ORIGEN Y RELACIÓN ENTRE LAS DEFORMACIONES Y ESFUERZOS ALPINOS DE LA ZONA CENTRO-ORIENTAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A. Muñoz Martín y G. De Vicente

Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense. 28040 Madrid (España).
amunoz@eucmax.sim.ucm.es

Resumen: En este trabajo se realiza una correlación entre los principales datos estructurales, cinemáticos, paleogeográficos, y de resultados de modelos de elementos finitos obtenidos en el borde oriental de la Cuenca del Tajo, con numerosos trabajos previos realizados por otros autores. La integración de estas fuentes de información ha permitido establecer una evolución conjunta para el sector centro-oriental de la placa Ibérica en dos episodios principales: a) El primero está relacionado con una fuerte actividad en el margen N de la placa Ibérica, desde los 51 Ma hasta los 38 Ma (Eoceno inferior - Oligoceno inferior), en la que se produciría la estructuración Pirenaica principal. Durante este periodo se desarrollarían, relacionados con el antepaís pirenaico, los siguientes cinturones de deformación bajo un campo de esfuerzos general NNE-SSO a NE-SO: la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y el sector meridional de la Sierra de Altomira y, en menor medida, la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. Durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior (entre los 38 Ma y los 24 Ma) se desarrolló una etapa intermedia con actividad tectónica simultánea en los márgenes N y S de la placa Ibérica. Asociada a esta etapa se desarrolló un campo de paleoesfuerzos local compresivo E-O en la zona de antepaís común de los Pirineos y las Béticas, responsable de la estructuración principal de los sectores central y septentrional de la Sierra de Altomira. La Sierra de Altomira se interpreta como un escape o extrusión de la cobertera hacia el O, favorecido por la presencia de niveles incompetentes del Triásico superior. En este periodo comienzó también el desarrollo de la actividad extensiva en el borde oriental de la península en relación a la apertura del Golfo de Valencia. b) Finalmente, durante el Mioceno medio - actualidad, se desarrolla una mayor actividad en el margen S de la placa Ibérica (estructuración de las Cordilleras Béticas), si bien permanece una cierta actividad en el margen N, como lo demuestra la presencia de sismicidad moderada a lo largo del margen Cantábrico-Pirenaico. Durante este periodo se desarrollaron una serie de deformaciones intraplaca en el antepaís Bético bajo un campo de esfuerzos regional NO-SE: El Sistema Central y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Este proceso aparece complicado por dos procesos tectónicos que generaron extensión: 1) Al este en relación a los procesos de rifting del Golfo de Valencia, y al oeste de la Cordillera Ibérica, y a partir del Mioceno superior, en relación a flexiones corticales NE-SO transversales a la dirección regional de σ_{HMAX}.

Palabras clave: Deformación Alpina, placa Ibérica, paleoesfuerzos, deformación intraplaca, escape tectónico, Sierra de Altomira, Cordillera Ibérica, Sistema Central Español, Pirineos, Béticas.

Abstract: A correlation amongst macro and mesostructural analysis results, kinematic and paleogeographic data, paleostresses and finite element models results has been established in the eastern border of the Tajo Basin. This comparison allows us to establish an evolutionary pattern for the central part of the Iberian plate in two main episodes: a) The first one was related to a strong tectonic activity in the northern border of the Iberian plate during the Lower Eocene to the Upper Oligocene (Pirenees uplift). In this period, the following intraplate chains were formed in the Pyrenees foreland under a regional NNE-SSO compressive stress field: the Aragonian Branch of the Iberian Range and the southern part of the Altomira Range, and to a lesser extent, the Castillian Branch of the Iberian Range and the Spanish Central System. During the Upper Oligocene and Lower Miocene a transition between the two main episodes, with tectonic activity in both borders of the Iberian plate (Pyrenees and Betics), took place. Related to this episode a E-O local compressive stress field is developed in the eastern border of the Tajo Basin (Altomira Stress field). This stress field generated a N-S fold and thrust belt west verging that affected the Mesozoic cover. Thus, the Altomira Range is interpreted as a cover extrusion westwards in a regional N-S compression supported by the presence of evaporitic Upper Triassic rocks and the presence of normal basement faults. During this period extension processes in the eastern border of the Iberian plate began associated with the opening of the

Valencia Through. b) Finally, from Middle Miocene to Present the main tectonic activity has been developed in the southern border of the Iberian Plate (Betics). However, some tectonic activity remained in the northern border of the Iberian plate as it is shown by some moderate seismic activity along the Pyrenees and the Cantabrian margin. In this period some intraplate deformations were developed in the Betic foreland under a NW-SE regional stress field: Spanish Central System and the Castillian Branch of the Iberian Range. This main sketch is complicated by two different extensional processes: 1) doming related to opening of the Valencia Trough, and 2) superficial extension along NE-SO litospheric folding formed perpendicular to the regional σ_{HMAX}.

Key words: Alpine deformation, Iberian plate, paleostresses, intraplate deformation, tectonic escape, Altomira Range, Iberian Range, Spanish Central System, Pyrenees, Betics.

A. Muñoz Martín y G. De Vicente (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Rev. Soc . Geol. España*, 11 (1-2), 57-70

Las principales unidades estructurales que aparecen en el centro-este de la Península Ibérica son, por una parte, los cinturones de deformación, y por otra las cuencas terciarias que conforman la Cuenca del Tajo (Madrid y Loranca) y la de Almazán al N (Fig. 1). La Cordillera Ibérica y el Sistema Central son dos cinturones alpinos de deformación intraplaca que presentan una intensidad de deformación moderada (Álvaro *et al.*, 1979). Ambos se encuentran situados en una posición intermedia entre las dos grandes cadenas que se desarrollan durante la orogenia alpina en los bordes N y S de la placa Ibérica: los Pirineos y las Béticas. Además, y con unas características intermedias en edad y orientación entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, en el borde oriental de la Cuenca del Tajo se desarrolla la Sierra de Altomira, un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos (Fig. 1) que divide a la Cuenca del Tajo en dos cuencas menores: la de Madrid al E, y la de Loranca al O. Ambas cuencas presentan un relleno sedimentario complejo de tipo continental, con numerosas discontinuidades, siendo dominantes los materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos (Calvo *et al.*, 1990; Díaz Molina y Tortosa, 1996).

Este trabajo se centra en la evolución del borde oriental de la Cuenca del Tajo, debido a que en esta zona confluyen las deformaciones asociadas a la formación del Sistema Central, la Cordillera Ibérica, y la Sierra de Altomira. Además, estas deformaciones han quedado registradas en el relleno sedimentario de las cuencas durante el Terciario, lo que permite establecer la evolución cinemática y dinámica de esta parte de la península. Por todos estos motivos, la zona de estudio presenta una posición privilegiada para estudiar la evolución de los esfuerzos intraplaca originados en los márgenes activos N y S de la península (Pirineos y Béticas). La integración de los datos estructurales, obtenidos en los cinturones de deformación y en las cuencas terciarias, con los datos de relleno de las propias cuencas, permite establecer los campos de esfuerzos activos durante cada periodo, a partir de los cuales es posible proponer un modelo geodinámico evolutivo.

El borde oriental de la Cuenca del Tajo presenta una evolución geológica compleja, con evidencias de actividad tectónica y sedimentaria durante la mayor parte del Terciario, tal y como demuestran los datos estructurales (Sánchez Soria, 1973; Álvaro y Capote, 1973; Manera, 1981; De Vicente *et al.*, 1996), los datos estratigráficos y sedimentológicos (Díaz Molina y Bustillo, 1985; Torres y Zapata, 1986; Díaz Molina *et al.*, 1989; Calvo *et al.*, 1990; Alonso Zarza *et al.*, 1990; Rodríguez Aranda, 1995; Díaz Molina y Tortosa, 1996) y los datos geofísicos (Racero, 1989; Querol, 1989; Perucha *et al.*, 1995). Esta aparente complejidad ha estado condicionada por una serie de factores que concurren en la zona, entre los que destacan:

a) Su posición intermedia entre dos cinturones de deformación alpinos (la Cordillera Ibérica y el Sistema Central) que presentan características geométricas, cinemáticas y dinámicas diferentes (Viallard, 1979, 1989; Guimerá y Álvaro, 1990; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996).

b) La presencia de zonas de debilidad y discontinuidades previas en el basamento hercínico, que han controlado la sedimentación mesozoica y han jugado un papel importante durante la compresión alpina (Alía, 1960; Sánchez Soria 1973; Álvaro *et al.*, 1979; Querol, 1989; Guimerá y Álvaro, 1990; Perucha *et al.*, 1995; Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

c) Una arquitectura estratigráfica mesozoica en forma de cuña sedimentaria, que se adelgaza hacia el O (Querol, 1989), que contiene niveles arcillosos y evaporíticos que favorecen el desarrollo de despegues entre la cobertera y el basamento hercínico, al igual que sucede en la Cordillera Ibérica (Richter y Teichmuller, 1933; Viallard, 1983).

d) Su posición en el centro de la placa Ibérica, la cual presenta una evolución cinemática compleja respecto a las placas Euroasiática y Africana. Estas dos placas mayores han estado convergiendo durante los últimos 70 Ma, lo que ha originado un comportamiento diferencial y heterócrono en los márgenes N, S y E de la placa Ibérica desde el Eoceno has-

