

Extensión versus compresión durante el Mioceno superior en la Cuenca de Lorca (Béticas orientales)

Extensión versus contraction during the Upper Miocene in the Lorca basin (eastern Betics)

G. Booth-Rea ⁽¹⁾, J. M. Azañón ⁽²⁾

⁽¹⁾ GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Alemania

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, E-18071 Granada, España

ABSTRACT

Structural and paleostress analysis of the Tortonian sedimentary cover of the Lorca basin (eastern Betics), shows the existence of alternating extensional and convergent tectonics during this period. With ENE/WSW-oriented Tortonian folds being cut and tilted by upper Tortonian normal faults with NW/SE to SW/NE tectonic transport, which define a paleostress tensor indicative of radial-extension. These faults were later folded during further uppermost-Tortonian to Messinian convergence.

Key words: extensión, convergence, Tortonian, Lorca basin, eastern Betics.

Geogaceta, 34 (2003), 83-86
ISSN:0213683X

Introducción

En las Cordilleras Béticas existe una cierta polémica sobre el carácter extensional o compresivo del tensor de esfuerzos durante el Neógeno superior. Aunque, generalmente se reconoce una situación compresiva, con acortamiento de dirección N/S a NO/SE, que ha dado lugar a la formación de pliegues de orientación E/O a ENE/OSO y a fallas transcurrentes sinistras de orientación NNE/SSO y NE/SW (e.g. Bousquet, 1979; Estévez *et al.*, 1982; Weijermars *et al.*, 1985; Montenat *et al.*, 1987; Montenat and Ott d'Estevou, 1990; Stapel *et al.*, 1996; Huibregtse *et al.*, 1998; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz, 2002; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Diversos autores han propuesto que durante el Tortoniano regía fundamentalmente un campo de esfuerzos extensional, con una dirección de extensión variable entre N/S (e.g. Armijo *et al.*, 1977; Lonergan, 1991; Lonergan y Schreiber, 1993) NE/SO (e.g. Barragán, 1997), o extensión radial (e.g. Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1991; 1993).

Se ha seleccionado la Cuenca de Lorca en las Béticas orientales con el fin de estudiar la relación entre procesos contractivos y extensionales. La Cuenca de Lorca es una de las áreas donde ha tenido lugar esta controversia, ya que muestra un relleno sedimentario continuo para el periodo que nos ocupa (Tortoniano-Messiniense). Se ha analizado la estructura Neógena de la Cuenca de Lorca, me-

dante una cartografía estructural basada en topografía a escala 1:25.000. Junto con la interpretación estructural, se han determinado los paleoesfuerzos existentes durante esta edad mediante el estudio de poblaciones de fallas, previamente datadas, utilizando el programa basado en redes de búsqueda desarrollado por Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro, (1988).

Contexto Geológico

Las Cordilleras Béticas han evolucionado en un contexto entre convergencia de placas desde el Cretácico Superior hasta la actualidad, con un acortamiento N-NNE de aproximadamente 200 km, hasta el Tortoniano, seguido de cerca de 50 km de convergencia NO/SE desde hace 9 Ma (Dewey *et al.*, 1989). Sin embargo, el "hinterland" de este orógeno forma el basamento del Mar de Alborán y de diversas cuencas, actualmente emergidas, que durante el Mioceno mostraban una continuidad formal con el Mar de Alborán (e.g. García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1999; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999). El "hinterland" de este orógeno está constituido por rocas del Dominio Cortical de Alborán (DCA) (Balanyá y García-Dueñas, 1987), terreno alóctono cabalgante sobre el Margen Sudibérico. La subsidencia en estas cuencas se inició durante el Mioceno inferior y medio, en relación con fallas extensionales de bajo ángulo (García-Dueñas *et al.*, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Aldaya *et al.*, 1991; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Lonergan y Platt,

1995; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Booth-Rea y García-Dueñas, 1999; Booth-Rea, 2001; Booth-Rea *et al.*, 2002; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2003).

Actualmente, los sedimentos marinos se encuentran emergidos a altitudes superiores a los 1000 m (Braga *et al.*, 2003). Los depocentros sedimentarios se sitúan en depresiones de orientación E/O o ENE/OSO flanqueadas por relieves donde aflora el basamento metamórfico, coincidentes con núcleos antiformales (Weijermars *et al.*, 1985; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2003).

