

Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la cuenca de Madrid

Tensorial analysis of the superposed deformation in the eastern border of the Madrid basin

MUÑOZ MARTÍN, A.; DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.

An analysis of Neogene brittle deformation using fault population analysis methods has been carried out between the SW border of the Iberian Range and Altomira Range. Two main paleostress fields have been established:

- 1) N70E - N120E compression (Altomira paleostress field) of Late Oligocene - Early Miocene age that induced the formation of the SW border of Iberian Range and Altomira - Pareja thrust belts with reverse and strike-slip faults.
- 2) N140-N160E compression (Guadarrama paleostress field) of Middle Aragonian - early Pleistocene age that reactivated previous faults with strike-slip movement along the Iberian Range.

A superposition of two regional stress fields (Iberian and Guadarrama) is proposed to explain E-W compression that formed Altomira Range. Stress tensorial additions have been realized to check this hypothesis.

Key words: Altomira Range, Neogene, brittle deformation, fault population analysis, stress tensor, paleostress field.

1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Los métodos de análisis de las evoluciones de los estados de esfuerzo en áreas poco o moderadamente deformadas han tenido un intenso desarrollo en los últimos años.

La zona estudiada es el enlace entre dos cinturones de deformación alpina (Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira). Se encuentra en las proximidades del Sistema Central Español, cuya estructuración principal también corresponde al ciclo alpino. Limitadas por estas cadenas aparecen dos importantes cuencas terciarias (Cuenca de Madrid y Depresión Intermedia), cuyo relleno está controlado por la actividad tectónica en sus bordes (Fig. 1).

La Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira presentan variaciones temporales y espaciales en su estructura y evolución. La Cordillera Ibérica tiene una directriz principal NO-SE, y su estructuración más importante se desarrolla durante el Eoceno - Oligoceno superior (ALVARO et al., 1979; CAPOTE et al., 1982 y DE VICENTE, 1988), mientras que la Sierra de Altomira tiene una dirección general N-S y su emplazamiento se produce durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior (RODRÍGUEZ ARANDA et al., 1991; ITGE, hoja nº 537, en prensa).

Con posterioridad a la formación de ambas cadenas se produce la deformación «Guadarrama» (CAPOTE et al., 1990), responsable de la estructuración del Sistema

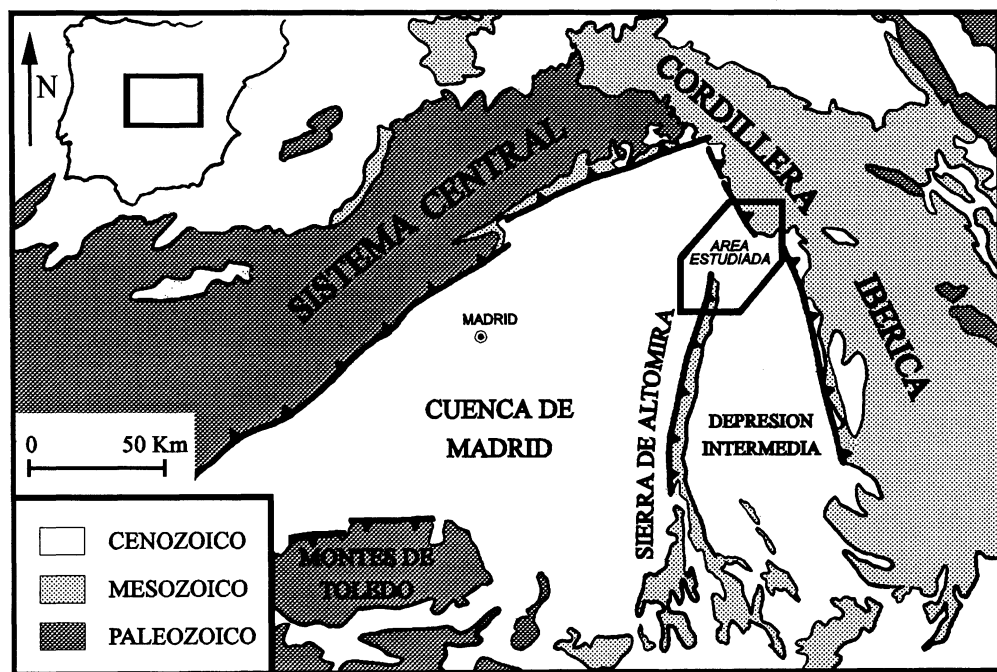


Fig. 1. Situación geológica del área de estudio.

Central durante el Aragoniense medio (ALONSO ZARZA et al., 1990). Se han encontrado numerosas evidencias de la deformación «Guadarrama» en la Rama Castella-

na de la Cordillera Ibérica, fundamentalmente pliegues, fallas y estilolitos (CAPOTE, 1983; RODRÍGUEZ PASCUA, 1993).

