

# Campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España central)

*Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo basin (central Spain)*

A. Muñoz Martín y G. De Vicente

Depto. de Geodinámica, Fac. Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid 28040 (España)

## ABSTRACT

Three compressive paleostress fields, which have been active during the Tertiary, have been deduced from fault-slip data in the eastern border of the Tajo Basin. The first one («Iberian» paleostress field) had a N55E maximum horizontal stress ( $S_{HMAX}$ ) and was active during the Oligocene in the Iberian Range and in the southern part of the Altomira Range. The second one («Altomira» paleostress field) activated the Altomira Range N-S trending fold-and-thrust belt with a N100E  $S_{HMAX}$  from late Oligocene to Lower Miocene. Since middle Miocene to the present, «Guadarrama» paleostress field reactivated previous structures and created new ones in the northern part of the studied area with a NW-SE shortening direction. This latest stress field corresponds with the present-day stress field in central Iberian peninsula.

**Key words:** stress tensor, paleostress field, Tertiary, Altomira Range, Iberian Range.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 913-916  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La evolución geológica alpina en el interior de la Península Ibérica a lo largo del Terciario, se encuentra influenciada por la presencia de grandes estructuras geológicas heredadas y por la transmisión de los esfuerzos desde los bordes activos de la placa Ibérica (Pirineos y Béticas). La actividad tectónica en estos bordes está relacionada con el proceso de acercamiento y desplazamiento lateral entre Iberia, África y Eurasia durante el Terciario (Bergerat, 1987; Dewey, 1989; Albarello *et al.* 1994). Relacionadas con estos esfuerzos se desarrollan en el centro peninsular una serie de cadenas montañosas (Sistema Central, Cordillera Ibérica, Sierra de Altomira...) y cuencas intraplaca (Duero y Tajo), cuyo registro sedimentario está relacionado por la actividad tectónica de sus bordes (Fig. 1). La geometría de los cinturones de deformación situados en el interior de la península Ibérica está muy condicionada por la presencia de grandes fallas corticales, que han controlado la sedimentación mesozoica y que han sufrido inversión tectónica durante las compresiones terciarias (Álvaro *et al.*, 1979).

En este trabajo se muestran los campos de paleoesfuerzos deducidos a partir de más de 3000 fallas con estrías medidas en materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios distribuidos en 87 estaciones de análisis a lo largo de la Sierra de Altomira, borde SO de la Cordillera Ibérica y cuencas terciarias de Madrid y Loranca (Fig. 1). Finalmente se discuten las relaciones entre los tres campos de paleoesfuerzos deducidos