Pliegues neógenos en la cuenca de Lorca

El antiforme que define la Sierra de la Tercia muestra un eje de dirección aproximada N 60° E. El flanco norte de este pliegue es estructuralmente más claro ya que el flanco sudeste se encuentra cortado por la falla transcurrente de Alhama de Murcia (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet, 1979; Montenat *et al.*, 1987; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992; Silva *et al.*, 1997; Martínez Díaz, 1998; Martínez-Díaz, 2002).

Este pliegue se puede datar con precisión, al haberse formado concomitantemente a la sedimentación de la Cuenca de Lorca, produciendo discordancias angulares, subparalelas al eje del pliegue, en el relleno sedimentario. La primera discordancia se encuentra en la base de caliruditas del Tortoniano superior (For-

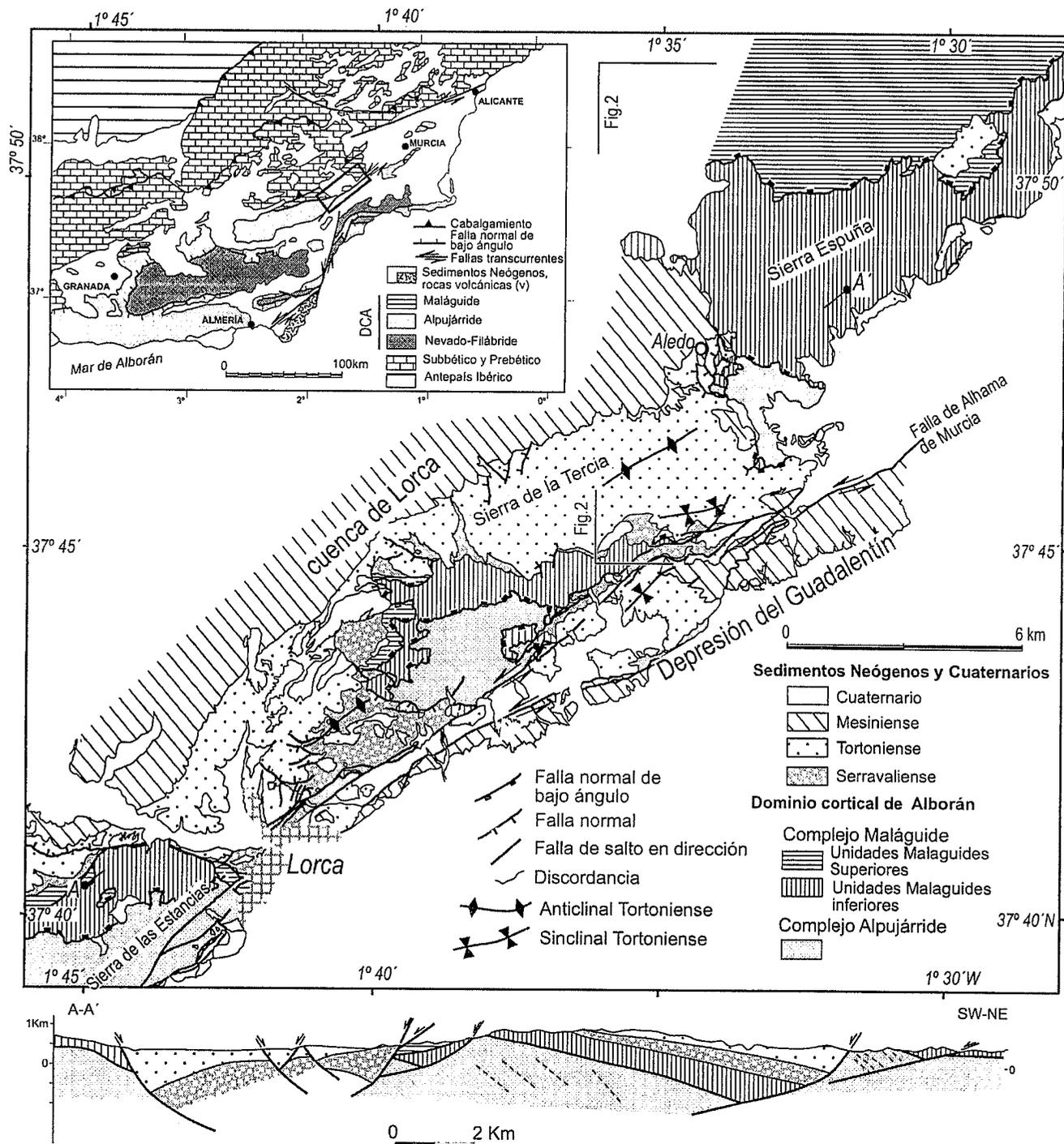


Fig. 1.- Contexto geológico de la Cuenca de Lorca, mapa geológico del área de Lorca y corte geológico del área.

