

# Estructuras compresivas en el Cretácico de Patones (Borde sur del Sistema Central Español, Prov. de Madrid)

*Compressional structures on the Cretaceous series of Patones (Spanish Central System, southern boundary)*

J.M. González-Casado <sup>(1)</sup>, P. Gumiel <sup>(2,3)</sup>, M. Segura <sup>(3)</sup> y J.L. Giner-Robles <sup>(1)</sup>

(\*) Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

(\*\*) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23. 28003 Madrid

(\*\*\*) Dpto. de Geología. Universidad de Alcalá. 28870 Alcalá de Henares (Madrid)

## ABSTRACT

The Spanish Central System (SCS) is an intraplate mountain range located in the central part of the Iberian Peninsula, and consists, for the most part, of plutonic and metamorphic rocks belonging to the Hercynian basement and a locally preserved thin cover of Upper Cretaceous sedimentary rocks. The Cretaceous materials located at the southern boundary defines a monoclinial structure as consequence of the vertical displacement of faults located on the bedrock below (the hercynian basement). The large vertical displacement (> 1.500 m) of these high-angle reverse faults produces the inversion of the sedimentary beds located on the monoclinial limb and/or the cutoff of these beds. In this paper we show that on the lower part of the monoclinals are abundant microstructures (e.g. reverse faults, duplex, small fault propagation folds, etc.) that indicates compression, and on the upper part of the monoclinals lack these structures.

**Key words:** monoclinial folds, duplex, fault propagation folds, Spanish Central System.

Geogaceta, 32 (2002), 323-326

ISSN:0213683X

## Introducción

El Sistema Central Español (SCE) es una cadena montañosa intraplaca que se origina como resultado del movimiento relativo de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana durante el Neógeno. Esta cadena está constituida por una serie de alineaciones montañosas, con directrices NE-SO, que se elevan por encima de los 1.600 metros de altura (p. ej. Sierras de Guadarrama, Gredos, Somosierra, etc.). Estas sierras pueden estar definidas por varias alineaciones montañosas paralelas que están separadas por valles con las mismas orientaciones que las crestas montañosas. Esta estructura corresponde, en líneas generales, a un sistema de bloques tectónicos elevados y hundidos generados por fallas de basamento que tuvieron su etapa principal de movimiento durante el Neógeno.

Tradicionalmente se ha considerado al SCE como un bloque elevado con respecto a dos zonas hundidas adyacentes, las cuencas del Duero y Tajo. Proponiéndose numerosas interpretaciones para explicar la historia tectónica de estos bloques. En los trabajos mas recientes se ha interpretado la

estructura tectónica del SCE de varias formas:

a) como el resultado de una serie de movimientos en la vertical de un conjunto de fallas subverticales que delimitarían los bloques hundidos y levantados (p. ej. Alía, 1976; Alía *et al.*, 1980, Martín Escorza, 1976).

b) mediante una tectónica de tipo transpresivo, de forma que las fallas de los bordes tendrían una importante componente de movimiento sinistrorso, siendo la estructura del SCE en profundidad una estructura en flor (p. ej. Megías *et al.*, 1983; Portero y Aznar, 1984). Otros autores separan dos etapas; una inicial (pre-Neógena) en la cual se produciría una cizalla dextrorsa que da lugar a una serie de rotaciones de bloques espaciados regularmente y otra posterior (Neógena) durante la cual se producirían nuevas rotaciones en los bloques formados anteriormente, el levantamiento del SCE y la formación de fallas inversas en los bordes. (p. ej. Vegas *et al.*, 1990).

c) Recientemente también se ha explicado el SCE como el resultado de una serie de cabalgamientos imbricados y "pop-up" que comprenderían la parte superior de la corteza y enraizarían hacia el sur con un despegue



Fig. 1.- Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama y localización de la zona de estudio.

Fig. 1.- Geological sketch of Sierra de Guadarrama and location of the studied area.

intracortical (p. ej. Warbunton y Álvarez, 1989; De Vicente *et al.*, 1992).

Los análisis microestructurales realizado en esta región (p. ej. Capote *et al.* 1990; De Vicente *et al.* 1996) sugieren que la dirección principal de acortamiento máximo horizontal está orientada según los N160°E. Estos datos junto con otros criterios permiten establecer que, en líneas generales, las fallas NE-SO actuaron como fallas inversas o cabalgamientos, mientras que las NO-SE y las NNE-SSO lo hacen como fallas en dirección con movimiento dextrorro y sinistrorro respectivamente, es decir, como fallas de transferencia de los cabalgamientos.

