

Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular

Alpine structure and evolution of central Spain

DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CALVO, J. P.; MUÑOZ MARTÍN, A.;
GINER, J.; RODRÍGUEZ PASCUA, M.

In this paper we propose a model of tectonic and sedimentary evolution of the Spanish Central System, Toledo Mountains, Iberian - Altomira Ranges and Madrid Basin during the Cenozoic. This model has been established from the analysis of: balanced cross sections, macro and microstructural data (analysis of brittle deformation) and the sedimentary record of Madrid Basin.

These structural units, have been evolved during the Neogene, under the stress fields transmitted from the active Iberian Plate borders, the Betic and the Pyrenees. The superposition of these two regional stress tensors produces locally the «Altomira» stress field. The evolution and superposition of these regional stress fields is a gradual and long term process.

Key words: Central Iberian Peninsula, alpine evolution, stress fields, alpine structures.

De Vicente, G.; Muñoz Martín, A.; Giner, J.; Rodríguez Pascua, M. (Dpto. Geodinámica F. C. Geológicas Univ. Complutense. Madrid 28040). González Casado, J. M. (Dpto. Q. A. Geología Univ. Autónoma. Madrid 28049). Calvo, J. P. (Dpto. Petrología F. C. Geológicas Univ. Complutense. Madrid 28040).

1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

En el centro de la Península Ibérica se localizan una serie de estructuras tectónicas que han evolucionado a lo largo del Terciario de una forma compleja. En este trabajo se estudia la evolución de la cuenca sedimentaria de Madrid y de las tres cadenas intracráticas que la limitan (Sistema Central, Montes de Toledo y Rama Castellana de la Cordillera Ibérica - Sierra de Altomira).

Estas cadenas montañosas tienen estilos tectónicos ligeramente diferentes (fig. 1). Estas estructuras son el resultado de la actuación de campos de esfuerzos recientes, que evolucionaron en varias etapas o «fases» durante el Terciario (deformaciones alpinas). La edad y la cinemática de las fallas activas en cada una de estas alineaciones montañosas es diferente. Esto es debido a que estas estructuras se formaron como respuesta a las sucesivas orientaciones de los campos de esfuerzos que se transmitieron desde los bordes de la Placa Ibérica hacia su interior, durante el proceso de acercamiento y desplazamiento lateral entre las placas Europea, Ibérica y Africana que tiene lugar durante el Terciario.

Una característica importante de este conjunto de cadenas es que pueden considerarse en parte como un doble antepaís deformado, dada su relación con las deformaciones «pirenaicas» y «béticas».

Desde un punto de vista geológico, esta región se encuentra constituida por un zócalo metamórfico-granítico hercínico; una cobertera pre-tectónica, formada por sedimentos mesozoicos que se adelgazan lateralmente desde el Este hacia el Oeste (llegando a desaparecer a la altura del meridiano de Madrid), y un conjunto de sedimentos paleógenos. Por último, aparece una cober-

tera sin y post-tectónica, formada por sedimentos neógenos y cuaternarios, procedentes en gran parte de la erosión de las unidades anteriores.

En este trabajo se establecerá un marco general de la evolución de las deformaciones alpinas en el centro peninsular. Con este objetivo, se tendrán en cuenta tres tipos de datos:

1 - Análisis Microestructural. Utilizando los resultados de numerosos trabajos de análisis poblacional de fallas (DE VICENTE, 1988; CAPOTE *et al.*, 1990; DE VICENTE y GONZÁLEZ CASADO, 1991; SÁNCHEZ SERRANO *et al.*, 1993; MUÑOZ MARTÍN, 1993; GINER, 1993; RODRÍGUEZ PASCUA, 1993, etc.) realizados en la región, que determinan la orientación y forma de los elipsoides de esfuerzo y deformación mediante los parámetros $R [(e_2 - e_3) / (e_1 - e_3)]$ y $K (e_y / e_z)$.

2 - Análisis Macroestructural. Mediante la construcción de cortes compensados y la cartografía de los accidentes mayores.

3 - Correlación entre las deformaciones deducidas y el relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid (CALVO *et al.*, 1991; DE VICENTE *et al.* (a), en prensa).

2. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS CADENAS INTERMEDIAS DEL CENTRO PENINSULAR

2.1. El Sistema Central Español (SCE)

El SCE es una cadena alargada según una directriz principal NE-SO, aunque en su extremo occidental (Sierra de Gredos) y en algunos tramos (Zona de Sepúlveda) puede presentar una dirección E-O. Alcanza una altura máxima de 2400 metros sobre los

