

Caracterización de la geometría del Polje de Zafarraya a partir de prospección gravimétrica (Cordillera Bética)

Characterization of Zafarraya Polje geometry by gravity survey (Betic Cordillera)

Carlos Fernández-García¹ y Patricia Ruano^{1,2}

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, España. c27101992@correo.ugr.es, pruanop@ugr.es.

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avda. de las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada, España.

ABSTRACT

The Zafarraya Polje is a Neogene endorheic basin, which lies on the contact between internal and external Zones of the Betic Cordillera. This basin limits on its southern boundary with the Ventas de Zafarraya fault, related to 1884 Andalusian earthquake. In this area a gravimetric survey was conducted in order to determine the geometrical characteristics of the basin infill. Bouguer, regional and residual anomaly maps have been calculated. Also, three residual anomaly profiles have been modeled and interpreted. All these results show the existence of horst and grabens in the substrate of the basin that determine thickness variations of the sedimentary infill. The up to now non-described blind faults have also been characterized.

Key-words: Zafarraya Polje, gravity survey, blind fault, Betic Cordilleras.

RESUMEN

El Polje de Zafarraya es una cuenca neógena endorreica que se sitúa sobre el contacto entre zonas internas y externas de la Cordillera Bética. Esta cuenca limita en su borde sur con la falla de Zafarraya, responsable del terremoto de Andalucía de 1884. Se ha realizado un estudio gravimétrico en el Polje para determinar las características geométricas del relleno sedimentario de la cuenca. Para ello, se han realizado mapas de anomalía Bouguer, regional y residual y se han interpretado 3 perfiles de anomalía residual con los que se ha podido observar la existencia de horsts y grabens en el substrato de la cuenca que condicionan la potencia del relleno detrítico. Del mismo modo también se ha podido caracterizar tanto fallas identificadas en superficie como fallas ciegas que no llegan a aflorar.

Palabras clave: Polje de Zafarraya, prospección gravimétrica, fallas ciegas, Cordillera bética.

Geogaceta, 59 (2016), 67-70
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 29 de junio de 2015
Fecha de revisión: 20 de octubre de 2015
Fecha de aceptación: 27 de noviembre de 2015

Introducción

La peligrosidad sísmica clásicamente se calcula a partir de datos que proceden del registro instrumental e histórico de terremotos. En los últimos años existen gran cantidad de iniciativas tanto a nivel internacional como a nivel nacional para incorporar datos procedentes del conocimiento geológico (ej. Base de datos QAFI, <http://info.igme.es/qafi>).

La prospección gravimétrica es de gran ayuda para determinar la geometría de cuencas sedimentarias. La geometría de estas cuencas está muchas veces condicionada por la actividad de fallas. Esta técnica ha sido utilizada para la identificación y descripción de fallas ciegas como apoyo para su caracterización sismogénica (ej. Ghisetti *et al.*, 2007).

La Cuenca de Granada es una de las zonas con mayor peligrosidad sísmica de la Península Ibérica con gran cantidad de fallas activas capaces de generar terremotos mayores de $M_w = 6$ (Sanz de Galdeano *et al.*, 2003). Uno de los terremotos más destructivos ocurridos en la Península Ibérica, es conocido como "el terremoto de Andalucía" de 1884 (M_s 6,7-6,9) (Muñoz y Udías, 1980, Reicherter *et al.*, 2003, Grützner *et al.*, 2013). La falla responsable de este terremoto limita el Polje de Zafarraya en su borde sur. El objetivo principal de este trabajo es determinar la geometría del relleno sedimentario del Polje de Zafarraya a partir de un estudio gravimétrico que nos permita identificar la geometría de esta falla y otras potencialmente activas que no estén identificadas hasta el momento.

