que lo recubre parcialmente (baja resistividad). La caracterización del espesor del suelo frente a la roca fresca es de vital importancia para comparar los datos geofísicos con los emanométricos, ya que la emisión de gas radón están fuertemente condicionada por el mayor o menor espesor de suelo y la naturaleza del mismo.

El método eléctrico de prospección se basa en el estudio de campos de potencial eléctrico, siendo la modalidad más empleada en geología la que utiliza campos artificialmente provocados. De entre los diferentes tipos de métodos geoelectricos, el método de resistividades es el más utilizado, y se basa en el análisis la resistencia que oponen los cuerpos geológicos al paso de una corriente eléctrica continua (DC) introducida en el terreno mediante electrodos. Este método se utiliza para el estudio de variaciones espaciales de resistividad tanto verticales (SEVS), como horizontales (tomografía eléctrica), y es especialmente adecuado en su aplicación en zonas próximas a la superficie (hidrogeología, arqueología, ingeniería...).

En este trabajo se ha utilizado un sistema de tomografía eléctrica RESECS DMT, con 48 electrodos. La separación entre los electrodos a lo largo de las secciones realizadas ha sido de 5 m, y se ha utilizado el dispositivo electródico Schlumberger. Las medidas se han realizado hasta 7 niveles de investigación, lo que nos aseguraba más de 12 metros de profundidad de investigación. Como fuente de alimentación se ha utilizado corriente continua y el voltaje inyectado en cada lectura ha sido de 120 V (Fig. 2).

Para cada medida se han realizado inversiones de polaridad en la inyección y se ha controlado la desviación estándar. Dado que en la zona existe una topografía bastante abrupta, se realizó un posicionamiento de los electrodos utilizando GPS y altímetro barométrico con corrección de deriva lineal. Los errores estimados para el posicionamiento son de 1 m para la planta y de 0.5 m para la cota. Todas las secciones de tomografía eléctrica fueron interpretadas mediante inversión utilizando el código RES2DINV (Giffiths y Barker, 1993 y Loke y Barker, 1996), con elementos finitos de cuatro nodos, y la corrección de la topografía se realizó usando una malla distorsionada (Loke, 2000).

Resultados

Las tres secciones de tomografía realizadas (Fig. 1C, Fig. 3), se extienden aproximadamente transversales a un valle encajado de orientación N160E, situado en el «stock» granítico de El Berrocal, y donde aflora el granito de dos micas y grano medio-grueso. A lo largo de este valle se han cartografiado una serie de fallas en dirección orientadas NNO-SSE con una serie de relevos en dirección y dúplex direccionales. La elección de estas secciones se ha realizado para comprobar la continuidad en profundidad de estas fracturas y estimar el espesor de suelo/granito alterado por encima de la roca fresca.

La primera sección (A-A', Fig. 3), está situada en el extremo SE del valle y presenta una zona de fractura muy bien definida (ZF1) de unos 8 m de anchura y fuerte buzamiento ($> 70^\circ$) hacia el E con valores de resistividad inferiores a 100 Ohm·m. Esta zona de fractura se extiende a más de 15 m de profundidad define una banda que contrasta con los más de 3000 Ohm·m del granito sin alterar. En la sección se observa también otra zona de fractura de mayor buzamiento situada en el extremo E (ZF2) y que debido a su posición, sólo ha podido continuarse hasta 5 m de profundidad. Por último, también se observa como el espesor del granito alterado y/o recubrimiento aumenta desde las abruptas paredes del valle hasta alcanzar en su zona central los 7 m.

