

Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)

Stress fields, Alpine deformation and associated Neogene-Quaternary volcanism in the Betic foreland of the province of Ciudad Real, Central Spain

R. Vegas y P. J. Rincón-Calero

Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense; 28.040, Madrid.

ABSTRACT

The analysis of brittle structures and regional physiographic features in the province of Ciudad Real (Central Spain), leads to establish a model of neotectonic deformation in relation with the foreland of the eastern Betic Cordillera. In this model, a weak compressive stress field is responsible for flexural bending of the crust and the lithosphere, and the occurrence of the Neogene-Quaternary volcanism in the Campo de Calatrava.

Key words: *Brittle mesostructures, fault population analysis, lithospheric bending, Betic foreland, Central Spain.*

*Geogaceta, 19 (1996), 31-34
ISSN: 0213683X*

Introducción

La provincia de Ciudad Real tiene las características de un área de plataforma en la cual concurren el basamento hercínico de la Zona Centroibérica, la cobertera tabular mesozoica del Campo de Montiel, y la cuenca neógena de la Llanura Manchega. Disperso en este basamento hercínico, y ocasionalmente en la Llanura Manchega, se encuentra el volcanismo básico neógeno del Campo de Calatrava (Fig. 1). Esta diversidad de materiales, junto con el carácter de área de plataforma y su proximidad a las zonas de deformación alpina de las Cordilleras Béticas e Ibérica, la hacen un área idónea para la identificación de los diferentes campos de esfuerzos incidentes y la determinación del tipo de evolución neotectónica ocurrida.

Estimación del campo de esfuerzos

Los campos de esfuerzo transmitidos a la región estudiada se han determinado mediante el análisis poblacional de fallas y el análisis del diaclasado (Rincón, 1995). En el análisis poblacional de fallas se han utilizado el "Método de los diedros rectos" (de Vicente *et al.*, 1992), el "Modelo de deslizamiento" (de Vicente, 1988 y 1992), y el "Método de

inversión de esfuerzos o Método de Reches" (Reches, 1987). Las mediciones de fallas (más de setecientas) se han obtenido en cuarcitas y pizarras ordovícicas del basamento hercínico, en los materiales jurásicos tabulares, y en los materiales lávicos del volcanismo neógeno. Los resultados de este análisis muestran la incidencia de dos campos de esfuerzos (σ_1 y σ_3 horizontales y σ_2 vertical) de edad alpina, para los cuales adoptamos la denominación de "campo ibérico" y "campo bético" por su relación genética con las cordilleras Ibérica y Bética, respectivamente.

El "campo ibérico" (Fig. 2) se corresponde con un campo compresivo débil, en el cual la máxima compresión en la horizontal (E_y) coincide con el eje principal σ_1 , disponiéndose éste hacia N60°-70°E. El eje σ_3 se sitúa horizontal hacia N140°-160°E, mientras que el eje σ_2 se dispone en la vertical. Para esta configuración suponemos una relación genética con la deformación compresiva sucedida en la cercana Cordillera Ibérica, cuya transmisión hacia la plataforma manchega causa un campo de intensidad menor a la del campo bético debido a la concentración de la deformación en la Sierra de Altomira. Se estima que este campo ha incidido durante el periodo Oligoceno-Mioceno Inferior, según lo

propuesto para la plataforma europea por Letouzey y Trémolières (1980).

El "campo bético" (Fig. 2) posee una disposición espacial de los tres ejes principales de esfuerzo similar a la del campo ibérico, aunque en este caso σ_1 se orienta N140°-160°E y σ_3 hacia N60°-70°E (ambos horizontales). Se trata de un campo compresivo débil en el cual los ejes σ_1 y σ_2 son intercambiables localmente. Se puede considerar que este campo incide desde el Mioceno Superior hasta la actualidad, y que la orientación de la E_y ($\approx \sigma_1$) coincide con el vector de convergencia (slip vector) África-Península Ibérica entre los últimos 9 millones de años y la actualidad definido por Dewey *et al.* (1989). Existe, además, una orientación bética secundaria de E_y (N10°-30°E (Fig. 2) que podría representar una refracción de E_y al atravesar estructuras transcurrentes previas dispuestas N80°-110°E; o bien una adaptación a discontinuidades hercínicas orientadas N-S. No obstante, pudiera tratarse de un campo de esfuerzos con σ_1 horizontal y orientado hacia N10°E cuyo origen no podemos precisar por el momento.