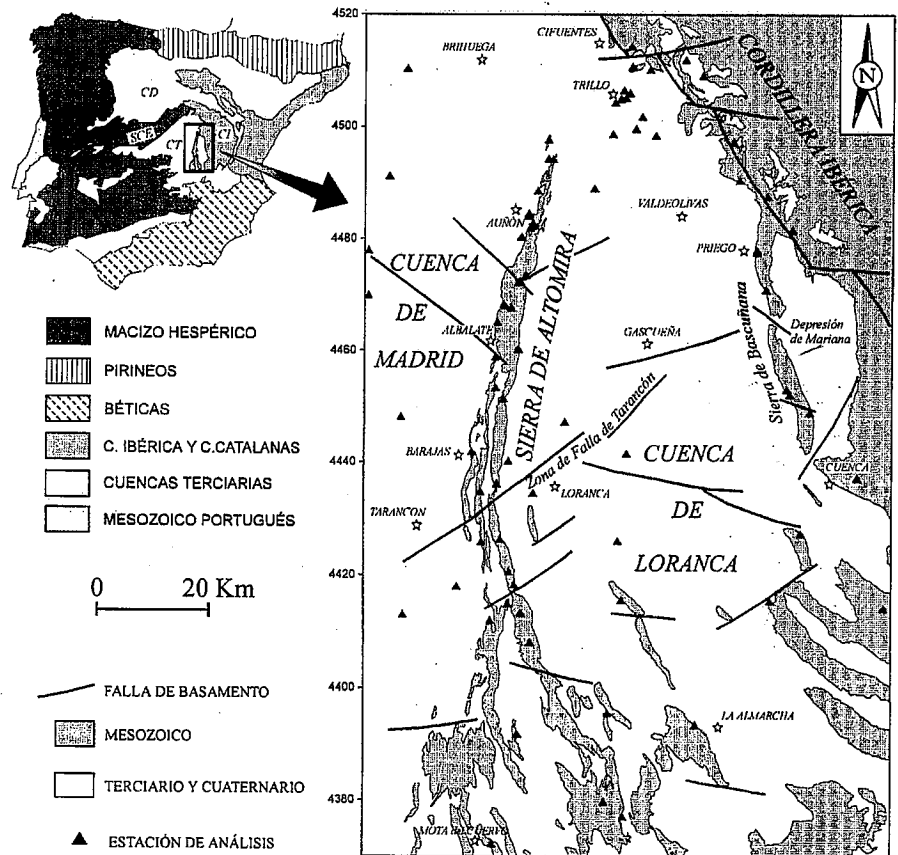


Fig. 1 - Localización geográfica y geológica del área de estudio. Los triángulos indican la situación de las estaciones de análisis estructural. CD - cuenca del Duero, CT - cuenca del Tajo, SCE - Sistema Central Español.

Fig. 1 - Geographical and geological location of the studied area. Triangles show fault-slip data stations. CD - Duero basin, CT - Tajo basin, SCE - Spanish Central System.

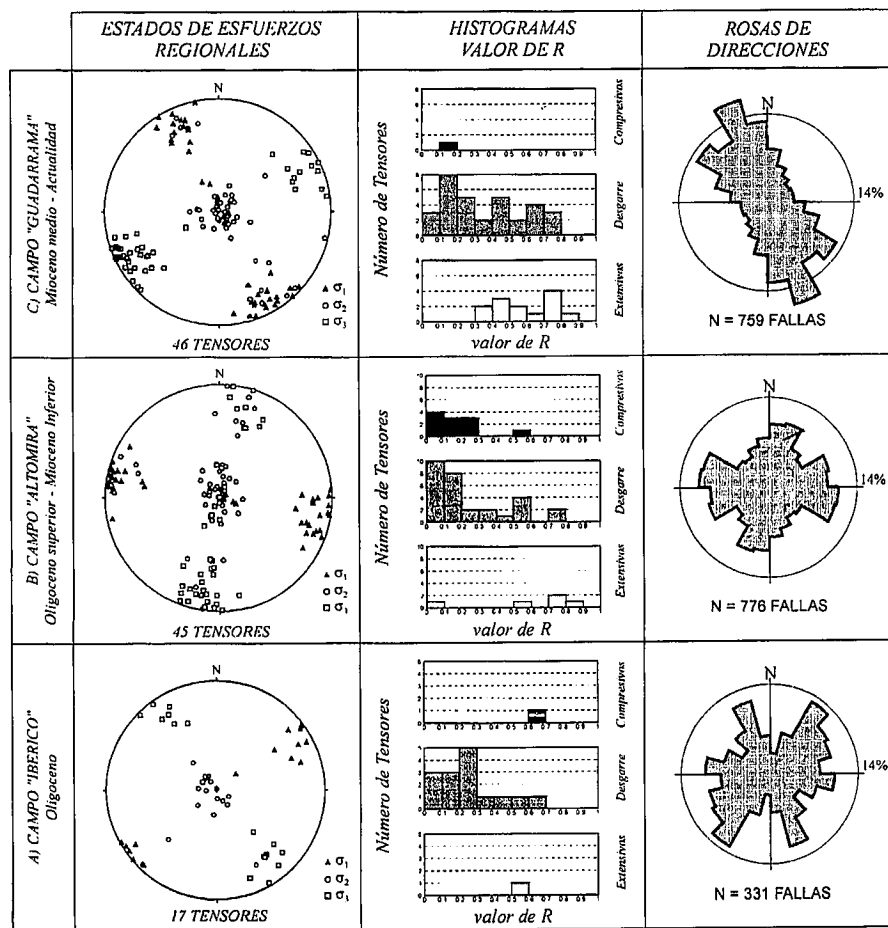


Fig. 2 - Ejes principales de paleoesfuerzos, histogramas de R y rosas de direcciones de fallas para los tres campos de paleoesfuerzos deducidos.

Fig. 2 - Main paleostress axes, R value histograms and fault rosegrams belonging to the three obtained paleostress fields.

dentro del contexto geodinámico alpino, en relación a la formación de la Sierra de Altomira.