Contexto geológico

El Polje de Zafarraya se localiza en el suroeste de la Depresión de Granada (Fig. 1). Al N limita con los relieves calcáreos de Sierra Gorda y al S con los de Sierra de Alhama. Mientras que al SE limita con los materiales metamórficos de Sierra Tejeda, por lo que se encuentre en el contacto entre las Zonas Externas y Zonas Internas de la Cordillera Bética. Este polje es una depresión endorreica, que sufre inundaciones periódicas (López-Chicano y Pulido-Bosch, 2002), con varios sumideros entre los que destaca uno principal situado al noroeste. El polje tiene unos 10 km de longitud por 3,5 km de anchura, es prácticamente plano y está rodeado por grandes relieves. El polje está relleno en su sector meridional por materiales del Mioceno superior (calcareniticas y mar-

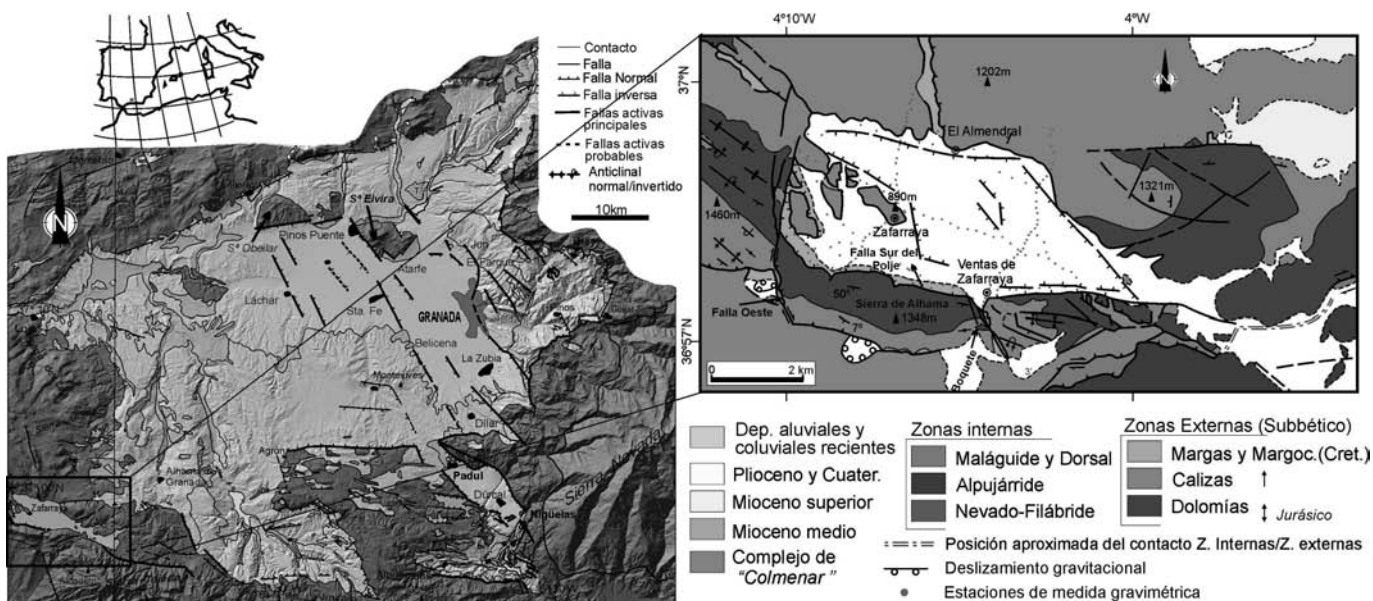


Fig. 1.- Localización geológica del Polje de Zafarraya (modificado de Sanz de Galdeano *et al.*, 2012 y Sanz de Galdeano, 2013). Imagen en color en la web.

Fig. 1.- Geological setting of Zafarraya Polje (modified from Sanz de Galdeano *et al.*, 2012 and Sanz de Galdeano, 2013). Colour image on the web.

gas) que se disponen sobre el substrato subbético. El relleno cuaternario está encima de los materiales miocenos en la parte central del polje, mientras que el sector occidental está directamente sobre el mesozoico. Estos materiales aluviales cuaternarios presentan dos niveles diferenciados con un nivel inferior más arcilloso (López-Chicano, 1992). En el oeste afloran rocas carbonatadas jurásicas bordeadas por fallas normales. Al sur de estos afloramientos se encuentran materiales margoso-arcillosos que pueden ser atribuidos tanto a los materiales cretácico-paleocenos de la unidad de Zafarraya o al Complejo Colmenar-Periana (López-Chicano, 1992).

