

El relieve de la Cadena Ibérica como un producto de la compresión alpina

The relief of the Iberian Chain as a result of the Alpine compression

J. Guimerà (*) y Á. González (**)

* Grup de Geodinàmica i anàlisi de conques. Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Univ. de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. e-mail: joang@geo.ub.es.

** Dpto. de Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza. e-mail: agonzal@posta.unizar.es.

ABSTRACT

The relationship between the crust thickening in the Iberian Chain during the Alpine (Palaeogen to early Miocene) contraction, the resulting topographic relief and the erosion of the orogen are discussed. The erosional level of the chain is low and in most areas Upper Cretaceous rocks (the late pre-tectonic ones) are preserved. At least during the late contractional stages, a widespread erosional surface developed on top of the northern -external- parts of the chain, which was subsequently covered by Lower Miocene rocks that still experienced a slight contractional deformation. The present height of those rocks (1200 m in the proximal areas to about 300 m in the more distal ones, in the center of the foreland Ebro basin, more than 100 km to the N) indicates that both areas have not experienced noticeable relative changes in height. Reliefs south of the pre-Lower Miocene erosional surface are also the result of contraction, no extensional structures are found between both areas. It is concluded that the present topography of the Iberian Chain was reached during the Alpine contraction and has been only slightly modified by the subsequent Neogene extension. The Iberian Chain has not been deeply eroded nor planated and, therefore, has not experienced big recent uplift.

Key words: contractional uplift, Orogen erosion, syn-contractional erosional surface, Iberian Chain, Intracratonic deformation.

Geogaceta, 24 (1998), 163-166
ISSN: 0213683X

Introducción

En el presente trabajo discutiremos algunos aspectos de la relación entre el edificio compresivo alpino de la Cadena Ibérica (Fig. 1; Guimerà y Álvaro, 1990), las superficies de erosión que se formaron en su frente norte simultáneamente a la compresión, y las implicaciones que se deducen de ellos sobre la evolución del relieve global de la Cadena Ibérica desde el Mioceno hasta el presente.

El mapa de anomalías de Bouguer de la Cadena Ibérica (Fig. 2; Salas y Casas, 1993 y Guimerà *et al.*, 1996) muestra un mínimo gravimétrico que alcanza valores inferiores a -110 mGal; este mínimo se centra en la actual fosa neógena de Teruel e incluye los relieves que la rodean (macizos de Gúdar, Javalambre y Albarracín). Esta anomalía gravimétrica indica una corteza gruesa que, según Salas y Casas (1993) llegaría a tener 43 km y sería un resultado de la compresión alpina (Paleógeno-Mioceno inferior). Los relieves mayores del área sobre la anomalía gravimétrica alcanzan cotas de 2000 m,

que según Salas y Casas (1993) son valores menores de los esperados para suponer equilibrio isostático a partir del grosor cortical deducido.

Por otra parte, han sido reconocidas superficies de erosión que afectan áreas extensas de la Cadena Ibérica (Pailhe, 1984) o que incluso se supone habrían arrasado la totalidad de la cadena, formándose la *penillanura fundamental* (Peña-Monné, 1984 y Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). El desarrollo de estas superficies se habría producido, según estos autores posteriormente a la compresión alpina y habría acabado hacia finales del Mioceno. Posteriormente, durante el Plioceno superior y el Cuaternario, se habría producido una elevación general de la cadena hasta alcanzar las cotas actuales, elevación simultánea al desplazamiento de la *penillanura fundamental* por fallas normales (Simón-Gómez, 1989, Fig. 1).

Erosión del edificio compresivo de la Cadena Ibérica

El grado de erosión que ha experimentado el edificio compresivo de la Cadena Ibérica en su conjunto es pequeño. Esta afirmación se basa en la conservación de los materiales pre-tectónicos más modernos (del Cretácico superior) bien en zonas amplias de la cadena (por ejemplo en el macizo de Gúdar) o, de una manera más general, en el núcleo de los sinclinales. La Fig. 2 muestra en blanco las zonas en que se cumple el punto anterior y en gris en las que no. De las tres zonas marcadas en gris, la cuenca del Maestrazgo contiene entre 1000 y 4000 m de materiales del Jurásico terminal-Cretácico inferior -que no existen en el resto del área representada- que fueron levantados por inversión de la cuenca durante la compresión alpina (Salas y Guimerà, 1996), en los sinclinales se conserva los términos más superiores del Aptiense, de lo que se deduce que la erosión ha sido en ellos inferior a 500 m; en la zona vecina del macizo de Gúdar y al N de la cuenca, sí se conserva el Cretácico superior. En la zona de la Rama Aragonesa de la cadena han desaparecido todos los materiales meso-