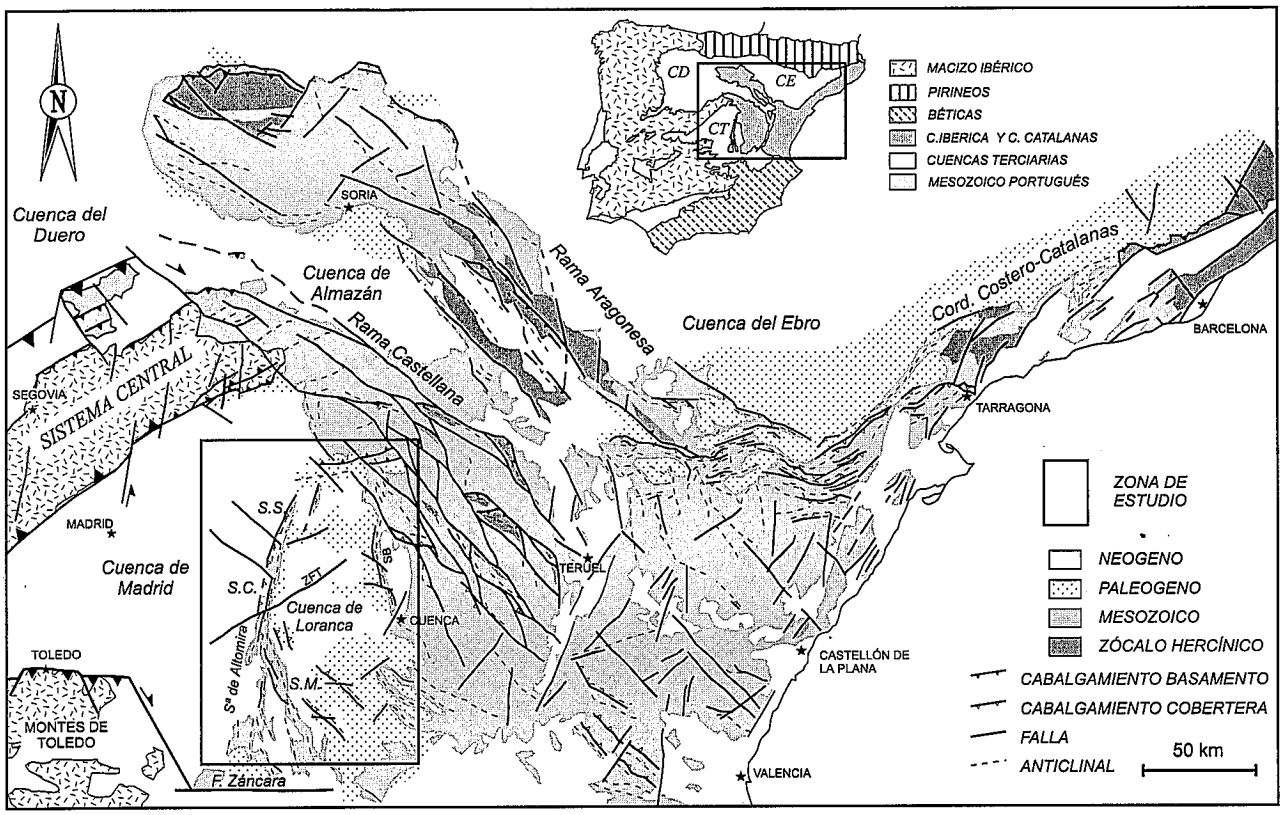

Figura 1: Localización geográfica y geológica de la zona de estudio, en el interior de la placa Ibérica. CD Cuenca del Duero, CT Cuenca del Tajo, CE Cuenca del Ebro. ZFT, zona de falla de Tarancón; SB, Sierra de Bascu ana; SS, SC y SN Sectores septentrional, central y meridional, respectivamente, de la Sierra de Altomira.

ta la actualidad (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Albarello *et al.*, 1995).

Marco Cinemático de la Península Ibérica desde el Terciario hasta la actualidad

Diferentes autores coinciden en que el Mediterráneo occidental está compuesto por una serie de bloques litosféricos con diferentes características reológicas, atrapados entre las placas Africana y Euroasiática. El movimiento relativo entre estas dos placas mayores y la placa Ibérica ha cambiado desde el Teraciario hasta la actualidad, distinguiéndose una serie de etapas principales dentro del acortamiento generalizado en dirección N-S (Dewey *et al.*, 1989). Desde el Eoceno inferior hasta el Mioceno superior, el régimen de convergencia entre Eurasia y África es NNE, si bien se aprecian diferencias en la magnitud y en la orientación de los vectores de desplazamiento. Por el contrario, en el Mioceno superior aparece un cambio de mayor escala en el movimiento de convergencia entre las dos placas mayores, que pasa a disponerse según una dirección NO-SE (Dewey *et al.*, 1989).

Algunos autores (Srivastava *et al.*, 1990; Albarello *et al.*, 1995) han propuesto recientemente un comportamiento autónomo de la placa Ibérica respecto a las otras dos (África y Eurasia), que conlleva una actividad tectónica diferencial en los márgenes de la misma, distinguiéndose tres etapas diferentes:

a) La primera con una fuerte actividad en el margen N de la placa Ibérica, desde los 51 Ma hasta los 38 Ma (Eoceno inferior - Oligoceno inferior), en la que se produciría la estructuración Pirenaica principal.

b) Una intermedia con actividad tectónica en ambos márgenes N y S, durante el Oligoceno y el Mioceno más inferior (entre los 38 Ma y los 24 Ma).

c) Finalmente, una etapa con una mayor actividad en el margen S (entre los 24 Ma y la actualidad), si bien permanece una cierta actividad en el margen N, como lo demuestra la presencia de sismicidad moderada a lo largo del margen Cantábrico-Pirenaico (Bufforn *et al.*, 1988).

Estos procesos de colisión entre placas produjeron una serie de campos de esfuerzos que se transmitieron hacia el interior peninsular, dando lugar a la formación de una serie de cadenas intraplaca polifásicas: las cadenas Costero Catalanas, la Cordillera Ibérica (Ramas Castellana y Aragonesa, Sierra de Altomira) y el Sistema Central, en las que existen abundantes trabajos de determinación de paleoesfuerzos y de análisis del relleno sedimentario de las cuencas terciarias asociadas (Tajo, Ebro y Duero, principalmente). A partir de los resultados de estos trabajos, resulta posible relacionar la cinemática de las placas con la estructuración de estas cadenas.