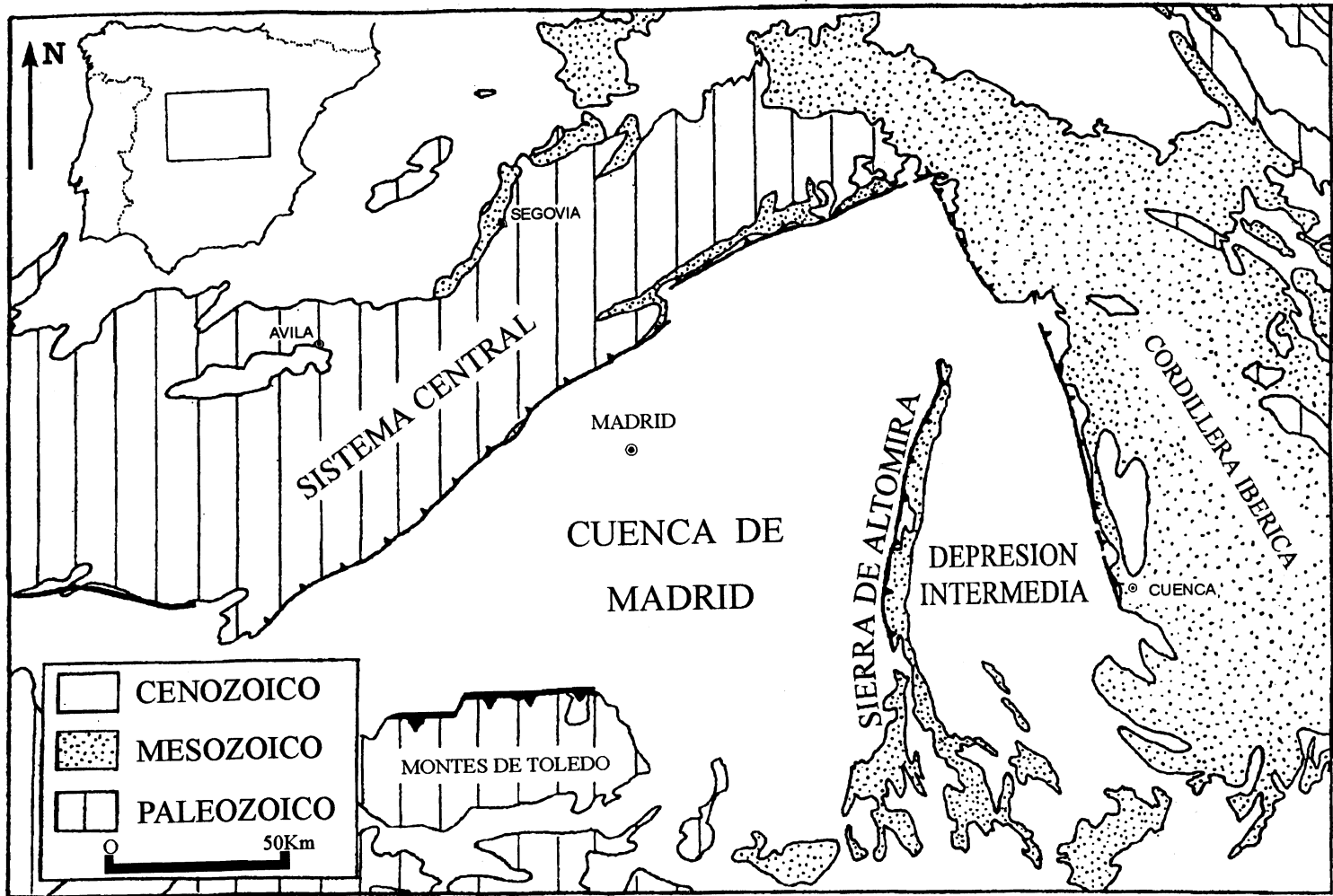


Fig. 1. Mapa geológico simplificado del interior de la Península Ibérica.

sedimentos de las cuencas terciarias situadas al Norte y al Sur del mismo (Cuencas del Duero y del Tajo). La existencia de estructuras alpinas compresivas fue puesta de manifiesto inicialmente por BIROT y SOLÉ SABARÍS (1954). RACERO (1988) mostró, mediante un perfil sísmico, la magnitud y la geometría en profundidad de la falla inversa del borde Sur del SCE. Las direcciones de estas fallas inversas y cabalgamientos son generalmente paralelas al eje largo de la cadena (N60E), llegando a superponer el basamento hercínico y la cobertera pre-tectónica sobre los materiales terciarios, sin que aparezcan despegues significativos (como los supuestos por BANKS y WARBURTON, 1991).

El acortamiento horizontal ligado a las fallas inversas se compensa lateralmente mediante fallas en dirección (fallas de transferencia), con direcciones N140E (dextrosas) y N10-20E (sinestrosas) (DE VICENTE y GONZÁLEZ CASADO, 1991).

El análisis poblacional de fallas, muestra la existencia mayoritaria de dos familias de fallas: inversas (buzamientos bajos del plano de falla y cabeceos altos de la estría de deslizamiento, $R = 0.3$ y $K = -1.07$) y los desgarres (buzamientos altos y cabeceos bajos, $R = 0.46$ y $K = 26.5$). Las fallas con cabeceos intermedios no son tan numerosas, no obstante, estas últimas (en concreto las de tipo desgarre inverso) presentan un carácter de neoformación respecto al tensor de esfuerzos deducido. Al contrario, las primeras (inversas y desgarres puros) aparecen como reactivadas. De aquí se puede deducir que, probablemente, el tensor de esfuerzos «regional» es de tipo direccional - inverso ($R = 0.6$), aunque la mayor parte de la deformación se acomoda reactivando fallas previas que corresponden a dos tensores uniaxiales

(fallas inversas y desgarres). Localmente aparecen fenómenos de extrusión, con lo que se pueden observar direcciones de transporte tectónico perpendiculares a las generales de la cadena (NO ó SE).

La mayor parte de las fallas observadas pueden explicarse con este único tensor, que presenta una dirección de máximo acortamiento horizontal muy constante según N155E; excepto en los extremos del SCE, donde varía entre N-S y N20E.

Los datos macroestructurales, sísmicos (QUEROL, 1989) y gravimétricos (BABÍN *et al.*, 1993; BERGAMÍN y TEJERO, este volumen) existentes permiten inferir que la geometría del SCE en sección transversal es de un «pop-up» de escala cortical (fig. 2) (VEGAS *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; DE VICENTE y GONZÁLEZ CASADO, 1991). En la sección mostrada en la figura 2, el acortamiento total calculado es del orden del 22%, en otras secciones donde se han realizado construcciones y cálculos semejantes, la geometría y valores de acortamiento obtenidos son similares.

Este «pop-up» presenta una doble vergencia, hacia el NO en el borde septentrional y hacia el SE en el borde meridional del Sistema Central. En detalle, en la zona meridional se observan tres «pop-up» menores, que en conjunto forman una serie de anticlinales laxos separados por sinclinales apretados. Su longitud oscila entre 5 y 10 Km. La estructura de la zona septentrional es distinta, apreciándose una serie de cabalgamientos imbricados vergentes hacia el NO y espaciados entre 8 y 2 Km. De este modo, el Macizo de Honrubia podría considerarse como un antepaís deformado relativo al SCE (s.s.).