Aunque se observan numerosas estructuras compresivas rodeando al Polje relacionadas con la colisión lateral-dextra entre las Zonas Internas y Externas, el Polje está limitado principalmente por fallas normales entre las que cabe destacar la falla de Ventas de Zafarraya al sur de dirección E-W, buzamientos de 60°-70° al norte y un cabeceo de 40° al E que evidencia una componente dextra-normal. Está cortada por fallas de dirección NNW-SSE y N-S con un salto de 100 m (Sanz de Galdeano, 2013). Aunque en el borde norte no aflora ninguna falla, estudios geofísicos y sondeos sugieren su existencia.

La actividad sísmica actual en la Depresión de Granada se caracteriza por un alto número de microterremotos ($M < 3$) con profundidades que oscila entre los 5 y 20

km y suelen asociarse en series sísmicas (Serrano, 1999, Sanz de Galdeano *et al.*, 2003). El terremoto más destructivo de la Península Ibérica, en los últimos 150 años, se produjo el 25 de diciembre de 1884 (Fernández de Castro *et al.*, 1885 en Muñoz y Udías, 1980; Reicherter *et al.*, 2003 y Grützner *et al.*, 2013), a partir de estudios de trincheras, identifican 3 y 4 eventos sísmicos, respectivamente, en relación a la falla de Zafarraya con intervalos de recurrencia de 2-3 ka para grandes terremotos ($M > 6.5$).

En la zona de estudio se han realizado diversos estudios geofísicos y sondeos (Hidalgo, 1974) para tratar de caracterizar el relleno sedimentario del Polje de Zafarraya con mayor o menor éxito, entre los que cabe destacar los realizados por medio del ruido sísmico y microtemores (Morales *et al.*, 1991; Schenkovi y Zahradník, 1996; García-Jerez *et al.*, 2006), sondeos eléctricos verticales (Ollero Robles y García García, 1984; Chirlaque *et al.*, 1987; López-Chicano, 1992) y estudios locales con georadar (Reicherter *et al.*, 2003; Grützner *et al.*, 2013). Los resultados obtenidos por los diferentes autores no definen en detalle la morfología del relleno y son bastantes dispares determinado profundidades máximas del basamento entre 150 y 290 m. Hasta la fecha no se había realizado ningún estudio gravimétrico de detalle en la zona y los únicos datos disponibles son el mapa de anomalía de Bouguer del IGN (1976) a nivel peninsular.

Anomalías gravimétricas

Se han medido un total de 214 estaciones gravimétricas a lo largo de 5 perfiles distribuidos por la cuenca. Las estaciones de medida se localizaron con GPS Garmin Oregon 300 y la cota con un altímetro barométrico con precisión de 1 m de precisión corregido con los valores de un barógrafo fijo. Las medidas gravimétricas se realizaron con un gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5 con una precisión de 0,001 mGal. Los valores de las medidas se han referido al valor absoluto de la gravedad obtenido de la base gravimétrica del IGN de Granada. Para el cálculo de la corrección topográfica se ha aplicado el método de los Círculos de Hammer con un modelo digital de elevaciones (MDE) de 20 m de resolución.

Para el cálculo de la Anomalía de Bouguer (Fig. 2A) también se ha tomado una densidad media de 2,67 g/cm³. Se ha modelizado 3 perfiles 2D de anomalía residual con el *software* GRAVMAG V.1.4 (Pedley *et al.*, 1993).

Se han calculado las densidades elegidas en la modelización utilizando la ecuación de Gardner *et al.* (1974) con los coeficientes propuestos por Quijada y Stewart (2007) a partir de los datos de velocidades sísmicas obtenidas para los materiales del Polje de Zafarraya por Schenkovi y Zahradník (1996), resultando unas densidades de: 2 g/cm³ para todo el relleno sedimentario salvo de 2,3 g/cm³ para los materiales de la Unidad del