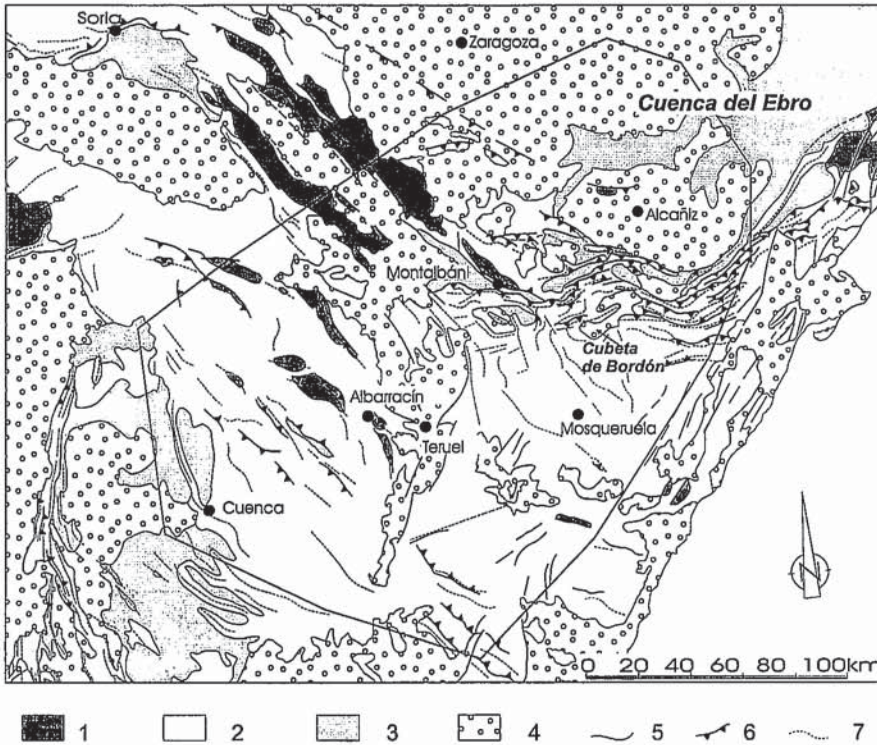


Fig. 1: Esquema geológico de la Cadena Ibérica y áreas adyacentes. El polígono irregular enmarca la región estudiada en el presente trabajo. 1: zócalo hercínico. 2: Mesozoico. 3: Paleógeno. 4: Neógeno. 5: falla. 6: cabalgamiento. 7: anticlinal.

Fig. 1: Geologic sketch of the Iberian Chain and surrounding areas. Location of the area studied is shown. 1: Hercynian basement. 2: Mesozoic. 3: Palaeogene. 4: Neogene. 5: fault. 6: thrust. 7: anticline.