El análisis del diaclasado en las cuarcitas ordovícicas y en las calizas jurásicas (según más de mil cuatrocientos planos) permite definir dos orientaciones

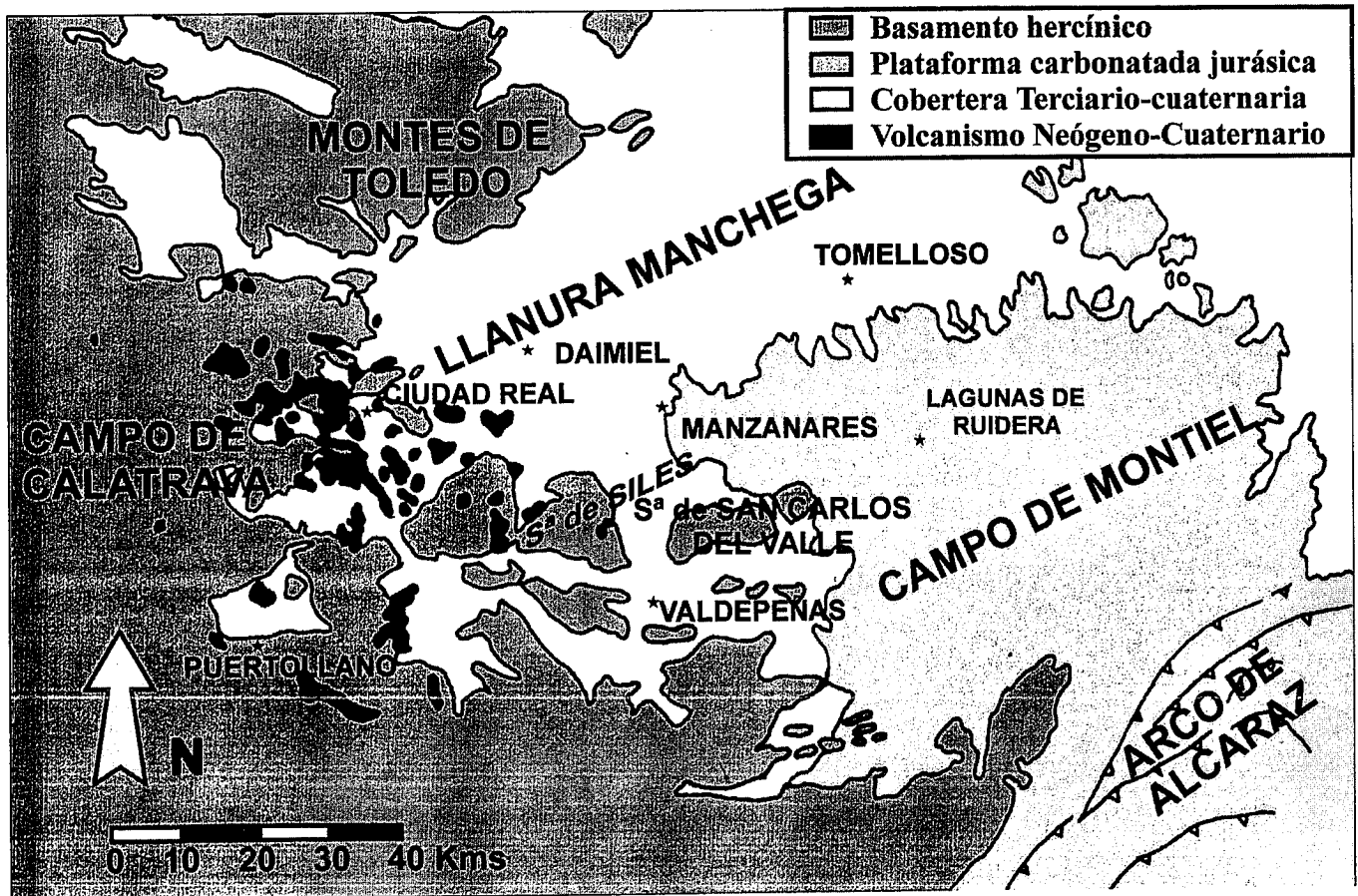


Fig. 1.- Esquema geológico del área estudiada y situación de las unidades fisiográficas principales.

Fig. 1.- Geological sketch of the study area showing the main physiographic units.

principales. Una de ellas es la orientación preferente N140°-160°E, para la cual asumimos el carácter de *neotectónica*, según los trabajos teóricos de Hancock (1985), Hancock y Engelder (1989), Rives y Petit (1990), y Twiss y Moores (1992). A este diaclasado preferente le asignamos un origen flexural que es congruente con el campo bético descrito con anterioridad. Igualmente lo es la segunda orientación principal N80°-90°E (Fig. 3).