A partir del Mioceno superior, aparece

un cambio en el tipo de deformación en la Cuenca de Madrid, en el que pasan a predominar fallas en dirección, terminando en una extensión durante el Cuaternario (GINER, 1993), reflejándose este cambio en la distribución de los sedimentos de la Cuenca de Madrid (CALVO et al., 1991).

Debido a esta superposición de eventos deformativos, a la confluencia de las diferentes cadenas, y a las condiciones de deformación que se observan en la zona de estudio, se trata de un área especialmente apropiada para utilizar los métodos de análisis de los estados de esfuerzos y contrastar los resultados con las observaciones macroestructurales y estratigráficas.

Para obtener los campos de esfuerzo y de deformación, se ha realizado un análisis microestructural frágil basado en métodos de análisis poblacional de fallas. Se han utilizado cuatro métodos diferentes: Modelo de Deslizamiento (RECHES, 1983; DE VICENTE, 1988), método de los diedros rectos (ANGELIER y MECHLER, 1977; DE VICENTE et al., 1992); método de Etchecopar (ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR et al., 1981) y método de Inversión de Esfuerzos (RECHES, 1987; RECHES et al., 1992).

Las relaciones temporales entre los diferentes campos de esfuerzo y la secuencia deformativa del área, se han establecido de dos maneras diferentes: por un lado, estudiando las reactivaciones de discontinuidades previas por estados de esfuerzo más recientes (MUÑOZ MARTÍN, 1993). A continuación, se han relacionado las estructuras con las distintas unidades sedimentarias neógenas.

2. CAMPOS DE ESFUERZO / DEFORMACION NEOGENOS

Se han analizado más de 1000 datos

microestructurales, 650 de los cuales corresponden a fallas con estrías repartidas en un total de 25 estaciones de análisis microestructural.

La asignación de las poblaciones de fallas a los diferentes campos de esfuerzos se ha realizado teniendo en cuenta tres criterios:

1. *Dirección de máximo acortamiento horizontal* (Dey ó γ) bajo los que se han movido las fallas. Este criterio permite asignar a un mismo campo de esfuerzos fallas de diferentes características (normales, inversas, direccionales y mixtas).

2. *Edad de los materiales donde se han medido las fallas* y de las series sintectónicas asociadas al emplazamiento de las macroestructuras.

3. *Carácter de neoformación o reactivación* deducido de las poblaciones de fallas respecto al tensor de esfuerzos calculado. Para ello se han utilizado los parámetros mecánicos

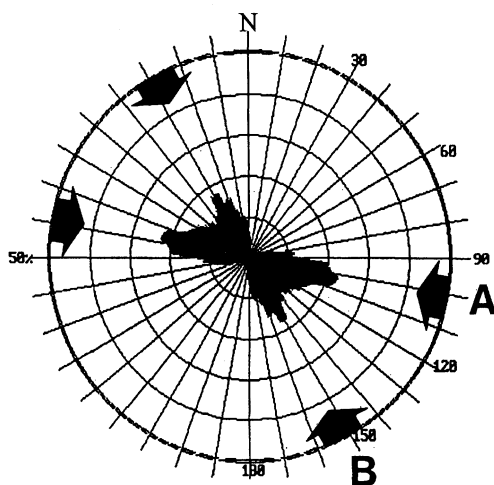


Fig. 2. Rosa de direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) deducidas para el conjunto de fallas asignadas a las estructuras compresivas. A) - Compresión «Guadarrama». B) - Compresión «Altomira».

(cohesión y coeficiente de fricción) que proporciona el método de Inversión de Esfuerzos (RECHES, 1987; RECHES et al., 1982).

Para caracterizar los campos de esfuerzos responsables de las estructuras compresivas en la zona estudiada, se han analizado un total de 339 fallas de calidad contrastada (población TOTCOM), separándose las pertenecientes al campo extensivo Cuaternario. En la figura 2 se observa las rosa de direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) deducida desde el Modelo de Deslizamiento para la población TOTCOM. En esta figura aparecen 2 máximos muy bien marcados:

A) N70-N125E («compresión Altomira»)

B) N140-170E («compresión Guadarrama»)

2.1 - CAMPO ALTOMIRA. Comprende los estados puntuales de esfuerzo con máximo acortamiento horizontal situados entre N70E y N125E. Las fallas correspondientes a este campo son de tipo compresión uniaxial y direccionales ($0.01 < K' < 1.01$ y $0.01 < R < 0.81$). Los parámetros K' y R, reflejan la forma de los elipsoides de esfuerzo y deformación, respectivamente. Se definen:

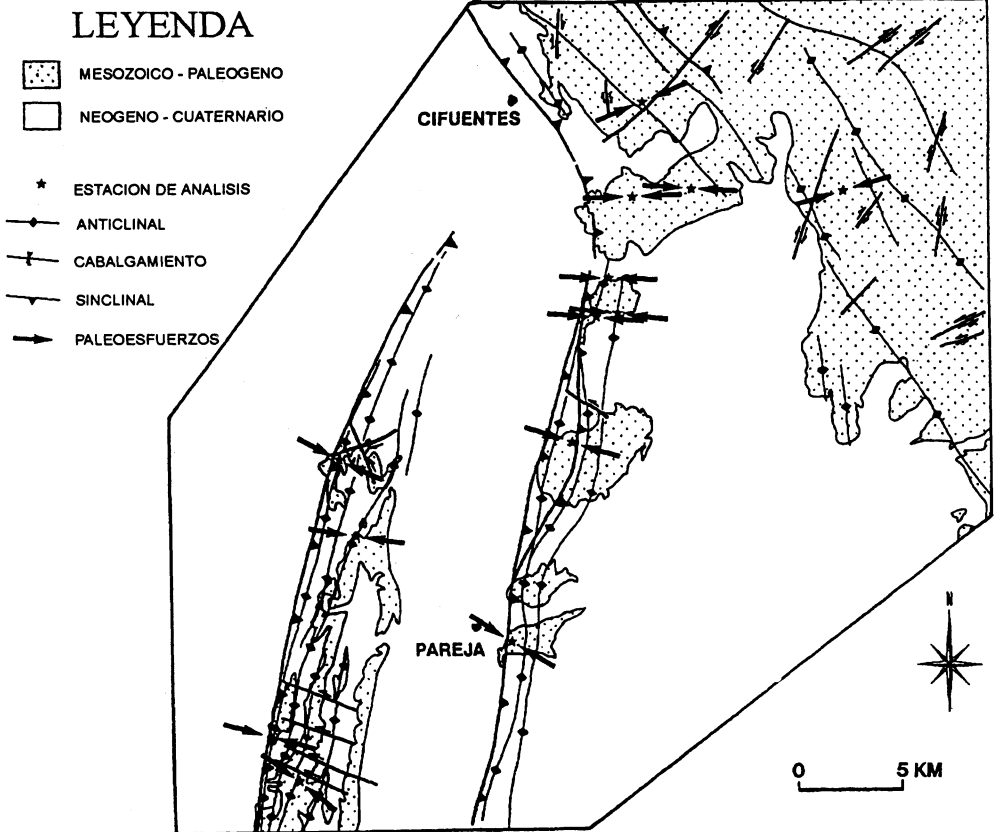


Fig. 3. Mapa de paleoesfuerzos y esquema estructural para el campo «Altomira» (Oligoceno superior - Mioceno inferior).

$$K' = e_y / e_z \quad R = (\epsilon_2 - \epsilon_3) / (\epsilon_1 - \epsilon_3) [1]$$

Siendo: e_y y e_z los ejes de máxima compresión horizontal y vertical del elipsoide de deformación y $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ los ejes principales máximo, intermedio y mínimo del tensor de esfuerzos, respectivamente.

La característica fundamental de este campo de esfuerzos es que las direcciones del máximo acortamiento horizontal (Dey y), presentan un abanico, desde N70E en la Cordillera Ibérica, hasta N125E en la Sierra de Altomira, compatibles con la estructuración de ambas cadenas. La rotación de los ejes principales de esfuerzo se realiza de un modo gradual a través del sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica (Fig. 3).

Todas las fallas asignadas a este campo han sido medidas en materiales mesozoicos y paleógenos, deduciéndose para el 70 % de las poblaciones un carácter de neoformación. La edad del mismo, en relación a las series sintectónicas asociadas al levantamiento de la Sierra de Altomira y del umbral de Pareja, es Ateniense inferior - Aragoniense inferior (ITGE, hoja nº 537, en prensa).

Las estructuras fundamentales generadas por este campo son cabalgamientos y pliegues asociados a los mismos de direcciones N140E en la Cordillera Ibérica y N-S a N130E en la Sierra de Altomira y en el umbral de Pareja (foto1).

2.2 - CAMPO GUADARRAMA. Presenta una dirección de máximo acortamiento



FOTO 1. Pliegue de propagación de falla asociado al frente de cabalgamiento principal de la Sierra de Altomira en las proximidades del embalse de Entrepeñas (Guadalajara).

to horizontal muy constante (N155E) (Fig. 4), aunque hay perturbaciones de hasta 20° debido a la presencia de dos importantes fallas direccionales con sentido de movimiento dextroso. La deformación que se observa es de tipo «desgarre» (0.3 K' 10 y 0.2 R 0.7). El campo no actúa con igual intensidad en todo el área estudiada, estando limitadas las estructuras de orden hecto-kilométrico a la Cordillera Ibérica.