Las fallas inversas definen por consiguiente bloques levantados donde aflora el basamento hercínico, principalmente rocas metamórficas y plutónicas, que está orlado por las series mesozoicas, principalmente por series detríticas y carbonatadas del Cretácico Superior. Las rocas sedimentarias tienen siempre una estructura en pliegues monoclinales relacionadas con el movimiento vertical de las fallas de basamento. En el caso de los bloques hundidos se observan valles donde sólo afloran las rocas mesozoicas y cenozoicas.

El objetivo de este trabajo es poner de manifiesto el importante desarrollo que tienen algunas estructuras compresivas (p. ej. fallas inversas, duplex y pliegues de propagación de falla) en la parte inferior de las estructuras monoclinales cortadas por fallas inversas. Estas estructuras, que indican un fuerte acortamiento, están prácticamente ausentes de la parte superior de los pliegues "en rodilla", lo que explica que hasta muy recientemente se consi-

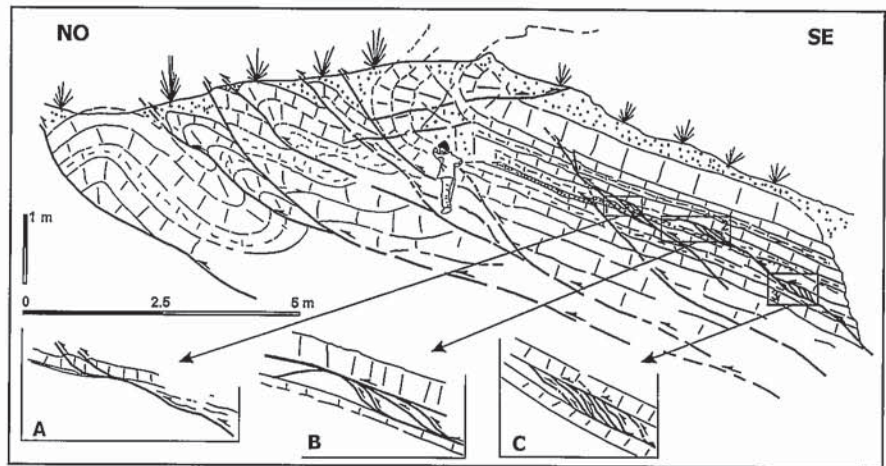


Fig. 2.- Esquema del afloramiento del Pontón de la Oliva con diversas fallas inversas y pliegues de propagación de falla. A. Pequeño cabalgamiento con rampas y rellanos. B y C Duplex y horses.

Fig. 2.- Geological sketch of the Pontón de la Oliva outcrop, fault propagation folds and thrust faults are shown. A. Small-scale thrust with flats and ramps. B and C small-scale duplex and horses.

derase que estas estructuras se pudiesen haber generado en un régimen distensivo (*horst* y *graben*) en lugar de en uno compresivo (*pop-up* y *pop-downs*). Las estructuras compresivas son especialmente espectaculares en las formaciones del Cretácico Superior de la franja calcárea localizada al norte de la localidad de Torrelaguna (Fig. 1).

**Descripción de las estructuras compresivas: características geométricas**

En los alrededores de la Presa del Pontón de la Oliva y en varios puntos del crestón de

calizas que se extiende entre este punto y la localidad de Cabanillas de la Sierra se observa un conjunto de estructuras compresivas de escala métrica (Figs. 2 y 4), que son principalmente:

a) Un sistema de fallas inversas y cabalgamientos de bajo ángulo con orientación NE-SO y buzamiento de 15°-20° al SE y otro sistema de fallas inversas conjugado con el anterior, que tienen la misma dirección y con buzamiento contrario. En ocasiones estos sistemas de fallas conjugados dan lugar a pequeños "pop-up". El sentido principal de vergencia de estas estructuras es hacia el NO.

