

Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica

Active interplate stress characteristic in Iberian Peninsula

De Vicente, G. (*); Herraiz, M. (**); Giner, J.L. (*); Lindo, R. (**); Cabañas, L. (**) y Ramirez, M. (***)

(*) Dpto. de Geodinámica, Fac. Ciencias Geológicas Univ. Complutense Madrid

(**) Dpto. de Geofísica y Meteorología. Fac. Ciencias Físicas Univ. Complutense Madrid

(***) Consejo de Seguridad Nuclear, Justo Dorado, nº 11, Madrid

ABSTRACT

Current active tectonic stress fields are deduced in intraplate areas of Iberian Peninsula with moderate to low seismic activity. Five areas are analyzed by means of individual focal mechanism data, populational analysis of focal mechanisms and populational analysis of recent faults. These areas are: Madrid Basin, Mancha Plain, Lusitanian Basin, Catalanian Range and Central Sierra Morena. Regional stress field, primary field, with NW-SE S_{Hmax} trend is deduced. It is supposed to be related with convergence process between African and Eurasian plates. Secondary stress field, coaxial to main one but implying NW-SE extension is also deduced. This local stress can be explained by scape or flexural processes. Anyway, more global and homogeneous studies are needed to get an accurate picture of the state of stresses in intraplate areas of Iberian Peninsula.

Key Words: Active tectonics, stress field, earthquake focal mechanism, active faulting, Iberian Peninsula.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 909-912
ISSN: 0213683X

Introducción

El interior peninsular se caracteriza por la presencia de una actividad sísmica moderada, con terremotos de magnitudes medias próximas a 3.2, habiéndose registrado algunos de magnitudes próximas a 5.0. Según algunos autores (Carey-Gailharsis y Mercier, 1992), sólo sismos de $M \geq 6$ reflejan el campo de esfuerzos tectónicos regional. No obstante, en la construcción del mapa sismotectónico de Francia (IPSN, 1993), se han empleado terremotos con $M \geq 3.7$.

El proceso de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana se ha realizado según un vector NO-SE, al menos durante los últimos 9 m.a. (Dewey *et al.*, 1989). Zoback (1992) en el proyecto WSM (*World Stress Map*) ha comprobado que el estado de esfuerzos actual en el interior de las placas tectónicas depende directamente de los vectores de desplazamiento relativo.

Así, en Europa occidental aparece un estado de esfuerzos con una dirección de máximo acortamiento horizontal (S_{Hmax}) según NW-SE. Estudios más detallados, tanto en Francia (IPSN, 1993) como en Portugal (Ribeiro *et al.*, 1994) han confirmado dicha orientación.

En España, los datos disponibles no son globales, aunque sí localmente detallados. Dado el tipo de sismicidad presente resulta

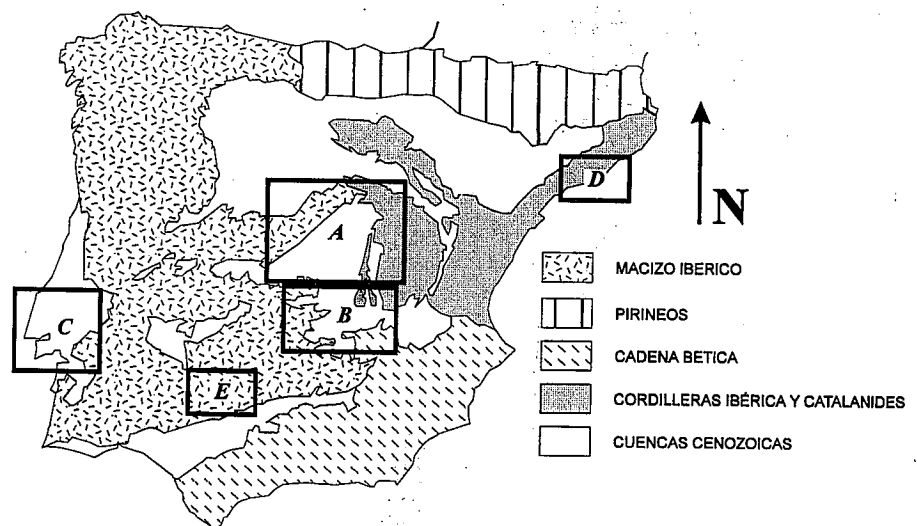


Figura 1.- Localización de las zonas intraplaca descritas en este estudio. A) Cuenca de Madrid. B) Llanura Manchega. C) Cuenca Lusitana. D) Cadena Costero Catalana. E) Sector central de Sierra Morena.