**Rasgos geológicos del borde oriental de la cuenca del Tajo**

A continuación se van a describir brevemente las características más importantes de las principales unidades geológicas alpinas presentes en el área de estudio (De Vicente *et al.*, 1996a), hecho indispensable para comprender los campos de paleoesfuerzos deducidos en el borde oriental de la cuenca del Tajo (Fig. 1).

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca intermedia de dirección NO-SE cuya geometría y formación está relacionada con la presencia de importantes fallas de esta misma dirección que controlaron la sedimentación en la cuenca Ibérica durante el mesozoico y que han sido invertidas durante el terciario (Álvaro *et al.*, 1979). La presencia de facies plásticas del Triásico medio e inferior, permite separar una cobertera despegada, formada por materiales jurásicos, cretácicos y terciarios, de un zócalo formado por materiales paleozoicos (Capote *et al.*, 1982; Viillard, 1989). El zócalo hercínico aflora en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en macizos con geometría de huso, alargados según la dirección

general de la cadena (NO-SE) y cuyos límites suelen ser fallas de alto buzamiento con movimiento en dirección (desgarres) (Guimerá y Álvaro, 1990).

\* La Sierra de Altomira es un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos de piel fina de dirección general N-S y vergencia hacia el O, que se abre y se dispone según una dirección NO-SE en su mitad meridional. Este cinturón alcanza los 100 Km de longitud, y se desarrolló durante el Oligoceno - Mioceno inferior, relacionándose con las últimas etapas de inversión de la cuenca mesozoica ibérica (Guimerá y Álvaro, 1990). El nivel de despegue, al igual que en la Cordillera Ibérica, lo constituyen las rocas evaporíticas en facies "Keuper" del Triásico. El basamento no está implicado en las estructuras compresivas que aparecen en la Sierra de Altomira y en la cuenca de Loranca, pero controla la localización de las deformaciones en la cobertera, así como la vergencia y extensión lateral de los cabalgamientos, tal y como se deduce de los datos geofísicos (Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995). Por otro lado, la presencia de fracturas en el basamento oblicuas a la dirección general de los cabalgamientos de la cobertera, se traduce en una serie de zonas de transferencia, que suponen el relevo

lateral entre diferentes cabalgamientos, y separan zonas con características estructurales diferentes (Sánchez Soria, 1973). Estas fracturas de basamento ejercen un control importante sobre la sedimentación en las cuencas terciarias (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995). Dentro de este esquema general de la Sierra de Altomira, se pueden distinguir dos sectores bien diferenciados (meridional y septentrional), separados por una banda de fracturación de dirección NO-SE que afecta al basamento (Zona de Fractura de Tarancón, o falla de Tarancón-Cañete; Capote, 1983). En su mitad septentrional, la Sierra de Altomira presenta unas propiedades estructurales muy características, como son su trazado rectilíneo, su orientación N-S a N20E y una deformación muy concentrada en uno o dos estrechos anticlinorios (umbrales de Altomira y de Pareja). En su extremo septentrional, y debido a la inmersión hacia el norte de la Sierra de Altomira por debajo de los sedimentos sin y post-tectónicos terciarios, las cuencas de Loranca y Madrid aparecen conectadas. En el sector meridional de la Sierra de Altomira, los pliegues y cabalgamientos se abren y distribuyen de un modo más regular, sufriendo una rotación antihoraria progresiva hasta disponerse paralelos a la dirección general de la cordillera Ibérica (NO-SE) (Fig. 1).

\* La cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica cuyo relleno está compuesto por una sucesión de sedimentos terciarios continentales, claramente relacionados con la actividad tectónica de sus bordes (Sistema Central, Sierra de Altomira, Cordillera Ibérica; Calvo *et al.*, 1991). Asociadas a los cabalgamientos de la Sierra de Altomira, se desarrollan una serie de discordancias progresivas en la base del Mioceno. A partir del Aragoniense medio los sedimentos de la Unidad Intermedia del Mioceno fosilizan los cabalgamientos de la Sierra de Altomira, demostrando el cese de una actividad tectónica significativa en ésta (Rodríguez Aranda *et al.*, 1991). Los datos microestructurales muestran evidencias de una actividad tectónica posterior, aunque ésta no produce macroestructuras importantes, excepto en las proximidades de los ríos Tajo y Tajuña (Giner *et al.*, 1994).