Comparación con elementos fisiográficos regionales

Si se han definido como *neotectónicas* las mesoestructuras frágiles (fallas y diaclasas), éstas habrán de estar necesariamente relacionadas con el patrón regional de la fisiografía. Esto permite, pues, una comprobación a escala regional (Rincón, 1995) del análisis mesoestructural. En este contexto, una cuantificación de la disposición espacial de la red fluvial revela la

existencia de dos intervalos máximos orientados N80°-90°E y N150°-160°E, los cuales coinciden con las direcciones principales de diaclasado en los materiales ordovícicos (Fig. 3). Las orientaciones N140°-160°E predominan en la red fluvial más oriental de la provincia de Ciudad Real. Esto podría deberse a una mayor intensidad relativa del campo de esfuerzos "bético", el cual crea o reactiva bandas de deformación kilométricas (corredores dextrócos) orientadas N140°-160°E en el este del Campo de Calatrava, en la Llanura Manchega, y en el Campo de Montiel: es decir, en la parte frontal del Arco de Alcaraz (Fig. 1).

Una bimodalidad similar N60°-70°E y N140°-150°E, así como una tercera orientación secundaria N20°-30°E, existe para las lineaciones estructurales observadas en ortoimágenes LANDSAT. Esta disposición es, en parte, congruente con el campo de esfuerzos "bético". En este mismo contexto se puede considerar la orientación preferente N130°-140°E de los procesos de carstificación ocurridos en el Campo de

Montiel. Tal es el caso de la alineación de las quince lagunas del Parque Natural de las Lagunas de Ruidera, o de los cursos fluviales que recorren la plataforma carbonatada del Campo de Montiel.

Modelo de deformación del antepaís bético y origen del volcanismo del Campo de Calatrava

Del análisis realizado de las mesoestructuras frágiles (fallas y diaclasas) y de los principales rasgos fisiográficos se puede deducir que la provincia de Ciudad Real ha estado sometida desde el Oligoceno Inferior hasta la actualidad, al menos, a dos "campos de esfuerzos" compresivos débiles. Uno de ellos, de relativa menor importancia, corresponde a la transmisión de esfuerzos desde la Cordillera Ibérica. El otro, más moderno, representa la deformación compresiva del antepaís de las Cordilleras Béticas orientales como consecuencia de la convergencia África-Península Ibérica, con una dirección ≈N140°E, desde el