La Sierra de Altomira y la Cuenca de Madrid no sufren una deformación significativa durante la actuación de este campo (sólo se observan pliegues y fallas de escala decamétrica). Durante esta deformación se producen interferencias de pliegues de tipo 1 (RAMSAY, 1967) con los pliegues generados en la etapa anterior, que se observan sobre todo en la Cordillera Ibérica. El campo «Guadarrama» es el responsable de las principales deformaciones observadas en el Mioceno superior en el área estudiada, afectando de un modo atenuado a materiales cuaternarios.

Los pliegues que genera este campo presentan unas direcciones generales N60E a E-W, aunque también se han observado «pliegues forzados paralelos» en las proximidades de los dos desgarres dextrosos en materiales de edad Mioceno medio - superior (Fig. 4).

El rango de actuación de este campo de esfuerzos, en función de los sistemas de abanicos aluviales con ápices situados en el borde de la Cordillera Ibérica, es Aragoniense medio - Pleistoceno inferior. Todas las poblaciones de fallas asignadas a este campo medidas en materiales mesozoicos y paleógenos (excepto una) corresponden a fallas reactivadas. Las poblaciones deducidas en materiales del Mioceno medio y superior son, por el contrario, neoformadas.

En la figura 5 se representa el esquema cinemático para el borde SO de la Cordillera Ibérica en la zona de estudio durante la actuación del campo «Guadarrama». Se observan las perturbaciones tanto de las trayectorias de 1, como de las trazas de los pliegues, compatibles con una zona de transpresión dextrosa, al igual que en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (RODRÍGUEZ PASCUA, 1993).

2.3 - TRANSITO ENTRE EL CAMPO «ALMIRA» Y EL «GUADARRAMA».

Hay una serie de evidencias que nos han llevado a pensar en la presencia de una perturbación del campo de esfuerzos responsable de la estructuración de la Cordillera Ibérica en la zona de enlace con la Sierra de Altomira, entre las que destacan:

* La ausencia de unas direcciones de compresión típicamente ibéricas (N30-40E) (fase C2 de SIMÓN GÓMEZ, 1984), que son sustituidas por otras mucho menos nordeadas (N70E) en el borde SO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

* La posición intermedia, espacial y temporal, del campo de esfuerzos «Altomira» entre los campos de esfuerzos «Ibérico» y «Guadarrama».

* La rotación en el sentido de las agujas del reloj de las direcciones de acortamiento horizontal desde el NE (y = N70E) hacia el SO (y = N110-120E) (DE VICENTE, 1988).

* La situación de la Sierra de Altomira entre la Cordillera Ibérica, considerada como «foreland» de los Pirineos (VIALARD, 1989; GUIMERÁ et al., 1990) y el Sistema Central, relacionado con la compresión bética (DE VICENTE et al., 1991).

Para poder interpretar esta perturbación del campo de esfuerzos «Ibérico» es posible recurrir a dos tipos de efectos:

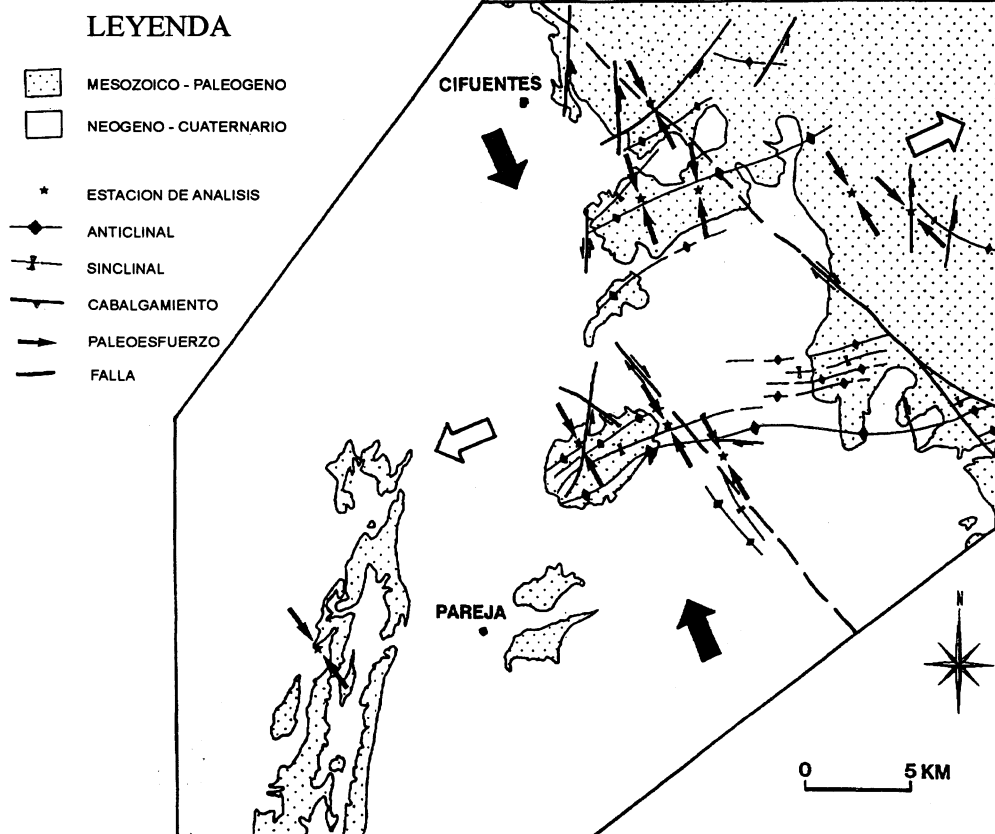


Fig. 4. Mapa de paleoesfuerzos y esquema estructural para el campo «Guadarrama» (Aragoniense medio - Pleistoceno inferior).

1) - perturbaciones generadas por la existencia de estructuras mayores (CHINNERY, 1966).

2) - superposición de dos campos de esfuerzos en el espacio y/o en el tiempo (RAMSAY, 1967; SIMÓN GÓMEZ, 1984, 1986, 1990).

La primera posibilidad ha sido desechada como responsable principal de esta perturbación, debido al carácter de variación homogénea de la orientación de los estados puntuales de esfuerzos en el área estudiada. Aunque, sin duda, hay perturbaciones locales en las trayectorias de esfuerzos, no se ha reconocido ninguna estructura en la zona

que explique, por sí sola, la disposición de y (o ey) en abanico.

La segunda posibilidad para explicar esta perturbación homogénea, consiste en explicar el campo «Altomira» como una superposición de los dos campos de esfuerzos responsables de la estructuración de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central: Fases Ibérica y Guadarrama (DE VICENTE, 1988; CAPOTE et al., 1990). Para comprobar esta posibilidad, se ha seguido un proceso equivalente al de SIMÓN GÓMEZ (1984), realizando una serie de sumas tensoriales entre los tensores de esfuerzos «Ibérico» y «Guadarrama», con posiciones intermedias.