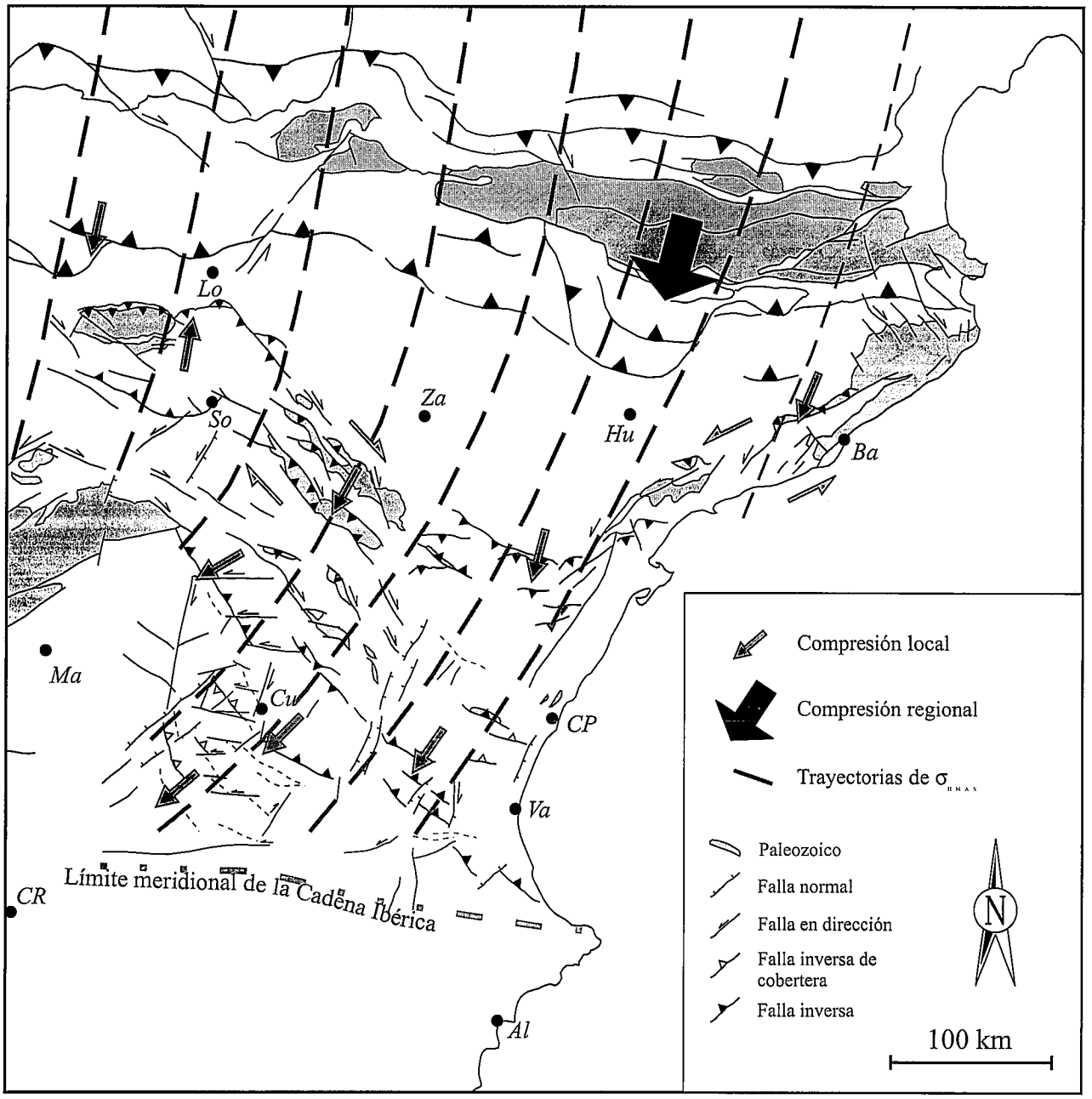

Figura 2: Esquema cinemático y trayectorias suavizadas de $_{HMAX}$ para el periodo Eoceno - Oligoceno superior. El campo de esfuerzos "Ibérico" en el centro-este peninsular sería el resultado de la rotación hacia el SO de los esfuerzos provenientes de los Pirineos, debido a la presencia de las grandes fallas NE-SO de la Cordillera Ibérica. Los datos de paleoesfuerzos y de la cinemática del NE peninsular corresponden a los autores citados en el texto.

Objetivos

En este trabajo se pretende establecer la evolución geológica en el sector centro-oriental de la Península Ibérica desde el Oligoceno inferior hasta la actualidad, mediante la integración de datos estructurales y de relleno de las cuencas, con la cinemática del Mediterráneo occidental y evolución de otras cadenas peninsulares. A partir de esta integración, proponemos que las estructuras alpinas del centro-este peninsular se han desarrollado tan sólo en dos *"fases"* o etapas mayores: *Pirenaico-Ibérica* y *Bético-Guadarrama*, con otros procesos asociados que complican el esquema principal: la apertura del Golfo de Valencia, la extensión en la parte superior de flexiones corticales, así como la presencia de escapes laterales de parte de la cobertera (Sierra de Altomira).

Origen del campo de esfuerzos "Ibérico" (Eoceno - Oligoceno)

Numerosos trabajos previos han deducido esfuerzos y/o compresiones de orientación NE-SO (denominado *"Ibérico"*) durante el Eoceno y el Oligoceno en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994), en la parte

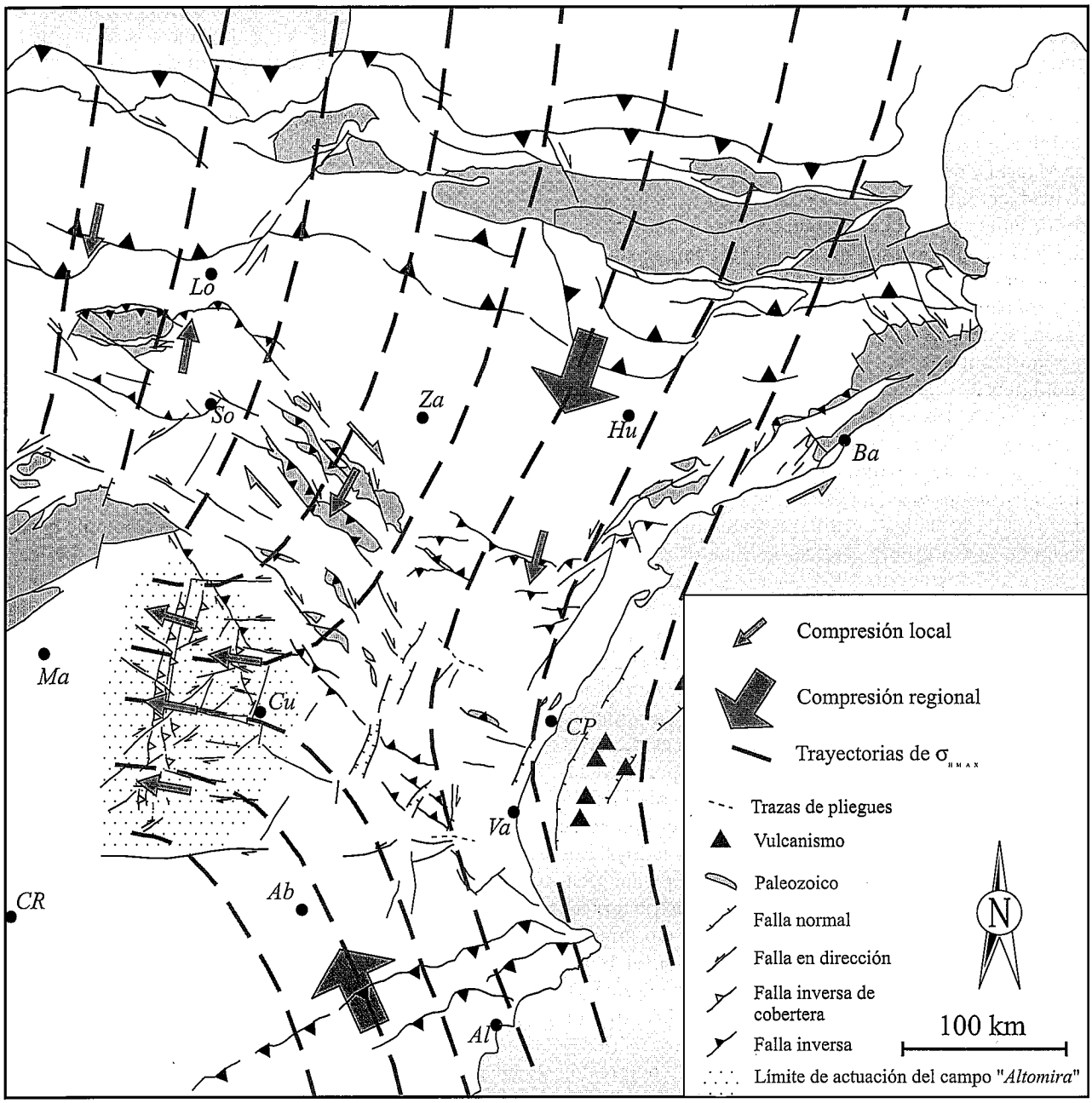

Figura 3: Modelo tectogenético propuesto para el campo de paleoesfuerzos "Altomira", fruto de la superposición espacial y temporal entre los campos de esfuerzos primarios asociados a los orógenos Ibérico-Pirenaico y Bético (ver texto para la explicación). Los datos de paleoesfuerzos y de la cinemática del NE y del SE peninsular corresponden a los autores citados en el texto.

oriental de la Cordillera Ibérica y en el sector de enlace con las Cordilleras Costero-Catalanas (Simón, 1984; Guimerá, 1988). En la región de Campos de Calatrava, también se han deducido esfuerzos equivalentes al campo *Ibérico* a lo largo del Terciario (Vegas y Rincón, 1995). Sin embargo, ni en los estudios meso y macroestructurales desarrollados en el Sistema Central y en los Montes de Toledo (Martín y De Vicente, 1995; De Vicente *et al.*, 1996), se han deducido esfuerzos NE-SO durante el Terciario. Por lo tanto, parece clara la presencia de un campo de esfuerzos regional con σ_{HMAX} orientado NE-SO durante el Oligoceno en el tercio nororiental de la Península Ibérica (Fig. 2).

Discusión de los Modelos Previos

El origen de estos paleoesfuerzos orientados NE-SO, responsables de la estructuración principal de la Cordillera Ibérica, es discutido, distinguiéndose dos grandes grupos de modelos (Simón, 1990): a) aquellos que postulan la sucesión de varias *fases* con diferentes direcciones de esfuerzos a lo largo del tiempo (Álvaro, 1975; Capote, 1983; Simón, 1984; De Vicente, 1988), y b) los que postulan un mecanismo geotectónico único (Viallard, 1979; Canérot, 1981; Guimerá, 1988; Guimerá y Álvaro, 1990).

a) El principal problema que presentan, a nuestro juicio, los ***modelos de fases***, es que intentan

correlacionar soluciones obtenidas del análisis mesoestructural sin considerar las heterogeneidades espaciales y temporales de los campos de esfuerzos, así como las posibles perturbaciones y permutaciones en los ejes principales de los esfuerzos. Dada la complejidad del relleno sedimentario de las cuencas terciarias de Madrid y de Loranca, así como las evidencias de actividad tectónica superpuesta (por ejemplo en los sectores de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica), pensamos que no es realista realizar una correlación de los esfuerzos deducidos en otros puntos de la península (Cordillera Ibérica y/o Sistema Central) basada simplemente en la orientación de las compresiones horizontales, sin tener en cuenta otros criterios geológicos.

b) De los modelos que proponen un modelo geotectónico único, destaca el de Guimerá (1988), debido a su sencillez, a su buena correlación macroestructural, y a que se encuentra avalado por numerosos datos en las Cordilleras Catalanas y en su enlace con la Cordillera Ibérica. Este autor relaciona la presencia de esfuerzos NE-SO en la Cordillera Ibérica con una descomposición perpendicular a las estructuras *"Ibéricas"* de los esfuerzos N10E asociados a la formación de los Pirineos. Dentro de este modelo, tanto la Cordillera Ibérica como las Cordilleras Costero-Catalanas, serían las zonas transpresivas oblicuas situadas en el antepaís del orógeno pirenaico, cuya estructura y localización está fuertemente controlada por antiguas fallas tardihercínicas que también controlaron la sedimentación mesozoica. Posteriormente este modelo se ha ampliado a toda la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira (Guimerá y Álvaro, 1990), extrapolando hacia el S y el O con observaciones macroestructurales. No obstante, consideramos que este modelo también presenta problemas para su aplicación en el borde oriental de la Cuenca del Tajo, entre los que destacan:

1 - Resulta imposible explicar todas las estructuras presentes en el borde SO de la Cordillera Ibérica, y en la Sierra de Altomira, con una única compresión N10E, aún suponiendo la presencia de descomposiciones perpendiculares a las estructuras de dirección Ibérica, o bien *problemas de espacio*.