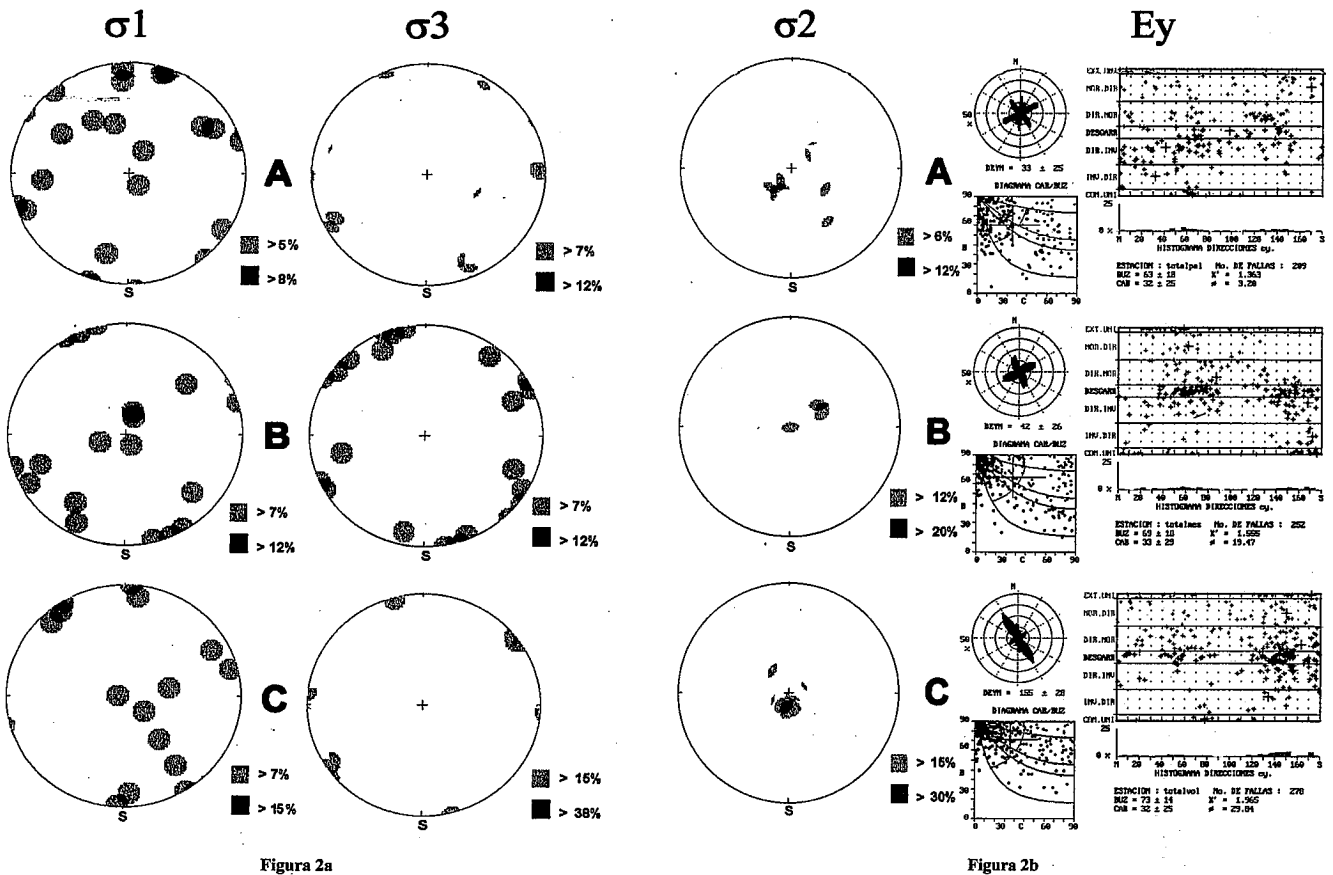


Figura 2a

Figura 2b

Fig. 2.- Configuración de los campos "ibérico" y "bético" (Modelo de deslizamiento y Método de Reches). (A) Materiales paleozoicos, (B) materiales mesozoicos, y (C) materiales volcánicos neógenos-cuaternarios. Nótese la coincidencia entre E_y y σ_1 , así como la posición vertical de σ_2 , la horizontal de σ_3 , y la posición variable del eje máximo (1: horizontal o vertical (Schmidt, hemisferio inferior).

Fig. 2.- Stress-field configuration for the iberian and betic tensors ("Slip Model" and "Reches's Method"). (A) Paleozoic materials, (B) Mesozoic materials, y (C) Neogene-Quaternary volcanics. Notice the coincidence of E_y and σ_1 , and the horizontal disposition of σ_3 , as well as the vertical or horizontal position of σ_1 (lower-hemisphere, Schmidt).

Tortonense Superior hasta la actualidad. Esta deformación débil del antepaís se resuelve en: (a) la reactivación o creación de fallas direccionales-oblicuas coherentes con el campo de esfuerzos "bético"; (b) el combamiento suave de la corteza y del conjunto de la litosfera según flexuras ortogonales a σ_1 (relieves del Campo de Montiel, Sierras de Siles y San Carlos del Valle, Montes de Toledo, depresión de la Llanura Manchega, etc., Fig. 1); (c) el desarrollo de un diaclasado sistemático en el basamento hercínico coherente con el patrón regional de la red fluvial; y (d) el desarrollo de macrodiscontinuidades de tipo I (Nur, 1982) relacionables con el proceso flexural y que constituyen los grandes lineamientos N140°E que atraviesan la provincia de Ciudad Real.

El volcanismo ha de ser situado en el contexto de este campo compresivo débil "bético" ya que su inicio hace 8,7 millones de años (Ancochea, 1982) coincide con el cambio en la orientación de la convergencia entre las placas Africana e Ibérica sucedido hace 9 millones de años. Por tanto, ha de descar-

