

SOBRE LA COMPRESION NEOGENA EN LA CORDILLERA IBERICA (Algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerà al trabajo «Aportaciones al conocimiento de la comprensión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares. Teruel-Castellón»)

J. L. Simón Gómez* y J. Paricio Cardona**

RESUMEN

En este artículo se hacen algunas precisiones acerca de los datos micro y macroestructurales que se aportaron en el trabajo citado en apoyo de la idea de un régimen compresivo vigente durante al menos una parte del Mioceno en la Cordillera Ibérica, al tiempo que se ofrecen datos nuevos procedentes de otras localidades. Todos ellos permiten diseñar un modelo de campo de esfuerzos caracterizado por una dirección de comprensión horizontal próxima a N-S, al que se superpone, a partir del Mioceno inferior-medio, una distensión E a ESE relacionada con el *rifting* del margen mediterráneo de la Península. La suma de ambos campos puede manifestarse, en cada momento y en cada lugar, por estados de esfuerzo tanto compresivos como extensivos.

Palabras clave: *Cordillera Ibérica, Neógeno, compresión, distensión.*

ABSTRACT

We argue about micro and macrostructural data published in the paper in question supporting the hypothesis of some compressive regime being present in the Iberian Chain during the Miocene; at the same time, new data from other localities are presented. All these allow us to design a model of stress field characterized by a near N-S horizontal compression axis. After the Lower-Middle Miocene, E to ESE regional extension linked to the rifting of the eastern margin of the Iberian Peninsula is superposed. As a consequence, each point within the resulting stress field can register either compressive or extensive stress states at different times.

Key words: *Iberian Chain, Neogene, compression, extension.*

Introducción

Agradecemos enormemente los comentarios críticos que Guimerà (1987b) hace a nuestro trabajo (Paricio y Simón, 1986), en la seguridad de que contribuirán a clarificar algunos aspectos del mismo y, en general, de las relaciones compresión-distensión en la Cordillera Ibérica. No obstante, creemos que son necesarias ciertas puntualizaciones acerca de alguno de sus formulados, al tiempo que un juicio global sobre dos importantes cuestiones suscitadas: de un lado, la utilidad del análisis microestructural frágil y, de otro, el sentido en que se emplean o deben emplearse los conceptos de compresión y distensión.

Las críticas que Guimerà plantea en su artículo pueden resumirse, a nuestro modo de ver, en tres enunciados principales:

- 1) Los datos microestructurales que aportamos (Paricio y Simón, 1986) no permiten definir tensores de esfuerzo compresivos.
- 2) Las macroestructuras compresivas a que hacemos referencia o bien no son tales o no afectan realmente a materiales neógenos.
- 3) Aun cuando se admitiera el registro de estados de esfuerzo compresivos en los materiales neógenos, ello no autoriza a interpretar un régimen tectónico compresivo.

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

** Centro de Investigación y Desarrollo, S. A. Ramón y Cajal, 103, 24640 La Robla (León).

Los apartados que siguen están destinados a precisar datos e interpretaciones en relación con cada uno de estos problemas. Intentaremos aportar pruebas de cómo los estados compresivos se manifiestan inequívocamente en la Cordillera Ibérica, a escala microestructural, durante casi todo el Neógeno. Discutiremos los datos existentes sobre macroestructuras compresivas miocenas contrastándolas con supuestas pruebas a favor de su paralización cerca del límite Oligoceno-Mioceno. Respecto a la tercera de las cuestiones planteadas, ésta es, probablemente, la más fundamental. De hecho, Guimerà (1987b) aporta datos de otras localidades donde se registran igualmente micro y macrodeformaciones compresivas afectando a depósitos neógenos; diríase, por tanto, que no pone en cuestión la existencia de estados de compresión en la Cordillera Ibérica durante ese tiempo, sino sólo la valoración que de ellos se hace dentro del contexto geodinámico. Es por esto por lo que dedicaremos un capítulo más extenso a la discusión del sentido exacto con que se emplean o pueden emplearse los conceptos de compresión y distensión en la evolución tectónica neógena de la Cordillera Ibérica.

La información microestructural sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica

En nuestro trabajo anterior (Paricio y Simón, 1986) recogemos los datos de 7 localidades en las que interpretamos la existencia de deformaciones compresivas afectando a depósitos miocenos en el sector centro-oriental de la cadena. En cuatro de ellas se ven sólo estructuras de pequeña escala (Mijares, Ribesalbes, Libros y Lechago), en depósitos pertenecientes claramente al Mioceno inferior y medio. Las microestructuras permiten identificar en todos ellos estados de compresión horizontal, aunque sea desigual el grado de definición del elipsoide de esfuerzos en cada localidad. El obtenido en *Lechago* (fig. 1.5) explica 11 fallas direccionales conjugadas; se han medido asimismo 23 picos estilolíticos horizontales. En *Libros* (fig. 1.9) una compresión NE explica 9 microdesgarres y 16 estilolitos. Aquí y en lo sucesivo se entiende como «falla explicada por un tensor de esfuerzos» aquella que presenta un ángulo de separación entre estría teórica y estría real inferior a 0.3 radianes ($17,2^\circ$).

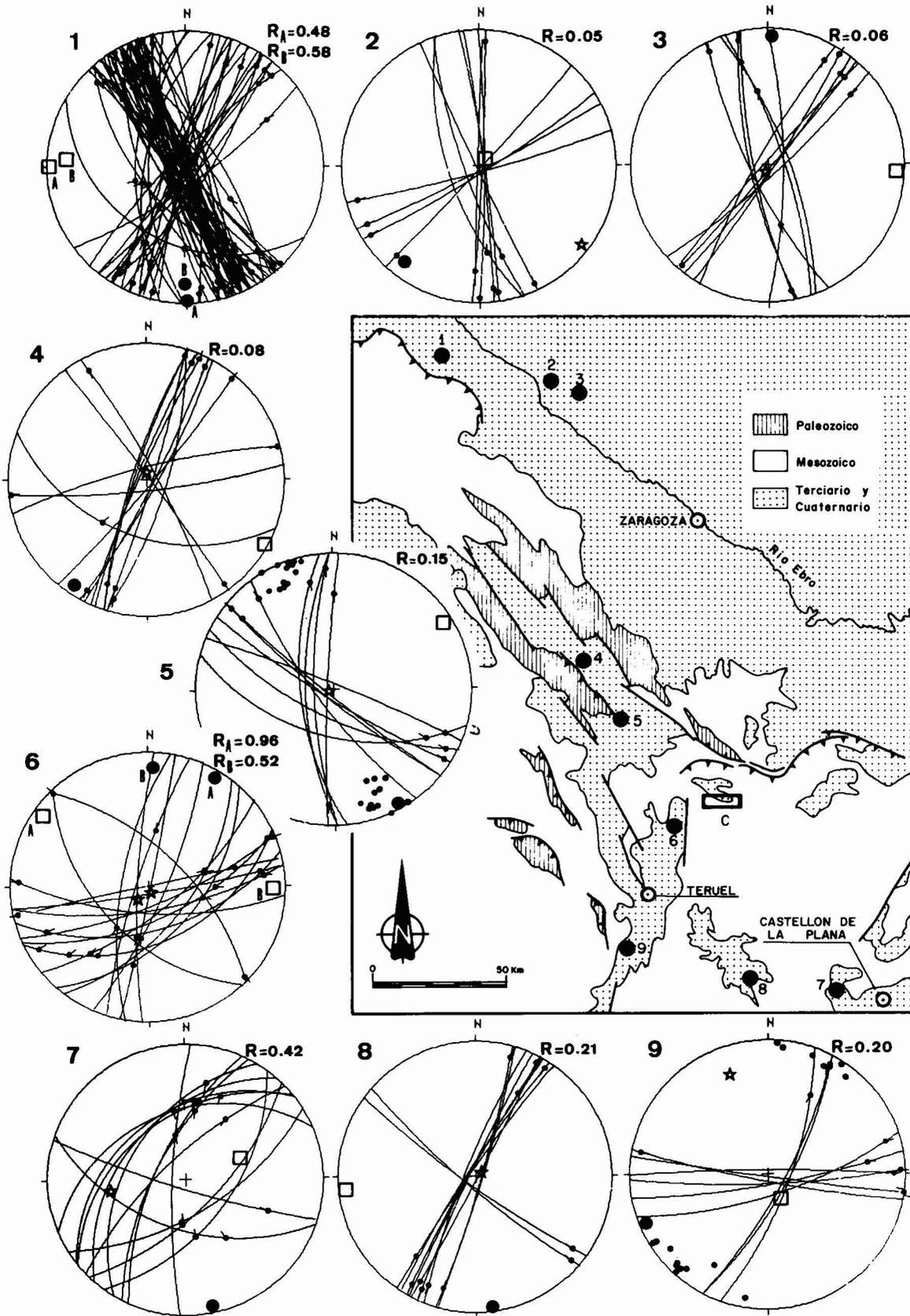
En *Ribesalbes* hemos citado (Simón Gómez, 1982) microdesgarres, varios pliegues flexurales métricos a decamétricos de eje NE, así como una falla inversa de dimensiones métricas. J. Guimerà no alude a estos