Figure 1.- Intraplate areas described in this study. A) Madrid Basin. B) La Mancha Plain. C) Lusitanian Basin. D) Catalan Coastal Range. E) Central Sierra Morena.

adecuado realizar análisis conjuntos de poblaciones de mecanismos focales de terremotos para obtener, tanto la orientación media de S_{Hmax} , como el tipo de tensor de esfuerzos. Estas técnicas permiten utilizar eventos con pocas estaciones de registro (más de 6) su-

poniendo que los terremotos son producto del mismo estado de esfuerzos (Rivera y Cisternas, 1990). Estas metodologías se desarrollaron para obtener estados de paleoesfuerzos puntuales y regionales a partir de poblaciones de fallas medidas en campo (Etchecopar, 1984).

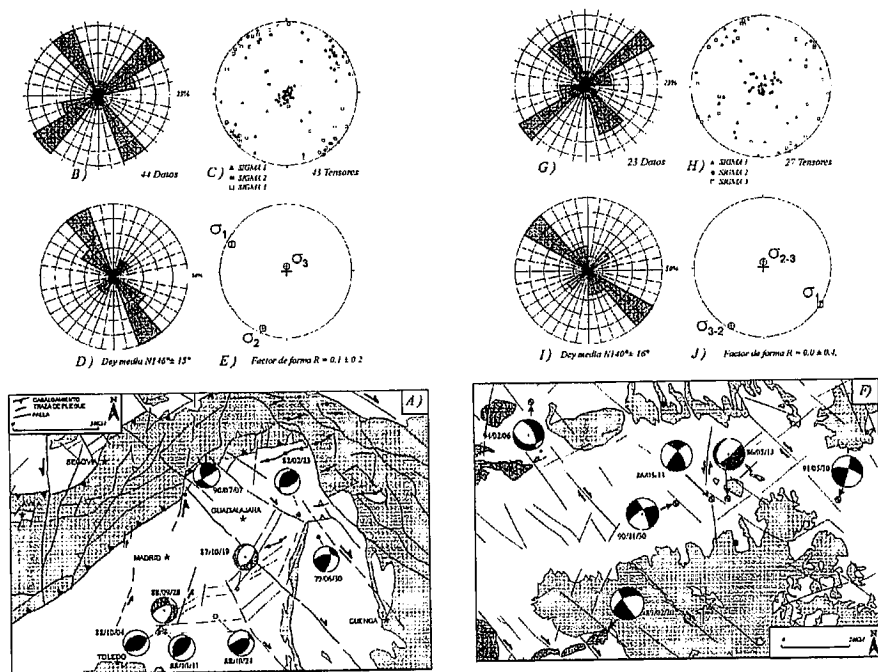


Figura 2.- A) Esquema estructural de la Cuenca de Madrid. Mecanismos focales (hemisferio inferior) estudiados. En gris, mecanismos no compatibles con el tensor regional. B) Direcciones de Shmax obtenidas en materiales recientes (Mioceno Superior-Cuaternario) mediante el análisis de los tensores de deformación. C) Orientaciones de los ejes principales de esfuerzos deducidas en poblaciones de fallas recientes. D) Orientaciones de máximo acortamiento horizontal deducidas de los mecanismos focales de 2A. E) Tensor de esfuerzos regional. (Modificado de Giner, 1996) F) Esquema estructural de la Llanura Manchega. Mecanismos focales (hemisferio inferior) estudiados. En gris, mecanismo no compatible con el tensor regional. G) Direcciones de Shmax obtenidas en materiales recientes (Plioceno-Cuaternario) mediante el análisis de los tensores de deformación. H) Orientaciones de los ejes principales de esfuerzos obtenidos en poblaciones de fallas recientes (modificado de Rincón, 1995). I) Orientaciones de máximo acortamiento horizontal deducidas de los mecanismos focales de 2F. J) Tensor de esfuerzos regional (Modificado de Giner, 1996).