Fig. 1.- Geological setting of the Lorca basin and geological map of the Lorca area, with cross section.

mación Manilla, Pérez Lorente *et al.*, 1992), que se depositaron sobre diversos sedimentos previos o directamente sobre el basamento (Montenat *et al.*, 1990). Las calciruditas tortonienses localmente sellan buzamientos del orden de 70° en los sedimentos precinemáticos con respecto al pliegue (corte 2-2', Fig. 2). Esta discordancia es coetánea a la discordancia "intra-Tortonense" descrita

por Estévez *et al.* (1982) en las Béticas centrales.

Una segunda discordancia angular se observa entre margas del Tortonense superior (Formación Carivete, Pérez Lorente *et al.*, 1992) y las calciruditas o evaporitas Messinienses (Formaciones Aledo y Serrata, Pérez Lorente *et al.*, 1992). En este caso el ángulo formado entre los sedimentos Tortonenses y los

Mesinienses es suave, aproximadamente 10-20°. Esta discordancia, de edad Tortonense terminal o Messiniense basal, tiene la misma edad que la descrita por Weijermars *et al.* (1985), relacionada con la formación del anticlinal de Sierra Alhamilla, al Sur del área estudiada.

Durante el Plioceno-Cuaternario se habría producido el plegamiento final de los yesos y *cherts* mesinienses, que pre-

sentan un buzamiento actual de aproximadamente 15°. Estos datos son coherentes con los diagramas de paleoesfuerzos que indican convergencia de N/S a NO/SE durante el Tortoniense (Montenat *et al.*, 1987; Montenat y Ott d'Estevou; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz, 2002).

Tectónica extensional

El plegamiento Plio-Cuaternario del relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca permite observar una sección de dirección ENE/OSO de la estructura de la cuenca. De este modo se observan las fallas lístricas que afectan a los sedimentos tortonienses (especialmente las que producen extensión en el plano transversal al eje del plegamiento), y la influencia que tienen sobre la distribución de espesores de los sedimentos (ver sección A-A' y mapa geológico, Fig. 1).

Se ha prestado una especial atención a las fallas normales que pueden ser datadas con precisión como Tortonienses. Ya sea por qué afectan a sedimentos de esta edad y han sido selladas por sedimentos mesinienses o por qué en relación con su geometría lístrica han dado lugar a discordancias angulares intraformacionales de ejes transversos a la dirección de extensión. En los bordes SO y SE de Sierra Espuña se han encontrado discordancias de este tipo. En el borde SO de dicha sierra, se ha desarrollado un abanico lístrico de fallas con transporte tectónico de componente SO (corte 3-3' y vectores cinemáticos, Fig. 2). Estas fallas producen una discordancia angular en el seno de las calciruditas del Tortoniense. Además, se observan variaciones de espesor, entre los bloques de muro y techo de las fallas, en las margas de la Formación Carivete, de edad Tortoniense (Pérez Lorente *et al.*, 1992)(corte 3-3', Fig. 2). Estas fallas están selladas por calciruditas Messinienses cerca de la localidad de Aledo (Fig. 2), y por evaporitas Messinienses hacia el oeste. A 3 km de distancia del abanico lístrico de Aledo, en el borde Sur-Oriental de Sierra Espuña, fallas normales con transporte tectónico de componente N-S cortan a las calciruditas y conglomerados del Tortoniense, haciendo que estos sedimentos se distribuyan en terrazas, más altas hacia el núcleo de Sierra Espuña (ver vectores cinemáticos en Fig. 2). Las fallas tienen saltos del orden de 250 m. Su carácter sinsedimentario durante el Tortoniense ha sido analizado por Lonergan y Schreiber (1993).