Las características estructurales de la sección estudiada en la figura 2, sugieren la

ESTRUCTURA ALPINA DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

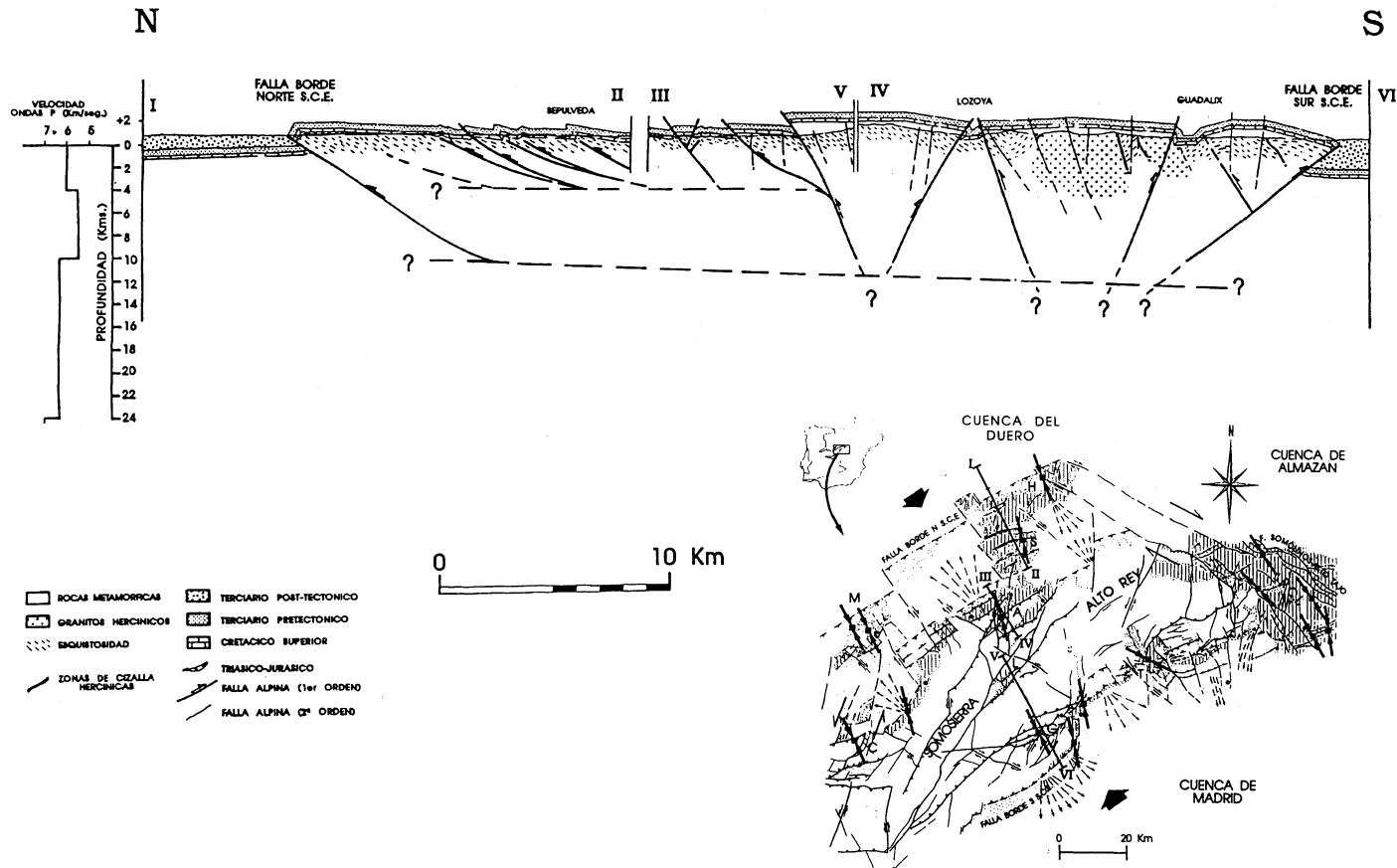


Fig. 2. A) Corte geológico del Sistema Central Español. B) Esquema estructural. Modificado de De Vicente *et al.* (b), en prensa. Las velocidades sísmicas por debajo del SCE de Surriñach, 1988.

probable existencia de dos «decolléments» a distintas profundidades. El despegue más profundo se situaría entre los 10-12 Km por debajo del nivel del mar. En este caso, otros mecanismos de compensación de la deformación en profundidad, tales como el engrosamiento de la corteza, pueden no hacer necesaria la presencia de tal despegue.

En la zona septentrional resulta necesaria la existencia de un despegue situado a 4 Km. de profundidad para explicar los cabalgamientos imbricados existentes en esa zona. En este área predominan las rocas esquistosas hercínicas, teniendo la esquistosidad casi siempre un ligero buzamiento hacia el SE, excepto en las proximidades de los cabalgamientos alpinos. Las porciones de basamento despegadas a nivel cortical se comportan como una «cobertera» por encima del «decollément» septentrional, formando pliegues de propagación de falla tanto en la cobertera mesozoica como en el basamento hercínico.

Dado el paralelismo entre las foliaciones hercínicas y los planos de despegue alpinos, así como la existencia de fallas inversas a favor de la foliación hercínica, pensamos que muchos de los planos de discontinuidad hercínicos son reactivados como planos de fallas inversas y cabalgamientos durante la deformación alpina. Esta idea concuerda con los resultados del análisis poblacional de fallas, ya que la mayor parte de los planos activos han sido reactivados.

La presencia de un mayor o menor número de planos de discontinuidad hercínicos podría ser la responsable de los estilos tectónicos diferentes entre los bordes Norte y Sur del SCE. Donde abundan los materiales graníticos, más homogéneos y con pocas discontinuidades previas, el estilo general es el de «pop-up» laxos y «pop-down» apre-

tados. Por el contrario, las zonas donde abundan esquistos y pizarras favorecen el desarrollo de sistemas de cabalgamientos imbricados (Zona de Tamajón, Sánchez Serano *et al.*, 1993; Babín *et al.*, 1993).

El SCE queda limitado hacia el este por la Cuenca de Almazán y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica que, como veremos, consta principalmente de estructuras direccionales transpresivas y transtensivas, con un sentido de movimiento general dextroso.

En el SCE hay tres grandes fallas alpinas direccionales de orden mayor. Son, de Este a Oeste, la falla de Somosierra - Jarama, la falla de Herradón - Casillas (Ubanell, 1983), que separa dos zonas de direcciones de fallas inversas distintas (al este N60E y al oeste N90E) y la falla del Jerte (o de Plasencia). El sentido de movimiento es sinestroso para estas tres fallas, al contrario que el deducido en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Debido a la presencia de cobertera en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, el movimiento de las fallas direccionales produce estructuras en flor positiva y negativa. Por el contrario, en las tres fallas descritas, la ausencia de cobertera nos permite observar la geometría de las estructuras direccionales en profundidad, que suelen presentarse como una única falla.

A lo largo de las fallas direccionales se encuentran abundantes ejemplos de fenómenos transtensivos y transpresivos, generalmente cuencas «pull apart» y bloques elevados («push-up»).