Figure 2.- A) Structural sketch of the Madrid Basin. Analyzed focal mechanisms (Lower hemisphere). Grey coloured, regional stress tensor incompatible mechanisms. B) Shmax trends from recent materials (Upper Miocene-Quaternary) analyzing strain tensors. C) Recent fault populational analysis, showing main stress axis locations. D) Maximum shortening directions from focal mechanisms of 2A. E) Regional stress tensor (Modified from Giner, 1996). F) Structural sketch of La Mancha Plain. Analyzed focal Mechanisms. Grey coloured, Regional incompatible mechanism. G) Shmax trends from recent materials (Pliocene to Quaternary) analyzing strain tensors (Modified from Rincón, 1995). H) Recent fault populational analysis, showing main stress axis locations. I) Maximum shortening directions from focal mechanisms of 2F. J) Regional stress tensor. (Modified from Giner, 1996).

Estas técnicas se han empleado recientemente en las Cordilleras Béticas, para determinar el estado de esfuerzos regional (Galindo *et al.*, 1993), apareciendo un campo de tipo compresivo con Shmax según N170°E.

En los Pirineos, la situación no aparece bien definida, aunque Jurado y Mueller (1995) deducen, partiendo del análisis de medidas de esfuerzo "in situ", orientaciones de Shmax ESE-ONO y N-S. Rivera (1989), analizando una población de 48 réplicas del sismo de Arudy del 29 de Febrero de 1980 (M=5.1) con magnitudes comprendidas entre 1.2 y 3.9, obtiene un tensor de tipo extensivo con una Shmax hacia N125°E.

En el interior peninsular hay datos recientes que permiten deducir la presencia de Shmax regional según NO-SE. No obstante, también hay evidencias de algunos esfuerzos secundarios de tipo local con una Shmax orto-

gonal a la regional. En este trabajo se hará una síntesis de los resultados de análisis de estados de esfuerzos activos en la Cuenca de Madrid, la Llanura Manchega, la Cuenca Lusitana en Portugal, la Cadena Costero Catalana y Sierra Morena (Fig. 1). A continuación se enunciarán los posibles mecanismos que originan, en el interior peninsular, los tensores de esfuerzo deducidos.

La Cuenca de Madrid (Figs. 1a y 2a)
Giner (1996) y De Vicente *et al.* (1996) estudian una población de 8 terremotos con magnitudes entre 3 y 4.1, con una media de 10 polaridades por sismo. La solución mayoritaria del tensor de esfuerzos, que explica 6 de ellos, se ajusta a una Shmax en N130°E (Figs. 2d y 2e). El tensor obtenido es de tipo compresivo con un valor de $R=0.15 \pm 0.2$ ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$). Este tipo de esfuerzos mueve fallas inversas NE-SO y fallas inverso

direccionales, N-S sinestrosas y NO-SE dextrosas. Aparecen, no obstante, dos mecanismos focales de tipo normal que indican extensión horizontal (Shmin) también NO-SE (Figs. 2a y 2d). Mediante el análisis de poblaciones de fallas recientes (Mioceno Superior-Cuaternario) se define la presencia de dos tensores ortogonales que parecen haber actuado simultáneamente: uno con Shmax en N150°E y régimen de desgarre y otro, más extensivo, con Shmin orientada también según N150°E (Figs. 2b y 2c) (Giner, 1996). El periodo de actuación de este tipo de esfuerzos se ha establecido entre el Mioceno Medio y la actualidad, siendo el responsable del levantamiento del Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996).

La Llanura Manchega (Figs. 1b y 2f)

El antepaís más próximo al orógeno Bético muestra un nivel de sismicidad moderado. En concreto, la zona del Campo de Montiel y la Llanura Manchega ha permitido obtener 6 mecanismos focales de terremotos ($3 \leq M \leq 3.6$) (Fig. 2f) que indican la presencia de un régimen de esfuerzos regional, dentro del límite entre tensores compresivos y de desgarre ($R=0.0 \pm 0.4$) con Shmax en N130°E (Figs. 2i y 2j). Las soluciones de tipo de desgarre aparecen como mayoritarias, indicando movimientos dextrosos en fallas ESE-ONO y sinestrosos en las NNO-SSE. Aparece, no obstante, un mecanismo focal de falla normal indicando extensión NO-SE, que no se ajusta a la moda anterior (Figs. 2f y 2i). La situación que se deduce mediante el análisis de poblaciones de fallas recientes es muy similar a la deducida para la Cuenca de Madrid: dos campos ortogonales simultáneos con Shmax NE-SO y NO-SE (Rincón, 1995) (Figs. 2g y 2h).