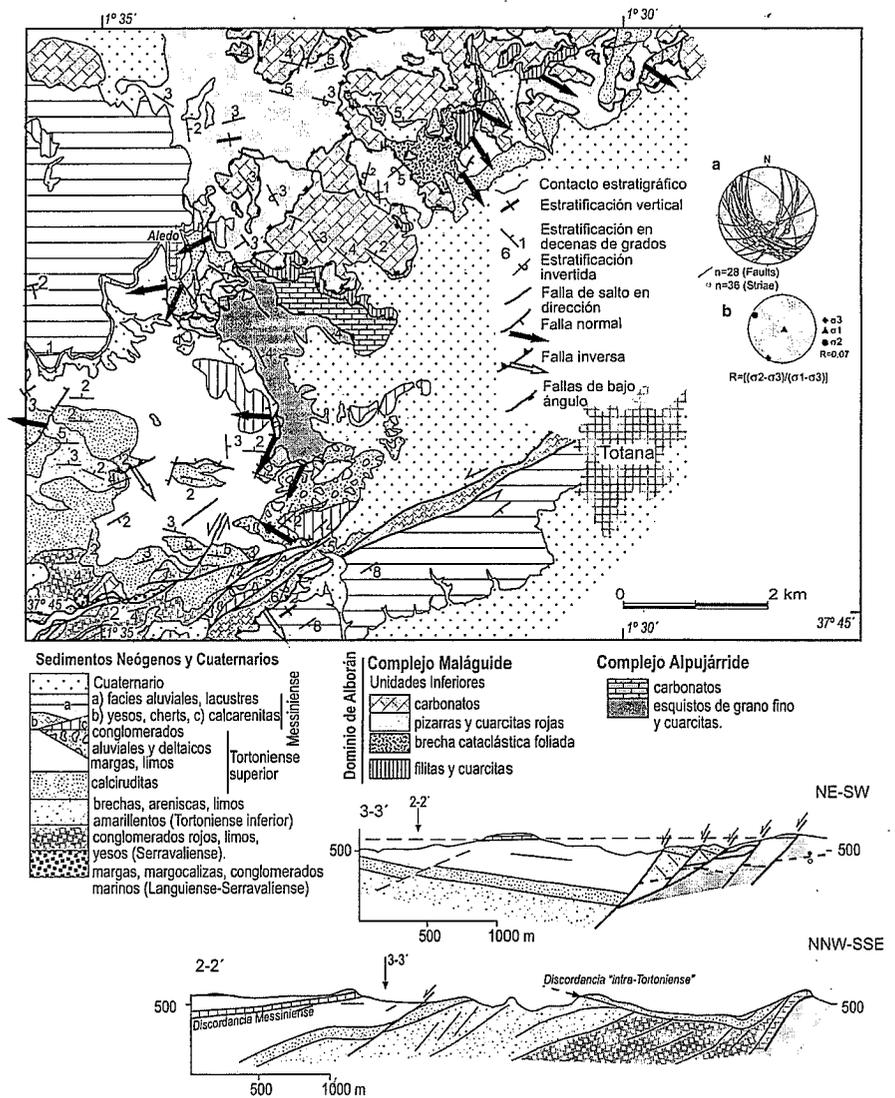


Fig. 2.- Mapa y cortes geológicos del borde oriental de la Cuenca de Lorca, área localizada en la Fig. 1. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiangular: A) fallas normales utilizadas para determinar el tensor de esfuerzos mostrado en B). Cortes geológicos localizados en el mapa geológico.

Fig. 2.- Geological map and cross sections of the eastern Lorca basin, area localized in Fig. 1. Stereographic projections, lower hemisphere, equal angle: A) normal faults used to determine upper-Tortonian stress tensor shown in B).

La mayoría de las fallas son lístricas, produciendo basculamientos sistemáticos en los sedimentos a los que afectan, hacia el N, NE o NO.

En el borde occidental de Sierra Espuña se han restituido estas fallas normales, en el corte 3-3' de la figura 2 obteniéndose un factor de extensión B de 1,2.

Las fallas del borde SO de Sierra Espuña cortan al pliegue de Tercia. El cierre perianticlinal descrito por las calciruditas tortonienses, muestra una inmersión de 20° hacia el NE, basculado por las fallas (corte 3-3' y mapa geológico, Fig. 2).

Paloesfuerzos

Se han determinado los campos de esfuerzos responsables de la tectónica extensional activa durante el Tortoniense superior, utilizando el método de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y González-Lodeiro, 1988. Para aplicar este método se han seleccionado aquellas fallas menores consideradas como no rotacionales, aflorantes en el entorno de Aledo (estereograma A, Fig. 2). Prácticamente toda la población de fallas estudiadas, se pueden haber generado bajo un mismo campo de esfuerzos que produciría extensión radial, ya que el elipsoide

de esfuerzos obtenido muestra una geometría "prolata" con una razón áxica próxima a 0 (estereograma b, Fig. 2).

Esta extensión de carácter radial explicaría las discrepancias entre los paleoesfuerzos extensionales calculados por autores previos que habían determinado elipsoides con el eje menor de dirección N-S (Armijo, 1977 y Lonergan, 1991) o de dirección NO-SE (Martínez Díaz, 1998).