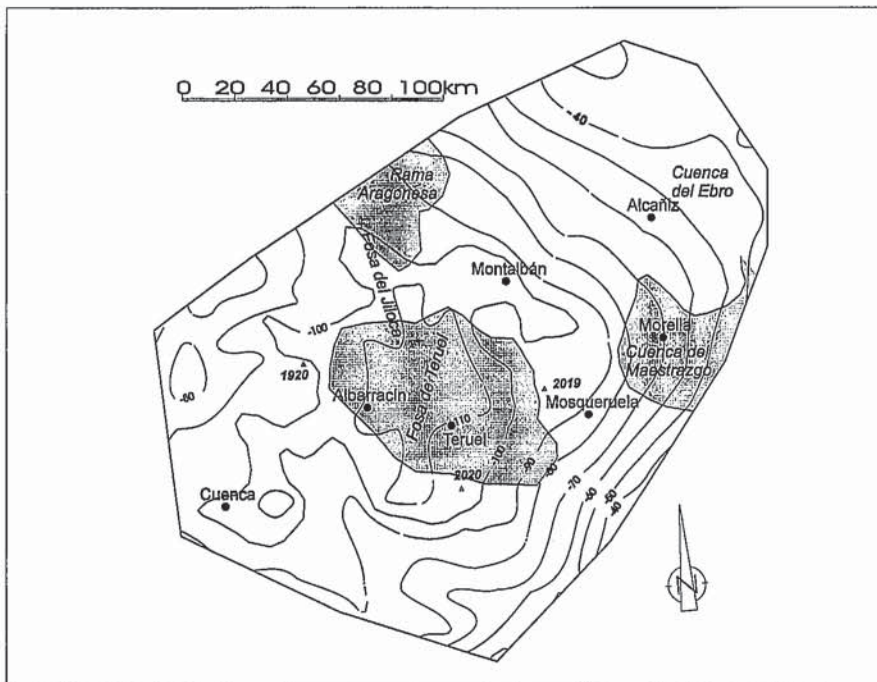


Fig. 2: Mapa de isoclinas de las anomalías de Bouguer (mGal) de la región estudiada (según Salas y Casas, 1993). Para más explicación ver texto. Para su localización, ver Fig. 1.

Fig. 2: Isoline map of the Bouguer anomalies (mGal) of the studied region (after Salas and Casas, 1993). For further explanation see text. For location see Fig. 1.

zoicos en los sinclinales (incluso bajo el Terciario de la Cuenca de Calatayud) y ello sí que indicaría una erosión mayor que la que postulamos para la mayor parte de la Cadena Ibérica. Finalmente, la zona centrada en la fosa de Teruel presenta, en los sinclinales, materiales jurásicos y nunca cretácicos superiores; en ella el grado de erosión es mayor que en las zonas representadas en blanco, pero la erosión en los sinclinales sería del orden de 500 m (se conserva el Kimmeridgiense). Hay una clara coincidencia entre el área del mínimo gravimétrico, donde era esperable un relieve mayor durante la compresión alpina, y esta última zona en la que la erosión dismanteló totalmente el Cretácico superior.

En las zonas representadas en blanco, la conservación del Cretácico superior en los sinclinales indica erosión exclusivamente del relieve local creado por los anticlinales. En las zonas representadas en gris, la erosión ha alcanzado un grado mayor, ya que ha comenzado la erosión del edificio orogénico en su conjunto. La Fig. 3 ilustra los diversos grados de erosión a que nos referimos; La línea a es la envolvente de las estructuras menores y marca la estructura general del orógeno; la línea b es la superficie superior de los materiales pretecónicos más modernos y su deformación sirve para representar las estructuras interiores del orógeno (estructuras locales). La línea c marca un grado de erosión similar al de la Cadena Ibérica: sólo hay erosión de las estructuras locales (conservación de «b» en los sinclinales) excepto en un área central (alrededores de Teruel, donde en los sinclinales hay materiales Jurásicos); finalmente, la línea d corresponde a un grado de erosión mucho mayor, en que la mayor parte del edificio orogénico habría sido erosionado y en la que, en el caso de la Cadena Ibérica, no se conservarían materiales mesozoicos ni en el núcleo de los sinclinales. Esta última es la que correspondería a un arrasamiento general de la cadena.

La superficie de erosión tardialpina

Como se muestra en González, *et al.* (1998), en el sector nordoriental de la Cadena Ibérica, una superficie de erosión previa al depósito de la unidad T5 (Mioceno inferior, González, 1989) arrasa el sistema de cabalgamientos imbricados de la Zona de Enlace (Guimerà, 1984) y los pliegues de zócalo y cabalgamientos del extremo SE de la Rama Aragonesa de la cadena. Esta superficie, y los materiales de la unidad T5 que la recubren, están ligeramente deformados por estructuras contractivas: plie-