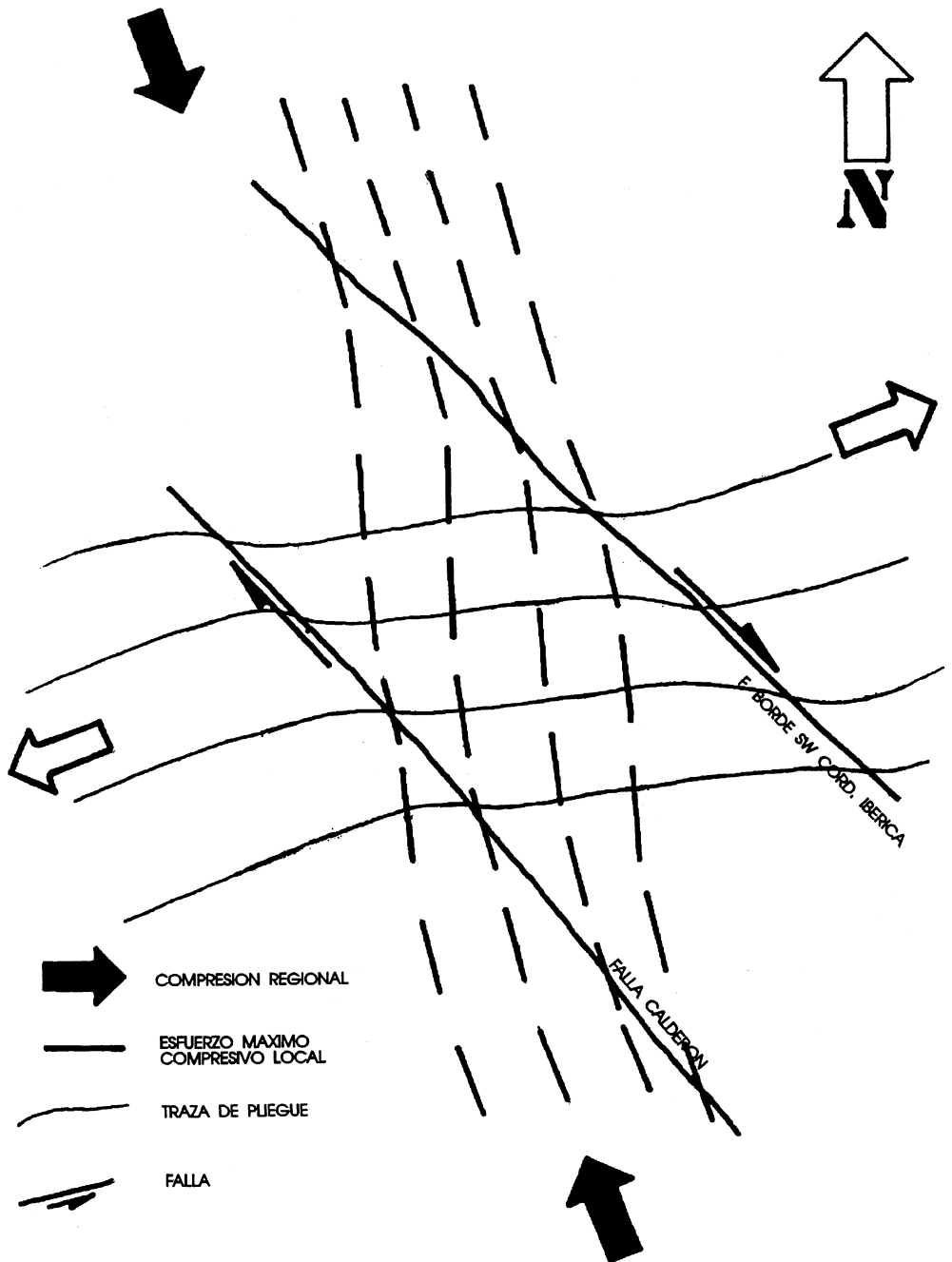


Fig. 5. Esquema cinemático para el borde SO de la Cordillera Ibérica en la zona de estudio durante la actuación del campo «Guadarrama» (Aragoniense medio - Pleistoceno inferior).

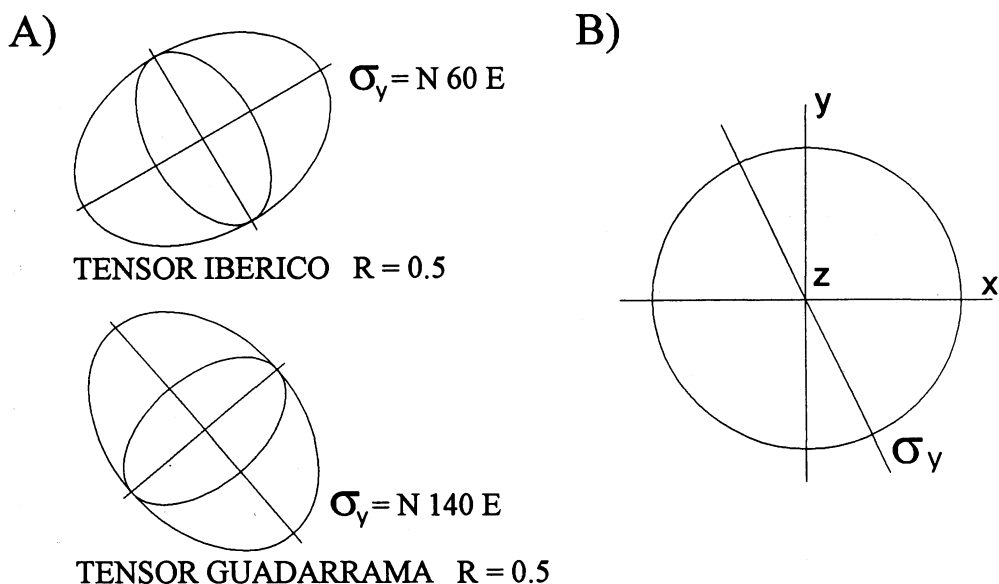


Fig. 6. Representación de los tensores de esfuerzos puros Ibérico y Guadarrama, referidos a sus ejes principales, utilizados en las sumas tensoriales. B) Sistema de referencia empleado.

Se han realizado tres sumas entre los dos tensores:

* CASO A: Disminuyendo la componente tectónica del tensor Guadarrama y aumentando la del tensor Ibérico.

* CASO B : Sumando los dos tensores iniciales «puros».

* CASO C: Aumentando la componente tectónica del tensor Guadarrama y disminuyendo la del tensor Ibérico.

Los tensores elegidos para la suma se representan en la figura 6, así como el sistema de referencia empleado. Los resultados los valores de orientaciones y del parámetro R de las tres sumas se representan en la Tabla I.

La suma tensorial proporciona unos resultados compatibles con los estados de esfuerzos calculados a partir de los datos de campo, tanto en las orientaciones de los ejes principales, como en la forma de los

elipsoides. Este hecho permite explicar el campo de esfuerzos «Altomira» como un campo de esfuerzos local, producido por la superposición en el espacio y en el tiempo de los dos campos de esfuerzos responsables de la estructuración principal de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central.