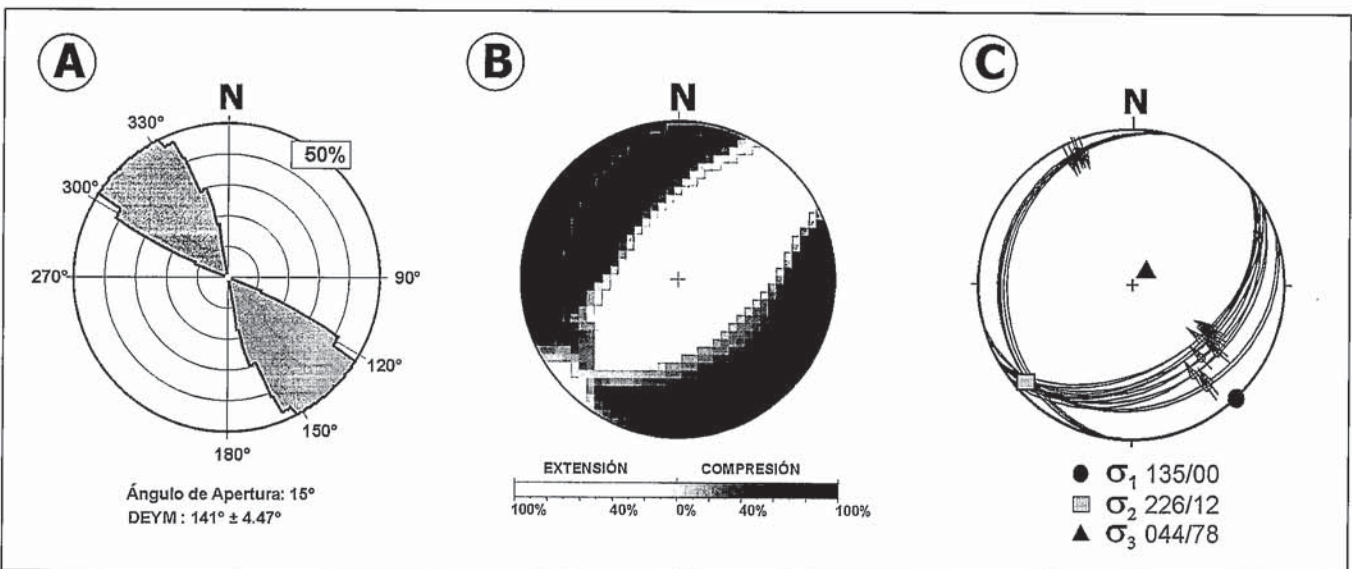


Fig. 3.- Resultados del análisis poblacional de fallas. A- Diagrama en rosa mostrando las orientaciones de máximo acortamiento horizontal deducidas con el Método de Rechcs. B- Diedros rectos. C- Proyección estereográfica mostrando la orientación de las fallas y las estrías medidas y las orientaciones de los ejes de esfuerzos principales deducidas mediante el método de Angelier. Nótese que la dirección de máximo acortamiento horizontal es en todos los casos SSE-NNO.

Fig. 3.- Faults population analysis results. A- Rose diagrams showing the maximum horizontal shortening direction, Rechcs method. B- Right dihedral diagram. C- Angelier method, stereographic projection showing fault orientation and slickensides orientations. The maximum horizontal compression direction is SSE-NNW.

También en algunos casos se observa como el ángulo de buzamiento de las fallas cambia progresivamente (de 15-20° a 40-50°) a medida que los planos alcanzan la superficie topográfica.

b) En este afloramiento, se pueden observar también pliegues de propagación de falla de dimensiones métricas (Figs. 2 y 4.3).

c) *Duplex* e imbricaciones. Los cabalgamientos imbricados (Figs. 2A y 4.2) vergentes hacia el NO y espaciados centimétricamente acumulan el desplazamiento en el frente "leading imbricate fan" (Boyer y Elliott, 1982). También se observan pequeños *duplex* compresionales de escala métrica y centimétrica que desarrollan geometrías típicas (Figs. 2B/C y 4.1), con planos de deslizamiento paralelos a la estratificación (*rellanos*), separados por cabalgamientos centimétricos de mas alto ángulo (*rampas*) que conectan cabalgamientos de muro y techo de estratos. También se observa el desarrollo de numerosos "horses" (Figs. 2B/C y 4.2). Hay que indicar que estas estructuras, que indican un elevado grado de acortamiento, se citan por primera vez en las series mesozoicas del SCE.