datos en sus comentarios, haciendo referencia sólo a los publicados en un trabajo nuestro anterior (Simón Gómez, 1981). En otro artículo reciente (Guimerà, 1987a) insiste explícitamente en que «en los materiales miocenos de la cubeta de Ribesalbes no se observan estructuras que muestren que han sufrido una deformación compresiva». Las únicas microestructuras frágiles encontradas por él son juntas de extensión, y los únicos pliegues que describe son *slumps* sinsedimentarios de escala decimétrica. Estos últimos son, sin duda, las estructuras más abundantes en la citada localidad. Sin embargo, no puede olvidarse que existen también otros pliegues cuya geometría y escala (mayor que «decimétrica») distan bastante de las que caracterizan a dichos *slumps*. Como tampoco cabe ignorar la existencia de microfallas de desgarre e inversas en los depósitos del Mioceno inferior. Un rastreo sistemático del afloramiento nos ha permitido identificar 19 de estas fallas, de las que un total de 14 definen un tensor con σ_1 horizontal en dirección 168 y σ_3 subparalelo a la estratificación (actualmente basculada unos 40°) (fig. 1.7).

Los datos de la *cuenca del Mijares* merecen discusión aparte. En el conjunto del área se han medido 35 movimientos de falla en materiales miocenos. Es cierto que, desglosados por estaciones, estos datos no son suficientes para definir bien el tensor de esfuerzos; el número de planos estriados medidos en cada una de las estaciones 1 a 6 (Paricio y Simón, 1986) es, respectivamente, de 3, 0, 9, 13, 4 y 6. Sería deseable contar con más fallas, pero, desgraciadamente, éstas no siempre se encuentran cuando se buscan en formaciones muy concretas de litología desfavorable, como era nuestro caso. Reconocemos, también, que no es del todo ortodoxo presentar diagramas donde se reúnen los datos de todas las estaciones (aunque, por supuesto, se haya realizado previamente el análisis de las mismas por separado y utilizando diversos métodos: Paricio, 1986). Los resultados así obtenidos no deben considerarse sino soluciones de compromiso que dan idea de un *tensor medio de esfuerzos* en el ámbito espacial estudiado. Se trataría de una práctica similar a la que se realiza cuando se definen estados medios de esfuerzo «regionales» a partir de un cierto número de mecanismos focales calculados en puntos distantes entre sí (Etchecopar, 1984, pp. 121-123).

De todos modos resulta razonable exigir que se discuta explícitamente la posibilidad o no de que alguna de las estaciones individuales contenga datos suficientes para definir un tensor compresivo. A este respecto hay que manifestar que, al menos en la estación 4, existe un número razonable de fallas (12)

Fig. 1.—Datos microestructurales y paleoesfuerzos compresivos interpretados en depósitos neógenos de varias localidades de la Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro. 1: Quel. 2 y 3: Tudela. 4: Retascón. 5: Lechago. 6: Orrios. 7: Ribesalbes. 8: Mijares. 9: Libros. En cada esteoreograma se representan los ejes del elipsoide de esfuerzos (círculo negro: σ_1 ; estrella: σ_2 ; cuadrado: σ_3), junto con las fallas (plano, estría y sentido de movimiento del labio superior) compatibles con el mismo. $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. En las estaciones 5 y 9 aparecen también sendas poblaciones de picos estilolíticos.



explicadas por un tensor de compresión SSE (fig. 1.8), el cual coincide con uno de los dos definidos por nosotros a partir del conjunto de datos del área.

Aun con todo, quizá pueda seguir argumentándose que la mayor parte de los tensores obtenidos en las cuatro estaciones estudiadas carecen de validez por no haberse definido a partir de un número adecuado de fallas. Según criterio de Etchecopar (1984, p. 37), quince medidas son suficientes generalmente para definir un tensor de esfuerzos. Sin embargo, la forma en que Guimerà (1987b) recoge y esgrime dicho criterio podría hacer pensar que, en la práctica corriente en análisis dinámico de fallas, ese número es considerado no sólo como *suficiente* o *recomendable*, sino como *necesario*. Los hechos demuestran que no es así. Por ejemplo, en el mismo trabajo de Etchecopar (1984, pp. 71-81) se ve cómo el afloramiento mejor estudiado por el autor (Prades-le-Lez, al Norte de Montpellier) ha permitido interpretar cuatro tesoros distintos; de ellos, sólo dos están representados por 15 o más fallas; los otros dos explican 9 movimientos cada uno. El propio Guimerà (1987a, p. 36) llega a definir tensores de esfuerzo a partir de sólo 6 y hasta de 4 (!) fallas (este último número es el mínimo necesario no ya para la optimización de la solución estadística, sino para la simple determinación algebraica).

Haciendo un balance de lo expuesto en nuestro trabajo anterior y de las aclaraciones y ampliaciones aportadas aquí, contamos, pues, con cuatro estaciones microestructurales en la Cordillera Ibérica centro-oriental (Lechago, Libros, Ribesalbes y Mijares) donde se han definido con suficiente precisión estados compresivos en el Mioceno (todos en dirección SSE, excepto en el caso de Libros). Sin embargo, en las actuales circunstancias, es conveniente extender el catálogo de datos microestructurales a otras áreas del NE peninsular y a depósitos de edades aún más recientes. En este sentido hay que citar los tensores compresivos definidos por Gracia y Simón (1986) en calizas del Mioceno inferior de dos estaciones próximas a Tudela (Navarra), que explican 12 y 11 fallas direccionales, respectivamente (figs. 1.2 y 1.3), así como los dos (muy próximos entre sí) interpretados por Casas Sáinz (1987) en Quel (La Rioja), a partir de un total de 54 fallas (fig. 1.1). En los tres casos la dirección de compresión se sitúa entre 000 y 030. Uno de nosotros (Simón Gómez, 1988) define asimismo tensores compresivos de idéntica orientación en dos estaciones ubicadas, esta vez, en calizas del Plioceno inferior de las cuencas de Calatayud (localidad de Retascón) y Alfambra-Teruel (localidad de Orrios). El primero de estos afloramientos es probablemente el que menciona Guimerà (1987b) en las proximidades de Daroca (km 79 de la carretera Zaragoza-Teruel), y en el que también él afirma haber observado algunas fallas direccionales. El tensor defi-

nido por nosotros en Retascón (fig. 1.4) explica un total de 15 fallas; los dos definidos en Orrios (bastante próximos entre sí), 11 y 8 fallas, respectivamente (fig. 1.6).

En resumen, al menos 9 localidades de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro registran estados compresivos a escala microestructural en depósitos neógenos bien datados. Prácticamente todos los tensores han sido definidos a partir de un número de fallas igual o superior a 11. Excepto uno, todos los demás corresponden a una compresión próxima a N-S. A estas localidades habría que añadir las tres que cita el propio Guimerà en las fosas catalanas, para concluir, finalmente, que los estados compresivos con σ_1 en torno a N-S se hallan representados a escala microestructural en todo el NE peninsular, tanto en el Mioceno como en el Plioceno. Por consiguiente, estamos totalmente de acuerdo con J. Guimerà cuando afirma que, «en función de los datos que manejamos, la compresión debería extenderse (...), en toda la región considerada, hasta el Plioceno, si no de una manera continuada, al menos sí intermitentemente».