La superposición espacial entre los dos campos se produce en la zona situada entre los últimos frentes distales de cabalgamiento situados en el SO de la Cordillera Ibérica, relacionada con la compresión pirenaica (GUIMERÁ et al., 1990) y el límite transpresivo oriental del Sistema Central, relacionado con la compresión bética (GALINDO et al., 1993).

La superposición temporal se realiza durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, época en la que confluyen en el área estudiada la compresión Pirenaica y la Bética. La deformación pirenaica progresa hacia el S

TIPO DE SUMA	T. IBERICO $\sigma_y = N60E$ $R = 0.5$	+	T. GUADARRAMA $\sigma_y = N140E$ $R = 0.5$	=	T. ALTOMIRA $\sigma_y = N75-124E$ $R = 0.58-0.6$
IBERICO PURO + GUAD. DEBIL	$\sigma_{yIB} = 1.8 \sigma$ $R = 0.33$	+	$\sigma_{yG} = 1.2 \sigma$ $R = 0.75$	=	$\sigma_{yA1} = N75E$ $R = 0.58$
IBERICO + GUADARRAMA	$\sigma_{yIB} = 1.5 \sigma$ $R = 0.5$	+	$\sigma_{yG} = 1.5 \sigma$ $R = 0.5$	=	$\sigma_{yA2} = N100E$ $R = 0.66$
IBERICO + GUAD. PURO	$\sigma_{yIB} = 1.2 \sigma$ $R = 0.75$	+	$\sigma_{yG} = 1.8 \sigma$ $R = 0.33$	=	$\sigma_{yA3} = N124E$ $R = 0.58$

$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

m : Número de Poisson.

σ_{yIB} : Esf. máx. horiz. *Ibérico* debilitado.

σ_{yG} : Esf. máx. horiz. *Guadarrama*

σ : Esfuerzo estacionario. [$\sigma = \sigma_{\text{litostático}} / (m-1)$].

σ_{yIB} : Esfuerzo máximo horizontal *Ibérico* puro.

σ_{yG} : Esfuerzo máx. horiz. *Guadarrama* puro.

σ_A : Esfuerzo máximo horizontal *Altomira*.

TABLA I. Resultados de la suma tensorial para los tres casos supuestos.

desde el Eoceno, en su zona axial, hasta el Oligoceno superior - Mioceno inferior en los bordes de la Cordillera Ibérica. La compresión Bética, que comienza en el Oligoceno en sus zonas internas (FONTBOTÉ et al., 1990; SANZ DE GALDEANO, 1990), migra hacia el N durante el Mioceno inferior, hasta alcanzar el Mioceno medio en el Sistema Central. En la figura 7 se puede observar la representación gráfica de los tensores de esfuerzos obtenidos referidos a sus ejes principales, para los tres casos descritos.

3 CONCLUSIONES

Se han deducido dos campos de paleoesfuerzos responsables de las estructuras compresivas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica,

que son diferenciables tanto por sus características, como por el rango de actuación temporal de los mismos: Campo «Altomira» y Campo «Guadarrama».

El campo de esfuerzos «Altomira», que presenta un abanico de direcciones de máximo acortamiento horizontal entre N70E hasta N125E. Es el responsable de la estructuración del borde SO de la Cordillera Ibérica, de la Sierra de Altomira, así como del umbral de Pareja. Este campo de paleoesfuerzos puede explicarse como un campo local, producto de la superposición en el espacio y en el tiempo de dos campos de esfuerzos de orden mayor, asociados a las compresiones pirenaica y bética. Los esfuerzos compresivos se transmitieron hacia el interior de la península Ibérica desde sus bordes. Su distribución temporal queda li-

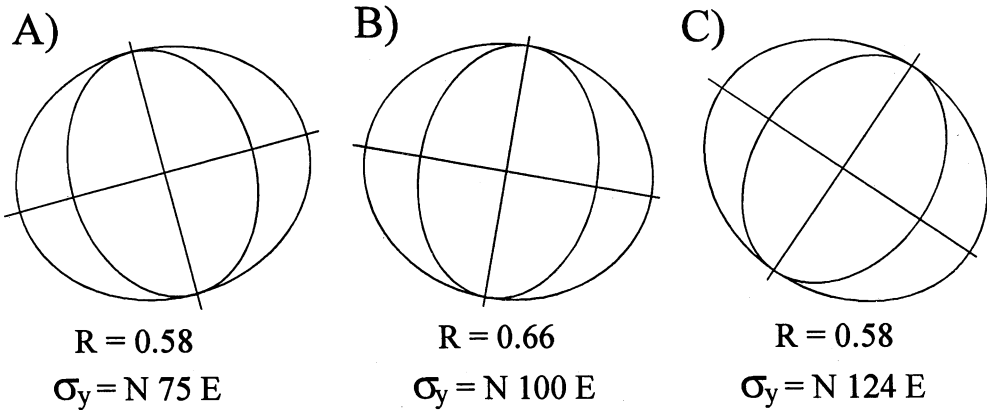


Fig. 7. Representación gráfica de los tres tensores de esfuerzos resultantes de las sumas tensoriales referidos a sus ejes principales.

mitada por la actuación conjunta de los dos campos mayores. El límite inferior lo marca el comienzo de la compresión bética en la zona de estudio (Ageniense inferior), mientras que el superior queda muy bien limitado al dejar de actuar la compresión pirenaica (Aragoniense inferior).