#### Análisis poblacional de las fallas

Para determinar las direcciones de compresión y extensión asociadas con las estructuras descritas en el punto anterior (Sifón del Mortero, Presa del Pontón de La Oliva, Fig. 1) se han aplicado tres métodos de análisis poblacional de fallas; Modelo de Deslizamiento (Reches, 1987; De Vicente, 1988), Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977) y el Método de Angelier (Angelier, 1984). Estos métodos permiten establecer las orientaciones de los ejes principales del elipsoide de esfuerzo y la orientación de la dirección de acortamiento máximo horizontal si se conoce la orientación del plano de falla y de la estría de deslizamiento y el tipo de movimiento, normal o inverso.

Para realizar estas determinaciones se han medido 17 planos de fallas inversas con estrías de fricción y los datos han sido tratados utilizando los programas *Cratos* (vs.3.95) y *TectonicsFP* (vs.1.5). Las fallas tienen una orientación principal bien definida NE-SO (N40°-60°E) y un buzamiento medio de 30°±11 y máximo de 40°-50°. Se han diferenciado dos grupos de estrías de fricción según su ángulo de cabeceo; unas de bajo ángulo (30°-40°) en planos con bajo ángulo de buzamiento (10°-20°) y otras de alto ángulo (70°-85°) en planos con buzamientos medios (30°-50°). La dirección de máximo acortamiento horizontal media,  $e_y$ , obtenida a partir del Modelo de Deslizamiento es de 141°± 4° (Fig. 3A). El diagrama de Diedros Rectos (Fig. 3B) muestra un modelo focal claramente inverso y un patrón que confirma las direcciones deducidas anteriormente. Por último, el Método de