Por ejemplo, en relación con la falla del Jerte tenemos las cuencas de Coria, Hervás y Amblés, todas ellas con formas geométricas similares. En estas cuencas aparecen fallas inversas E-O y desgarres inversos N10-20E. La actividad de esta falla parece haber cón-

tinuado hasta el Cuaternario (CARRASCO *et al.*, 1991).

2.2. Los montes de Toledo (MT)

Muestran unas características estructurales muy similares a las de la parte más occidental del SCE, con un zócalo hercínico que se superpone a la cuenca terciaria mediante fallas inversas de dirección E-O que buzcan hacia el sur. Aparecen también fallas de transferencia con dirección N20E, sinestrosas y N150E dextrosas.

Los datos del análisis poblacional de fallas indican la presencia de un único tensor inverso-direccional con una dirección de máximo acortamiento horizontal según los N10E. Al igual que en el SCE, la deformación parece resolverse mediante dos elipsoides uniaxiales de fallas reactivadas (cabalgamientos y desgarres). El conjunto de la fracturación define una serie de bloques elevados y hundidos con planta trapezoidal.

2.3. La rama castellana de la Cordillera Ibérica - Sierra de Altomira

Al contrario que en las dos alineaciones montañosas anteriores, resulta patente que tanto en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica como en la Sierra de Altomira se deducen más de una etapa o «fase» de deformación.

Para el conjunto de la Cordillera Ibérica, GUIMERÁ (1988) sugiere que todas las estructuras de la cadena son el resultado de una única compresión N10E. GUIMERÁ y ALVARO (1990) afirman que existe un sincronismo en la actuación de estructuras de distintas orientaciones, con sentidos de desplazamiento centrífugos. SIMÓN GÓ-

MEZ (1990) remarca, no obstante, la posibilidad de la superposición de varios campos de esfuerzos no homogéneos (tanto espacial como temporalmente).

La cobertera mesozoica alcanza en esta cadena hasta 1500 m. de potencia. La presencia de facies plásticas del Triásico medio e inferior, permite separar una cobertera despegada formada por materiales jurásicos, cretácicos y terciarios (CAPOTE *et al.*, 1982). 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 (NW-SE), pero no aflora en la Sierra de Altomira, cuya directriz principal es N-S a NNW-SSE.

Las orientaciones principales de ejes de pliegues en la cobertera, presentan dos orientaciones principales que corresponden a pliegues con estilos diferentes. Por un lado, están los pliegues de traza axial rectilínea con gran desarrollo longitudinal y geometrías en cofre, paralelos a la directriz principal de la cadena. Por otro lado, los pliegues transversales, que dibujan sistemas en relevo o escalón, con orientaciones N60E a E-O, generalmente vergentes al SE. Estos últimos son similares a los pliegues en materiales mesozoicos dentro del Sistema Central. Sólo en los bordes de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica, especialmente en el meridional, aparecen trazas de pliegues NO-SE con vergencias hacia el SO, que están relacionados con fallas inversas que dan lugar a pliegues de propagación de falla. A excepción de estas estructuras, la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica puede asimilarse a una zona de tectónica predominantemente transpresiva (localmente también aparecen zonas en transtensión), a favor de un sistema de desgarres anastomosados de dirección principal

NW-SE. Hay numerosos ejemplos de estructuras en flor positiva y negativa, «duplex» direccionales y pequeñas cuencas asociadas (RODRÍGUEZ PASCUA, 1993).

La Sierra de Altomira separa la Cuenca de Madrid de la Cuenca de Loranca (o Depresión Intermedia), mediante un estrecho conjunto de cabalgamientos imbricados de dirección N-S y vergencia hacia el oeste. En el sur, estas estructuras pasan gradualmente a otras de orientación NO-SE. 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.

Los datos disponibles de análisis microestructural indican la presencia de, por lo menos, dos campos de esfuerzos compresivos. El más antiguo (Oligoceno-Mioceno inferior) presenta un abanico en las direcciones de máximo acortamiento horizontal, entre N60E y N110E desde el borde SO de la Rama Castellana hasta la Sierra de Altomira. Este tensor produce fundamentalmente fallas de neoformación en materiales mesozoicos y paleógenos, moviendo fallas inversas N140E a N-S, y un abanico de fallas direccionales acompañantes. El tensor más moderno (Aragoniense medio - Mioceno superior) presenta unas orientaciones mucho más constantes (acortamiento N155E), produciendo fallas de neoformación en materiales neógenos y reactivando fallas previas como direccionales.

Este último campo de esfuerzos estaría directamente relacionado con el deducido para el Sistema Central, y sería el responsable de las estructuras direccionales presentes en la Rama Castellana. La Sierra de Altomira no sufre una deformación significativa durante la actuación de este tensor, compor-

tándose como un borde pasivo para las unidades sedimentarias del Mioceno medio y superior.

Recientemente, MUÑOZ MARTÍN *et al.* (este volumen) han demostrado que el emplazamiento de la Sierra de Altomira es el resultado de la superposición en el espacio y en el tiempo de dos campos de esfuerzos relacionados con la estructuración de la Cordillera Ibérica (fase C₂ de SIMÓN GÓMEZ, 1984) y del Sistema Central (fase «Guadarrama», CAPOTE *et al.*, 1990). De este modo, se produciría una extrusión hacia el oeste dentro de un acortamiento generalizado N-S. La presencia del límite de sedimentación de las facies evaporíticas del Triásico, condiciona la localización geográfica de este proceso. El basamento hercínico no se ve envuelto en la extrusión, y la deformación se acomoda fundamentalmente mediante fallas en dirección, tal y como se observa en los perfiles sísmicos realizados en el borde oriental de la Cuenca del Tajo.

3. EL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE MADRID

La Cuenca de Madrid presenta un relleno con una sucesión de sedimentos terciarios de potencias entre los 2000 y los 3500 m. Los materiales neógenos son disconformes sobre las formaciones cretácicas y/o paleógenas en los bordes de la Cuenca. En la parte central, el contacto aparece conforme en los perfiles sísmicos (QUEROL, 1989).