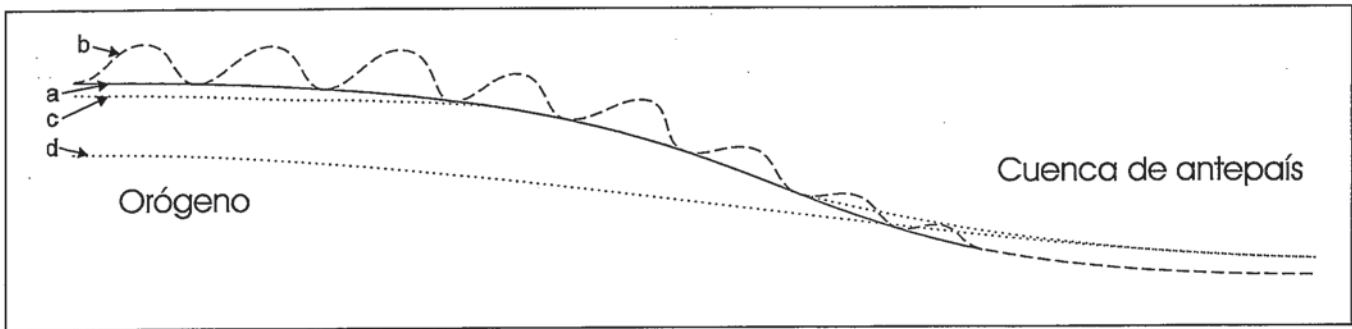


Fig. 3: Esquema que ilustra diversos grados de erosión de un orógeno y su aplicación a la Cadena Ibérica. Para más explicación ver texto.

Fig. 3: Sketch showing different degrees of erosion of an orogen and their application to the Iberian Chain. For further explanation see text.

gues muy laxos y cabalgamientos (González *et al.*, 1994 y González y Guimerà, 1997). El escaso relieve que presenta esta superficie de erosión y su carácter sincrónico con la deformación compresiva, muestra que la cuña orogénica constituida por el sistema de cabalgamientos imbricados estaba próxima a una situación de equilibrio dinámico entre la formación de relieve por deformación y su erosión; su pendiente sería próxima de la crítica (*critical taper* de Dahlen y Suppe, 1988).

La unidad T5 fue sedimentada por sistemas aluviales (González y Guimerà, 1997) cuyas partes más proximales se encuentran en la actualidad a alturas de 1200 m (al S de la cubeta de Bordón, Figs. 1 y 4) o superiores, sobre el substrato mesozoico deformado por cabalgamientos; las partes más distales, 70 km al N, en el centro de la cuenca del Ebro, se encuentran a menos de 400 m. Se deduce de ello que la pendiente media del sistema aluvial es inferior a $0,8^\circ$, valor que queda dentro del rango de pendiente primaria de un sistema aluvial (Friedman y Sanders, 1978), de lo que deducimos que la cota relativa entre las partes proximales y distales del sistema aluvial no han podido cambiar significativamente desde el depósito de la unidad T5, en el Mioceno inferior.

Encontramos también plausible que la cota actual de las partes distales, al haberse sedimentado éstas en una cuenca del Ebro endorreica (Riba, *et al.*, 1983) hacia el final de su evolución como cuenca de antepaís (Muñoz, 1992), no haya experimentado elevaciones ni subsidencias significativas desde el Mioceno inferior.

Al sur del área en que se extiende la unidad T5 se encuentran retazos de superficies de erosión sobre materiales