La Cuenca Lusitana (figs. 1c y 3)

La actividad sísmica en el Oeste peninsular es más elevada que en el interior. Fonseca *et al.* (1988) calculan, con una red microsísmica, siete mecanismos focales de magnitudes comprendidas entre 1.1 y 3.8 en las proximidades de Lisboa. La Cuenca Lusitana sufrió inversión tectónica durante el Mioceno y todavía es activa. Aunque no se han realizado análisis conjuntos, la situación global no parece clara. De los cinco mecanismos calculados en el continente, tres indican Shmax según NO-SE, dos son de tipo desgarre y uno de falla inversa. Los otros dos tienen mecanismo de tipo falla normal, indicando una extensión NO-SE. En el océano aparecen dos mecanismos con fallas orientadas N-S, uno de tipo falla inversa pura, que indica Shmax E-O, y otro de falla normal pura del que se obtiene Shmin también E-O. No obstante, el sismo de mayor magnitud (3.8) (22 mayo 1988, Fig. 3) corresponde a un desgarre N10°E sinestroso que indica Shmax NO-SE.

La Cadena Costero Catalana (figs. 1d y 4)
Susagna (1990) y Oliveira *et al.* (1992)

han calculado cuatro mecanismos focales de sismos próximos a la ciudad de Barcelona, con magnitudes comprendidas entre 3.3 y 4.2 (Fig. 4a). Desde el punto de vista macroestructural, se sitúan en las cadenas Costero Catalanas y el mar Mediterráneo. Esta zona constituye el flanco occidental del Rift del Golfo de Valencia, habiendo sufrido un rebote flexural en el Plioceno (Janssen *et al.*, 1993). Aunque no se han realizado estudios conjuntos hasta el momento, el análisis mediante el método del diagrama de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) (Fig. 4b) muestra una orientación común de Shmax entre N-S y NO-SE. Poblaciones de fallas recientes, estudiadas por Masana (1995) indican, no obstante la presencia de esfuerzos extensivos NO-SE a E-O, activos al menos desde el Plioceno.

El sector central de Sierra Morena (Sierra Albarrana) (Fig. 1e)

Alrededor del emplazamiento de residuos nucleares de El Cabril, se dispuso una red microsísmica de 7 estaciones que registró 28 microterremotos ($0.2 < M < 2.5$) en una campaña de 30 meses. Herraiz *et al.* (1996) construyeron siete mecanismos focales de terremotos utilizando técnicas de análisis conjunto (Rivera y Cisternas, 1990), mediante las que obtuvieron el estado de esfuerzos de la zona. Aparece una Shmax orientada N132°E (Figs. 5a y 5b) en régimen próximo a compresión uniaxial ($R=0.03$) que mueve fallas mayoritariamente inversas de dirección NE-SO. No obstante, aparecen también fallas de componente normal orientadas NO-SE. Las profundidades hipocentrales de los mecanismos inversos resultan mayores (15-20 Km.) que las normales (13 Km.). Esta sismicidad se ha explicado en relación a un proceso de flexión cortical, tanto del antepais más próximo a las Cordilleras Béticas, como de la Depresión del Guadalquivir (Herraiz *et al.*, 1996). Esta flexión ha sido puesta de manifiesto mediante estudios geofísicos (Mezcua *et al.*, 1992) y cuantificada mediante análisis mecánicos regionales (Van der Beek y Cloetingh, 1992).

Discusión

A la vista de los datos expuestos, parece bien establecida la presencia en el interior peninsular de un campo de esfuerzos regional, relacionable con el proceso de convergencia entre la placa Africana y el Bloque Ibérico, con una Shmax según NO-SE. Este campo mueve, fundamentalmente, fallas en dirección con algún componente inverso. Aparecen también mecanismos de falla inversa orientadas NE-SO. Dado que el rango de magnitudes analizado se sitúa mayoritariamente entre 1.5 y 4.5, es destacable que este campo regional está bien reflejado en terremotos de magnitud inferior a 6.