Durante la mayor parte del Mioceno, esta cuenca estaba ocupada por lagos y sistemas aluviales periféricos asociados, lo que definía un diseño concéntrico en la distribución de las facies. Este diseño es característico de las denominadas Unidad Inferior y Unidad Intermedia del Mioceno

(ALBERDI *et al.*, 1984). Las diferencias entre estas dos unidades (naturaleza, extensión y distribución de los abanicos aluviales o de los sistemas fluviales distributarios) indican una actividad tectónica distinta en los bordes de la cuenca durante su depósito (ALONSO ZARZA *et al.*, 1993). Este hecho aparece muy claro en relación con el Sistema Central y la Sierra de Altomira. En esta última cadena los abanicos aluviales se desarrollaron durante el Mioceno inferior, dando lugar a un secuencia de relleno clástico grano y estrato - decreciente.

Durante el Mioceno medio, los sistemas lacustres se disponen en «on lap» sobre la Sierra de Altomira, lo que sugiere que este borde no era tectónicamente activo durante este periodo. La situación contraria aparece en el borde norte de la cuenca (SCE), donde se desarrolla un importante sistema de abanicos aluviales progradantes durante el Mioceno medio (Calvo *et al.*, 1989). Dentro de la Unidad Intermedia se reconocen dos secuencias menores. La secuencia inferior, esta más relacionada con el emplazamiento del Sistema Central, ya que son dominantes los sistemas de abanicos aluviales con ápices situados en esta cadena. Por el contrario, para la secuencia superior de la Unidad Intermedia, la Rama Castellana de Cordillera Ibérica parece tener una mayor actividad que el Sistema Central (ALONSO ZARZA *et al.*, 1990), lo que indicaría un tránsito gradual en el tiempo de las estructuras compresivas en el Sistema Central a direccionales en la Rama Castellana de Cordillera Ibérica.

La Unidad Superior del Mioceno esta formada por depósitos terrígenos fluviales y carbonatos lacustres poco profundos, que ocuparon la parte central y oriental de la cuenca. La distribución de facies resulta

muy distinta de las dos unidades anteriores, relacionándose probablemente con el tránsito a un régimen más extensivo a partir del Vallesiense superior.

Finalmente, los sedimentos pliocenos, poco representados en la cuenca, muestran una distribución similar a la de la Unidad Superior.

4. RELACIONES TECTONICA - SEDIMENTACION

Unificando los resultados del análisis estructural de las deformaciones alpinas en las cadenas intermedias del centro peninsular con las pautas de relleno de la Cuenca de Madrid, se pueden establecer la siguiente pauta de evolución tectono-sedimentaria:

A) Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior (fig. 3A), el Sistema Central era poco activo. En el limite NE de la cuenca, el emplazamiento del borde SO de la Rama Castellana y de la Sierra de Altomira dio lugar a un acortamiento horizontal máximo entre N70E y N120E. En la parte central de la Cuenca de Madrid, la distribución de facies de la Unidad Inferior del Mioceno, aparece controlada por fallas en dirección N140E (RODRÍGUEZ ARANDA, 1990).

B) Durante el Mioceno medio (fig. 3B) la distribución de facies de la Unidad Intermedia esta íntimamente relacionada con el levantamiento del Sistema Central, como resultado de una compresión N155E. Los depósitos sedimentarios de la Unidad Intermedia se sitúan en «on lap» sobre la Sierra de Altomira, lo que sugiere que este borde era inactivo tectónicamente en este período. Desde el punto de vista mecánico, las poblaciones de fallas originadas en este período son claramente más jóvenes que las

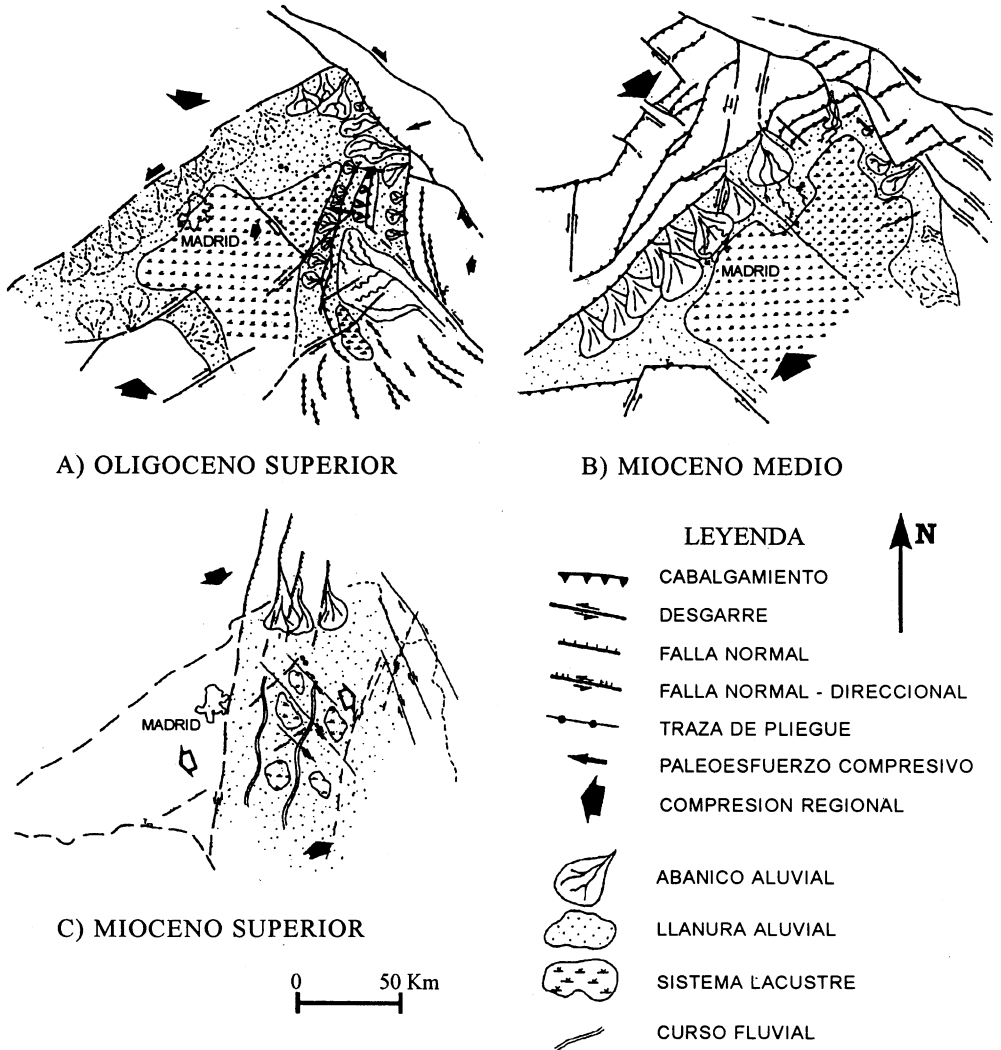


Fig. 3. Relaciones tectonosedimentarias para: A) Oligoceno superior, B) Mioceno medio, C) Mioceno superior. Modificado de De Vicente *et al.* (a), en prensa.

relacionadas con el emplazamiento del borde SO de la Rama Castellana y de la Sierra de Altomira (MUÑOZ MARTÍN, 1993).