2 - No se deducen paleoesfuerzos compresivos N10E durante el Oligoceno a lo largo del borde SO de la Cordillera Ibérica. Por el contrario, el campo de esfuerzos deducido en esta zona durante el Oligoceno es, claramente, NE-SO. Por tanto, si el origen de los esfuerzos está relacionado con la transmisión de los esfuerzos pirenaicos hacia el antepaís, las trayectorias de los esfuerzos han de sufrir una *rotación* horaria de entre 30 y 40° a escala de toda la Cordillera, más que *perturbaciones* debido a las estructuras dentro de un campo de esfuerzos general N10E.

Aunque ninguno de los modelos expuestos explica en su totalidad los esfuerzos NE-SO (*Ibéricos*) en el sector centro-oriental de la Península Ibérica, los dos grupos de modelos aportan ideas válidas, y no son desechables en su totalidad. De este modo, tal y como señala Simón (1990), el modelo más realista debe ser aquel que, considerando el concepto de campo de esfuerzos, incorpore los elementos válidos de cada uno de ellos.

Modelo tectogenético para el campo de esfuerzos "Ibérico"

Por lo que se refiere al origen del campo de paleoesfuerzos *Ibérico* en el borde oriental de la Cuenca del Tajo (Muñoz Martín y De Vicente, 1996; Muñoz Martín, 1997), consideramos que los estados de esfuerzos puntuales de edad Eoceno? - Oligoceno asignados a dicho campo, son los equivalentes temporales a los paleoesfuerzos NE-SO atribuidos a la fase C_2 (Simón, 1984) o al campo *Ibérico* (De Vicente, 1988). Estos esfuerzos se integrarían en un campo de esfuerzos regional NE-SO de edad Eoceno?-Oligoceno (Fig. 2), fruto de la rotación de los esfuerzos del campo de esfuerzos de escala mayor N10E que proviene de los Pirineos a partir del Eoceno (Guimerá, 1988). Este empuje primario, asociado a la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática, se transmitiría hacia el interior peninsular, con una migración progresiva de la deformación hacia el antepaís, situado al SO, originando una serie de cadenas intraplaca *"pirenaicas"*(Guimerá, 1984, 1988; Guimerá y Álvaro, 1990): las Cadenas Costero Catalanas en régimen transpresivo sinestroso, la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica con movimiento transpresivo dextroso, y una zona ancha, desde los cabalgamientos de Montalbán hasta el SE de la Sierra de Altomira, con doble vergencia. Tanto la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica como el Sistema Central sufrirían unas deformaciones menos acusadas para este periodo, mientras que la actividad tectónica compresiva en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira (al N de la zona de falla de Tarancón, Figs. 1 y 2) sería prácticamente nula. La rotación en las trayectorias de σ_{HMAX} estaría originada por la presencia de las fallas NE-SO que controlaron la formación y relleno de la cuenca mesozoica Ibérica, como ya han sugerido trabajos previos (Álvaro *et al.*, 1979).

El análisis detallado del borde oriental de la Cuenca del Tajo, junto con los resultados obtenidos del análisis de paleoesfuerzos, de modelizaciones con elementos finitos, y los rangos de acortamiento calculados en las estructuras frontales de las sierras de Altomira y Bascuñana (Muñoz Martín, 1997), apoyan la idea de que la intensidad de la compresión disminuyó, a lo largo del Oligoceno, desde el extremo SE de la Sierra de Altomira hacia el NO del borde SO de la Cordillera Ibérica.

Las macroestructuras más meridionales de la Sierra de Altomira asociadas a este campo de paleoesfuerzos se corresponden con la rotación y amortiguamiento progresivo relacionado con la terminación lateral de las deformaciones de origen pirenaico, tal y como han propuesto Guimerá y Álvaro (1990). No obstante, a diferencia de lo que proponen estos autores, pensamos que la *zona de falla de Tarancón* (o *falla de Tarancón-Cañete*, Capote, 1983) supone el límite sep-

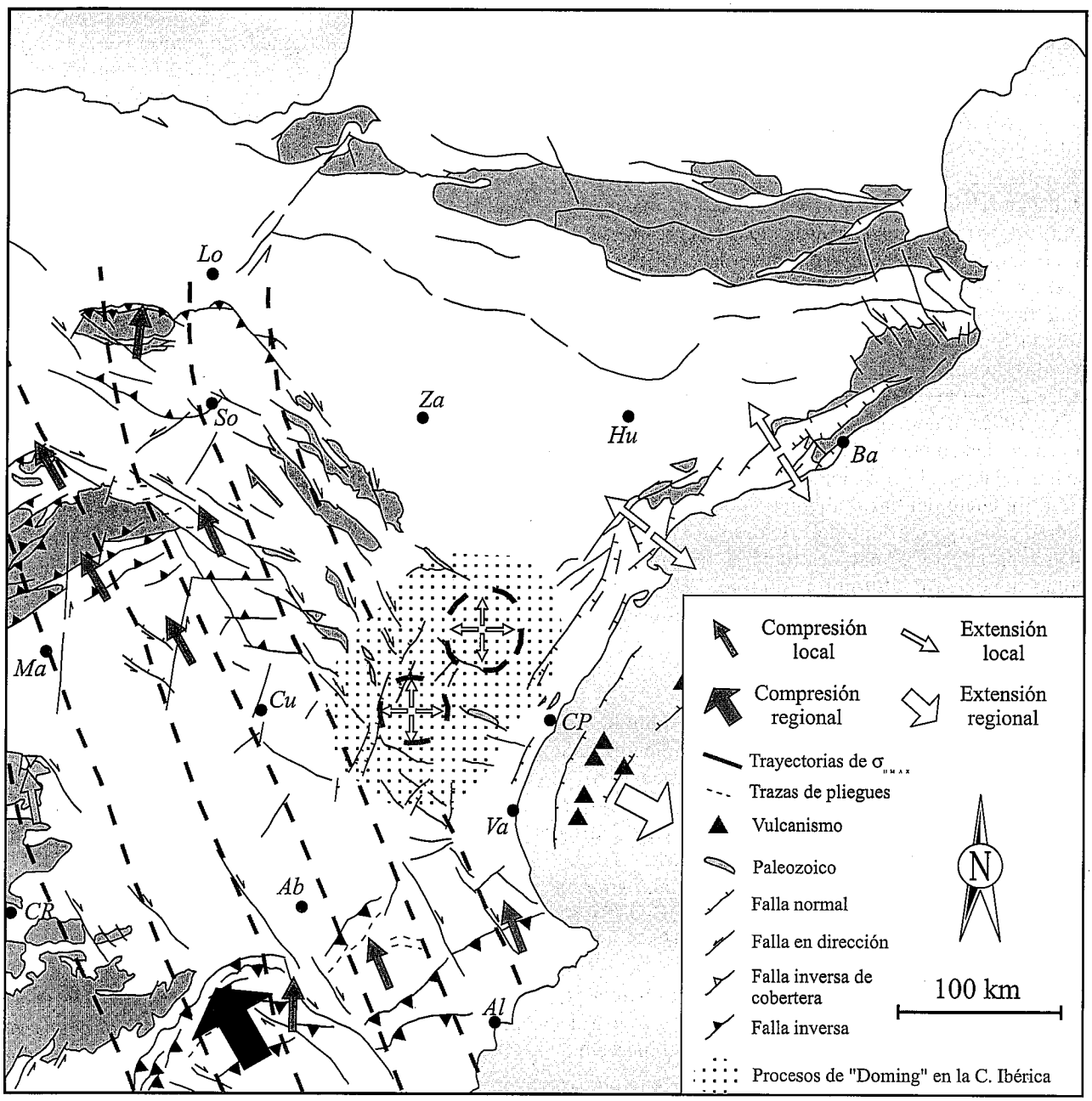

Figura 4: Modelo cinemático y dinámico propuesto para las deformaciones originadas durante la actuación del campo de paleoesfuerzos "Guadarrama" en el centro peninsular durante el Mioceno medio-superior (ver texto para la explicación). Los datos de paleoesfuerzos y de la cinemática del NE y del SE peninsular corresponden a los autores citados en el texto.

tentrional de desarrollo de dichas estructuras laterales en la Cuenca de Loranca y en la Sierra de Altomira. Esta limitación espacial del modelo de Guimerá y Álvaro (1990) está avalada por los siguientes datos (Muñoz Martín, 1997):

1 - La desaparición de estructuras frontales de deformación con sentidos de emplazamiento hacia el SE al N de la *zona de falla de Tarancón*.