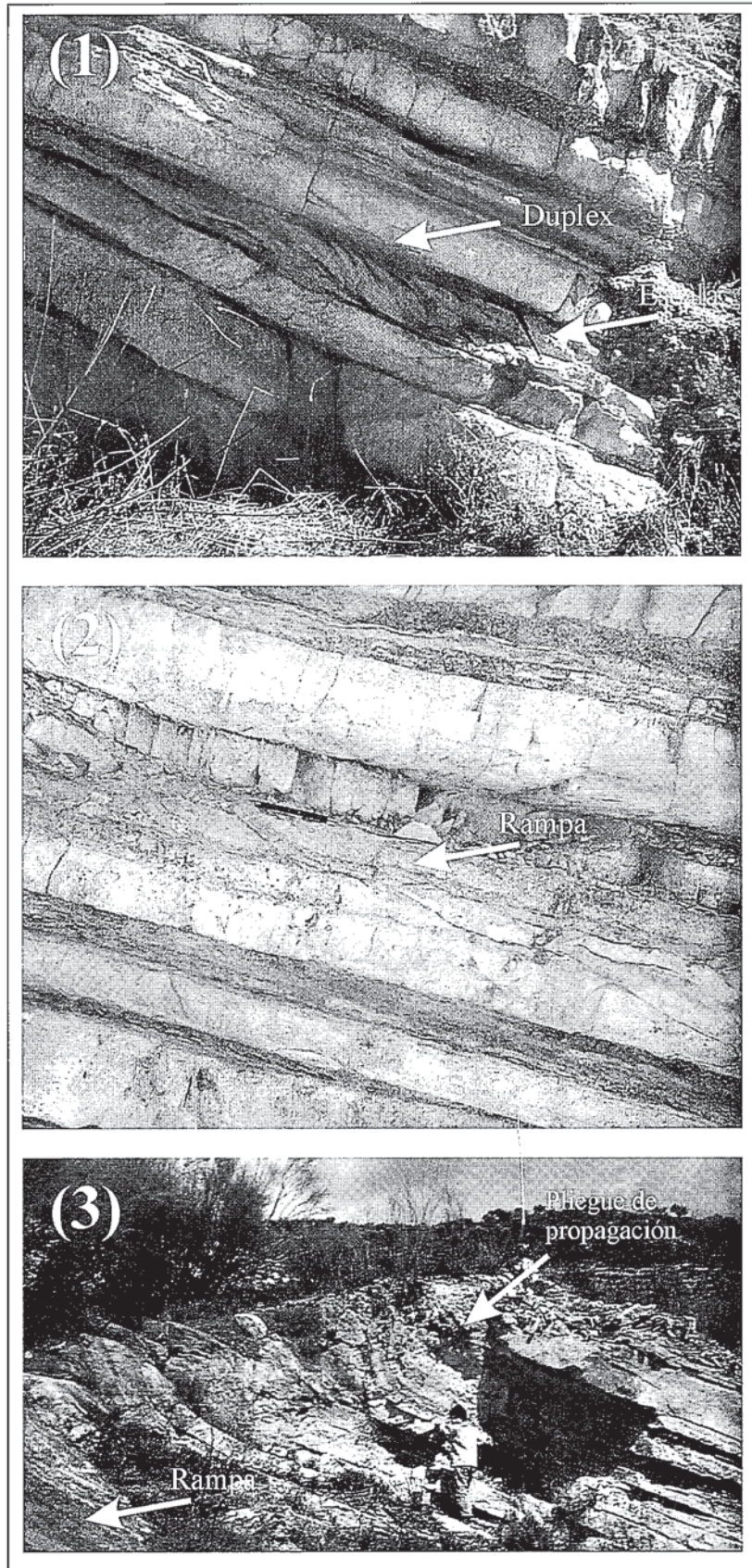


Fig. 4.- Fotografías de las estructuras esquematizadas en la figura 2 (Pontón de la Oliva: 1) Duplex. 2) Cabalgamientos imbricados vergentes hacia el NO, obsérvense las rampas y rrellanos. 3) Pliegues de propagación de falla.

Fig. 4.- Some photographs of the structures shown on figure 3 (Pontón de La Oliva). 1) Duplex. 2) Imbricate thrust with NO vergence, several flats and ramps are visible. 3) Fault propagation faults.

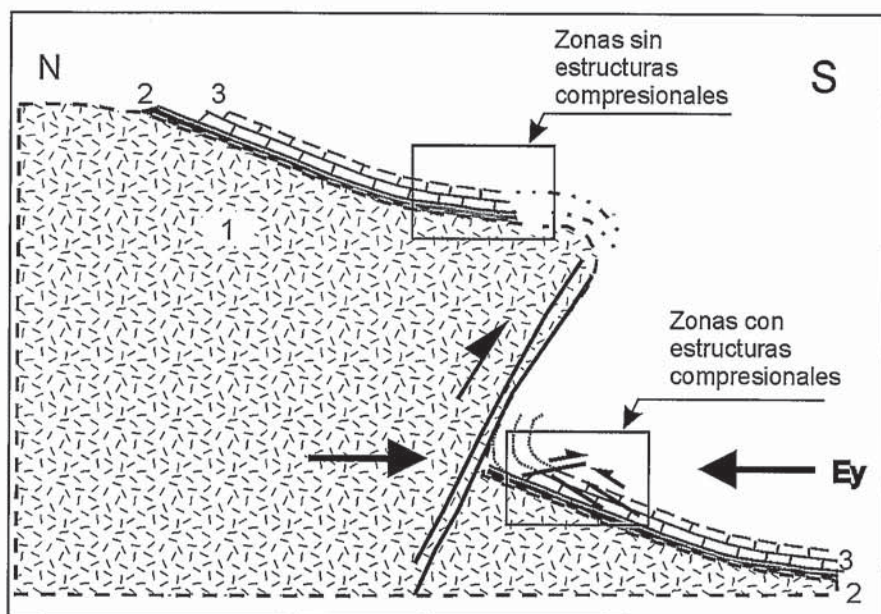


Fig. 5.- Modelo propuesto.

Fig. 5.- Proposed model.

Angelier (Fig. 3C) permite establecer las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos; el eje  $s_1$  se dispone horizontal según los N135°E, el eje intermedio también se dispone subhorizontal ( $s_2 = 226/12$ ) y el eje  $s_3$  se dispone subvertical ( $s_3 = 044/78$ ). Estas direcciones coinciden con las orientaciones del tensor de esfuerzo asociado con la etapa principal de estructuración del Sistema Central durante el Mioceno (Capote *et al.* 1990; De Vicente *et al.*, 1994; Herraiz *et al.*, 2000), por lo que podemos suponer que las estructuras aquí analizadas se generarían durante la fase de deformación Guadarrama.