C) Durante el Mioceno superior, (fig. 3C) el régimen compresivo generalizado cambia a otro predominantemente extensivo. De esta forma se produjo un cambio en las pautas de sedimentación de la Cuenca de Madrid, que cambio de endorreica a exorreica. El proceso extensivo aumento en

intensidad gradualmente con el tiempo, con lo que se formaron fallas direccionales y normal-direccionales durante el Mioceno superior y el Plioceno. Las fallas que afectan a sedimentos cuaternarios son mayoritariamente normales (GINER, 1993).

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Durante el proceso de convergencia y

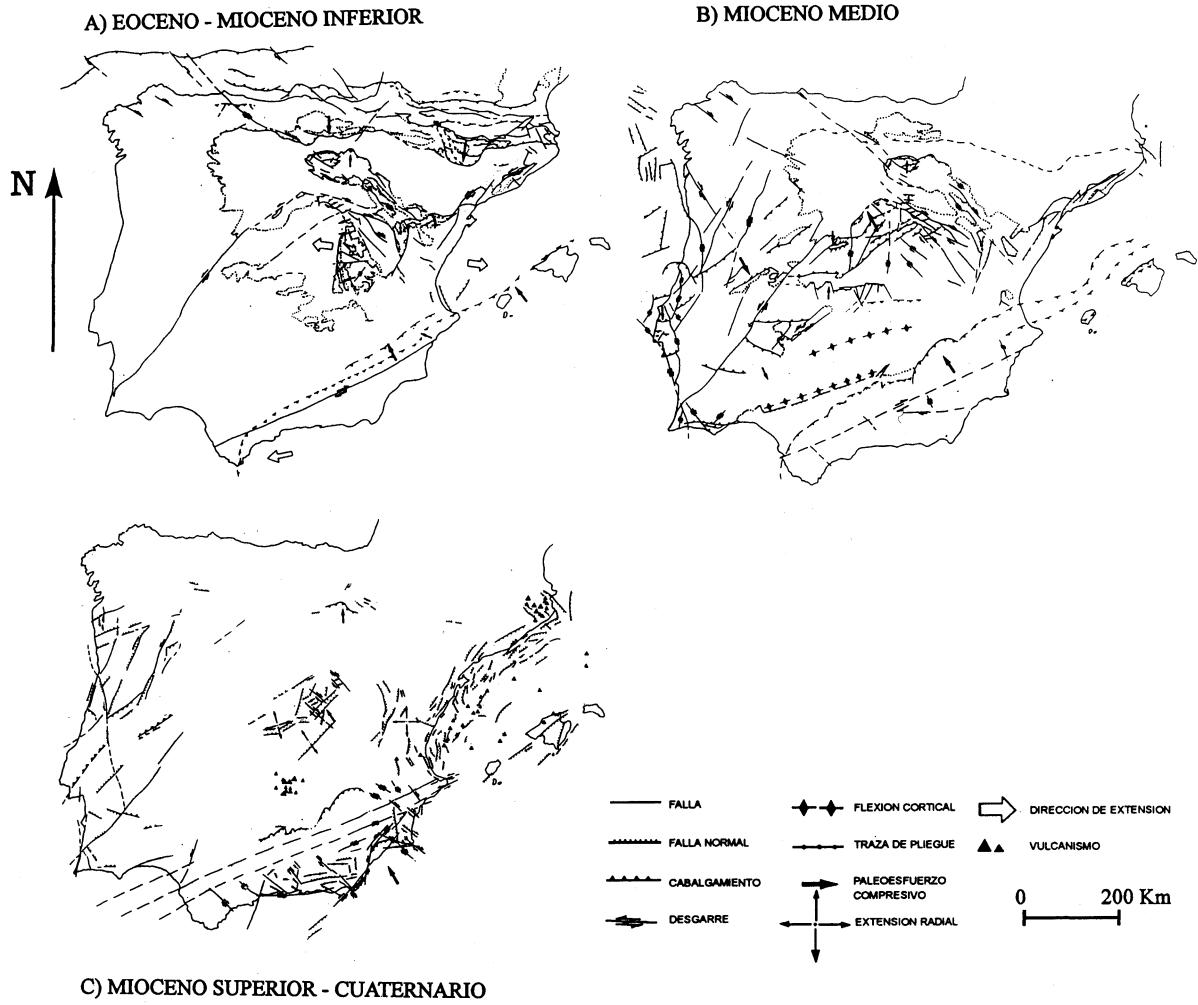


Fig. 4. Evolución cinemática y estructuras asociadas del centro peninsular. A) Eoceno-Mioceno inferior, B) Mioceno medio, C) Mioceno superior- Cuaternario. Modificado de varios autores.

desplazamiento lateral entre las placas Europea, Ibérica y Africana, los esfuerzos producidos en los bordes activos (Pirineos y Béticas) se transmitieron hacia el interior peninsular con marcadas inhomogeneidades y diacronías. La Cordillera Ibérica, la Sierra de la Demanda y la Cordillera Cantábrica aparecen claramente relacionadas con la deformación pirenaica y la subducción incipiente en el margen cantábrico (BOILLOT *et al.*, 1988; CASAS 1990; GUIMERÁ *et al.* 1990 y ALONSO y PULGAR, 1993). Por el contrario, el Sistema Central, los Montes de Toledo, las Cadenas Portuguesas (Arrábida, Sintra y Ponsul) y Sierra Morena, lo están con el orógeno bético (RIBEIRO *et al.*, 1990; DE VICENTE *et al.* 1991 y LINDO *et al.*, en prensa).