2 - La ausencia, al N de esta zona de falla en el basamento, de paleoesfuerzos compatibles con el campo de esfuerzos NE-SO Eoceno? - Oligoceno.

3 - La disminución progresiva del acortamiento asociado a las estructuras con sentido de emplazamiento hacia el SE, desde las zonas frontales hacia el N.

Origen del campo de paleoesfuerzos "Altomira" (Oligoceno superior - Mioceno inferior)

A partir del análisis de paleoesfuerzos en los distintos materiales mesozoicos y terciarios próximos a la Sierra de Altomira (Muñoz Martín y De Vicente, 1996; Muñoz Martín, 1997), se deduce la actuación de un campo de paleoesfuerzos con σ_{HMAX} N100E, posterior al *Ibérico*, que es el responsable de la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos de esta sierra. Este campo, denominado *Altomira*, presenta una edad de actuación Oligoceno superior - Mioceno inferior, y su localización, tanto espacial como temporal, es intermedia entre las compresiones transmitidas desde los márgenes N (Pirineos) y S (Béticas). Los esfuerzos

compresivos del campo *Altomira* (N100E) también presentan una orientación intermedia entre los esfuerzos transmitidos desde los bordes de la placa Ibérica: Pirineos (NNE-SSO) y Béticas (NO-SE).

Aunque se han deducido estados de paleoesfuerzos que indican compresión E-O en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988; Rodríguez Pascua *et al.*, 1994), cuando aparecen son minoritarios y no presentan asociadas macroestructuras importantes. Por el contrario, no se han detectado esfuerzos equivalentes ni al S (zona de Campos de Calatrava, Vegas y Rincón, 1995) ni al O (Montes de Toledo, Martín y De Vicente, 1995). Por lo que se refiere a las compresiones E-O detectadas en la Cordillera Ibérica (Simón, 1984) y en el prebético de Alicante (De Ruig, 1992), o no tienen un reflejo macroestructural, o no coinciden con la edad asignada al campo *Altomira*, o se han relacionado con movimientos de fallas en dirección. En cualquier caso, ninguno de los estados de esfuerzo con σ_{HMAX} orientado E-O descritos hacia el E o el NE ha generado macroestructuras tan importantes como la Sierra de Altomira (cinturón de pliegues y cabalgamientos de más de 100 Km de longitud).

Discusión de los modelos previos

Existen diferentes interpretaciones sobre la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos N-S de la Sierra de Altomira, entre las que destacan: a) el modelo de Guimerá y Álvaro (1990), que la interpreta como la rampa oblicua de la Cordillera Ibérica desarrollada en la cobertera; y b) la superposición de las compresiones NE-SO (*Ibérica*) y NO-SE (*Guadarrama*) hasta generar una compresión intermedia E-O (*"fase Altomira"*) propuesto por Calvo *et al.*(1991) y por Muñoz Martín *et al.* (1994).

Aunque ambos modelos aportan ideas parciales, válidas para explicar algunos rasgos de la Sierra de Altomira, consideramos que ambos resultan incompletos en su totalidad:

a) El modelo propuesto por Guimerá y Álvaro (1990) plantea tres problemas principales:

1- No explica la presencia de dos campos de esfuerzos con direcciones de σ_{HMAX} oblicuas y con relaciones cronológicas muy claras en el sector meridional de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira. El primero en actuar (*Ibérico*) presenta una orientación media de σ_{HMAX} NE-SO, y causa los pliegues y cabalgamientos frontales NE-SO a NNE-SSO desarrollados en la mitad meridional de la zona de estudio (al S de la *zona de falla de Tarancón*). Posteriormente actúa otro campo de esfuerzos con σ_{HMAX} orientado N100E, que no tiene un importante reflejo macroestructural en la Cordillera Ibérica, pero que es el responsable de la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos N-S de la Sierra de Altomira.

2 - Resulta difícil explicar la presencia de cabalgamientos con sentido de emplazamiento contrario al supuesto empuje primario de origen pirenaico, que llegan a alcanzar un sentido de emplazamiento hacia los N290E en el extremo N de la Sierra de Altomira. Estos cabalgamientos son muy difíciles de explicar en un modelo de expulsión lateral con una única compresión N10E, ya que se opondrían al movimiento inicial que los origina, sobre todo teniendo en cuenta la ausencia de obstáculos hacia la Cuenca de Madrid que pudieran causar *problemas de espacio*. En este sentido, ha resultado imposible obtener en las modelizaciones de elementos finitos orientaciones de esfuerzos E-O, similares a los obtenidos desde el análisis mesoestructural, a partir de compresiones N-S a NE-SO aplicadas desde los bordes N y E de la Sierra de Altomira (Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín *et al.*, en prensa).

3 - Los rangos de acortamiento calculados a partir de cortes equilibrados transversales a las macroestructuras (Muñoz Martín, 1997), unidos a la cinemática de estas macroestructuras, indican que el sector central de la Sierra de Altomira (con mayor grado de acortamiento), se encuentra situado al N de la *zona de falla de Tarancón*. Si la Sierra de Altomira fuera una rampa oblicua de las deformaciones Ibéricas, la cantidad de acortamiento en este cinturón debería disminuir desde las partes frontales, situadas al S y SE, hacia su extremo septentrional.

Todos estos datos sugieren que el modelo de Guimerá y Alvaro (1990) puede ser válido para explicar las deformaciones que se producen durante el Oligoceno en el borde de la Cordillera Ibérica y en la mitad meridional de la Sierra de Altomira (al S de la *zona de falla de Tarancón*), asociados al campo de paleoesfuerzos *Ibérico-Pirenaico*. Las estructuras frontales compresivas sufrirían así una rotación gradual en sus orientaciones, desde NE-SO en las zonas meridionales y orientales, hasta N170E en los pliegues y cabalgamientos próximos a la *zona de falla de Tarancón*. Desde el punto de vista de la cinemática, estas estructuras serían más modernas hacia el NO, tal y como indican los datos paleogeográficos y de paleocorrientes de los sistemas de abanicos aluviales (Díaz Molina y Tortosa, 1996).

B) Por lo que se refiere al modelo propuesto por Muñoz Martín *et al.* (1994), el principal problema que presenta es que estos autores suponen que las compresiones NO-SE y E-O son contemporáneas. Sin embargo, al aumentar las observaciones meso y macroestructurales hacia el S, se ha comprobado que los esfuerzos E-O son claramente posteriores a los NE-SO al S de la zona de falla de Tarancón. No obstante, la hipótesis de superposición de los dos sistemas de esfuerzos, ya propuesta por Calvo *et al.* (1991) explica de un modo satisfactorio los datos meso y macroestructurales, así como la cinemática de las macroestructuras en el sector septentrional de la Sierra de Altomira, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior.

Modelo tectogenético propuesto para el campo de paleoesfuerzos "Altomira"

El modelo tectogenético que se propone en este trabajo (Fig. 3) consiste en interpretar el campo de

paleoesfuerzos *Altomira* como un campo de carácter local, originado por la superposición espacial y temporal de los dos campos de paleoesfuerzos mayores asociados a las dos cadenas alpinas desarrolladas en los márgenes N y S de la Península Ibérica: Pirineos y Béticas. Este campo de esfuerzos tuvo un desarrollo principal posterior al campo *Ibérico-Pirenaico*, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, y su distribución geográfica debió estar limitada al borde oriental de la Cuenca del Tajo.

De este modo, interpretamos la Sierra de Altomira como el producto de un escape lateral hacia el O de la cobertera mesozoico-paleógena a favor de las facies plásticas del *Keuper*. Este escape tectónico es la consecuencia de la superposición de los dos campos de esfuerzos mayores, y de la geometría en cuña de la propia cobertera. La localización espacial de la Sierra de Altomira está fuertemente influenciada por la presencia de escalones con el basamento, que controlan el espesor (y probablemente las facies) del nivel de despegue basal (Perucha *et al.*, 1995; Muñoz Martín, 1997).

El *solapamiento espacial* tiene lugar en la zona de antepaís común entre ambas cadenas (Pirineos y Béticas), que no se encuentra bajo la influencia de otros procesos de primer orden, como es el *rifting* del Golfo de Valencia (Banda y Santanach, 1992; Vegas, 1992). Esta localización espacial está favorecida por varios factores, entre los que destacan:

1 - La presencia de una cuña sedimentaria mesozoica indeformada y homogénea que adelgaza hacia el O, con unos niveles de materiales plásticos de baja resistencia (arcillas, yesos y sales de las facies *Keuper* del Triásico superior), favorables al desarrollo de un nivel de despegue general donde enraízan los cabalgamientos de la cobertera.

2 - La geometría relativamente plana del basamento de la Cuenca de Madrid y de la mitad septentrional de la Cuenca de Loranca, a excepción de algunas fallas normales (*falla de Sacedón*), que deben haber controlado la nucleación y extensión lateral de las estructuras compresivas que afectan a la cobertera (Querol, 1989; Muñoz Martín, 1997). Esta influencia de las estructuras del basamento en la localización del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira explica su trazado extremadamente rectilíneo en su mitad septentrional. Tanto esta hipótesis, como la influencia del comportamiento mecánico del nivel de despegue en la nucleación de las deformaciones, han sido comprobadas mediante modelos de elementos finitos (Muñoz Martín, 1997).