Sobre las macroestructuras compresivas de edad miocena

Ninguna nueva alegación hay que hacer sobre dos de las localidades citadas por nosotros como ejemplos de posibles macroestructuras compresivas miocenas: *Bueña* y *Rubielos de Mora*. Ya habíamos señalado que se trata de casos no concluyentes (Paricio y Simón, 1986, p. 315); el primero, por la datación poco precisa de los materiales; el segundo, porque las estructuras presentes no son claramente compresivas. Ciertamente, no se observa ninguna falla inversa limitando por el Sur la cubeta de Rubielos de Mora, y en ningún momento hemos defendido tal idea, como erróneamente atribuye Guimerà (1987b) a uno de nosotros (Simón Gómez, 1983). En este último trabajo habíamos propuesto, a modo de hipótesis, la posibilidad de que una falla inversa ENE condicionara el *dispositivo tectosedimentario* de la cubeta durante el Mioceno inferior; tal falla, caso de existir, sólo podría encontrarse en niveles profundos, puesto que la estructura superficial en el borde sur había sido descrita ya anteriormente en relación con fallas normales (Simón Gómez, 1982). Con todo, si aplicamos a la cubeta de Rubielos el mismo dispositivo tectosedimentario interpretado ahora en la cuenca del Mijares (Paricio, 1986; Paricio y Simón, 1986), una falla normal ENE es perfectamente coherente, y la hipótesis de la falla inversa puede ser descartada.

Sobre la localidad de *Cobatillas* es necesario hacer una serie de consideraciones más detenidas. En síntesis, nosotros defendemos que existe allí una unidad

detrítica, esencialmente miocena inferior, afectada netamente por estructuras compresivas E-W: el cabalgamiento kilométrico que limita por el Sur la cubeta de la Val de Jarque y varios pliegues hectométricos asociados. Guimerà (1987b) da a entender que tal unidad pertenece esencialmente al Oligoceno superior y que su parte alta reposa en *onlap* sobre las estructuras compresivas E-W.

A propósito de estas últimas podemos suscribir casi punto por punto algunas de las afirmaciones de J. Guimerà, si bien éstas encierran globalmente un sentido interpretativo distinto del nuestro:

1) Efectivamente, el flanco de pliegue que forma el borde sur de la cubeta entre Cobatillas e Hinojosa de Jarque afecta a los materiales terciarios que la rellenan, cuyas capas aparecen marcadamente inclinadas a lo largo de todo su trazado, verticales o invertidas en muchos puntos y localmente cabalgadas. En la figura 2 se señalan una serie de puntos donde pueden observarse distintas relaciones estructurales entre Mesozoico y Terciario. En E se observa claramente el cabalgamiento. En A existe un contacto invertido con una banda brechificada en las dolomias turonienses de unos 10 m de anchura. En D existe contacto invertido con abundancia de cantos mecanizados en sus proximidades, pero sin presencia clara de plano de falla. En B se observa contacto discordante invertido, pero no mecanizado, situado entre al menos dos planos de cabalgamiento que afectan al Cretácico y otro que corta los materiales terciarios. En F se ve contacto discordante con buzamiento de 50°. En todos estos puntos, así como en C y en todo el sector occidental de la estructura (corte G) se observan flexuras y pliegues en los materiales terciarios, del estilo y dimensiones que se indica en los esquemas.

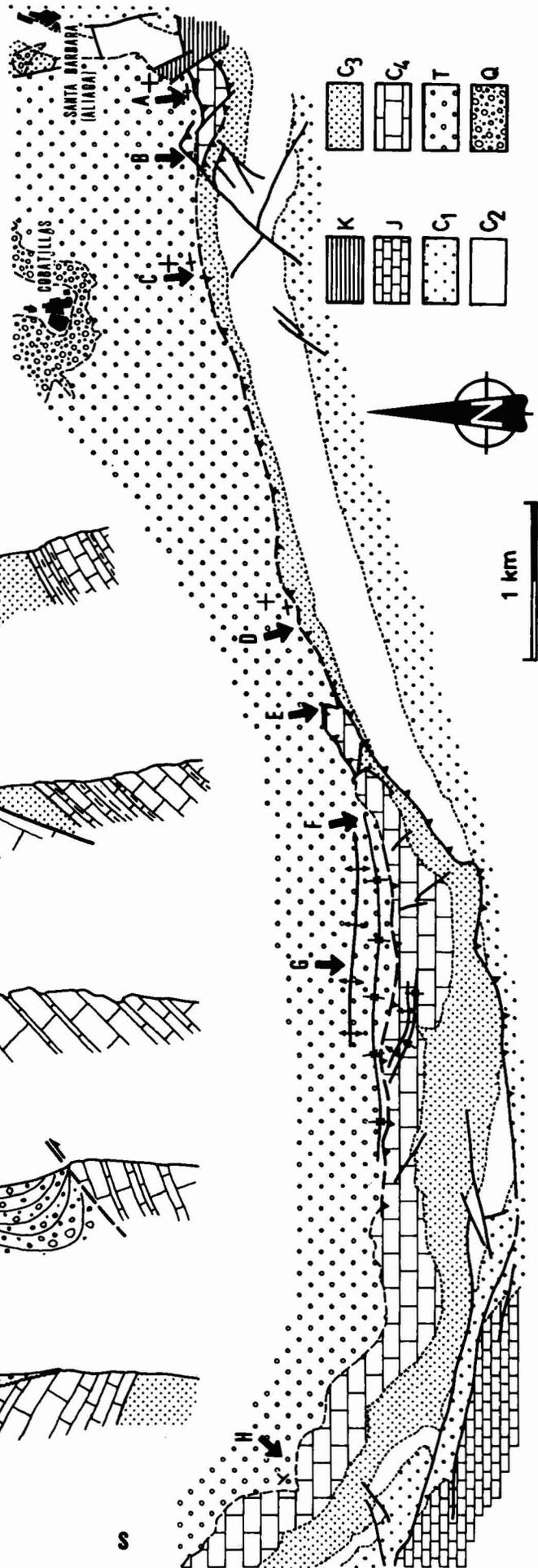
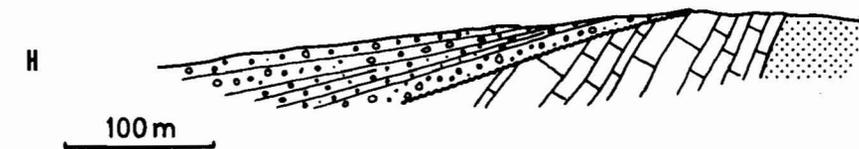
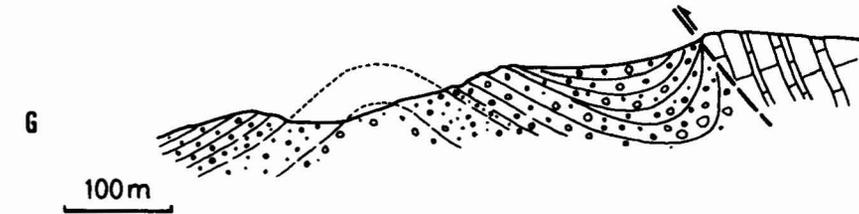
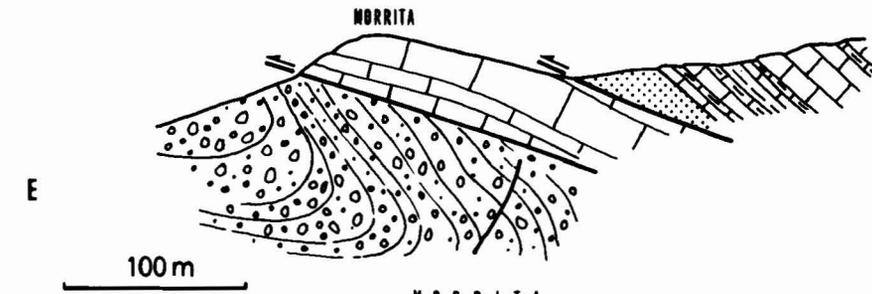
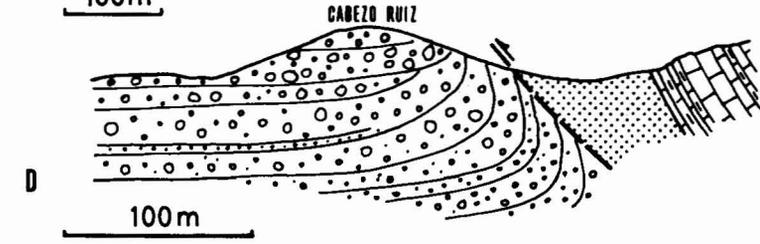
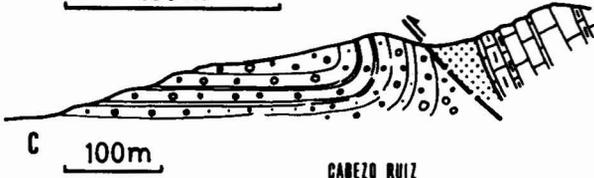
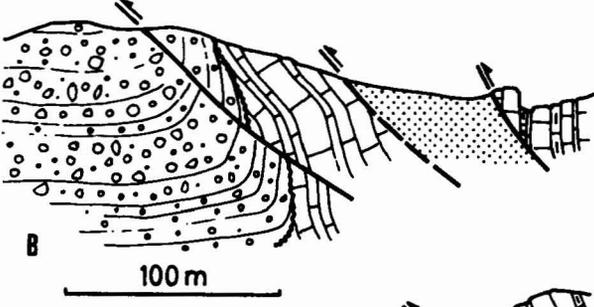
2) Efectivamente, la parte superior de la serie terciaria (y aun la totalidad de ella) pasa rápidamente a ponerse horizontal hacia el Norte (es decir, hacia el centro de la cubeta). Guimerà (1987b) afirma que «llega a disponerse en *onlap* sobre los materiales mesozoicos», pero no aclara a qué materiales se refiere ni sobre qué estructuras se produce el *onlap*. Sólo podemos entender que se refiera al anticlinal NNW de Aliaga, sobre el que, indudablemente, la unidad de Cobatillas reposa en discordancia angular. Por el contrario, y a tenor de lo expuesto en el párrafo anterior, queda claro que sobre las estructuras E-W no existe ninguna disposición actual en *onlap*. La discordancia basculada que se ve en algunos puntos, la atenuación progresiva hacia techo que muestra el sinclinal inmediato al contacto, así como la presencia de facies conglomeráticas groseras en el Cabezo Ruiz y Cerro Morrita, en franco contraste con las facies medio-distales que aparecen en niveles inferiores de la serie y que corresponden a un abanico aluvial con polaridad E-W (Meléndez *et al.*, 1981; Arenas, 1986), sugieren cierto sincronismo entre la sedimenta-