Las estructuras distensivas terciarias patentes en la Cordillera Bética, así como la dirección de emplazamiento general hacia el oeste, parecen compatibles con la presencia de un campo de acortamiento generalizado NO-SE en el Macizo Hespérico (SANZ DE GALDEANO, 1990; GALINDO *et al.*, 1993).

De esta manera, existe una zona intermedia más o menos amplia, que presenta características de antepaís deformado, tanto de los Pirineos como de las Béticas. El centro peninsular queda así definido claramente; y resultaría idóneo por tanto, el emplear el concepto de varias etapas o «fases» de deformación:

— FASE IBERICA (PIRENAICA): Generalizada desde la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica hacia el E (fig. 4A), de edad Eoceno - Mioceno inferior. Los efectos de esta deformación en la parte occidental de la península están poco definidos.

— FASE ALTOMIRA: Es el resultado de la superposición espacial y temporal de la

actuación de la fase anterior y de la Guadarrama durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior. Su distribución espacial es muy limitada y se encuentra equidistante de los frentes

de los orógenos Pirenaico y Bético. Cabe destacar que es el único cinturón de cabalgamientos alpinos N-S en la Península Ibérica (fig. 4A).

— FASE GUADARRAMA (BETICA): Es la responsable de la mayor parte de las deformaciones alpinas dentro del Macizo Hespérico, dando lugar a una serie de alineaciones montañosas intracróticas de direcciones NE-SO y E-O que implican al basamento (fig. 4B). La cadena que presenta mayores saltos en las fallas inversas del interior de la Península es el Sistema Central. Las fallas en dirección presentan dos sistemas que acomodan esta deformación lateralmente: N140E dextrosas y N10-20E sinestrosas. Esto nos conduce a considerar a las fallas de Somolinos (CAPOTE *et al.*, 1982) (red de fallas anastomosadas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica) y del Jerte, como dos accidentes mayores a nivel peninsular, con una actividad muy importante durante el Neógeno. Su aspecto cartográfico difiere por el hecho de que en esta última no hay ni cobertera mesozoica. De este modo, aparece como una única falla con traza rectilínea, mientras que el sistema de fallas de Somolinos da lugar a estructuras en flor positivas y negativas en la cobertera. La edad de actuación de esta fase es fundamentalmente Mioceno medio - superior, pudiendo perdurar atenuadamente en la actualidad.

— EXTENSION RECIENTE: El proceso de apertura del Golfo de Valencia da lugar a un aumento de los procesos extensivos de este a oeste hacia el interior de la

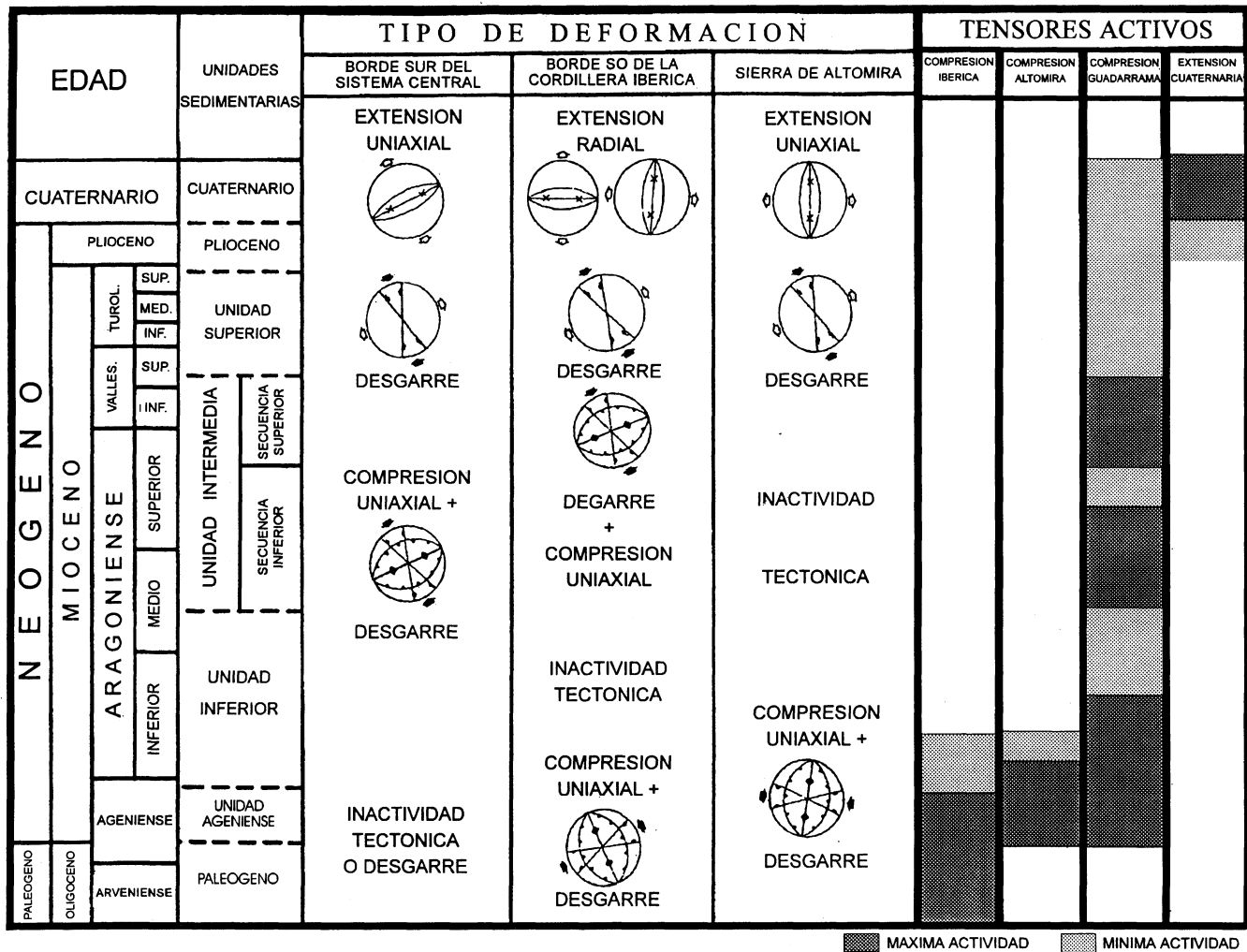


Fig. 5. Evolución de la deformación durante el Neógeno en los bordes de la Cuenca de Madrid. Relaciones con las unidades neógenas del interior de la cuenca y campos de esfuerzos asociados a la estructuración de los bordes.