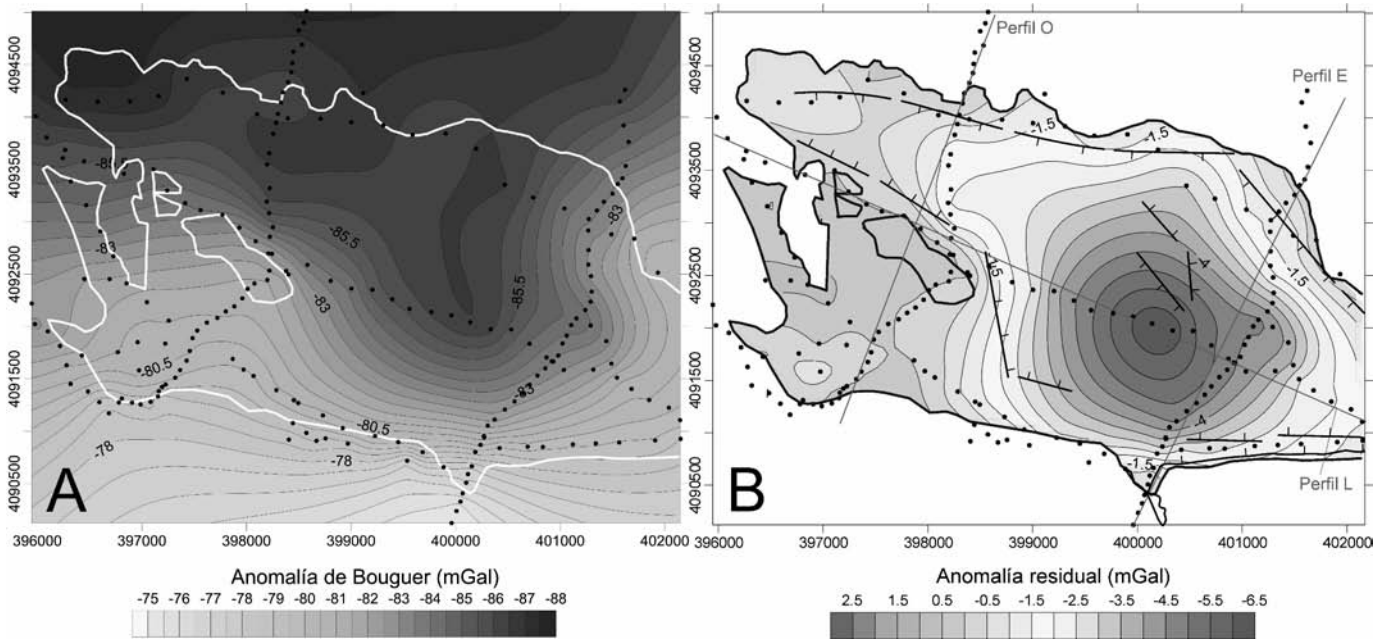


Fig. 2.- Mapas de anomalía gravimétricas del Polje de Zafarraya. A) Mapa de anomalía de Bouguer realizado a partir de 208 medidas de campo. B) Mapa de anomalía residual calculado restando las anomalías regionales a las anomalías de Bouguer.

Fig. 2.- Gravity anomaly maps of Zafarraya Polje. A) Bouguer anomaly map from 208 field data. B) Residual anomaly map from the subtraction of regional anomaly to Bouguer anomaly.

Campo de Gibraltar y $2,67 \text{ g/cm}^3$ para el basamento carbonatado, coincidentes con las densidades teóricas propuestas por Telford *et al.* (1998).

El mapa de anomalía residual (Fig. 2B) se ha obtenido restando valores de anomalía de Bouguer con los de anomalía regional calculados a partir de los datos de basamento. En este mapa el rasgo más característico es la presencia de un depocentro hacia el este de la cuenca con un valor mínimo de $-6,3 \text{ mGal}$, ligeramente aplanado en su borde noreste y un corredor entre los altos de basamento en el centro-oeste de la cuenca y su borde septentrional.

Se han realizado tres perfiles de anomalías residuales: uno longitudinal a lo largo de la cuenca y dos transversales a la cuenca al oeste y este de la misma (Fig. 2B). El perfil este (Fig. 3) está prácticamente constituido por un depocentro en forma de artesa, cuyos laterales están escalonados, llegando a alcanzar los $-4,7 \text{ mGal}$. El perfil oeste (Fig. 3) muestra un depocentro con un escalón en su parte meridional con un mínimo de $-1,9 \text{ mGal}$ a $1,7 \text{ km}$ desde comienzo del perfil. A partir del kilómetro 1, el perfil muestra anomalías positivas coincidiendo con la posición de la localidad de Zafarraya. En el perfil longitudinal (Fig. 3), se puede observar que los valores mínimos de la anomalía son de $-6,4 \text{ mGal}$. Los valores máximos son

más o menos constantes desde el oeste del perfil hasta los $2,7 \text{ km}$, donde comienza un depocentro con una forma aproximada de artesa, alcanzando su mínimo a los $4,6 \text{ km}$. Hacia el E aumenta progresivamente pero no alcanza valores positivos.