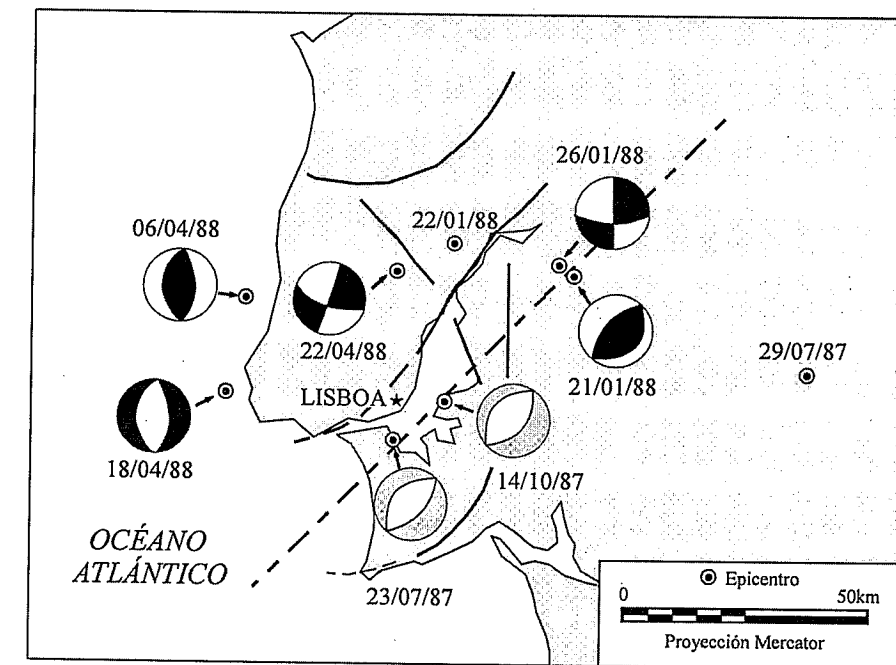


Figura 3.- Esquema estructural de la Cuenca Lusitana. Mecanismos focales estudiados (hemisferio superior). En gris, terremotos que indican extensión NO-SE. Modificado de Fonseca *et al.*, (1988)

Figure 3.- Lusitanian Basin structural sketch. Studied focal mechanisms. Grey coloured: earthquakes showing NW-SE extension. Modified from Fonseca *et al.*, (1988)

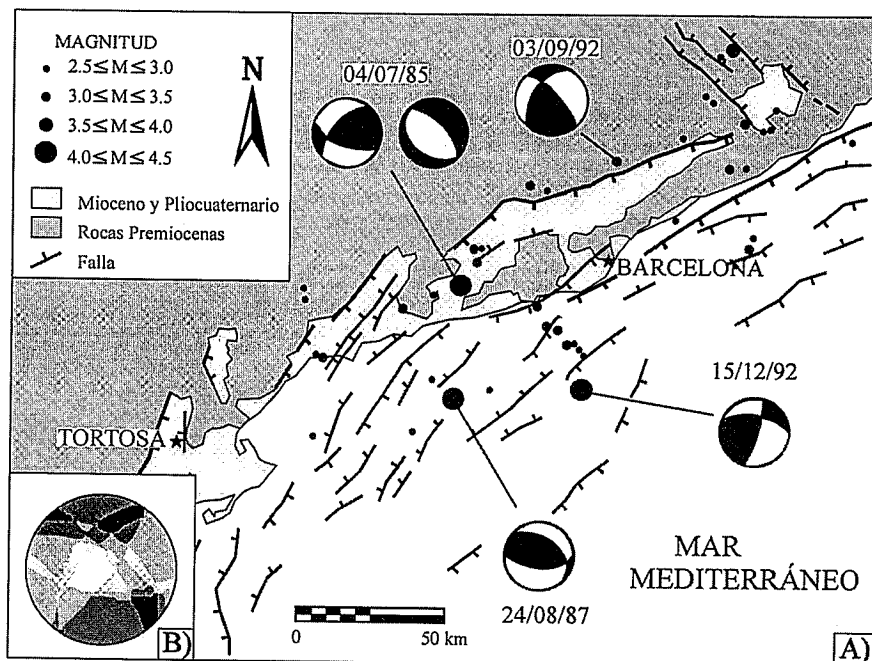


Figura 4.- A) Fallas neotectónicas en las cadenas Costero Catalanas (Masana, 1995) y mecanismos focales deducidos (Susagna, 1990. Oliveira *et al.*, 1992). B) Diagrama de diedros rectos suma de los cuatro sismos (4 julio 85, solución inversa).

Figure 4.- A) Neotectonic faults of Catalan Coastal Ranges (Masana, 1995) and deduced focal mechanisms (Susagna, 1990. Oliveira *et al.*, 1992). B) Right dihedral diagram adding four seisms (July, 4 85. Reverse solution).