La sección central (B-B', Figs. 1C y 3), presenta una zona de fractura muy bien definida de unos 6 m de anchura y un fuerte buzamiento hacia el E (ZF2), localizada a 40 m del comienzo de la sección, con valores de resistividad inferiores a 100 Ohm·m, lo que supone un contraste de resistividad similar a la de la

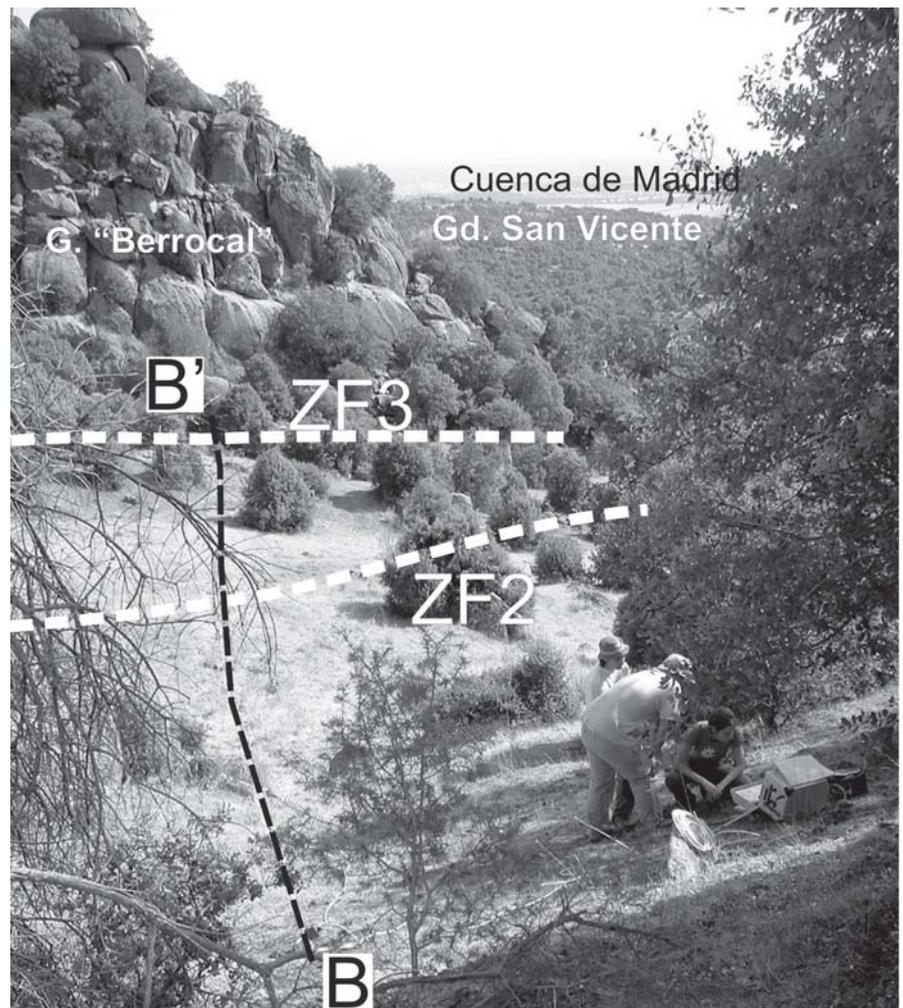


Fig. 2.- Aspecto general de la zona de fractura analizada durante la adquisición de los datos de resistividades de la sección B-B'.

Fig. 2.- General aspect of the analyzed fracture zone during the acquisition of the resistivity data along the section B-B'.

Sección A-A' frente al granito fresco. A 80 m del extremo O de la sección se observa otra zona de fractura de menor anchura (4 m) con un buzamiento similar (ZF3). Estas dos zonas de fractura se correlacionan bien con el mapa de fracturación y presentan continuidad cartográfica (Fig. 1C). En este caso el espesor de recubrimiento es menor de 6 m, lo cual concuerda con una posición topográfica mayor y con la presencia de granito alterado aflorando entre los 65 y los 70 m.