Interpretación y conclusiones

En el mapa de anomalía residual (Fig. 2B) se observa que los valores negativos coinciden con el máximo relleno del Polje determinados por López-Chicano (1992) y García-Jerez *et al.* (2006) aunque ligeramente desviado hacia el centro de la cuenca. Hacia el oeste se encuentra una anomalía positiva que coincide con un afloramiento de dolomías esparíticas de Zafarraya y zona de pequeño espesor sedimentario descrito por otros autores.

En el modelo Oeste (Fig. 3), desde suroeste a noreste, se puede observar que la falla de Zafarraya provoca un escarpe de aproximadamente 230 m . A aproximadamente $2,4 \text{ km}$ se observa un pequeño *graben* formado posiblemente por fallas normales que no han sido descritas previamente. Este *graben* alcanza una profundidad aproximada de 80 m con respecto al resto del substrato, en donde se alcanza la profundidad máxima de la cuenca de aproximadamente 260 m . Hacia el norte, puede

observar también una falla normal con buzamiento hacia el S y menor ángulo que las anteriores que condiciona el adelgazamiento del relleno sedimentario hacia el norte. La última falla ha sido descrita por Sanz de Galdeano (2013) con una orientación NW-SE por lo que se cortarían oblicuamente en el modelo.

En el modelo Oeste (Fig. 3) se observan 2 sub-cuencas. La cuenca principal al NE está limitada por dos fallas normales que aunque habían sido inferidas por Sanz de Galdeano *et al.* (2013), se determina un salto mínimo de 100 m . Entre las dos sub-cuencas se encuentra el alto basamento bajo la localidad de Zafarraya. Aunque algunos autores han descrito este alto como un *horst*, en este modelo no se puede determinar esta naturaleza. Hacia el SW, la otra sub-cuenca está formada por materiales de mayor densidad ($2,3 \text{ g/cm}^3$), que se pueden corresponder con los materiales margoso-arcillosos de la unidad de Zafarraya o del Complejo Colmenar-Periana descritos por López-Chicano (1992).

En el modelo longitudinal (Fig. 3), la cuenca se observa a partir del kilómetro $2,8$. Desde el noroeste al sureste, observamos una sucesión de escarpes posiblemente provocados por fallas normales, que aumentan progresivamente el espesor de los materiales sedimentarios y acaban for-

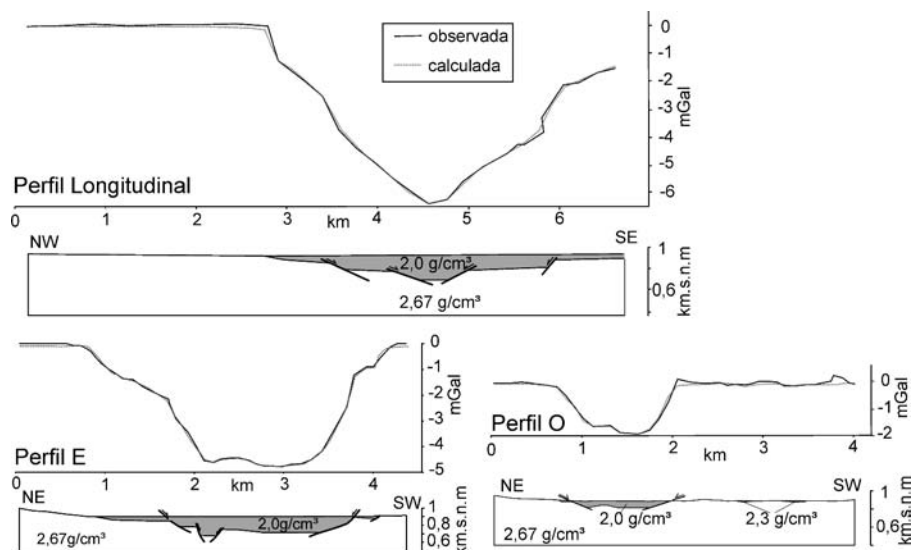


Fig. 3.- Interpretación de 3 perfiles de anomalía residual del Polje de Zafarraya. Ver localización en figura 2.