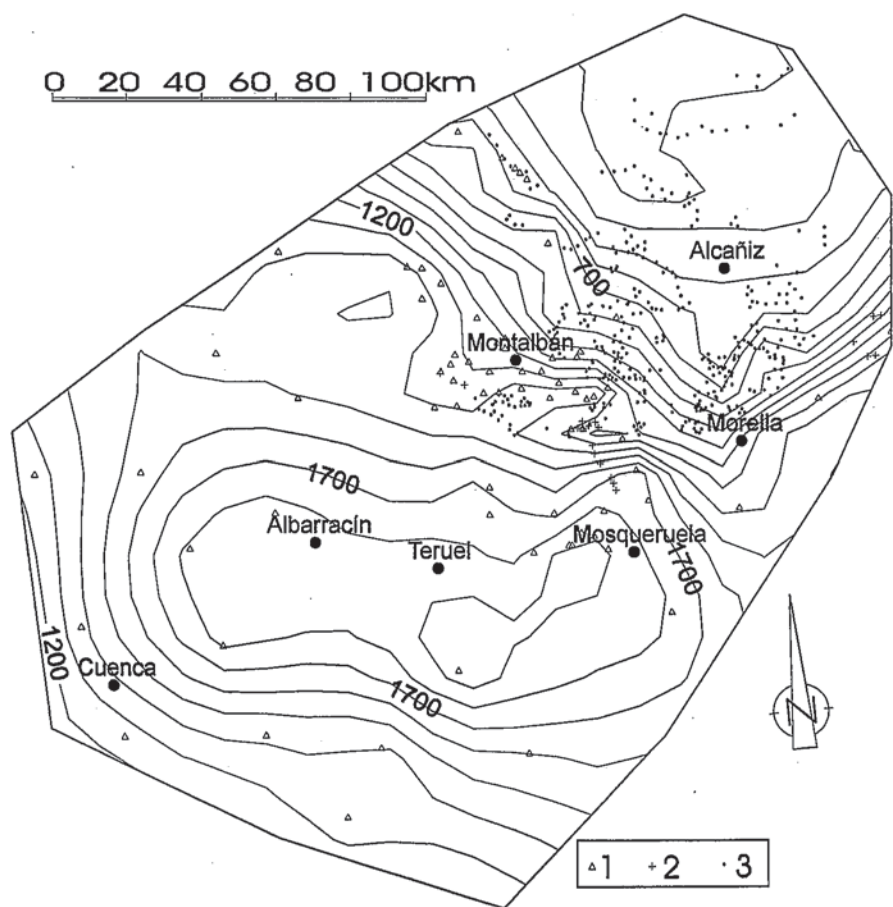


Fig. 4: Reconstrucción de la topografía de la Cadena Ibérica en el estadio inmediatamente anterior a la sedimentación de la unidad T5 (Mioceno inferior). Se representan las isohipsas de la superficie topográfica con una equidistancia de 100 m y la localización de los datos a partir de los cuales se ha obtenido. 1: datos de vértices geodésicos de primer orden; los localizados en zonas hundidas por la extensión neógena posterior (por ejemplo, las fosas de Teruel y el Jiloca) han sido excluidos; se han añadido otros datos de la topografía actual. 2: datos de la superficie de erosión antigua de Pailhe (1984). 3: datos de la superficie de erosión de la base de T5 (González y Guimerà, 1997).

Fig. 4: Reconstruction of the Iberian Chain topography to its state just before the sedimentation of T5 unit (Lower Miocene). Isohypsas with 100 m equidistance and location of data used are shown. 1: first order bench marks data; those located in areas subsided during the Neogene extension -after Lower Miocene- (i.e. Teruel and Jiloca grabens) have been discarded; other present topography data have been added. 2: data of the ancient erosional surface of Pailhe (1984). 3: data of the erosional surface at the base of T5 unit (González and Guimerà, 1997).

mesozoicos a cotas más elevadas. Así, al S de la cubeta de Bordón -al N de Mosqueruela- Pailhe (1984) identifica una superficie de erosión (que denomina *surface d'érosion ancienne*) por encima de 1700 m (1739 en Tarayuela); esta superficie la continúa mediante diversos retazos hacia el NNW, hasta los alrededores de Aliaga, donde se encuentra a unos 1400 m; en este último sector, Peña-Monné *et al.* (1984, foto 3) denominan la misma superficie *superficie de erosión fundamental de la Cadena Ibérica* y Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997, fig. 4) *main erosional surface of the Iberian Range*.

Si se compara la posición de la superficie de erosión de la base de T5 al S de la cubeta de Bordón, donde se encuentra a 1200 m recubierta por sedimentos muy proximales de T5, con la posición de la superficie de erosión más superior, la diferencia de cota es mayor de 500 m. La superficie meridional más elevada podría corresponder i) a una superficie anterior a la de la base de T5 o ii) a la misma superficie de la base de T5 elevada tectónicamente. González, *et al.* (1998, Figs. 2 y 3) muestran como los materiales de la unidad T5 en la cubeta de Bordón se encuentran adosados al flanco frontal del anticlinal de Mirambel, mientras la superficie superior está desarrollada sobre el flanco caudal. El anticlinal de Mirambel es la adaptación de la cobertera mesozoica a un cabalgamiento en el zócalo cuyo bloque superior elevado es el meridional. Aparte de este anticlinal, no hay ninguna otra estructura que afecte a la cobertera entre la superficie de erosión de 1200 m y la de más de 1700 m, de lo que se sigue que solo el desarrollo de este pliegue ha podido dislocar una superficie de erosión que inicialmente fuera continua. Por lo tanto, el escalón que separa ambas superficies se formó durante la compresión alpina, y la posición relativa de ellas no ha variado desde el Mioceno inferior.