#### Discusión y conclusiones

Como se ha comentado las series del Cretácico Superior aparecen en la Sierra del Guadarrama formando una serie de bandas de orientación NE-SO alrededor de los núcleos metamórficos. En general, cada uno de estos bloques tectónicos tiene en profundidad una geometría más o menos triangular, es decir de *pop-ups* (ver cortes geológicos en De Vicente *et al.*, 1992 y 1994), adaptándose la cobertera cretácica a los movimientos verticales de las fallas del basamento mediante el desarrollo de pliegues monoclinales. En un flanco de estos pliegues en rodilla las capas cretácicas pueden encontrarse fuertemente inclinadas, subverticales ó invertidas, dependiendo, entre otros factores, de la inclinación de la falla de basamento que genera cada estructura. También, y en función de la geometría y del salto de la falla de basamento, es frecuente encontrar monoclinales en los que la falla que genera el pliegue termina cortando a éste. En este

último caso y sobre el terreno, las capas carbonatadas del Cretácico Superior dan origen a espectaculares relieves en cuesta, por ejemplo, en la Sierra de Patones o en el Molar.

En este trabajo se establece que solamente en la parte inferior de los monoclinales y especialmente en los que las fallas de basamento cortan a los pliegues, se observan microestructuras compresivas abundantes, entre ellas cabe citar: pequeños pliegues de propagación de falla, cuyos ejes son oblicuos a la dirección de las capas en la Sierra de Patones aunque son perpendiculares a la dirección de acortamiento Guadarrama (aprox. N160°E), cabalgamientos que cortan a capas de poco espesor desarrollando rampas y rellanos y zonas donde son muy abundantes los *duplex* (Figs. 2 y 4). Todas estas estructuras indican un grado de acortamiento importante. La presencia de este tipo de estructuras compresionales en la parte inferior de los monoclinales y su ausencia en la parte superior parece indicar que el acortamiento que genera el desplazamiento en las fallas de basamento se resuelve de maneras distintas en la cobertera cretácica; ya que en la parte inferior de los monoclinales el desplazamiento de las fallas de basamento produce un escarpe que actúa como un tope y, por tanto, el acortamiento de la cobertera tiene que resolverse mediante fallas inversas, pequeños cabalgamientos, etc. ya que no es posible el deslizamiento de estas capas (Fig. 5).

Por último, indicar que la existencia o ausencia de estas estructuras compresivas puede servir de criterio para establecer la posición, superior o inferior, dentro de los monoclinales. Este criterio aplicado al borde sur del Sistema Central, permite establecer que la Sierra de

Patones corresponde a la parte inferior de un pliegue, mientras que el flanco sur del bloque del Molar corresponde a la parte superior, lo que indica un escalonamiento de las fallas del borde sur del Sistema Central Español.

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2002-01742.

#### Referencias

- Alfá, M. (1976): *Estudios Geol.*, 32: 229-239.  
 Alfá, M.; Babín, R.; Cadavid, S.; Capote, R.; Carbó, A.; Fernández Casals, M.J.; Enrile, J.L.; Escorza, C. y Ubanell, A. (1980): *Spanish Com. Geodynamics Project Final Report*. 9-31.  
 Angelier, J. y Mechler, P. (1977): *Bull. Soc. Géol. de France.*, 7: 1.309-1.318.  
 Angelier, J. (1984): *Jour. Geophysical Rese.*, 89: 5.835-5.848.  
 Boyer, S.E. y Elliott, D. (1982): *Am. Assoc. Petrol. Geologist Bull.*, 66: 1.196-1.230.  
 Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1990): *Geogaceta*, 7: 20-22.  
 De Vicente, G. (1988) Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid.  
 De Vicente, G.; González-Casado, J.M.; Bergamín, J.F.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A.; Enrile, J.L.; Giner, J.; Sánchez-Serrano, F.; Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): *III Congr. Geol. Esp. SGE*, 1: 284-288.  
 De Vicente, G.; González-Casado, J.M.; Calvo, J.P.; Muñoz-Martín, A.; Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.  
 De Vicente, G.; Giner, J.; Muñoz-Martín, A.; González-Casado, J.M. y Rodríguez Pascua, M. (1996): *Tectonophysics*, 266: 405-424.  
 Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): *Tectonics*, 19-4: 762-786.  
 Martín Escorza, C. (1976): *Estudios Geol.*, 32: 509-522.  
 Megías, A.G.; Ordoñez, S. y Calvo, J.P., (1983): *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1: 163-191.  
 Portero, J.M. y Aznar, J. (1984): *I Congr. Geol. Esp. CGE*, 3: 253-263  
 Reches, Z. (1987): *Tectonics*, 7: 849-861.  
 Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): *Tectonophysics*, 184: 367-378.  
 Warbunton, J. y Alvarez, C. (1989): *AGGEP, Libro homenaje a Rafael Soler*. 147-157.