\* La cuenca de Loranca también es una cuenca intraplaca rellena por materiales continentales que se formó durante el Eoceno-Oligoceno superior. La sedimentación en la cuenca está controlada por las estructuras compresivas la Cordillera Ibérica y de la Sierra de Altomira, lo que se refleja en numerosos anticlinorios, así como en las reconstrucciones paleogeográficas de los diferentes sistemas deposicionales (Torres y Zapata, 1986; Díaz Molina *et al.*, 1989; Díaz Molina y Tortosa, 1996). Los sedimentos del Mioceno medio y superior fosilizan las estructuras compresivas previas que aparecen en los bordes y en el interior de la cuenca de Loranca, al igual que sucede en la cuenca de Madrid. Este esquema general aparece modificado por la presencia de bandas de deformación recientes (Mioceno su-

perior-Cuaternario) con fallas normales y direccionales, especialmente en la mitad N de la zona de estudio.

### Campos de paleoesfuerzos terciarios

Para reconstruir los diferentes campos de paleoesfuerzos que han afectado al área de estudio, se han utilizado más de 3000 planos de falla con estrías medidos en materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios repartidos en un total de 78 estaciones de análisis (Fig. 1). El método utilizado para calcular los tensores de paleoesfuerzo puntuales, que se han utilizado para la construcción de los mapas de paleoesfuerzos, ha sido el de Inversión de Esfuerzos (Reches *et al.*, 1992). Los mapas de trayectorias del máximo esfuerzo horizontal ( $S_{HMAX}$ ) se han obtenido mediante la interpolación de los estados de paleoesfuerzos puntuales con el programa «Lissage» (Lee y Angelier, 1994). Los criterios utilizados para asignar los datos de paleoesfuerzos a los diferentes campos han sido: a) edad de los materiales donde se han medido las fallas, b) relaciones cronológicas relativas entre los estados de paleoesfuerzos obtenidos en una misma estación, c) relaciones entre micro y macroestructuras y d) orientaciones de los ejes principales de paleoesfuerzos. En la figura 2 se muestra un resumen con todas las soluciones obtenidas a partir del análisis poblacional de fallas.

La interpretación de todos estos datos, junto con observaciones macroestructurales, evolución sedimentaria y reconstrucciones paleogeográficas realizadas por diferentes autores (Torres y Zapata, 1986; Díaz Molina *et al.*, 1989; Rodríguez Aranda *et al.*, 1991), han permitido deducir tres campos de paleoesfuerzos. Estos campos son diferentes por las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos, su edad de actuación, y las estructuras que activan. El último campo de esfuerzos es similar al actual, y está de acuerdo con los esfuerzos deducidos a partir de mecanismos focales de terremotos del centro de la península Ibérica (De Vicente *et al.*, 1996b) y con los datos del Mapa de Esfuerzos Actuales del Mundo (Müller *et al.*, 1992).

a) *Campo de Paleoesfuerzos "Ibérico" (Oligoceno)*. Este es un campo de paleoesfuerzos de tipo compresivo, que se puede explicar con un tensor de esfuerzos regional medio en régimen de desgarre, con  $s_1$  horizontal según N55E,  $s_2$  vertical y  $R = 0.2$ , siendo  $R = (s_2 - s_3) / (s_1 - s_3)$ . Este campo de paleoesfuerzos activa numerosas estructuras que afectan a la cobertera mesozoica en la Cordillera Ibérica y en el sector meridional de la Sierra de Altomira. En la zona de estudio las estructuras activas asociadas a este campo de paleoesfuerzos son, principalmente, cabalgamientos NO-SE buzando al NE, y fallas direccionales dextrosas (NNE-SSO) y sinestrosas (ENE-OSO). El límite de actuación de este campo de paleoesfuerzos hacia el norte, está marcado por la zona de falla de Tarancón (Figs. 1 y 3A). Los paleoesfuerzos asignados a éste campo