Discusión y conclusiones

Este trabajo muestra la coexistencia de procesos extensionales y contractivos durante un periodo de tiempo muy breve, desarrollados en un contexto general de convergencia. Esto sugiere que la extensión pudiera tener un carácter sinorogénico, equilibrando excesos locales de energía potencial alcanzados durante la convergencia. El carácter sinorogénico de la extensión Miocena explicaría las discrepancias entre la cantidad de extensión y el espesor actual de la corteza, próxima a los 40 km (Mézcua y Martínez-Solares, 1983), en absoluto concordante con el espesor de una corteza extendida.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT (Proyectos REN2001-3868-CO3-01/MAR y REN2001-3378/RIES).

Referencias

Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., y Navarro-Vilá F. (1991): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, 1447-1453.

Armijo, R., Benkhelil, J. Bousquet, J.C. Estevez, A. Guiraud, R. Montecat, C. Pavillon, M.J., Philip, H., Sanz de Galdeano, C., y Viguier, C. (1977): *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 591-605.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1987): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, *Série*

II, 929-932.
 Barragán, G. (1997): Tesis Doctoral, 300 pp., Universidad de Granada.
 Booth, G., y García-Dueñas, V. (1999): *Geogaceta*, 25, 39-41.
 Booth-Rea, G. (2001): Tesis Doctoral, 239 pp., Universidad de Granada.
 Booth-Rea, G., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002): *C. R. Geoscience*, 334, 557-563.
 Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Augier, R. (2003): *C. R. Geosciences, en prensa*.
 Bousquet, J.C. y Montecat, C. (1974): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2617-2620.
 Bousquet, J.C. y Philip, H. (1976): *Bull. Soc. Geol. France*, 3, 711-724.
 Bousquet, J.C. (1979): *Tectonophysics*, 52, 277-286.
 Braga, C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003): *Geomorphology*, 50, 3-26.
 Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): en *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 161, editado por Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. pp. 555-579.
 Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): *Tectonics*, 13, 78-88.
 Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): en Coward, M.P., Dietrich, D. y Park, R.G., *Spec. Pub. Geol. Soc. London*. vol. 45, 265-283.
 Estévez, A., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982): *Estud. Geol.*, 38, 55-60.
 Galindo Zaldívar, J., y González Lodeiro, F. (1988): *Annales Tectonicae*, 2, 90-97.
 Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.
 Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1991): *Geogaceta*, 9, 30-33.
 Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): *Tectonophysics*, 227, 105-126.
 García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): *Geo Mar. Lett.*, 12, 88-95.

Huibregtse, P., van Alebeek, H., Zall, M. y Biermann, C. (1998): *Tectonophysics*, 300, 79-101.
 Lonergan, L. (1991): Tesis Doctoral, 154 pp., Oxford University.
 Lonergan, L., y Schreiber, B.C. (1993): *J. Geol. Soc. London*, 150, 719-727.
 Lonergan, L., y Platt, J.P. (1995): *J. Struct. Geol.*, 17, 1665-1671.
 Martínez-Díaz, J.J., y Hernández-Enrile, J.L. (1991): *Geogaceta*, 9, 38-42.
 Martínez-Díaz, J.J. (1998): Tesis Doctoral, 465 pp., Univ. Complutense, Madrid.
 Martínez-Díaz, J.J. (2002): *Tectonophysics*, 356, 291-305.
 Martínez-Martínez, J.M., y Azañón, J.M. (1997): *Tectonics*, 16, 205-225.
 Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002): *Tectonics*, 21, 3, 22 pp.
 Mézcua, J., y Martínez-Solares, J.M. (1983): IGME, Madrid.
 Montecat, C., Ott d'Estevou, P. y Masse, P. (1987): *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 1-22.
 Montecat, C., Ott d'Estevou, P. y Delort, T. (1990): en *Doc. et Trav. IGAL*, vol. 12-13, editado por Montecat, C. pp. 261-280, Paris.
 Pérez-Lorente, F., Rodríguez-Estrella, T., Serrano, F., Mancheño, M.A. y Guillén-Mondéjar, F. (1992): *III Cong. Geol. Esp. y VIII Congr. Lat. Geol.*, vol. I, pp. 185-190, Salamanca.
 Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martín-Pérez, J.A. y Soto, J.I. 1999, en *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 161, editado por Zahn, R., Comas M.C. y Klaus, A. pp. 69-76.
 Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J. y Bardaji, T. (1997): *J. Geodynamics*, 24, 105-115.
 Stapel, G., Moeys, R. y Biermann, C. (1996): *Tectonophysics*, 255, 291-305.
 Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985): *Geol. en Mijnbouw*, 64, 397-411.