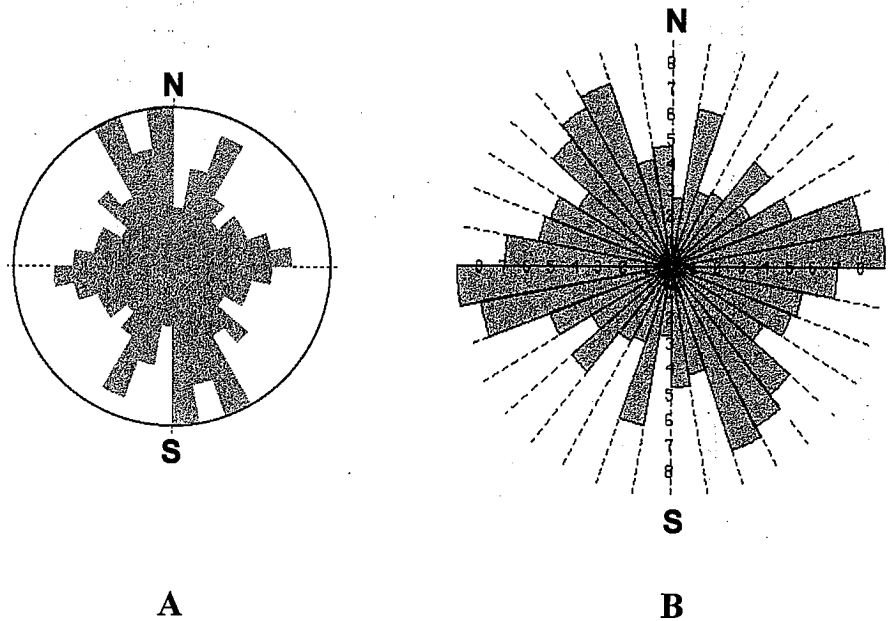


Fig. 3.- (a) Orientación del diaclasado en materiales ordovícicos, (b) direcciones preferentes de la red fluvial.

Fig. 3.- (a) Directions of joints in Ordovician outcrops. (b) Main direction of drainage network.