ción y el desarrollo de las estructuras compresivas del borde sur de la cubeta de Cobatillas. Pero es evidente que éstas continuaron activas tras el depósito de las últimas capas aflorantes de la unidad. *En ningún punto se han observado capas terciarias horizontales fosilizando las estructuras E-W*. Sólo a partir del punto H de la figura 2 hacia el NW, cuando el borde de la cubeta toma esa dirección y el flanco del pliegue en el Mesozoico pasa de estar invertido a normal (es decir, justo cuando las estructuras E-W desaparecen), el Terciario se dispone en *onlap* sobre el borde del Mesozoico.

3) Efectivamente, como afirma J. Guimerà, la parte superior de la unidad de Cobatillas «pasa insensiblemente a los materiales postectónicos». Lo que él no explica es que tales materiales postectónicos y subhorizontales correspondan ya a otra unidad neógena más alta (T₆ de González, com. personal), cuya edad puede estimarse, por correlación con formaciones datadas en la cuenca de Calatayud, como Aragoniense medio-superior (Villena, Pardo, González y Pérez, en prensa).

Hay que reconocer, sin embargo, que el problema de la datación precisa de la unidad de Cobatillas (y, por tanto, de las estructuras compresivas descritas) es árduo. De acuerdo con lo expresado en el párrafo anterior, el Aragoniense medio sería el límite cronológico superior de la unidad. De acuerdo con la datación que hacen Adrover *et al.* (1983) del tramo carbonatado que forma la parte inferior de la misma, este pertenecería al Aquitaniense. Sobre estas bases fue sobre las que estimamos (Paricio y Simón, 1986, p. 315) una edad Ageniense-Aragoniense para el conjunto de los depósitos de Cobatillas. Ahora bien, resulta cierto que: 1º, no existe ningún dato bioestratigráfico procedente de sus tramos superiores, y 2º, la única especie citada por Adrover *et al.* (1983) en el paquete inferior es *Chara notata*, cuya distribución cronológica parece abarcar no sólo el Aquitaniense, sino también todo el Oligoceno superior (Cabrera, 1983). Por tanto, nuestra atribución al Ageniense-Aragoniense inferior no debe considerarse más que una estimación razonable dentro del contexto geológico regional, pero que, desde luego, no cuenta con pruebas paleontológicas.

Ahora bien, tampoco creemos que J. Guimerà haya aportado ninguna *prueba* fehaciente a favor de su tesis de que «los datos regionales —basados en dataciones con micromamíferos— indican el final de la actuación de las estructuras E-W hacia el Oligoceno terminal o, como mucho, Mioceno basal» (Guimerà, 1987b). Los pretendidos «datos regionales» que aporta se limitan en realidad al área de Mas de las Matas-Aiguaviva (Teruel), y no creemos en modo alguno que puedan considerarse concluyentes. A juicio de Guimerà (1987b), las estructuras E-W son recubiertas en *onlap* al SE de Aiguaviva por depósitos terciarios



de edad Oligoceno superior-terminal. El argumento paleontológico lo constituye el yacimiento de la ermita de Santa Flora, al N de Mas de las Matas, al que la presencia de *Eucrietodon huberi* y *Eomys aff. major* permite atribuir esa edad (Anadón *et al.*, 1983). Ahora bien, conviene aclarar que:

1) La unidad en la que se encuentra dicho yacimiento se halla claramente afectada por pliegues de dirección en torno a E-W, con buzamientos habituales de 20 a 35°, y de hasta 50-60° en las inmediaciones de Aiguaviva.

2) Las capas dispuestas en *onlap* sobre las estructuras E-W que afectan al Mesozoico situado más al Sur pertenecen a una unidad tectosedimentaria más alta, separada de la anterior por una discordancia progresiva que puede observarse, por ejemplo, junto a la salida del Arroyo del Herrero, 1,5 km al SE de Aiguaviva (González Rodríguez, com. personal). Al propio tiempo, tal como reconoce Guimerà (1983), registran todavía un ligero plegamiento (buzamientos de 10-20°).

En consecuencia, de los datos de la cubeta de Aiguaviva no se desprende que los pliegues E-W hayan dejado de actuar al final del Oligoceno. Nada impide suponer que la unidad alta de Aiguaviva pueda ser ya miocena inferior y que, por consiguiente, los pliegues actúen aún durante ese período.

Ni el caso de Aiguaviva ni el de Cobatillas proporcionan, pues, argumentos concluyentes a favor o en contra del funcionamiento de macroestructuras compresivas durante el Mioceno inferior. Sin embargo, la presencia de éstas en otros puntos del NE peninsular (fuera del ámbito de la Cordillera Ibérica centro-oriental) se halla bien documentada. El mismo Guimerà (1987b) se refiere a los cabalgamientos de materiales paleozoicos sobre miocenos existentes en el área de Daroca (Zaragoza), descritos por Julivert (1954) y estudiados recientemente en detalle por Colomer (1987). A ellos podría añadirse el pliegue kilométrico que aparece en la localidad próxima de Villafeliche, interpretado por este último autor en relación con el movimiento de una falla inversa en el zócalo paleozoico. Todas estas estructuras presentan una dirección NW-SE, y los materiales a los que afectan se hallan bien datados en el Aragoniense gracias a la presencia de numerosos yacimientos de micromamíferos, que en el caso de Villafeliche se sitúan en la biozona MN 4 (Aragoniense inferior-medio) y en Daroca en la MN 5 (Aragoniense medio-superior) (Cuenca, 1986).