Fig. 3.- Interpretation of 3 residual anomaly profiles of Zafarraya Polje. See location in figure 2.

mando un *graben* con una profundidad máxima aproximada de 280 m, que coincide con el depocentro de la cuenca. Hacia el sureste también podemos ver un pequeño *graben* posiblemente por fallas normales que no ha sido descrito previamente.

Las profundidades obtenidas con la modelización, 280 m en el modelo longitudinal, son comparables con las calculadas con ruido sísmico por García-Jerez *et al.* (2006), quienes describen profundidades mayores de 200 m. También son compatibles con las calculadas por López-Chicano (1992) a partir de sondeos eléctricos verticales. Además, los modelos gravimétricos muestran una geometría mucho más detallada donde el relleno sedimentario está condicionado por la actividad de fallas tanto en sus bordes como en el interior, formando una estructura típica de *horst* y *graben*. La identificación de posibles fallas ciegas, a partir de los modelos gravimétricos junto con la historia sísmica de la región, aportan nuevos datos que habrá que considerar en el cálculo de la peligrosidad sísmica de la región.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto P09-RNM-5388. Agrade-

mos los comentarios y sugerencias de F. Matín, K. Reicherter y los editores.

Referencias

- Chirilaque, M., Díaz, M., García, A.J., García, E., Guillén, F. y Jiménez, J.C. (1987). *Estudio geoelectrico del polje de Zafarraya*. Informe interno, Univ. Granada, 129 p.
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., y Pérez-Ruiz, J. A. (2006). *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 957-967.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. y Gregory, R. (1974). *Geophysics* 39, 770-780.
- Ghissetti, F.C., Gorman, A.R. y Sibson, R.H. (2007). *Tectonics* 26, 1-15.
- Grützner, C., Ruano, P., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Becker-Heidmann, P., Sanz de Galdeano, C., y Reicherter, K. (2013). *Cuatrenario y Geomorfología* 27, 52-61.
- Hidalgo, J. (1974). *Estudio hidrogeológico del Polje de Zafarraya y zonas adyacentes (provincias de Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 165 p.
- I.G.N. (1976). *Mapa de anomalías de Bouguer*. Escala 1:500000.
- López-Chicano, M. (1992). *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 428 p.
- López-Chicano, M. y Pulido-Bosch, A., (2002). En: *Libro Homenaje a Manuel del Valle Cardenete. Aportaciones al conocimiento de los acuíferos andaluces*. Diputación Provincial de Granada, Granada, 311-340.
- Morales, J., Vidal, F., Peña, J., Alguacil, G. e Ibáñez, J.M. (1991). *Bulletin of the Seismological Society of America* 81, 687-693.
- Muñoz, M. y Udías, A. (1980). En: *El Terremoto de Andalucía de 1884*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 95-139.
- Ollero Robles, E. y García García, J.L. (1984). En: *I Congreso Español de Geología*, Segovia, 307-315.
- Pedley, R.C., Busby, J.P. y Dabekz, Z.K. (1993). *GRAVMAG User Manual Interactive 2.5D gravity and magnetic modeling*. British Geological Survey, Technical Report, WK/93/26/R, 75 p.
- Quijada, M.F., y Stewart, R.R. (2007). *CREWES Res. Rep.* 19, 1-20.
- Reicherter, K., Jabaloy A., Galindo-Zaldívar J., Ruano P., Becker-Heidmann P., Morales, J., Reiss, S. y González-Lodeiro, F. (2003). *International Journal of Earth Sciences* 92, 912-922.
- Sanz de Galdeano, C. (2013). *Journal of Geodynamics* 64, 62-70.
- Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A. y López Casado, C. (2003). *Pure and Applied Geophysics* 160, 1537-1556.
- Sanz Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J. y Ruano, P. (2012). *Journal of Iberian Geology* 38, 209-223.
- Schenkovi, Z. y Zahradnik, J. (1996). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 15, 69-73.
- Serrano, I. (1999). *Distribución espacial de la sismicidad en las Cordilleras Béticas-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 231 p.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1998). *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 770 p.