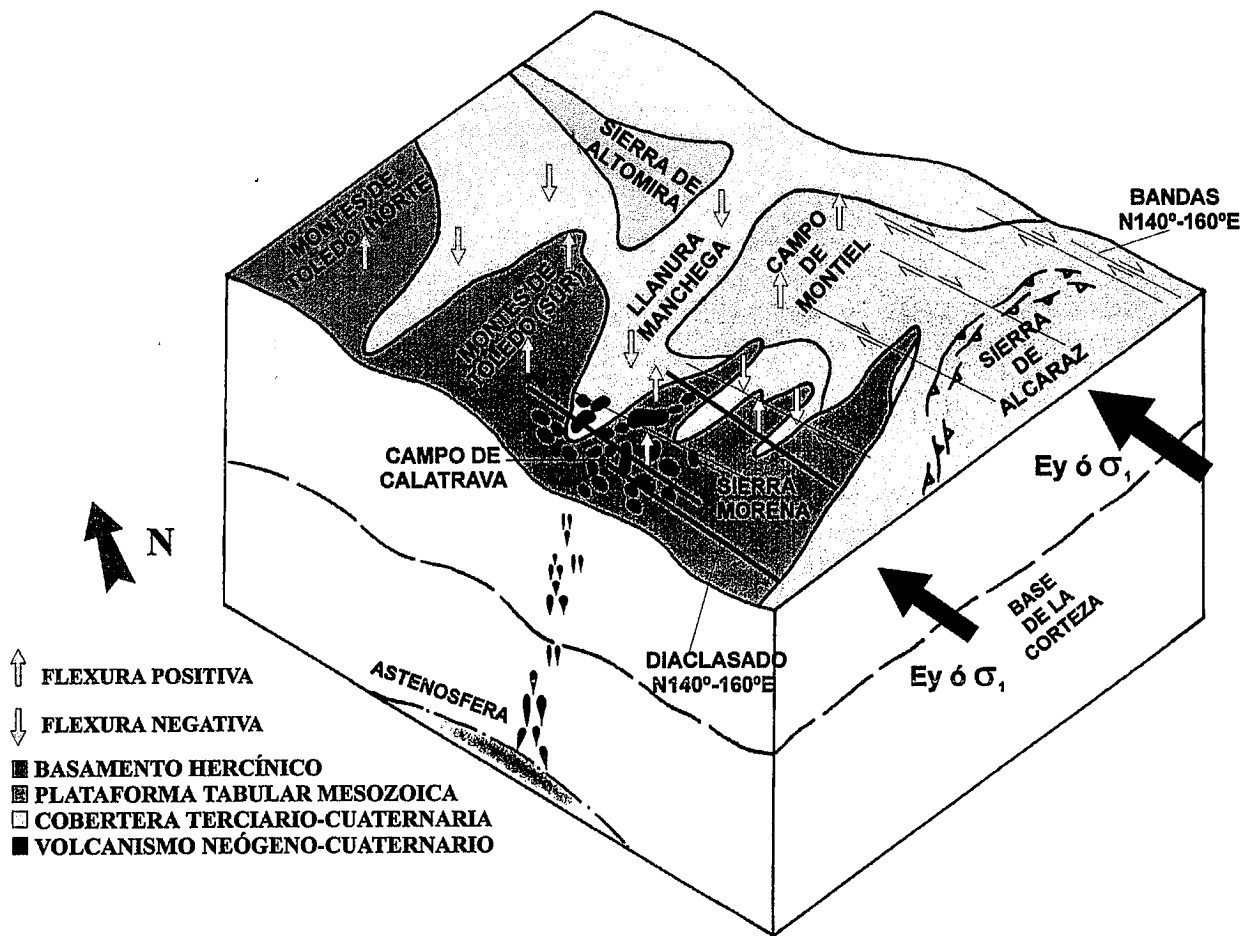


Fig. 4: Modelo tectónico para el volcanismo del Campo de Calatrava en el contexto de la flexura de la corteza y el conjunto de la litosfera (modificado de Rincón, 1995).

Fig. 4: Tectonic model for the Volcanism of Campo de Calatrava showing the flexural bending of the crust and the whole lithosphere (modified from Rincón, 1995).

tarse un origen extensional o de "rifting abortado" propuesto anteriormente (Ancochea, 1982; Cebriá, 1992; López-Ruiz *et al.*, 1993). En este sentido proponemos un proceso flexural de la litosfera en régimen compresivo débil, mediante el cual el manto astenosférico pudo ascender, descomprimiéndose y fundiendo parcialmente (Fig. 4). Esta situación tectónica es similar a la propuesta por uno de los autores (Vegas, 1994) para explicar el origen del reciente volcanismo de Olot (NE de España), y se puede aplicar a todas las provincias volcánicas neógenas de Europa Occidental. El ascenso de magma debe estar controlado por las discontinuidades creadas o reactivadas por el campo de esfuerzos "bético". En cuanto a las limitaciones del volcanismo al este de la Sierra de Siles (Fig. 1), es posible suponer una mayor intensidad del "campo bético" en el frente del Arco de Alcaraz (Fig. 1). Esto impediría el ascenso del magma, mientras que en el borde occidental del Arco una me-

nor intensidad del campo de esfuerzos facilitaría la permutación de los ejes σ_1 y σ_2 y, por tanto, la apertura de las zonas de emisión volcánica (σ_2 menor que el empuje del magma ascendente). Finalmente, es importante destacar que este modelo flexural es coherente con el contexto morfológico de la región manchega.

Referencias

Ancochea, E. (1982): *Tesis Doctoral*, U.C.M.; 430 pp.
 Cebriá, J.M. (1992): *Tesis Doctoral*, U.C.M.; 314 pp.
 de Vicente, G. (1988): *Tesis Doctoral*, U.C.M.; 331 pp.
 de Vicente, G. (1992): Análisis Poblacional de Fallas. III Reunión Com. Tect., Soc. Geol. España; 85 pp.
 de Vicente, G.; Muñoz, A.; Giner, J.L. (1992): *Rev. Soc. Geol. España*, 5, (3-4); 7-19.
 Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W.; Knot, S.D. (1989):

"Alpine Tectonics", *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45; 265-283.
 Hancock, P.L. (1985): *J. Struct. Geol.*, 7; 437-457.
 Hancock, P.L.; Engelder, T. (1989): *Geol. Soc. of America Bull.*, 101; 1.197-1.208.
 Letouzey, J.; Trémolières, P. (1980): "Rock mechanics". Suplemento 9; 173-192.
 López-Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Doblas, M.; Oyarzun, R.; Hoyos, M.; Martín, C. (1993): *J. Geol. Soc. London.*, 150; 915-922.
 Nur, A. (1982): *J. Struct. Geol.*, 4; 31-40.
 Reches, Z. (1987): *Tectonics*, 6; 849-861.
 Rincón, P.J. (1995): *Tesis de Licenciatura*, U.C.M.; 230 pp.
 Rives, T.; Petit, J.P. (1990): "Mechanics of Jointed and Faulted Rock"; 205-211. Rossmonith Edit.
 Twiss, R.J.; Moores, E.M. (1992): "Structural geology". W.H. Freeman and Company. New York. 532 pp.
 Vegas, R. (1994): *Geogaceta*, 15; 121-123.