Aparece también un campo de esfuerzos secundario que se resuelve en fallas con componente principal de tipo normal, indicando una extensión paralela al vector de acercamiento África-Eurasia.

La actuación simultánea de estos dos ten-

sos queda también patente en poblaciones de fallas recientes, tanto en la Cuenca de Madrid, como en la Llanura Manchega, al menos desde el Mioceno Superior. El caso de la Cadena Costero-Catalana es menos claro, pero también parece indicar la actuación simultánea de estos

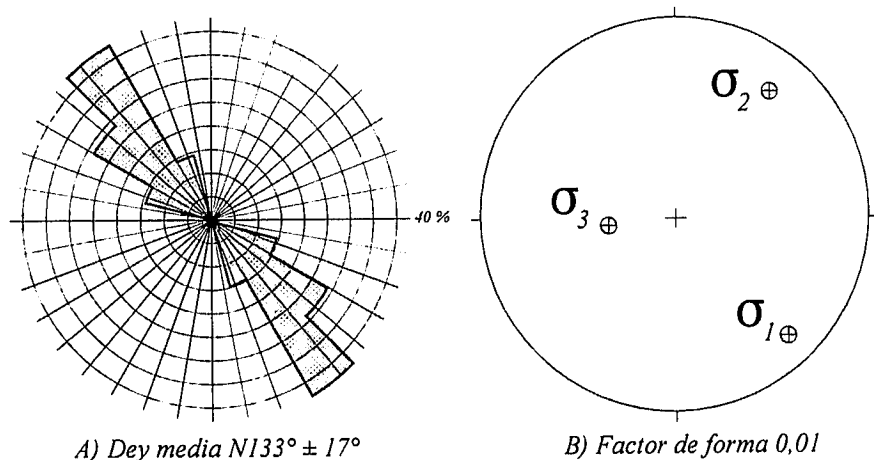


Figura 5.- A) Direcciones de Shmax deducidas mediante el análisis de los tensores de esfuerzos de los microterremotos del sector central de Sierra Morena. B) Tensor de esfuerzos deducido (Modificado de Herraiz *et al.*, 1996)

Figure 5.- A) Shmax trends deduced from microearthquakes strain tensors analysis in central part of Sierra Morena. B) Obtained stress tensor (Modified from Herraiz *et al.*, 1996)

dos tensores. Los esfuerzos extensivos registrados en la parte oriental de la Península Ibérica durante el Neógeno se han relacionado frecuentemente con el proceso de apertura del Golfo de Valencia, apareciendo incluso extensiones de tipo radial (Simón, 1984). No obstante, este proceso se ha solapado en parte con compresiones NO-SE, activas también en buena parte del Neógeno (Simón y Paricio, 1988). La situación parece repetirse en la actualidad, ya que aunque las fallas principales en las cadenas Costero Catalanas son de tipo normal, los mecanismos focales de terremotos indican movimientos de fallas con componente inverso.

La actuación simultánea de dos estados de esfuerzos no parece exclusiva de la Península Ibérica. En situaciones similares en Marruecos, se ha establecido también un proceso de deformación análogo (Hippolyte *et al.*, 1992; Medina, 1995)

El origen del campo secundario ha de relacionarse de forma directa con la actuación regional del campo de esfuerzos primario, dada su coaxialidad. Recientemente se ha comprobado, mediante el estudio de procesos de deformación regional con elementos finitos, cómo las condiciones de contorno inducen la actuación simultánea de estados de esfuerzos ortogonales (Bada *et al.*, 1996).

Estas "condiciones de contorno" o "problemas de espacio" se traducen en procesos tectónicos bien conocidos. Por un lado el "escape tectónico" en el proceso de colisión continental entre Eurasia y África se ha requerido para explicar la presencia local de esfuerzos compresivos E-O en la región Mediterránea (Rebai *et al.*, 1992), dentro del proceso de acortamiento general N-S. Por otro, el proceso de "flexión cortical" o

pliegues litosféricos (Stephenson y Cloetingh, 1991) por buckling estructurados por campos de esfuerzos intraplaca, que pueden generar campos coaxiales contrapuestos en función de la profundidad de la estructura.

A este respecto, cabe señalar que, tanto en la Cuenca de Madrid como en Sierra Morena, los terremotos con mecanismo focal de falla inversa aparecen más profundos que los de falla normal (Giner, 1996. Herraiz *et al.*, 1996).