Aunque su edad sea algo menos precisa, también existen materiales miocenos cabalgados en el borde N de la Sierra de Cameros (La Rioja). Se trata de los

conglomerados de Yerga y Peña Isasa, en el límite meridional de la depresión de Arnedo. No se dispone en ellos de una datación paleontológica directa, pero pueden atribuirse, por correlación regional, al Mioceno medio (Crusafont *et al.*, 1966; Riba *et al.*, 1983). En cualquier caso, reposan en discordancia angular (Crusafont *et al.*, 1966; Muñoz, 1986) sobre el Ageniense datado con micromamíferos en Autol (Cuenca, 1985). En el borde opuesto de la Depresión del Ebro, los cabalgamientos con vergencia S de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes también afectan (Riba *et al.*, 1983) a materiales que son atribuidos al Vallesiense a partir del contenido faunístico del yacimiento de Cellóriga (La Rioja) (Santafé *et al.*, 1982).

Los conceptos de compresión y distensión en la evolución tectónica neógena de la Cordillera Ibérica

En los dos apartados anteriores hemos tratado de perfilar al máximo y valorar los datos disponibles sobre las deformaciones compresivas neógenas en la Cordillera Ibérica y su entorno. A escala microestructural se han interpretado estados locales de esfuerzo compresivos en numerosos puntos. A escala macroestructural las deformaciones compresivas se han puesto de manifiesto sólo en algunos lugares concretos, y más bien fuera del ámbito geográfico tratado en nuestro trabajo anterior (Paricio y Simón, 1986). Sin embargo, quede bien entendido que nos estamos refiriendo únicamente a localidades en las que existe una datación paleontológica precisa de las formaciones afectadas; si se incluyesen aquellas otras atribuibles al Mioceno por correlación tectosedimentaria, el catálogo debería ser ampliado considerablemente.

La cuestión que cabe abordar ahora es la posibilidad o no de hablar, a partir del conjunto de datos expuestos, de un *régimen compresivo a escala regional* durante el Mioceno inferior-medio. Guimerà (1987b) lo cuestiona atendiendo al hecho de que, al menos en el marco de la Cordillera Ibérica centro-oriental, la información es casi exclusivamente de índole microestructural. Debemos tratar, por consiguiente, acerca del sentido en que podemos utilizar dicha información y del valor que se le atribuye actualmente en la comunidad geológica como indicador de paleoesfuerzos.

Para la geología estructural clásica, como muy bien señala J. Guimerà, una línea de separación conceptual muy clara dividía los dominios geotectónicos de compresión y distensión. En los cinturones de plegamiento existía compresión; en los *grabens* y *rifts*, distensión, y en el resto (escudos y plataformas estables) «no ocu-

Fig. 2.—Esquema estructural del borde sur de la cubeta de Cobatillas (ver situación en el mapa de la fig. 1, rectángulo C). K: Keuper; J: Jurásico; C₁: Facies Pubeck-Weald; C₂: Facies Urgoniana; C₃: Facies Utrillas; C₄: Cretácico superior carbonatado; T: Terciario; Q: Cuaternario. A-H: Cortes parciales de la estructura y su ubicación en el mapa.

ría casi nada» (a lo sumo, movimientos epigénicos). Esta visión simplista de la realidad ha debido ser abandonada conforme ha ido conociéndose el significado de las microestructuras frágiles y se han desarrollado sus métodos de análisis. El análisis microestructural frágil se ha revelado en los últimos años como una herramienta especialmente útil para la interpretación de la dinámica en las zonas intraplaca, constituyendo una aproximación complementaria, y con frecuencia independiente, de la que permiten las macroestructuras. Es así como han comenzado a interpretarse regímenes de paleoesfuerzos contradictorios con estas últimas: cadenas plegadas que registran estados extensivos, dominios de grabens que han sido «comprimidos» en algún momento de su evolución (caso del Rhin: Illies y Greiner, 1978) y dominios de plataforma que, a pesar de parecer «estables», no por ello han dejado de estar sometidas a esfuerzos tectónicos (Arthaud y Choukroune, 1972).

En tal situación, uno puede optar por asumir o no esa nueva herramienta metodológica, prestar atención únicamente a los grandes rasgos macroestructurales o admitir la información que pueda suministrar el análisis microestructural. Ahora bien, si se es consecuente con esta última postura, deben ampliarse los conceptos clásicos de *compresión* y *distensión* y darles su verdadero sentido *dinámico*. Así, diremos que un área está sometida a un régimen de compresión o de extensión según que las estructuras que se observan en ella permitan inferir un eje de esfuerzo máximo σ_1 en posición horizontal o vertical, respectivamente. En función del tamaño y carácter de dichas estructuras podrán estimarse variaciones de grado en la intensidad de los esfuerzos tectónicos, pero ello no irá en contra de la diferencia *cualitativa* básica entre régimen compresivo y distensivo que se establece a partir de la posición de σ_1 .

La definición del régimen tectónico a partir de los datos microestructurales conlleva dos etapas principales: la interpretación de *estados de esfuerzo* puntuales y la reconstrucción del *campo de esfuerzos* regional. Los primeros pueden inferirse en cada estación de toma de datos utilizando, esencialmente, métodos de análisis dinámico de poblaciones de fallas. La calidad de los resultados variará en función del número y tipo de datos, desde casos en que puede definirse de forma satisfactoria el tensor de esfuerzos hasta otros en que sólo se conocerá aproximadamente la orientación de alguno de los ejes principales. Sin embargo, no suele resultar difícil llegar, al menos, a discriminar entre estados de compresión y extensión, excepto en aquellos casos (no demasiado infrecuentes) en que variaciones esporádicas o repetidas de las magnitudes de σ_1 o σ_2 originan intercambios de ambos ejes. En tales situaciones, la caracterización del estado de esfuerzos deberá acompañarse de las matizaciones que

sean precisas, llegando a definir, si es necesario, estados tensionales «cambiantes» o «alternantes».

Las interpretaciones de paleoesfuerzos no deben sobrepasar, en principio, el ámbito espacial del que proceden los datos de partida. Sin embargo, a partir de los datos microestructurales es posible llegar a definir campos de esfuerzo de alcance regional integrando y correlacionando los resultados obtenidos en un número lo más amplio posible de localidades: «*Si ces microstructures de même âge sont étudiées à une échelle régionale, elles permettent alors très souvent de définir un champ de contrainte régionale, cohérent et homogène. Celui-ci est évidemment fondamentale pour l'interprétation des grandes structures*» (Mattauer y Mercier, 1980, p. 142). Este proceso de inter y extrapolación necesario para pasar de los resultados del análisis microestructural a la interpretación tectónica regional se realiza sobre una base más sólida cuando se razona en términos de esfuerzos que cuando se trata sólo con deformaciones: «*les états de contraintes apparaissent beaucoup plus homogènes que la déformation dans un même volume rocheux, cela permet d'extrapoler les mesures d'un point à un autre, ou d'une échelle à l'autre*» (Etehecopar, 1984, p. 18).

Los modelos de campos de esfuerzos que se pretende definir por este procedimiento pueden ser simples o complejos. Una situación geodinámica como la convergencia entre placas genera en ellas un campo de esfuerzos primario. Por otro lado, un área determinada puede quedar bajo la influencia de dos procesos geodinámicos distintos, o sometida a la vez a un campo regional y a un efecto tectónico localizado (v. gr. el empuje vertical de un plutón o un diapiro); en ambos casos, el campo de esfuerzos en dicha área deberá definirse por la superposición de dos campos primarios (Ramsay, 1967, pp. 44-46). Por último, la presencia de grandes discontinuidades previas en una región, así como la propia aparición de fallas como consecuencia del campo primario, da lugar generalmente a modificaciones secundarias del mismo. Contando con todas estas posibilidades, la caracterización de los campos de esfuerzos puede ser en ocasiones una tarea sumamente compleja, aunque siempre más útil y realista que la de fases tectónicas.