Por lo que se refiere al *solapamiento temporal*, el desarrollo de la Sierra de Altomira se sitúa justo entre los episodios de formación de la Cordillera Ibérica (Oligoceno) y del Sistema Central (Mioceno medio-superior). Además, las estructuras asociadas a estas dos cadenas intraplaca se encuentran, cada una, en un extremo de la Sierra de Altomira. Así, las estructuras de transición entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira se generan en el S de la zona de estudio durante el Oligoceno superior. Por el contrario, la transición de las estructuras N-S de la Sierra de Altomira con las estructuras de dirección ENE-OSO (*Guadarrama*), se sitúan en el extremo norte, donde la actividad tectónica es más moderna (Mioceno medio-actualidad). En este sentido, los resultados de los modelos de elementos finitos sobre el campo de paleoesfuerzos *Altomira*, indican que la magnitud de la compresión *Ibérico-Pirenaica* comenzaba a disminuir durante la actuación de este campo en la parte septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Muñoz Martín, 1997; Muñoz Martín *et al.*, en prensa).

A pesar de que el campo de esfuerzos *Altomira* presenta una distribución espacio-temporal bastante bien definida, dado el origen del mismo y los datos paleogeográficos, no es descartable el posible solapamiento parcial espacial y temporal durante el tránsito con los campos de esfuerzos anterior y posterior. En este sentido cabe destacar que algunos problemas de correlación entre los trabajos sobre los sedimentos terciarios desarrollados en la Cuenca de Loranca y parte NE de la Cuenca de Madrid, pueden estar relacionados, en nuestra opinión, a la variación de la edad y de las características de la deformación en los diferentes márgenes de la Cuenca de Loranca. Esta variación en la deformación está relacionada con la presencia de los tres campos de paleoesfuerzos, y con las propias variaciones cinemáticas en cada uno de los campos. Este carácter heterogéneo de los esfuerzos y la deformación ha llevado a algunos autores (por ejemplo, Gómez *et al.*, 1996) a proponer para la Cuenca de Loranca una evolución que no se corresponde con los modelos clásicos de *piggy-back* o *backward*, tal y como se deduciría de la aplicación del modelo de Guimerá y Alvaro (1990) durante todo el Terciario.

Origen de los campos de esfuerzos "Guadarrama" y "Reciente" (Mioceno Medio - Actualidad)

A partir del Mioceno inferior, la evolución de los esfuerzos en el borde oriental de la Cuenca del Tajo se caracteriza por dos aspectos fundamentales:

1) La instalación generalizada de un campo de esfuerzos compresivo con σ_{HMAX} orientado NO-SE (*Guadarrama*, De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990), que reactiva numerosas discontinuidades previas generadas durante los campos de esfuerzos anteriores, y genera nuevas macroestructuras en el extremo septentrional de la Sierra de Altomira y en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que actúa como una zona transpresiva dextrosa con el desarrollo de numerosas estructuras en flor positiva (Rodríguez Pascua *et al.*, 1994; Bond, 1996; De Vicente *et al.*, 1996).

2) La coexistencia, al menos durante el Plioceno-Cuaternario, de este campo de paleoesfuerzos compresivo con un campo de esfuerzos extensivo (denominado *Reciente*) con una extensión general hacia el SE (paralela a la dirección de σ_{HMAX} del campo *Guadarrama*).

Dado que estos dos campos de esfuerzos son activos desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996; Muñoz Martín, 1997), cabe mencionar su relación directa con los datos de esfuerzos actuales en Europa Occidental (Müller *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993).

Origen del campo de paleoesfuerzos "Guadarrama"

Los estados de paleoesfuerzos en esta etapa presentan una dirección de σ_{HMAX} NO-SE y un régimen general de tipo desgarre. Estos paleoesfuerzos se correlacionan e integran bien en la denominada *fase Guadarrama* (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990), y a su posterior redefinición espacial y temporal como campo de esfuerzos *Guadarrama* (De Vicente *et al.*, 1996). Numerosos trabajos relacionan el levantamiento del Sistema Central con la reactivación de antiguas fallas *tardihercínicas* como fallas inversas y desgarres (Capote *et al.*, 1990; Vegas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1996) durante el Mioceno medio-superior (Calvo *et al.*, 1990; Sell *et al.*, 1995). El origen del levantamiento del Sistema Central parece claramente relacionado con la transmisión de los esfuerzos desde el borde SE de la placa Ibérica hacia el centro peninsular desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Galindo *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996).

De este modo, el origen del campo de esfuerzos NO-SE, activo en el borde oriental desde el Mioceno medio hasta la actualidad, estaría en el SE de la Península Ibérica (Cordilleras Béticas), desde donde se produce la transmisión de los esfuerzos hacia el interior peninsular a lo largo del Neógeno y el Cuaternario. La transmisión de los esfuerzos a lo largo de la placa Ibérica queda reflejada en los estados de esfuerzos recientes y actuales deducidos, incluso, en áreas de baja deformación como es la Llanura Manchega (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996). Por otra parte, recientes estudios sobre la fracturación en áreas volcánicas del interior de la placa Ibérica indican que, tanto la posición como el ascenso de materiales volcánicos en las zonas de Olot (Vegas, 1994) y Campos de Calatrava (Vegas y Rincón, 1995), parecen estar controladas por fallas direccionales y normales NO-SE, dentro de un régimen de esfuerzos de tipo desgarre con σ_{HMAX} orientado NO-SE (Fig.4). También se han descrito abundantes fallas normales NO-SE en la Cuenca del Ebro de edad post-Mioceno medio (Arlegui *et al.*, 1994).

Los datos de esfuerzos actuales obtenidos en el interior peninsular (De Vicente *et al.*, 1996; Giner, 1996; Herráiz *et al.*, 1996), en las Béticas (Galindo *et al.*, 1993), en Portugal (Ribeiro *et al.*, 1996), y en el sur de Francia (Grellet *et al.*, 1993), indican claramente que el campo de esfuerzos actual, en la mayor parte de la Península Ibérica, tiene una orientación NO-SE, coincidente con la orientación del campo de esfuerzos *Guadarrama*, y subparalelo al vector de movimiento entre Iberia y África desde el Mioceno superior: N140E (Dewey *et al.*, 1989; Albarello *et al.*, 1995).

De este modo, la cadena intraplaca más importante desarrollada durante este periodo en el interior peninsular es el Sistema Central, mientras que la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica presenta, casi en su totalidad, macroestructuras relacionadas con este proceso. El modelo resultante implica un doble proceso de actividad transpresiva dextrosa para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en relación a la estructuración de las dos cadenas alpinas situadas en los márgenes de la placa Ibérica (Pirineos y Béticas).

Los esfuerzos recientes extensivos (Mioceno Superior - Actualidad)

A partir del Mioceno superior se produce un cambio en la cinemática del Mediterráneo Occidental (Dewey *et al.*, 1989) que se refleja en el relleno de todas las cuencas intraplaca (Calvo *et al.*, 1993) y en un cambio generalizado de régimen tectónico (Moissenet, 1989; Simón, 1990). Sin embargo, y a pesar de este cambio, las direcciones de acortamiento en el centro-este de la Península Ibérica no parecen variar desde el Mioceno medio, y se mantienen NO-SE (De Vicente *et al.*, 1996).

En la parte más oriental de la Península Ibérica el campo de esfuerzos compresivo NO-SE aparece más difuso, debido a los procesos de *rifting* asociados con la apertura del Golfo de Valencia, que comienzan en el Mioceno inferior, y que migran con el tiempo hacia zonas más internas de la Península Ibérica (Simón, 1984; De Vicente, 1988; Banda y Santanach, 1992; Vegas, 1992). De este modo, los esfuerzos de tipo extensión *radial* presentes en el Mioceno - Cuaternario en la Cordillera Ibérica, han sido relacionados con el avance de la apertura del Golfo de Valencia hacia el interior peninsular (Simón, 1984; De Vicente, 1988). El carácter radial de la extensión ha sido atribuido al proceso de *doming* ligado a la apertura del *rift* en el E peninsular, así como a la presencia de estructuras previas y a la relajación que experimenta σ_3 al formarse fracturas tensionales perpendiculares (Simón, 1990). De un modo sincrónico con el proceso de extensión, se produce un levantamiento de todo el margen oriental de la Península Ibérica, que va acompañado con un encajamiento generalizado de la red fluvial. Este levantamiento ha sido recientemente modelizado e interpretado por Janssen *et al.* (1993) como el rebote elástico originado en los flancos del Rift del Golfo de Valencia.