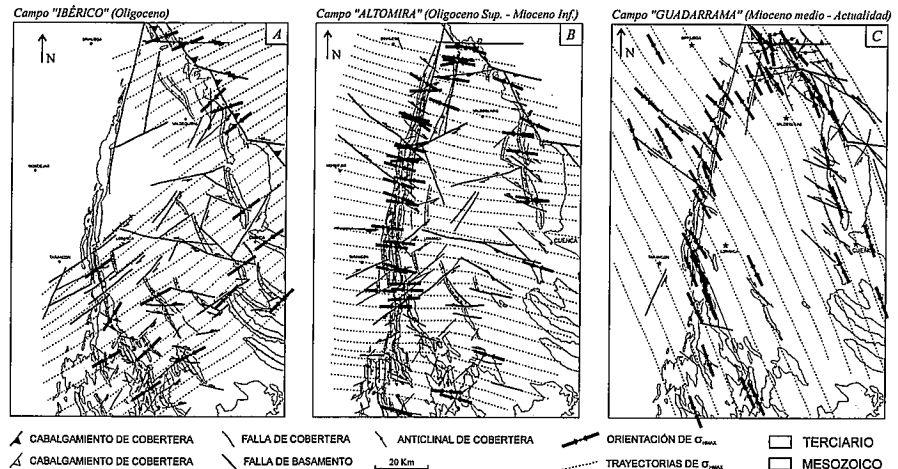


Fig. 3 - Campos de paleoesfuerzos (A- "Ibérico", B-"Altomira" y C-"Guadarrama") y estructuras tectónicas asociadas que han actuado en el borde oriental de la cuenca del Tajo durante el Terciario.

Fig. 3 - Paleostress fields (A- "Ibérico", B-"Altomira" y C-"Guadarrama") and related tectonic structures which have been actives in the eastern zone of the Tajo Basin during the Tertiary.

sólo se han obtenido a partir de fallas medidas en materiales mesozoicos y paleógenos.

b) *Campo de paleoesfuerzos "Altomira" (Oligoceno superior - Mioceno inferior)*. Este campo de paleoesfuerzos es el responsable de la estructuración del sector septentrional de la Sierra de Altomira y de la reactivación de estructuras previas generadas por el campo anterior. El tensor medio que se deduce es de tipo desgarre, con  $s_1$  horizontal según N100E,  $s_2$  subvertical y un valor medio de  $R = 0.13$  (Fig. 2). El mapa de trayectorias suavizadas de  $S_{HMAX}$  es homogéneo y sólo presenta rotaciones de pocos grados en el sentido de las agujas del reloj en el extremo SE del área estudiada (Fig. 3B). La edad de actuación es Oligoceno superior-Mioceno inferior, y su distribución geográfica coincide prácticamente con la zona de estudio. Las fallas asignadas al campo de paleoesfuerzos "Altomira" han sido medidas en rocas jurásicas, cretácicas y paleógenas en la Sierra de Altomira y borde SO de la Cordillera Ibérica, así como en sedimentos del Mioceno inferior de las cuencas de Madrid y de Loranca. La edad de este campo de paleoesfuerzos está bien constreñida a partir de las unidades sedimentarias sintectónicas asociadas a los cabalgamientos de la Sierra de Altomira y a que éstos aparecen fosilizados por los sedimentos del Mioceno medio y superior (Rodríguez Aranda *et al.*, 1991). Además, no se han observado estructuras asociadas a este campo en materiales del Mioceno medio y más recientes. Las estructuras activas bajo este campo de esfuerzos cabalgamientos y pliegues asociados de orientación N-S a N20E, y fallas direccionales ENE-OSO (dextrosas) y OSO-ENE (sinestrosas) (Figs. 2 y 3A).

c) *Campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" (Mioceno medio - actualidad)*. Este es el último campo de paleoesfuerzos compresivo regional detectado en el centro de la península Ibérica, y se corresponde con el actual, deducido a

partir de mecanismos focales de terremotos (De Vicente *et al.*, 1996b). En el área de estudio, este campo de paleoesfuerzos se caracteriza por presentar estados de esfuerzo de tipo desgarre, con  $s_1$  horizontal y una orientación muy constante N155E, siendo el  $R$  medio en torno a 0.3 (Fig. 2). Las fallas asignadas a este campo de paleoesfuerzos han sido medidas en materiales jurásicos a cuaternarios, y en numerosas estaciones de análisis se ha comprobado la reactivación de planos de preexistente (fallas, superficies de estratificación...). Las estructuras principales que genera este campo de paleoesfuerzos son fallas direccionales NO-SE (dextrosas) y NNO-SSE (sinestrosas), así como pliegues de dirección N70E-EO. Las trayectorias de  $S_{HMAX}$  son bastante homogéneas a lo largo de toda la zona de estudio, y se prolongan hacia el N y el O hasta abarcar todo el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996a) (Figs. 2 y 3C).