La tercera sección (C-C') se sitúa en la parte más alta del valle, a lo largo de un collado con cambio de la orientación del drenaje y topografía más suave. Los resultados de la inversión muestran una única zona de fractura de unos 6 m de anchura situada en el extremo O de la sección (ZF2). Esta fractura presenta unos valores de resistividad algo mayores que las otras dos (100-150 Ohm·m), y parece

extenderse en profundidad con fuerte buzamiento hacia el E, a pesar de situarse en el extremo de la sección. Por lo que respecta al relleno y/o granito alterado, oscila entre 4 y 6 m en toda la parte central del valle.

Conclusiones y Próximos trabajos

La tomografía eléctrica se muestra como una herramienta adecuada a la hora de analizar la continuidad en profundidad de las fallas cartografiadas en superficie en zonas graníticas, así como para controlar el espesor de la zona de relleno y/o granito alterado. Estas fallas se muestran como zonas de baja resistividad (< 150 Ohm·m) en relación al granito fresco (resistividad > 4000 Ohm·m), que debe estar asociada tanto a la brechificación del granito en las zonas de cizalla frágil (que generan arcillas de fallas), como a la presencia de agua a favor de dichas zonas

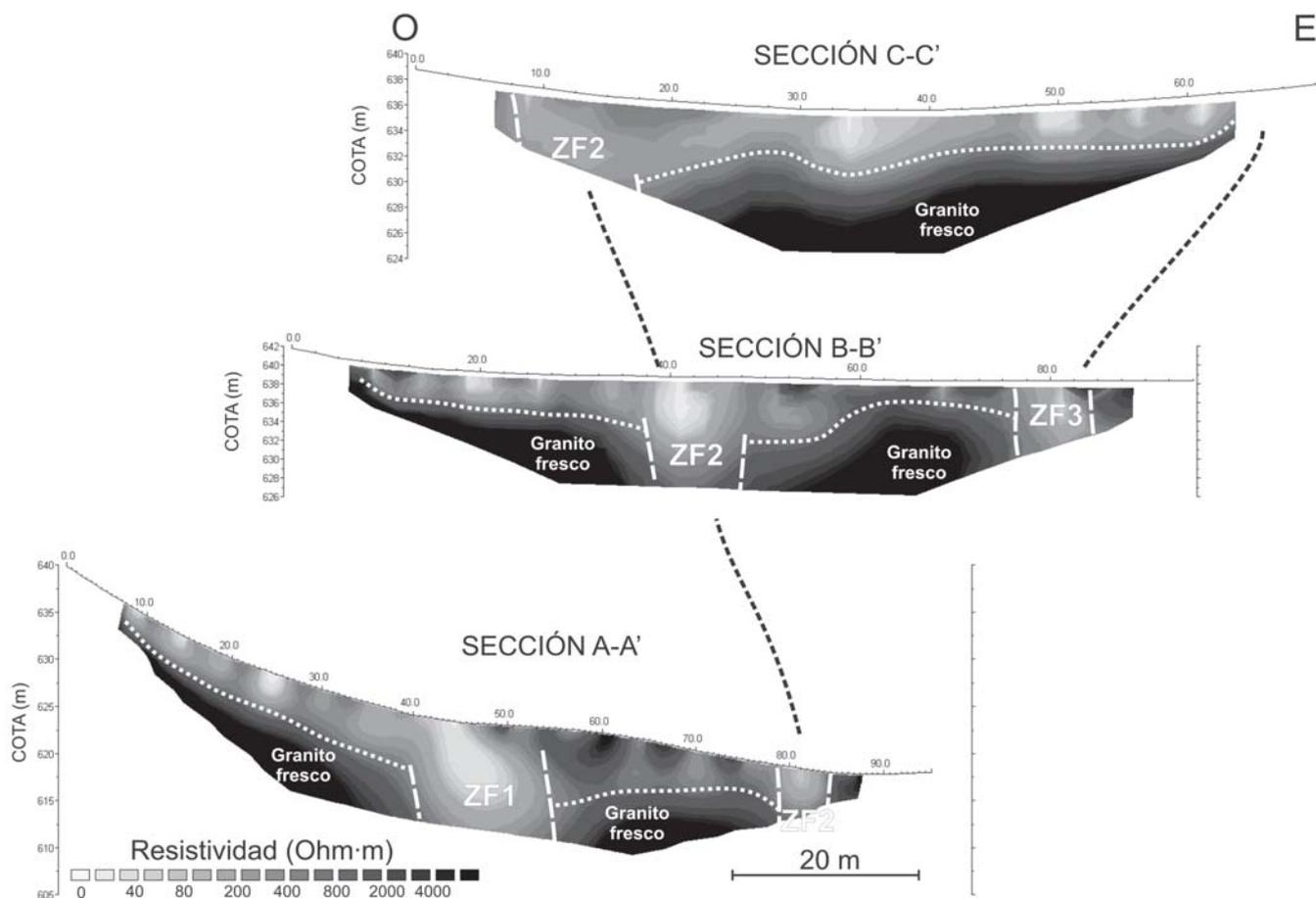


Fig. 3.- Resultados de los modelos de inversión de resistividades para las tres secciones de tomografía eléctrica, con la correlación entre las diferentes zonas de fractura (ver localización en Fig. 1C y el texto para la explicación).

Fig. 3.- Results of the resistivity inverted models for three sections of electrical tomography, with the correlation between the different fault planes (see location in Fig. 1C and text for the explanation).

de debilidad. Desde el punto de vista estructural la tomografía permite observar en profundidad los relevos de las zonas de desgarro presentes en el «stock» granítico del Berrocal, que se habían cartografiado con anterioridad.