La aparición de procesos extensivos en el borde oriental de la Cuenca del Tajo se produce a partir del Mioceno superior. Además, en esta zona la extensión radial presente en la Cordillera Ibérica es sustituida por un campo de esfuerzos con una orientación de σ_3 hacia el SE (Fig. 4). Esta extensión, que coexiste con la compresión en régimen de desgarre orientada de un modo paralelo (NO-SE) del campo *Guadarrama*, ha sido interpretada por algunos autores en relación a otros procesos diferentes del *rifting* del Golfo de Valencia. Así, se sugiere que los esfuerzos extensivos NO-SE pueden estar relacionados con la extensión que se produce en la parte externa superficial de una serie de pliegues o flexiones corticales transversales a la compresión NO-SE, unido al efecto de rebote isostático que sigue al engrosamiento cortical producido durante el levantamiento del Sistema Central (Van Wees *et al.*, 1995; De

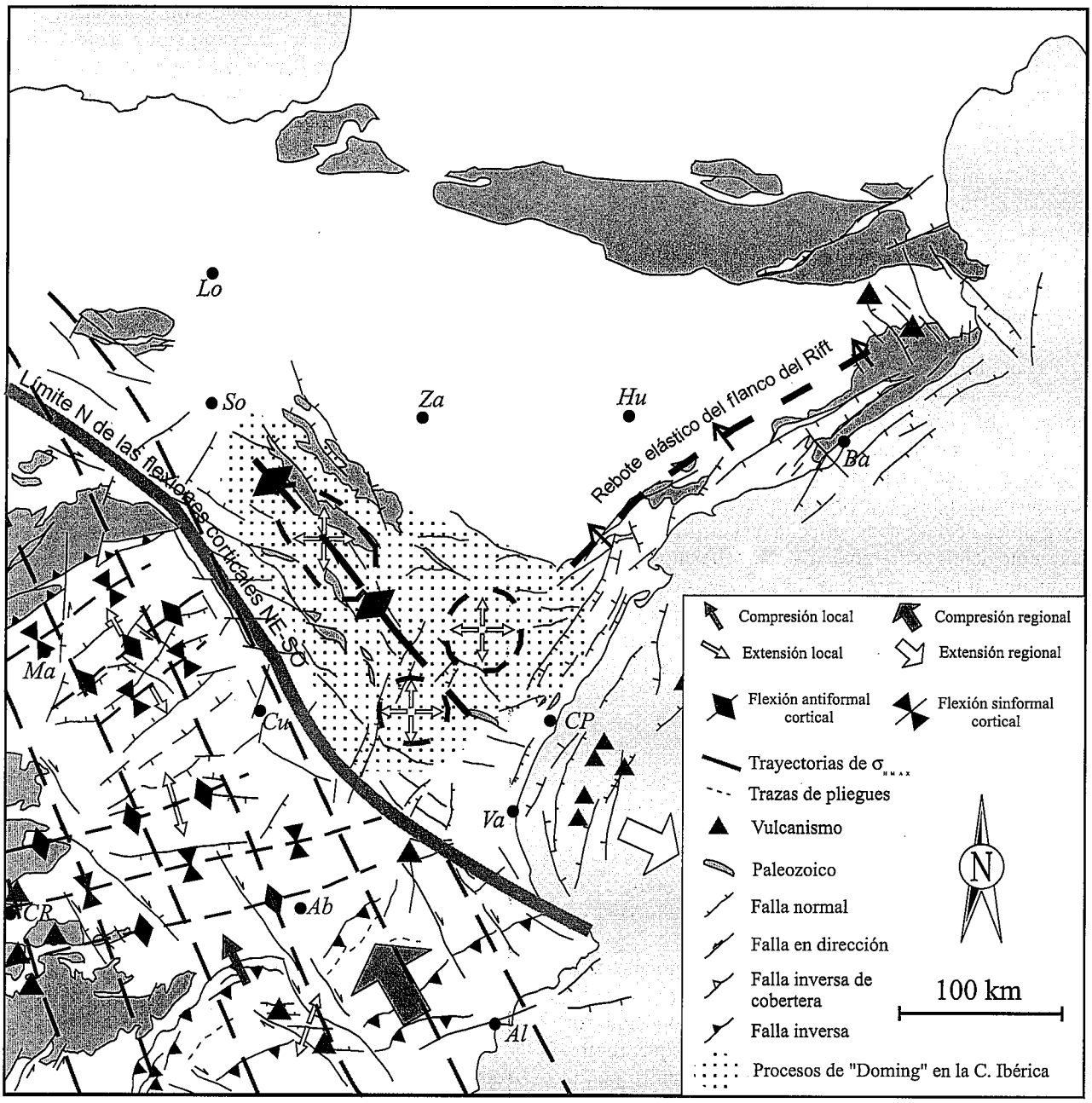

Figura 5: Modelo cinemático y dinámico propuesto para los esfuerzos y deformaciones activas durante el Plioceno - Cuaternario en el centro peninsular (ver texto para la explicación). Los datos de paleoesfuerzos y de la cinemática del NE y del SE peninsular corresponden a los autores citados en el texto.

Vicente *et al.*, 1996; Giner, 1996). Estas flexiones corticales se distribuyen a lo largo de toda la península, siendo su amplitud y longitud de onda función de los esfuerzos y de las características elásticas de la corteza (*effective elastic thickness* -EET- Van Wees, 1994, Van Wees *et al.*, 1995). La presencia de inhomogeneidades corticales previas, como es el caso de la falla del borde S del Sistema Central, debe producir un efecto muy importante, tanto en la nucleación de la deformación como en la amplificación de las flexiones corticales.

Modelo sobre el campo de esfuerzos "Reciente"

En el centro de la Península Ibérica, las características de los esfuerzos del campo *Reciente* generalmente deducidos a partir de fallas muy próximas a la superficie topográfica sugieren una relación más próxima con el proceso de convergencia placa Ibérica - África que con la extensión radial asociada al proceso de *rifting* del Golfo de Valencia. Los datos que parecen apoyar esta relación son los siguientes:

1) Las principales macroestructuras extensivas que aparecen en la Cuenca de Madrid y en la Llanura Manchega se sitúan, fundamentalmente, en bandas coincidentes con los afloramientos del Mioceno superior, que se corresponden con suaves antiformas de dirección NE-SO (sistema de fosas del Tajo y del Tajuña; Giner, 1996; De Vicente *et al.*, 1996, flexiones positiva de la Sierra de Altomira y negativa de la Llanura Manchega, Rincón y Vegas, 1996).

2) La coaxialidad de los ejes principales de esfuerzo entre los estados compresivos y extensivos, y sus relaciones cronológicas relativas (sincrónicas y/o alternantes).

3) Desde un punto de vista fisiográfico, los relieves positivos y negativos presentan una orientación NE-SO, con familias de fallas normales paralelas, y sistemas de fracturas transversales NO-SE y, en menor medida, N-S.

4) La aparición de perturbaciones en las trayectorias de σ_{HMIN} parece estar relacionada con la presencia de estructuras previas, tal y como sucede en el sector septentrional de la Sierra de Altomira (con fallas en el basamento y en la cobertera de dirección N10-N20E), o hacia el S, donde pasan a ser N-S en las proximidades del *accidente del Záncara*, de dirección E-O.

El modelo que se propone para el periodo Plioceno - actualidad (Fig. 5) consiste en una continuidad del campo de esfuerzos regional con σ_{HMAX} NO-SE en régimen de desgarre, pero con una disminución en la magnitud de los esfuerzos (σ_1- σ_3). Asociado a esta disminución en la magnitud de los esfuerzos efectivos, se produciría un cambio en los mecanismos de acomodación de la deformación en el interior peninsular:

* Dejarían de ser activas las grandes fallas inversas NE-SO del Sistema Central y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, tal y como revelan los datos de relleno de la Cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1990), y algunos frentes de cabalgamiento del prebético.

* Los esfuerzos se relajarían mediante la acomodación de dos tipos de estructuras principales:

1 - El desarrollo de pliegues litosféricos transversales a la dirección de σ_{HMAX} (Van Wees *et al.*, 1995; De Vicente *et al.*, 1996; Rincón y Vegas, 1996; Vegas *et al.*, 1998).

2 - La actividad de las fallas direccionales NE-SO dextrosas, y N-S sinestrosas, que actuarían con una mayor componente normal que para el periodo anterior.

Ambos tipos de estructuras son los que conforman mayoritariamente la fisiografía del centro peninsular al E de la Cordillera Ibérica, tal y como ya han puesto de manifiesto diversos autores (Giner, 1996; Rincón y Vegas, 1996, Muñoz Martín, 1997). Los datos que indican esta disminución en la actividad compresiva en el centro peninsular son: la brusca disminución de la sedimentación ligada al Sistema Central y la Cordillera Ibérica, la reorganización que sufre la Cuenca del Tajo, que pasa a ser de tipo exorreica, y la aparición de vulcanismo en la Llanura Manchega.

Lo más probable es que las flexiones corticales también se desarrollaran durante el Mioceno medio-superior, aunque, dada la magnitud de las deformaciones ligadas a los cabalgamientos y fallas de transferencia del Sistema Central y la Cordillera Ibérica, éstas se vieran enmascaradas.

Otro efecto que conviene tener en cuenta, a la hora de valorar el cambio en la actividad tectónica en el Mioceno superior, consiste en el rebote isostático consiguiente al engrosamiento cortical producido durante la estructuración del Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988). Este efecto se ve claramente reflejado en el fuerte grado de incisión que presenta la red fluvial de la Cuenca del Tajo, que coexiste con el efecto añadido causado por las flexiones corticales NO-SE.