### Discusión y conclusiones

Los tres campos de paleoesfuerzos deducidos, muestran una evolución geotectónica en el borde oriental de la cuenca del Tajo durante el Terciario marcada por una rotación en el sentido horario de los máximos esfuerzos horizontales: N55E (campo «Ibérico»), N100E (campo «Altomira») y N155E (campo «Guadarrama»).

Tanto el campo de paleoesfuerzos "Ibérico" como el "Guadarrama" han sido descritos en trabajos previos en la Cordillera Ibérica y en el Sistema Central (Simón, 1984; De Vicente, 1988), estando este último campo relacionado con las Cordilleras Béticas (Galindo *et al.*, 1993). Ambos campos tienen una distribución geográfica a escala regional, y se encuentran relacionados con la transmisión hacia el interior de la placa Ibérica de los esfuerzos originados en sus dos bordes activos (Pirineos y Béticas).

Por lo que se refiere al campo de paleoesfuerzos «Altomira», presenta una distribución

geo gráfica mucho mas limitada, ya que no se han detectado paleoesfuerzos compatibles ni al N (De Vicente *et al.*, 1996b) ni al S (Vegas y Rincón, 1996) ni al E (Martín y De Vicente, 1995) de la zona de estudio. Además, este campo presenta una edad intermedia entre los dos campos regionales.

Tanto del estudio microestructural, como del análisis macroestructural, se deduce que la Sierra de Altomira se generó durante dos etapas principales, relacionada cada una con un campo de paleoesfuerzos diferente:

a) La primera se desarrolla durante el Oligoceno bajo la actuación del campo de paleoesfuerzos ibérico. En ella se desarrollan las estructuras pliegues y cabalgamientos de orientación NE-SO, así como estructuras laterales asociadas en el sector meridional de la Sierra de Altomira. No aparecen micro ni macroestructuras en la cobertura asociadas a este campo al N de la zona de falla de Tarancón.

b) Durante la segunda etapa (Oligoceno superior-Mioceno inferior) la deformación está causada por la actividad del campo de paleoesfuerzos «Altomira». En ella se estructura el sector septentrional de la Sierra de Altomira, con cabalgamientos y pliegues asociados de dirección general N-S. No obstante, esta compresión aparece reflejada microestructuralmente en todo el área de estudio.

Por lo que se refiere al último campo de paleoesfuerzos, sólo produce deformaciones de escala cartográfica en la Cordillera Ibérica (desgarres) y en la parte N de la zona de estudio (pliegues de dirección general NE-SO).

Tanto las características estructurales descritas anteriormente, como la edad intermedia de formación de la Sierra de Altomira entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, hacen discutible su génesis:

Algunos autores (Guimerá y Álvaro, 1990) han considerado a la Sierra de Altomira como una rampa oblicua respecto a la Cordillera Ibérica, siendo una estructura transpresiva originada por la transmisión hacia el S de los esfuerzos generados en los Pirineos. Esta hipótesis está fundamentada en la continuidad lateral de afloramiento entre las estructuras de dirección ibéricas y la Sierra de Altomira. Esta explicación resulta válida para las deformaciones observadas y los paleoesfuerzos deducidos en este trabajo en la parte meridional de la Sierra de Altomira. Esto es así, debido a que se han obtenido paleoesfuerzos compatibles con un origen de los esfuerzos «Ibérico-Pirenaico», y a la presencia de numerosas estructuras laterales que favorecen una rotación de los pliegues y cabalgamientos en el área situada entre Cuenca, La Almarcha y Tarancón. Sin embargo, no es fácil explicar la génesis de los cabalgamientos frontales con sentido de emplazamiento contrario a los esfuerzos «Ibérico-Pirenaicos», ni la presencia de los dos campos de

paleoesfuerzos diferentes deducidos en la mitad meridional de la Sierra de Altomira.

Por otra parte, es en su mitad septentrional, donde la Sierra de Altomira tiene un trazado más rectilíneo, y presenta los mayores relieves y grados de acortamiento. En este sector, la Sierra de Altomira consiste en un frente de cabalgamiento frontal, sin una componente dextrorsa. Las direcciones de emplazamiento de los cabalgamientos deducidas macro y microestructuralmente oscilan entre los N90E y los N110E (contrarias al empuje pirenaico).