El relieve compresivo de la Cadena Ibérica

Deducimos, por consiguiente, que la cota relativa entre las partes distales del

sistema aluvial de la unidad T5 (inferior a 400 m) y la superficie de erosión por encima de 1700 m del área del macizo de Gúdar (donde se conservan prácticamente toda la serie del Cretácico superior) no ha variado de manera apreciable desde el final de la compresión alpina, en el Mioceno inferior. Esto implica que la altura topográfica actual del macizo de Gúdar (Peñarroya, 2024 m) tampoco ha variado apreciablemente desde ese momento. Las cotas actuales de la Sierra de Javalambre (2020 m) y Albarracín (1920 m) son similares a la anterior, y las tres zonas están incluídas en el área de anomalía gravimétrica negativa de la Cadena Ibérica centrada en Teruel. Teniendo en cuenta que las zonas están separadas por regiones más bajas que coinciden con estructuras extensivas posteriores a las compresivas alpinas (fosas de Teruel, Jiloca, Guimerà, 1997, y fosas del valle alto del Mijares), si se resta el efecto de dicha extensión, reconstruimos, para finales de la compresión alpina, un macizo con cotas de alrededor de 2000 m centrado en la actual fosa de Teruel, que incluiría los macizos anteriores y sería la expresión topográfica del engrosamiento cortical producido por la compresión alpina.

Conclusiones

El relieve de la Cadena Ibérica alcanzó las alturas topográficas actuales como consecuencia de la compresión alpina y no ha variado substancialmente desde el Mioceno inferior. Las modificaciones que ha experimentado son el resultado del hundimiento de las fosas extensivas neógenas. El edificio compresivo alpino fue erosionado ligeramente en partes minoritarias de su extensión, mientras en el resto sólo fueron erosionadas las estructuras locales (los anticlinales); por tanto nunca fue arrasado y tampoco ha experimentado grandes levantamientos recientes.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB94-0908 y PB95-1142-CO2-01 de la DGICYT.

Bibliografía

- Dahlen, F.A. y Suppe, J. (1988): *Special Paper* 218, Geol. Soc. America, 161-178.
- Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1978): *Principles of Sedimentology*, John Wiley y Sons, 791 p.
- González, A. (1989): *Tesis*, Univ. Zaragoza, 2 vol., 507 p.
- González, A. y Guimerà, J. (1997): *III Congr. Grupo Español Ter.*, 97-100.
- González, A., Guimerà, J. y Luzón, A. (1994): *Guía Excurs. 2º Congr. Grupo Español Ter.* 3-134.
- González, A., Guimerà, J. y Luzón, A. (1998): *Geogaceta*, presente número.
- Guimerà, J. (1984). *Geol. Mag.*, 121:423-420.
- Guimerà, J. (1997): *III Congr. Grupo Español Ter.*, 105-108.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990). *Bull. Soc. Geol. France* (8), VI (2): 339-340.
- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. y Casas, A. (1996): *Geogaceta*, 20(7): 1691-1694.
- Gutiérrez-Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997): *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 120, 147-158.
- Muñoz, J.A. (1992): *Thrust tectonics*, Chapman & Hall, 235-246.
- Pailhe, P. (1984): *Tesis*, Univ. Bordeaux III, 2 vol., 628 p.
- Peña Monné, J.L. *et al.* (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Int. Est. Turolenses, 149 p., 1 mapa.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983): *Libro Jubilar J.M. Rios*, 2: 131-159.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). *Tectonophysics*, 228:33-55.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): *Geogaceta*, 20(7):1704-1706.
- Simón-Gómez, J.L. (1989): *Jour. Struct. Geol.*, 11(3):285-294.