Teniendo en cuenta todas estas consideraciones, interpretamos al campo de esfuerzos *Reciente,* presente al oeste de la Cordillera Ibérica, como el resultado de la descomposición en superficie del campo de esfuerzos regional compresivo *Bético-Guadarrama*, en relación a las flexiones corticales NE-SO generadas por el campo primario (Fig. 5)

Conclusiones

El conjunto de las cadenas intraplaca del centro-este peninsular se pueden interpretar como el resultado de la actuación de dos *"fases"* o etapas de orden mayor: Pirenaica y Bética.

a) Estructuración Pirenaica: Durante el Eoceno-Oligoceno se desarrollarían, relacionadas con la transmisión, desde el borde N de la placa Ibérica hacia el antepaís pirenaico, los siguientes cinturones de deformación: Cadenas Costero-Catalanas, Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y el sector meridional de la Sierra de Altomira; en menor medida, la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central.

Durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior se desarrolla un campo de esfuerzos local E-O en la zona de antepaís común de los Pirineos y las Béticas, responsable de la estructuración principal de los sectores central y septentrional en la Sierra de Altomira. Este cinturón de pliegues y cabalgamientos se interpreta, pues, como un escape lateral de la cobertera hacia el antepaís indeformado situado en el O (Cuenca de Madrid). En este periodo comienza también el desarrollo de la actividad extensiva en el borde oriental de la península en relación a la apertura del Golfo de Valencia.

b) Estructuración Bética: Durante el Mioceno medio-actualidad se desarrolla todo un conjunto de deformaciones intraplaca en el antepaís Bético, asociado a la transmisión de los esfuerzos desde el SE de la placa Ibérica hacia el NO. Entre estas deformaciones, destacan: el Sistema Central y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Este proceso general aparece complicado con dos tipos diferentes de extensiones: al este en relación a los procesos de *rifting* del Golfo de Valencia, y al oeste de la Cordillera Ibérica, a partir del Mioceno superior, en relación a una serie de suaves flexiones corticales NE-SO de primer orden, transversales a la orientación de σ_{HMAX} del campo de esfuerzos primario NO-SE.

Este trabajo es una síntesis de parte de las conclusiones de la Tesis Doctoral del primer autor, y ha sido financiado por el proyecto PB94-0397 de la DGICYT, dirigido por el Dr. J.F. Bergamín, quien desgraciadamente falleció durante la realización del mismo. Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria del que fue un excelente compañero y amigo.

Bibliografía

Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. y Tamburelli, C. (1995): Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, 243: 25-36.

Alía, M. (1960): Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. Com. IGME*, 58: 125-163.

Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1990): Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 46: 415-432.

Álvaro, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.

Álvaro, M. y Capote, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas en un sinclinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris, 14: 174-177.

Arlegui, L.E., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1994): Un sistema regional de fracturas NO-SE en el centro de la Cuenca del Ebro. *II Congreso del grupo Espa ol del Terciario, Jaca.* Comunicaciones: 39-43.

Banda, E. y Santanach, P. (1992): The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208: 183-202.

Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, (P. Friend y C. Dabrio, Eds.) Cambridge Univ. Press: 203-213.

Buforn, E., Udías, A. y Colombas, M.A. (1988): Seismicity, source mechanism and tectonics of the Azores-Gibraltar plate-boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.

Calvo, J.P., Hoyos, M., Morales, R. y Ordóñez, S. (1990): Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. *Paleont. Evol.*, mem. esp. n° 2: Iberian Neogene basins: 62-95.

Calvo, J.P., De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso del Grupo Español del Terciario,* Vic, comunicaciones: 55-58.

Calvo, J.P., Damms, R., Morales, J., López Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz Molina, M., Elizaga, E., Hoios, M., Martín, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Perez García, A., Pérez González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Sànish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 : 29-40.

Canérot (1981): Le couloir de décrochement ibéro-catalan (Espagne): recherche díun mécanisme tectonique. *Arch. Sc. Genève*, 34 (3): 417-422.

Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II, IGME, Madrid: 109-120.

Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.

De Ruig, M. J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain).* PH. Thesis, Vrije Universiteit (Amsterdam): 207 pp.

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., González Casado, J.M., Muñoz Martín, A., Giner, J. Rodríguez Pascua, M.A. (1996): Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press: 255-259.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich y R.G. Park, *Eds.),* Geol. Soc. Spe. Publ., 45: 265-283.

Díaz Molina, M. y Bustillo, M.A. (1985): *IAS 6th European meeting*. Excursion Guidebook. (E-N °4). Inst. Est. Ilerd.: 149-171.

Díaz Molina, M., Bustillo, M.A. y Arribas, J. (1989): The Tórtola and Villalaba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene - Early Miocene, Loranca Basin, Central Spain. *4th Int. Conf. on Fluvial Sedimentology*, Fieldtrip Excursion Guidebook, 74 pp.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A (1996): Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 292-299.

Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.

Giner, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid: 250 pp.

Gómez, J.J., Díaz Molina, M. y Lendínez, A. (1996): Tectono-sedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain): a *"non-sequenced"* foreland basin. En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 285-294.

Grellet, B., Combes, P., Granier, T. y Philip, H. (1993): Sismotectonique de la France Metropolitaine. *Mem. Soc. Geol.Francia*, 164 (1): 74 pp.

Guimerá, J. (1984): Palaeogene evolution of the deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121 (5): 413-420.

Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de lienllaç entre la serralada iberica i la serralada costanera catalana.* Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona: 600 pp.

Guimerá, J. y Alvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compresion alpine dans la Chaîne Iberique et la chaîne Cotiere catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. de France*, 2: 339-348.

Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R. y Sánchez-Cabañero, J.G. (1996): Seismotectonics of the Sierra Albarrana area (Southern Spain). Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 425-442.

Janssen, M.E., Torné, M., Cloetingh, S. y Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Interferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 119: 585-597.

Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 37: 233-243.

Martín, S. y De Vicente, G. (1995): Paleoesfuerzos alpinos en el borde suroccidental de la Cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, 18: 11-14.

Moissenet, E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Geol. France*, 8 (5): 919-926.

Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S.

Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97: 11.783-11.803.

Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad.* Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid: 500 pp.

Muñoz Martín, A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19: 203-214.

Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1996): Campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la Cuenca del Tajo (España Central). *Geogaceta*, 20 (4): 913-916.

Muñoz Martín, A., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1996): Modelos de elementos finitos sobre los campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la Cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, 20 (4): 838-841.

Muñoz Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G. y Andeweg, B. (En prensa): Finite element modelling of tertiary paleostress fields in the eastern border of the Tajo Basin (central Spain). *Tectonophysics*, 19 pp (aceptado, en revisión).

Perucha, M.A., Muñoz Martín, A., Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995): Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18: 15-18.

Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo.* E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.

Racero, A. (1989): Exploración petrolífera de la Cuenca del Tajo. Contribución a su conocimiento. *VII Cong. Int. de Minería y Metalurgia (Oviedo)*, t. II: 62-81.

Ribeiro, A., Cabral, J., Batista, R. y Matias, L. (1996): Tectonic stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2): 641-659.

Richter, G. y Teichmüller, R. (1933): Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys*, III, 7: 118 p. (Beitr. Geol. West Medit., 9-11).

Rincón, P.J. y Vegas, R. (1996): Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, 20 (4): 929-931.

Rodríguez Aranda, J.P. (1995): *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid.: 474 pp.

Rodríguez Aranda, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J.L. y Cañaveras, J.C. (1995): Estructuras tectónicas en el basamento de la Cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria neógena. *Geogaceta*, 18: 19- 22.

Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19: 163-174.

Sánchez Soria, P. (1973): *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense. 297 pp.

Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C. y González Casado, J.M. (1995): Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza- La Cabrera (Sierra del Guadarrama, SCE): Potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18: 23-26.

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. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, J., Lévesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.

Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Herynian crust in central Spain. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51: 226-234.

Torres, T., Zapata, J.L.(1986): Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 437-442.

Van Wees, J.D. (1994): *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics.* Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam: 164 pp.

Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995): The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: contraints from 2D finite element and 3D flexure models. En: *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling* (P.G. Buchanan y D.A. Nieuwland, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 99: 297-320.

Vegas, R. (1992): The Valencia through and the origin of the western Mediterraneans basins. *Tectonophysics*, 203: 249-261.

Vegas, R. (1994): A tectonic model for the volcanic province od Olot (NE Spain). *Geogaceta*, 15: 121-123.

Vegas, R., Vazquez, J.T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickenning for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.

Vegas, R. y Rincón, P. (1995): Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central). *Geogaceta*, 19: 31-35.

Vegas, R., Cloetingh, S., De Vicente, G., Giner, J., Andeweg, B., Rincón, P.J. y Mu oz Martín, A. (1998): Acomodación de la deformación intraplaca y la sismicidad resultante en la Península Ibérica: flexuras de la corteza y corredores de falla. *IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Almería.* Resúmenes : 157.

Viallard, P. (1979): La Chaîne ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289: 65-68.

Viallard, P. (1983): Le décollement de la couverture dans la Chaîne ibérique méridionale: effect de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 25, 3: 379-383.

Viallard, P. (1989): Decollement de coverture et decollement medio-crustal dans una chaine intraplaque: variations verticales du style tectonique des Iberides (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 913-918.

Manuscrito recibido el 15 de Octubre de 1997
Aceptado el manuscrito revisado el 25 de Abril de 1998