Otros autores (Muñoz Martín *et al.*, 1994) proponen que la Sierra de Altomira puede estar producida por la superposición de los tensores de esfuerzo regionales «Ibérico» y «Guadarrama». Estas dos compresiones producirían un tensor de paleoesfuerzos local («Altomira») que causaría un escape tectónico de la cobertura mesozoico-terciaria hacia el O, favorecido por la presencia de las facies plásticas del Keuper. Estos autores basan su hipótesis en la adición de los tensores de paleoesfuerzos medios obtenidos en el sector de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira.

Posteriormente (Muñoz Martín *et al.*, 1996), se ha ampliado esta hipótesis, comprobándose la posibilidad de superposición de los dos campos de paleoesfuerzos en 2D por medio de la realización de modelos de elementos finitos, que tienen en cuenta factores geométricos y mecánicos.

#### Agradecimientos

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral del primer autor y ha sido financiado por la DGI-CYT (PB94-0392) y por una Beca Predoctoral de la Univ. Complutense de Madrid.

#### Referencias

- Albarello, D.; Mantovani, E.; Babbucci, D. y Tamburelli, C. (1994) *Tectonophysics*, 243: 25-36.
- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979) *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Bergerat, F. (1987) *Tectonics*, 6: 99-132.
- Calvo, J.P.; De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991) *Com. I Congreso G.E.Terciario*: 55-58.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez J.J.; Sánchez, L.; Ruiz, P.; Rossell, J.; Sopeña, A. y Yébenes, A. (1982) *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 5: 1-290.
- Capote, R. (1983) *Libro Jubilar J.M. Ríos* (tomo II): 108-120.
- De Vicente, G. (1988) *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense Madrid; 278 pp.
- De Vicente, G.; González Casado, J.M.; Muñoz Martín, A.; Giner, J. y Rodríguez Pascua, M.A. (1996a) *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.) *Cambridge Univ.*

*Press*: 255-259.

- De Vicente, G.; Giner, J.L.; Muñoz Martín, A.; González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996b) *Tectonophysics* (aceptado, en prensa).
- Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989) *Alpine Tectonics*, edited by M.P. Coward; D. Dietrich y R.G. Park, *Geol. Soc. Spe. Publ.*, 45: 265-283.
- Díaz Molina, M.; Bustillo, M.A. y Arribas, J. (1989) *4TH Int. Conf. on Fluvial Sedimentology*, Field Exc. Guidebook: 74 pp.
- Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996) *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend y C. Dabrio (Eds.), *Cambridge Univ. Press*: 292-299.
- Galindo, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993) *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- Giner, J.L.; De Vicente, G.; González Casado, J.M. (1994) *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9: 191-202.
- Guimerá, J. y Alvaro, M. (1990) *Bull. Soc. Geol. France*, 2: 339-348.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994) *Computers Geosci.*, vol. 20, nº 2: 161-191.
- Martín, S. y De Vicente, G. (1995) *Geogaceta*, 18: 11-14.
- Müller, B.; Zoback, M.L.; Fuchs, K.; Mastin, L.; Gregersen, S. Pavoni, N.; Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992) *Jour. Geophys. Res.*, 97 (B8): 11783-11803.
- Muñoz Martín, A.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994) *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 203-214.
- Muñoz Martín, A.; Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1996) *Geogaceta*, 23 (3): 84-87
- Perucha, M.A.; Muñoz Martín, A.; Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995) *Geogaceta*, 18: 15-18.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992) *Jour. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.
- Rodríguez Aranda, J.P.; Calvo, J.P. y Ordóñez, S. (1991) *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (1-2): 33-50.
- Rodríguez Aranda, J.P.; Muñoz Martín, A.; Giner y J. Cañaveras, J.C. (1995) *Geogaceta*, 18: 19-22.
- Sánchez Soria, P. (1973) *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid: 297 pp.
- Simón, J.L. (1984) *Inst. Estudios Turolenses* (CSIC). Teruel.
- Torres, T. y Zapata, J.L. (1986) *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 437-442.
- Querol, R. (1989) *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. E.T.S.I. Minas de Madrid*: 465 pp.
- Vegas, R. y Rincón, P. (1996) *Geogaceta*, : 31-35.
- Viallard, P. (1989) *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 913-918.