Un campo compresivo se manifiesta generalmente en cada punto del área que abarca en forma de un estado de esfuerzos compresivo, y un campo extensivo en forma de estado de esfuerzos extensivo. Sin embargo, esto no es así en todos los casos. Dentro de un campo de compresión puede darse una diferenciación de zonas sucesivas caracterizadas por tipos cualitativamente distintos de estados tensionales: compresión triaxial, desgarre y extensión (modelo de Tapponnier y Molnar, 1977). Si se superponen un campo compresivo y otro extensivo, y contando con las posibles variaciones espaciales y temporales de la intensidad de uno y otro, es obvio que el resultado

tensional en cada punto y en cada momento puede ser muy variable. Puede que ésta sea la causa más común de las variaciones y alternancias repetidas de estados de esfuerzo que se registran a menudo en un mismo punto y que dificultan enormemente el establecimiento de fases tectónicas.

A la vista de las consideraciones anteriores, llega el momento de plantearnos explícitamente las cuestiones fundamentales que se debaten: *¿Puede hablarse de régimen tectónico compresivo a escala de la Cordillera Ibérica y su entorno durante el Mioceno? ¿Puede caracterizarse el campo de esfuerzos correspondiente a dicho período?* A nuestro juicio, el conjunto de datos expuesto hasta aquí autoriza a contestar afirmativamente a la primera de estas preguntas. El número de estados de esfuerzo compresivos interpretados, su distribución geográfica, la relativa constancia en la orientación de los ejes σ_1 , obtenidos (casi siempre próximos a N-S), la presencia, en algunos casos, de pliegues y cabalgamientos de escala cartográfica coherentes con esa misma dirección de compresión, así como la perfecta compatibilidad de todo ello con el marco geodinámico de la Península Ibérica, creemos que son argumentos suficientes para ello. A pesar de que la mayor parte de los datos de partida son de carácter microestructural, la coherencia de los mismos permite realizar el salto conceptual y hablar de un campo compresivo regional en la Cordillera Ibérica y sectores occidentales de la Depresión del Ebro y Pirineos durante, al menos, una parte del Mioceno. Por los datos de que se dispone, el mismo debería extenderse (con intensidad aun mayor) por todo el dominio de las Béticas (Sáinz de Galdeano, 1983) y, quizá también, por el Sistema Central (Portero y Aznar, 1984) y Catalánides.

Más problemática resulta la caracterización precisa de dicho campo de esfuerzos. A partir de los tensores puntuales obtenidos en materiales neógenos es obvio, por ejemplo, que no se pueden trazar las trayectorias de esfuerzos. Sin embargo, sí puede obtenerse un diseño a grandes rasgos de las mismas, y, por tanto, un modelo aproximado del campo tensional, utilizando los datos de esfuerzos puntuales obtenidos por diversos autores en materiales pre-neógenos (Casas Sáinz, 1985, 1987; Hernández *et al.*, 1985; Simón Gómez, 1979, 1982, 1983) (fig. 3).

Por otro lado, no parece apropiado calificar escuetamente de «compresivo» ese campo de esfuerzos, a tenor de la aparente coexistencia y alternancia (en el espacio y en el tiempo) de estados compresivos y extensivos en el seno del mismo. Esto se hace aún más notorio si consideramos la evolución global durante todo el Neógeno-Cuaternario, período en el cual pasamos de una situación netamente compresiva (tránsito Oligoceno-Mioceno) a una netamente distensiva (Plioceno final-Cuaternario) a través de una compleja alternancia de episodios de uno y otro signo

que, además, pueden ser muy distintos de unos puntos a otros. Probablemente existió en cada área concreta un período principal de tránsito del régimen compresivo al distensivo, tránsito que, a juzgar por los datos estructurales, debió de producirse de un modo paulatino, por aumento gradual del valor de la relación de esfuerzos $(R = \sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ hasta producirse el intercambio de σ_1 y σ_2 (Simón Gómez, 1982, 1986; Guimerà, 1984). Sin embargo, dicho cambio de régimen no tuvo por qué producirse a la vez ni ser definitivo en todas las áreas. En tal situación, cualquier intento de diferenciar etapas compresivas o distensivas a lo largo del Neógeno cuenta con notables dificultades. Parece más razonable hablar de un campo de esfuerzos «mixto» e «inestable» que se manifiesta, según momentos y lugares, en estados compresivos o extensivos.

¿Cuál es la causa de esa «inestabilidad» del campo de esfuerzos? Si admitimos como único modelo aplicable en este caso la zonación del campo de esfuerzos propuesta por Tapponier y Molnar (1977) o, lo que es lo mismo, si consideramos la extensión E-W sólo como una manifestación particular del campo compresivo N-S, dicha inestabilidad podría venir dada por la repetida migración al N y al S de los límites entre las tres zonas del modelo (compresión triaxial, desgarre y extensión); tal migración debería ser la consecuencia, a su vez, de aumentos y disminuciones repetidas de la intensidad del empuje entre las placas Ibérica y Africana. Si admitimos que la distensión obedece a un mecanismo geodinámico diferenciado de la compresión, como es el *rifting* del margen mediterráneo de la Península (Vegas *et al.*, 1979), no sería necesario recurrir a considerar tan repetidos altibajos en la magnitud de la compresión horizontal. En este caso podría pensarse en un campo total producto de la superposición de dos campos de orígenes diferentes, de forma que aumentos o disminuciones continuados de uno y otro a ritmos distintos pudieran resolverse en estados compresivos y extensivos intermitentes.

La falta de paralelismo entre los ejes de los elipsoides compresivos y extensivos apoya también la idea de la superposición de dos campos de esfuerzos diferenciados en la parte más oriental de la cadena (compresión SSE, extensión ESE; Simón Gómez, 1982). Por el contrario, la coaxialidad de ambos tipos de elipsoides encontrada en el sector occidental de la Depresión del Ebro (área de las Bardenas: Gracia y Simón, 1986), junto con su mayor lejanía al margen mediterráneo sometido a *rifting*, sugieren la posibilidad de que este caso sí constituya un ejemplo de zona de *extensión secundaria* dentro del modelo de campo compresivo de Tapponier y Molnar (1977).

A la vista de todo lo anterior, pierde sentido la discusión acerca del momento exacto en que el régimen compresivo sustituye al distensivo en la Cordillera Ibérica. Desde los datos microestructurales no