Aunque estos resultados no pueden ser concluyentes, pensamos que este mecanismo debe ser el responsable principal de la aparición del campo secundario, al menos en el Macizo Hespérico.

En cualquier caso, los datos presentados no son homogéneos ni completos, necesitando estudios futuros más amplios.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a una beca del C.S.N. coordinada por José Gregorio Sánchez Cabañero, y a las facilidades dadas por ENRESA para la consulta de datos obtenidos con la red microsísmica de El Cabril.

Nuestro agradecimiento al I.G.N. por la consulta a la base de datos de la RSN, y en especial a Juan Rueda por su colaboración.

Los autores quieren agradecer también a Luis Rivera y a Armando Cisternas por el uso de su programa para el cálculo de estados de esfuerzos conjunto.

Referencias

Angelier, J. y Mechler, P. (1977). *Bull. Soc.*

- Geol. Fr.*, 7 (19): 1309-1318
 Bada, G.; Cloetingh, S.; Gerner, P. y Horváth, F. (1996) *Tectonophysics* (en prensa)
 Carey-Gailharsis, E. y Mercier, J.L. (1992) *J. Struct. Geol.*, 14, 1007-1017.
 De Vicente, G.; Giner, J.L.; Muñoz-Martín, A.; Gaonzález Casado, J.M. y Lindo, R. (1996) *Tectonophysics* (en prensa)
 Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W.; Knot, S.D. (1989) En: *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45; 265-283.
 Etchecopar, A. (1984). *Thèse d'Etat*. U.S.T.L. Montpellier, 269 pp.
 Fonseca, J.; Long, R.; Costa-Nunes, J.; Reis, P. y Moreira, V. (1988). *Proceedings of the Seminar on the Prediction of Earthquakes*, Lisbon, Noviembre, 1988.
 Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F.; Jabaloy, A. (1993). *Tectonophysics*, 227: 105-126
 Giner, J.L. (1996) *Tesis doctoral*. Fac. CC. Geológicas. UCM, Madrid. 300 pp.
 Herraiz, M.; De Vicente, G.; Lindo, R. y Sánchez-Cabañero, J.G. (1996)
 Hippolyte, J.C.; Angelier, J. y Roure, F. (1992). *Acad. Sci. Paris*, sér. II, 315, 89-95.
 IPSN (1993). *Mem. Soc. Geol. France*, nº 164, vol 1.
 Janssen, M.E.; Torné, M.; Cloetingh, S. y Banda, E. (1993) *Earth and Planetary Science Letters*, nº 119, 585-597
 Masana, E. (1995) *Tesis doctoral*. Univ de Barcelona. 440 pp
 Medina, F. (1995): *J. Struct. Geol.*, 17; 1035-1046.
 Mezcuza, J.; Socías, I y Rueda, J.J. (1992) En: *Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas*, Eds: M.L. Osete y M. Calvo. Ed. Complutense, 135-149
 Oliveira, C.; Susagna, T.; Cayuela, A. y Goula, X. (1992). *Tectonophysics*, 203, 99-109
 Rebai, S.; Philip, H.; Taboada, A. (1992): *Geophys. J. Int.*, 110; 106-140.
 Ribeiro, A.; Batista, R.; Cabral, J. y Matias, L. (1994). *Annales Geophysicae*, supp. I, vol 12, part. 1, p. C70.
 Rincón, P.J. (1995): *Tesis de Licenciatura*, U.C.M.; 230 pp..
 Rivera, L.A. (1989). *Thèse de Doctorat*. Université Louis-Pasteur de Strasbourg; 266 pp.
 Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80(3), 600-614
 Simón, J.L. (1984) *Tesis Doctoral* Univ. de Zaragoza. Pub. Instituto de estudios Turolenses. Teruel, 269 pp.
 Simón J.L. y Paricio, J. (1988) *Estudios geol.*, 44: 271-283
 Stephenson, R.A. y Cloetingh, S.A.P.L. (1991) *Tectonophysics*, 188, 27-37
 Susagna, T. (1990) *Tesis Doctoral*. Univ. de Barcelona, 150 pp.
 Van der Beek, P. y Cloetingh, S. (1992). *Tectonophysics*, 203, 325-344.
 Zoback, M.L. (1992) *J. Geophys. Res.*, vol 97, nº B8: 11703-11728