Los próximos trabajos se centrarán en relacionar las características estructurales de cada una de las diferentes familias de fracturas presentes en el macizo (geometría y cinemática), con parámetros geofísicos y geoquímicos (resistividad, emanometría). Este análisis se realizará de una manera intensiva mediante métodos EM de inducción ligeros, y mediante perfiles de tomografía eléctrica y emanométricos en zonas seleccionadas. Los resultados obtenidos comprobarán la validez de la medida en superficie de emisión de gases para la detección de fallas conductoras desde el punto de vista hidráulico, discriminando los efectos de otros parámetros (espesor y naturaleza del suelo). Este tipo de información, junto con el resto de datos tectónicos e hidrogeológicos de los que se dispone, son fundamentales para la posible simu-

lación hidromecánica del macizo analizado, y para comprobar la geometría y la permeabilidad de gases calculada con emanometría.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado parcialmente por los proyectos PR41/06-14940 (Banco Santander - UCM) y REN2002-04328-C02-02 / HID (Ministerio de Educación y Ciencia).

Referencias

Campos, R., Pardillo, J. y Gumiel, P. (1995). *Boletín Geológico y Minero*, 106, 3-16.
 C.S.N. (2000). *Proyecto HIDROBAP: Hidrogeología de medios de baja permeabilidad*. Colección otros documentos CSN. 20.2000, 236 pp.
 De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Muñoz Martín, A., Casas, A., Cloetingh, S. y Álvarez, J. (2004) En: *Geología de España*. (J.A. Vera Ed.). SGE – IGME, 585-630.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A. (2007). *Global and Planetary change* (doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.042), 58, 335-381.
 Doblás, M. (1990). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 15, 219-226.
 Fúster, J.M. y Villaseca, C. (1987). En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López-Plaza y M.D. Rodríguez-Alonso, Eds.). Rueda, Madrid, 27-36.
 Griffiths D.H. y Barker R.D. (1993). *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211-226.
 Loke, M.H. (2000). *62nd EAGE Conference & Technical Exhibition Extended Abstracts*, D-2.
 Loke, M.H. y Barker, R.D. (1996). *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
 Pérez-López, R., Paredes, C. y Muñoz-Martín, A. (2005) *Journal of Structural Geology*, 27, 4, 663-677.