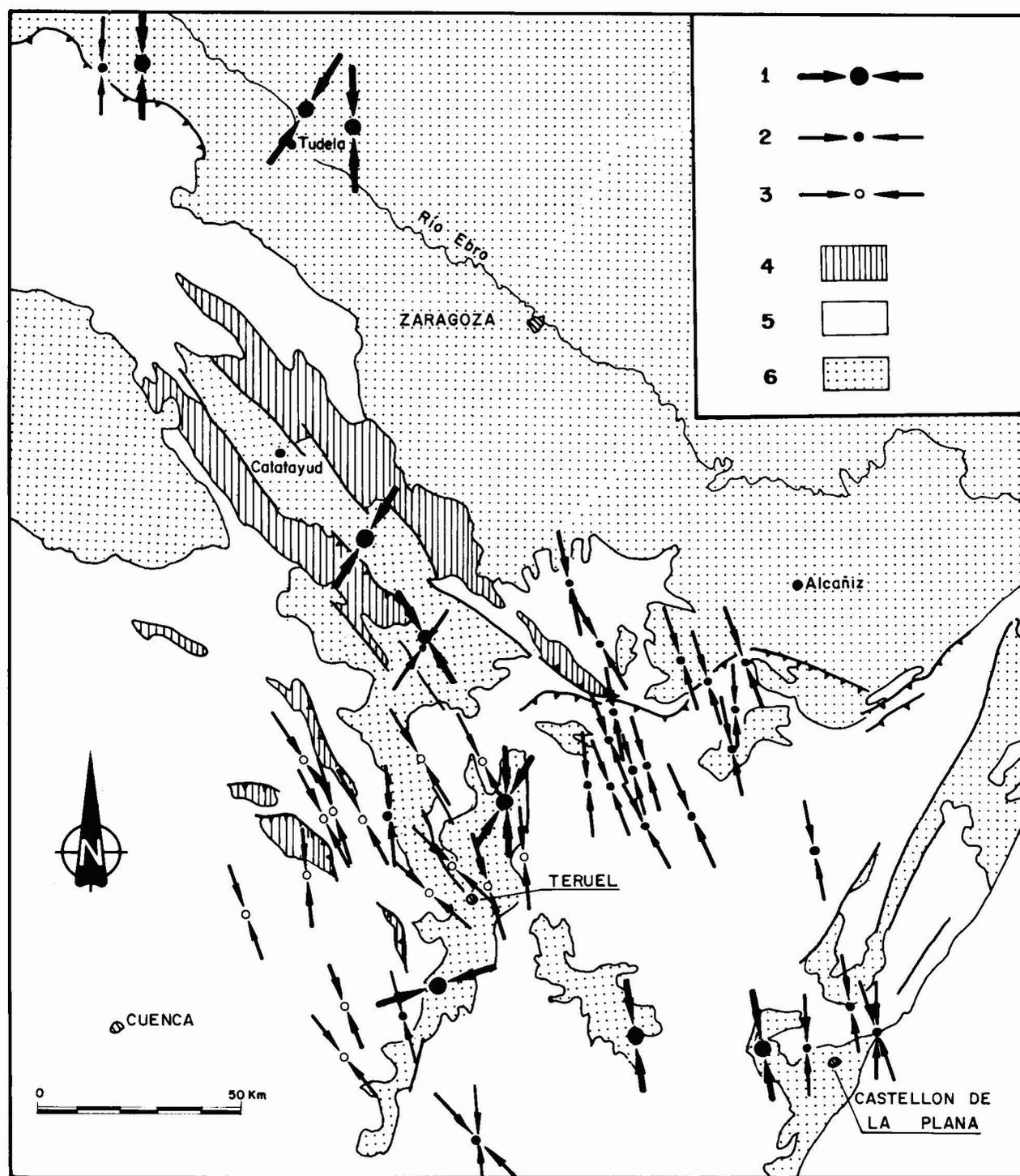


Fig. 3.—Distribución regional de esfuerzos compresivos tardíos interpretados a partir de microestructuras frágiles en la Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro. 1: Estaciones localizadas en depósitos neógenos, descritas en el presente trabajo. 2: Estaciones localizadas en materiales mesozoicos, estudiadas por Casas Sáinz (1985, 1987) y Simón Gómez (1979, 1982, 1983); la dirección de compresión señalada en cada localidad es aquella que se infiere de la generación más reciente de microestructuras, superpuestas siempre a otras deformaciones compresivas de directriz NE-SW. 3: Dirección de la última etapa compresiva (Z_4) en las estaciones citadas por Hernández *et al.* (1985). 4: Paleozoico. 5: Mesozoico. 6: Cenozoico.

sólo parece haber un paso gradual de uno a otro, sino que ambos coexisten, en mayor o menor medida, durante casi todo el Neógeno. Desde los datos macroestructurales, por el contrario, parece haber un «vacío de actividad» durante la primera parte del Mioceno, ya que: 1º) el plegamiento a gran escala de la cadena estaba ya prácticamente concluido al inicio del Mioceno, de forma que las macroestructuras más tardías se localizan sólo en unos pocos puntos concretos, y 2º) existen escasas evidencias de la actuación de macroestructuras distensivas antes del Mioceno medio-superior.

Este último punto requiere alguna discusión adicional. Guimerà (1987b) hace un uso incorrecto e interesado de nuestra afirmación de que «materiales datados en el Ageniense-Aragoniense forma parte, aparentemente, del relleno sedimentario de las fosas internas de la cadena» (Paricio y Simón, 1986, p. 316) cuando de ella colige que tal hecho marca el «inicio de la distensión». ¿Qué datos existen de que las cuencas sedimentarias en que se depositaron tales materiales eran *grabens* puros desarrollados en un campo de distensión? ¿O es que todo régimen tectónico debe considerarse distensivo mientras no se demuestre lo contrario?

En realidad, no existen evidencias de la formación de grandes *grabens* s.s. en el interior de la Cordillera Ibérica centro-oriental al comienzo del Mioceno. En algunas de las cuencas donde se han encontrado depósitos del Mioceno inferior no se conoce exactamente el régimen bajo el que se desarrollan (Calatayud, Rubielos de Mora); en alguna otra tal régimen puede interpretarse como transtensivo dentro de un campo de compresión (Mijares: Paricio, 1986; Maestrazgo oriental: Simón Gómez, 1986); alguna da la impresión de ser un *graben*, pero de dimensiones muy reducidas (Ribesalbes: Guimerà, 1987a).

Sólo existe una fosa ligada genéticamente a la distensión del margen mediterráneo, de dimensiones importantes y que alberga depósitos de edad bien conocida en toda su extensión: la fosa de Alfambrateruel-Mira. Los datos que ésta ofrece son, a nuestro juicio, bastante clarificadores. Dicha fosa sólo contiene depósitos del Mioceno inferior cerca de su extremo meridional, donde se localizan las calizas de Libros-Mas del Olmo, con fauna de la biozona MN4 (Aragoniense inferior) (Adrover *et al.*, 1978). Posteriormente parece existir un intervalo de tiempo relativamente largo en el que la sedimentación se detiene, «con la curiosa falta de yacimientos mastológicos de las zonas 5 a 8 de MEIN, en una fosa tan rica en yacimientos de vertebrados» (Hernández *et al.*, 1985). Sólo a partir del Vallesiense inferior parece generalizarse la sedimentación en todo el ámbito de la fosa.

Los datos de estratigrafía marina de la cuenca de Valencia, según se desprende de la información aportada por los sondeos de investigación petrolífera, apo-

yan también una edad próxima al Mioceno medio para el comienzo de su apertura y hundimiento. A partir del catálogo de sondeos marinos recientemente recopilado por el IGME (1987) hemos elaborado la figura 4. En ella se expresan, mediante distintos símbolos, los pisos a los que corresponden los primeros depósitos neógenos que reposan discordantes sobre el Mesozoico, en todos aquellos casos en que dicha información se recoge con claridad en el catálogo. Sólo uno de los sondeos, situado inmediatamente al SE de Barcelona, atraviesa Aquitaniense. En una mayoría de ellos la sedimentación terciaria no comienza hasta el Langhiense, y en otros incluso más tarde. Parece razonable, por tanto, situar en el Langhiense el comienzo del hundimiento y sedimentación generalizada en la Cuenca de Valencia.

En resumen, si siguiéramos el criterio de situar el final de la compresión en la Cadena Ibérica en la «finalización de la actuación de las macroestructuras compresivas» (es decir, «cerca del límite Oligoceno-Mioceno») y el comienzo de la distensión «a partir del inicio del desarrollo de las fosas (...), sobre todo con la deposición de potencias importantes de sedimentos en su interior» (Guimerà, 1987b), llegaríamos

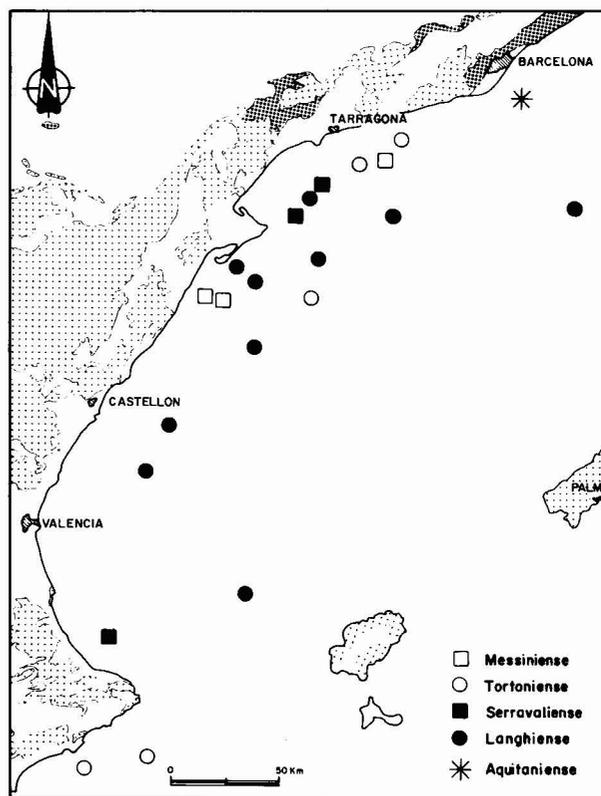


Fig. 4.—Edades de los primeros depósitos neógenos discordantes sobre el Mesozoico en la cuenca de Valencia, según la información proporcionada por sondeos marinos de investigación petrolífera (IGME, 1987).

a la conclusión de que durante la mayor parte del Mioceno inferior y medio no existe ni un régimen ni otro, sino sólo una suerte de «vacío tectónico» que resulta difícil de conciliar con el modelo de *tránsito progresivo* de uno a otro régimen que tanto Guimerà (1984) como nosotros mismos (Simón Gómez, 1982, 1986) propugnamos. De acuerdo con dicho modelo y con todos los datos aquí aportados, creemos más realista llenar dicho «vacío» y suponer no un «equilibrio estático», sino una superposición-interacción dinámica de ambos campos en la cadena durante este período. El que al producto de dicha superposición se le califique de «compresión con leves episodios distensivos» o de «distensión con leves episodios compresivos» creemos que es ya sólo una cuestión terminológica de segundo orden.