Península Ibérica (fig. 4C), que comienza en el Mioceno medio (VEGAS *et al.*, 1980), alcanzando el centro peninsular en el Pleistoceno (con una etapa intermedia en la que predominan fallas normal direccionales en el Mioceno superior) (GINER, 1993).

El marco tectónico que se deduce de lo expuesto anteriormente, implica la presencia de una serie de campos de esfuerzos ligados a los bordes activos de la Placa Ibérica. Su actuación fue dilatada en el tiempo. Sus efectos aparecieron retardados en el centro peninsular, y el tránsito de unos a otros fue gradual, apareciendo importantes superposiciones espacio-temporales entre ellos.

En la figura 5 se muestra un esquema de la evolución de la deformación a lo largo del Neógeno en el interior de la Península Ibérica, su relación con los campos de esfuerzos que las han producido y las unidades sedimentarias neógenas de la Cuenca de Madrid.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB91-0397 de la DGICYT.

Los autores agradecen a R. Querol y L. Vilas las facilidades ofrecidas para la consulta de las líneas sísmicas del borde oriental de la Cuenca de Madrid.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C.; SORIA, M. D. (1984). Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area. *Paleobiologie continentale*, Montpellier, 14: 47-68. Eds.), Spec. Publs Int Ass. Sediment., 17: 227-292.
- ALONSO J. L.; PULGAR, J. A. (1993) La deformación alpina en el basamento hercínico de la zona cantábrica. En: *XV Reunión de Xeología e Minería do N.O. peninsular* (Lab. Xeolóxico de Laxe): 69-70.
- ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO, J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A. (1990) Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 46: 415-432.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; CALVO, J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A. (1993). Paleomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (central Spain). In: *Alluvial Sedimentation* (M. Marzo & C. Puigdefábregas, Eds.), Spec. Publs Int Ass. Sediment., 17: 227-292.
- BABÍN, R., BERGAMÍN, J. F., FERNÁNDEZ-RODRÍGUEZ, C., GONZÁLEZ CASADO, J. M., HERNÁNDEZ HENRILE, J., RIVAS, A., TEJERO, R.; DE VICENTE, G. (1993) Modelisation gravimétrique de la structure alpine de Systeme Central Espagnol (secteur NE). *Bull. Soc. geol. France*, 3, 385-393
- BANKS C. J.; WARBURTON, J. C. (1991) Mid-crustal detachment in the Betic system of the southeast Spain. *Tectonophysics*, 191: 275-289.
- BERGAMÍN, J.; TEJERO, R. (este volumen) Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos.
- BIROT, P.; SOLÉ SABARÍS, L. (1954) *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. Inst. Juan Sebastian Elcano. CSIC: 87 pp.
- BOÏLOT, G.; MALOD, J. (1988) The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (3-4): 295-316.
- CALVO, J. P.; ALONSO, A. M.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; SANZ, E.; HOYOS, M.; ORDOÑEZ, S.; POZO, M. (1989) Sistemas lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. Guía

- de Campo. *V Reunión Grupo Español del Terciario*, 16 CP-219: 79 pp.
- 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. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*: 55-58.
- CALVO, J. P.; ALONSO ZARZA, A. M.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; ORDOÑEZ, S.; RODRÍGUEZ-ARANDA, J. P. Y SANZ, M. E. (en prensa) Sedimentary evolution of lake systems trough Miocene, madrid Basin. Paleoclimatic and Paleohydrological constraints. In: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend & C. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press.
- 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. *Geocaceta*, 7: 20-22.
- CARRASCO, R. M.; PEDRAZA, J.; RUBIO, J. C. (1991) Actividad neotectónica cuaternaria en el valle del Jerte. *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 15-25.
- CASAS, A. M. (1990) *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza: 220 pp.
- DE VICENTE, G. (1988) *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 317 pp.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M. (Eds.) (1991) *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español*. III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España: 140 pp.
- DE VICENTE, G.; CALVO, J. P.; MUÑOZ MARTÍN, A. (en prensa) (a) Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. In: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend & C. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. L. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (b) (en prensa). Structure and alpine evolution of the Madrid Basin. In: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend & C. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press.
- GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A. (1993). Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- GINER, J. L. (1993) *Actividad tectónica reciente en el borde oriental de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 300 pp.
- GUIMERÁ, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la serralada ibérica i la serralada costanera catalana*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona: 600 pp.
- GUIMERÁ, J.; ALVARO, M. (1990). Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Iberique et la Chaîne Cotire Catalane (Espagne). *Bull. soc. geol. de France*, 2: 339-348.
- LINDO, R.; DE VICENTE, G.; HERRAINZ, M.; SÁNCHEZ CABAÑERO, J. G. (en prensa) Seismotectonics of the Sierra de Albarrana zone (southern Spain). Constraints for a regional model.
- 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. Univ. Complutense de Madrid. 250 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A.; DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M. (este volumen) Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid.
- QUEROL, R. (1989). *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 465 pp.
- RACERO, A. (1988). Consideraciones acerca de la evolución geológica del NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo. En: *II Congreso Geológico de España, Granada*.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; MANUPELLA, G.; PIPPS, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P. (1990). *La sedimentación neógena en el margen oriental de la Cuenca de Madrid (Barajas de Melo-Tarancón): transición de abanicos aluviales a evaporitas*. Tesis de licenciatura. Univ. Complutense: 143 pp.
- RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1993). *Cinemática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del alto Tajo (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 315 pp.
- SÁNCHEZ SERRANO, F.; GONZÁLEZ CASA-

- DO, J. M.; DE VICENTE, G. (1993). Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Bol. Geol. y Min.*, vol. 104-1, (3-12): 3-12.
- 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. España*, 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. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.
- SURINACH, E. (1988). Crustal structure in central Spain. *European Geotraverse Workshop*: 187-197.
- UBANELL, A. (1983). *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 217 pp.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J. M. Y BANDA, E. (1980). Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula. En: *Proc. EGS Symp. Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas*. Inst. Geograf. Nacional. Pub. n. 201: 109-128.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T.; SURINACH, E.; MARCOS, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.

Recibido, 28-III-94

Aceptado: 5-IV-94