A partir del Aragoniense inferior, sólo permanece el campo de esfuerzos responsable de la estructuración del Sistema Central (campo «Guadarrama»), cuya actuación se prolonga hasta el Pleistoceno inferior en el borde SO de la Cordillera Ibérica, que actúa como una zona de transpresión dextrorsa. Durante el Mioceno medio y superior, la Sierra de Altomira se comporta como un borde pasivo, situándose las unidades sedimentarias del Mioceno medio y superior en

«on lap» sobre las estructuras previas. La máxima actividad del campo Guadarrama debe desarrollarse durante el Aragoniense superior (Segunda Secuencia de la Unidad Intermedia del Mioceno), como refleja la mayor actividad relativa que presentan los sistemas de abanicos aluviales con ápices en la Cordillera Ibérica (ALONSO ZARZA et al., 1990).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la Tesis de Licenciatura de Alfonso Muñoz Martín, y ha sido financiado con el proyecto de investigación PB-91/0397 de la D.G.I.C.Y.T.

Los autores agradecen a A. Casas las sugerencias y revisión crítica de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO, J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A. y HOYOS, M. A. (1990) Los sistemas aluviales Miocenos del borde noreste de la cuenca de Madrid: sector Cifuentes- Las Inviernas (Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. de España*, vol. 3 (1-2): 213-230.

ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena

Celtibérica. *Acta. Geol. Hisp.*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14: 174-177.

ANGELIER, J.; MECHLER, P. (1977) Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 7, ser. 19: 1309-1318.

- CALVO, J. P., DE VICENTE, G.; ALONSO ZARZA, A. M. (1991) Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Com. I Cong. del Grupo Español del Terciario*: 55-58.
- CAPOTE, R. (1983) La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II: 109-120.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, M.; Gómez, J.J.; Sánchez, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A.; YÉBENES, A. (1982) Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico Mineros (I.G.M.E.)*, parte I: 245-270.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990) Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.
- CHINNERY, M. A. (1966) Secondary faulting. *Can. J. Earth Sci.*, 3, 2: 163-190.
- DE VICENTE, G. (1988) *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- DE VICENTE, G.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. (1992) El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis Poblacional de Fallas. *Rev. Soc. Geol. de España*, 5 (3-4): 7-19.
- ETCHECOPAR, A. (1984) *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat. U.S.T.L. Montpellier. 269 pp.
- ETCHECOPAR, A.; Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Jour. of Struct. Geol.*, vol. 3: 51-65.
- FONTBOTÉ, J. M.; GUIMERÁ, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P.; FERNÁNDEZ, F. (1990) The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. de España*, 3-4: 249-259.
- GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A. (1993) Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- GINER ROBLES, J. L. (1993) *Neotectónica en el borde oriental de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 250 pp.
- GUIMERÁ, J.; ALVARO, M. (1990) Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Iberique et la chaîne Cotiere catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. de France*, 2: 339-348.
- I.T.G.E. *Mapa Geológico de España*. Escala 1/50.000. Hoja nº 537, Auñón, 2ª serie (en prensa).
- MUÑOZ MARTÍN, A. (1993) *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 250 pp.
- RAMSAY, J. G. (1967) Folding and fracturing of rocks. *McGraw Hill*, New York, 568 pp.
- RECHES, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, vol. 95: 133-156.
- RECHES, Z. (1987) Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.
- RECHES, Z.; BAER, G.; HATZOR, Y. (1992) Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, B9: 12.481-12.493.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P.; CALVO, J. P.; ORDÓÑEZ, S. (1991) Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector Barajas de Melo-Illana). *Rev. Soc. Geol. de España*, vol. 4, (1-2): 33-50.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1993) *Cinemática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid: 270 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990) La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev. Soc. Geol. de España*, vol. 3, (1-2): 231-241.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1984) Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. *Pub. Instituto de Estudios Turolenses*. Teruel. 269 pp.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1986) Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1990) Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.
- VIALLARD, P. (1989) Décollement de la couverture et décollement médio-crustal dans une chaîne intraplaque: variations verticales du style tectonique des Ibérides (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, nº 5: 913-918.

Recibido: 26-III-94

Aceptado: 10-X-94