Conclusiones

1) Al menos en nueve localidades de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro se han interpretado, mediante el análisis de poblaciones de microfallas, estados de esfuerzo compresivos en depósitos neógenos que se hallan bien datados con vertebrados.

2) Algunas macroestructuras compresivas parecen continuar aún activas durante el Mioceno en ciertos puntos de la región. Los casos discutidos aquí correspondientes a la Cordillera Ibérica centro-oriental (cubetas de Cobatillas y de Aiguaviva) no parecen proporcionar argumentos concluyentes ni a favor ni en contra de dicha hipótesis, si bien queda claro que en la primera de ellas las estructuras compresivas E-W no se observan fosilizadas por los depósitos aflorantes. En cualquier caso, pliegues y cabalgamientos kilométricos que afectan claramente a materiales del Mioceno inferior-medio se encuentran en Daroca-Villafeliche, depresión de Arnedo y borde sur de la Sierra de Cantabria.

3) El conjunto de todos estos datos permite definir en la región un campo de comprensión próxima a N-S durante una parte del Neógeno, si bien para trazar sus trayectorias conviene recurrir a datos adicionales de paleoesfuerzos atribuibles a esa edad, pero registrados en materiales más antiguos.

4) Síntomas evidentes de movimientos distensivos generalizados en las grandes cuencas neógenas marinas (Cuenca de Valencia) y continentales (fosa de Alfabra-Teruel-Mira) no existen antes del Mioceno medio-superior. Sin embargo, haciendo una lectura global de toda la información disponible a escalas macro y microestructural, puede decirse que ambos regímenes, compresivo y distensivo, coexisten y se superponen en mayor o menor medida en la región durante casi todo el Neógeno. La variabilidad espacial y temporal y de uno y otro determinan que el resultado de su suma pueda ser, en cada momento y en cada lugar,

bien un estado de esfuerzos compresivo, bien uno extensivo.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los comentarios y sugerencias hechos por A. Casas Sáinz y A. González Rodríguez al manuscrito original, así como la delineación de una parte de los gráficos por M. A. González.

Referencias

- Adrover, R.; Mein, P. y Moissenet, E. (1978): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geol.*, 34, 205-214.
- Adrover, R.; Feist, M.; Ginsburg, L.; Guerin, C.; Hugueney, M. y Moissenet, E. (1983): Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (province de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 25, 421-431.
- Anadón, P.; Cabrera, L.; Calvet, F.; Gallart, F.; López, C.; Permanyer, A. y Serra, J. (1983): El Terciario. In: IGME (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3, 1-179.
- Arenas, C. (1986): *Estudio sedimentológico del sistema aluvial mioceno de Cobatillas (prov. de Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 170 pp.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972): Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pétrol.*, 27, 715-732.
- Cabrera Pérez, L. (1983): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona 443 pp.
- Casas Sáinz, A. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 162 pp.
- Casas Sáinz, A. (1987): El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). *Acta Geol. Hisp.* (en prensa).
- Colomer, M. (1987): *Estudi geològic de la vora sud-oest de la fossa de Calatayud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocho*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona, 99 pp.
- Crusafont, M.; Truyols, J. y Riba, O. (1966): Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. *Not. y Com. IGME*, 90, 53-76.
- Cuenca, G. (1985): *Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior del Autol (La Rioja)*. Publ. Instituto de Estudios Riojanos, 96 pp.
- Cuenca, G. (1986): *Revisión de los sciuridos del Aragoniense y del Ramblense en la fosa de Calatayud-Montalbán*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza, 205 pp.
- Etchecopar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier, 269 pp.
- Gracia Prieto, F. J. y Simón Gómez, J. L. (1986): El campo de fallas miocenas de la Bárdena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min.*, 97, 693-703.
- Guimerà, J. (1983): Estudio tectónico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides. In: IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3.

- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121, 413-420.
- Guimerà, J. (1987a): Precisiones sobre la estructura y edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana). *Bol. Geol. Min.*, 98, 26-42.
- Guimerà, J. (1987b): Comentarios sobre «Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón)», de J. Paricio Cardona y J. L. Simón Gómez. *Estudios Geol.*, 43, 63-69.
- Hernández, A.; Godoy, A.; Alvaro, M.; Ramírez, J. I.; Leal, M. C.; Aguilar, M.; Anadón, P.; Moissenet, E.; Meléndez, A.; Gómez, J. J.; Martín, J. M.; García, J. C.; Aramburu, C.; Ortí, F.; Solé, N. y Gabaldón, V. (1985): *Mapa geológico de España 1:200.000, hoja 47 (Teruel)*, IGME, Madrid, 192 pp., 1 mapa.
- IGME (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, Madrid, 465 pp., 17 mapas.
- Illies, J. H. y Greiner, G. (1978): Rhinegraben and the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 770-782.
- Julivert, M. (1954): Observaciones sobre la tectónica de la región de Calatayud. *Arrahona* (Publ. Mus. Paleont. Sabadell), 17 pp.
- Mattauer, M. y Mercier, J. L. (1980): Microtectonique et grande tectonique. *Livre Jubilaire, Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 10, 141-161.
- Meléndez, A.; Pendón, J. G. y Simón, J. L. (1981): Evolución sedimentaria de un abanico aluvial neógeno en la región de Cobatillas (Teruel). *Teruel*, 66, 15-30.
- Muñoz, A. (1985): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la Depresión de Arnedo (provincia de La Rioja)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 150 pp.
- Paricio Cardona, J. (1986): *La cuenca neógena inferior del Mijares (prov. Teruel-Castellón: Modelo tectosedimentario y evolución estructural)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 116 pp.
- Paricio Cardona, J. y Simón Gómez, J. L. (1986): Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geol.*, 42, 307-319.
- Portero, J. M. y Aznar, J. M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*, 3, 253-263.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Riba, O.; Reguant, S. y Villena, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: Comba, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. IGME, Madrid, 2, 131-159.
- Santafé, J. V.; Casanovas, L. y Alférez, F. (1982): Presencia del Vallesiense en el Mioceno continental de la Depresión del Ebro. *Rev. R. Acad. C. Exac. Fís. y Nat.*, 76, 277-284.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): La Neotectónica de las Cordilleras Béticas. In: Comba, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, IGME, Madrid, 2, 469-485.
- Simón Gómez, J. L. (1979): *Modelo evolutivo de la tectogénesis alpina en la región del Guadaloque, entre Aliaga y Calanda (prov. Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 180 pp.
- Simón Gómez, J. L. (1981): Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la cadena Ibérica). *Acta Geol. Hispánica*, 16, 135-138.
- Simón Gómez, J. L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel (1984), 269 pp.
- Simón Gómez, J. L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón Gómez, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- Simón Gómez, J. L. (1988): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.* (en prensa).
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1976): Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319-324.
- Vegas, R.; Fontboté, J. M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. *Proceedings Symp. «Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding areas»*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spec. Publ., 201, 109-128.
- Villena, J.; Pardo, G.; González, A. y Pérez, A. (en prensa): *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario*. In: IGME (ed.): *Mapa Geológico de España 1: 200.000, Hoja 40 (Daroca)*. IGME, Madrid.

Recibido el 21 de enero de 1988
 Aceptado el 23 de mayo de 1988