

APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA COMPRESION TARDIA EN LA CORDILLERA IBERICA CENTRO-ORIENTAL: LA CUENCA NEOGENA INFERIOR DEL MIJARES (TERUEL-CASTELLON)

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

RESUMEN

Las facies esencialmente fluviales que integran la *unidad inferior neógena* del valle medio del Mijares se depositan en tres *grabens* paralelos controlados por fallas sinsedimentarias ENE de componente normal. Este dispositivo estructural se crea en el curso de una etapa compresiva de intensidad moderada, con un σ_1 según ENE, que eventualmente se intercambia con σ_2 vertical. Una segunda etapa de compresión SSE a S afecta posteriormente a esta unidad, datada en el Astaraciense-Vallesiense gracias a la fauna de micromamíferos proporcionada por dos yacimientos. Otras localidades de la Cadena Ibérica centro-oriental registran asimismo deformaciones compresivas en depósitos bien datados entre el Ageniense y el Aragoniense. Aunque sin producir apenas pliegues, el régimen compresivo perdura aún claramente en este sector de la cadena durante toda la primera mitad del Mioceno, siendo en el Vallesiense cuando se produce el tránsito definitivo a la distensión.

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

ABSTRACT

The lower Neogene deposits of the Mijares valley (mainly fluvial facies) are filling three parallel grabens controlled by synsedimentary ENE normal faults. This structural pattern is created during a moderate compression phase with an ENE horizontal σ_1 axis which sometimes can be permuted with the vertical σ_2 . Afterwards, a second SSE to S compression affects these deposits. The age of the basin can be established in the Upper Aragonian-Lower Vallesian based on the Micromammal fauna found in two localities. Other sites in the central-oriental Iberian Chain also show compressive deformations in well-dated deposits of Agenian and Aragonian ages. The compression still continues in this region during the Lower and Middle Miocene, the passage to the extension regime taking place in the Vallesian.

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

Introducción

Con posterioridad a la compresión principal NE-SW, que da lugar a la mayoría de las estructuras de plegamiento de la Cordillera Ibérica, tienen lugar en la misma, a juicio de diversos autores, ciertas etapas compresivas tardías.

Alvaro (1975), Capote *et al.* (1982) y Manera (1981) citan una compresión E-W en el área más occidental de la cadena, que sería la responsable de los pliegues submeridianos que caracterizan la estruc-

tura de la Sierra de Altomira. Para Gómez y Babín (1973) también lleva esa dirección la última fase compresiva registrada en el área meridional de Valencia, mientras Simón Gómez (1983) hace asimismo alguna referencia a ella en algunos puntos muy localizados en el entorno de las fosas de Teruel (Libros, Bueña).

Otra compresión tardía parece haber actuado también en dirección entre SSE y S, ésta centrada más bien en el sector oriental (Simón Gómez, 1981 a, b; 1983; 1984, a; Casas Sainz, 1985), aunque también

(*) S. A. Hullera Vasco-Leonesa, Servicio Geológico. Santa Lucía (León).

(**) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

existen referencias a ella en el occidental (Capote *et al.*, 1982). Según Simón Gómez (1984 a, 1986), sería a partir de esta última compresión, y en tránsito gradual, cuando se produciría el cambio definitivo al régimen de distensión en el Este de la cadena, en relación con el proceso de apertura de la cuenca de Valencia.

La edad de las dos compresiones citadas constituye un problema aún no enteramente resuelto. La mayor parte de los autores sitúan ambas en el Mioceno inferior-medio, algunas veces por simples criterios de correlación regional y otras basados en datos cronostratigráficos (en ocasiones discutidos) de los depósitos afectados. Por otra parte, tampoco son frecuentes los lugares en las que ambas coexisten (ya hemos señalado que la E-W parece dominar en la parte occidental de la cadena y la SSE a S en la oriental). En el área de Guadalajara, Capote *et al.* (1982), interpretan que la E-W es anterior a la N-S; en las zonas centro-orientales de la cordillera, sin embargo, no se han hecho referencias precisas a la cronología relativa de ambas.

Es nuestro propósito en este trabajo intentar aportar nuevos elementos para el conocimiento de estas

etapas compresivas neógenas precisamente en este ámbito centro-oriental de la Cordillera Ibérica. Por un lado, intentaremos caracterizarlas desde el punto de vista del régimen de esfuerzos que corresponde a cada una, basándonos para ello en el análisis dinámico de poblaciones de fallas mediante métodos de carácter estadístico. Por otro, trataremos de establecer la relación cronológica entre ambas (en el caso de que, efectivamente, actúen como dos etapas tectónicas distintas) y su edad, basada, esta última, en la datación mediante fauna de micromamíferos de los materiales deformados.

El núcleo del trabajo se ha centrado en un área geológica especialmente propicia para abordar tales objetivos. Se trata de la cuenca neógena que ocupa, aproximadamente, el área del actual valle medio del Mijares, a caballo entre las provincias de Teruel y Castellón y flanqueada al N y al S, respectivamente, por los macizos de Gúdar y Pina-Espadán.

La depresión del Mijares, junto con las de Sarrión y Palancia, constituye un sistema de morfoestructuras negativas que separa los sectores Levantino y del Maestrazgo en la Cadena Ibérica oriental (fig. 1). En ellas, recubriendo irregularmente diversas formaciones mesozoicas y separadas por disconformidades más o menos netas, pueden distinguirse hasta tres grandes unidades neógenas (s.l.) en facies continentales detrítico-carbonatadas; éstas, con ciertas variantes, son las que rellenan

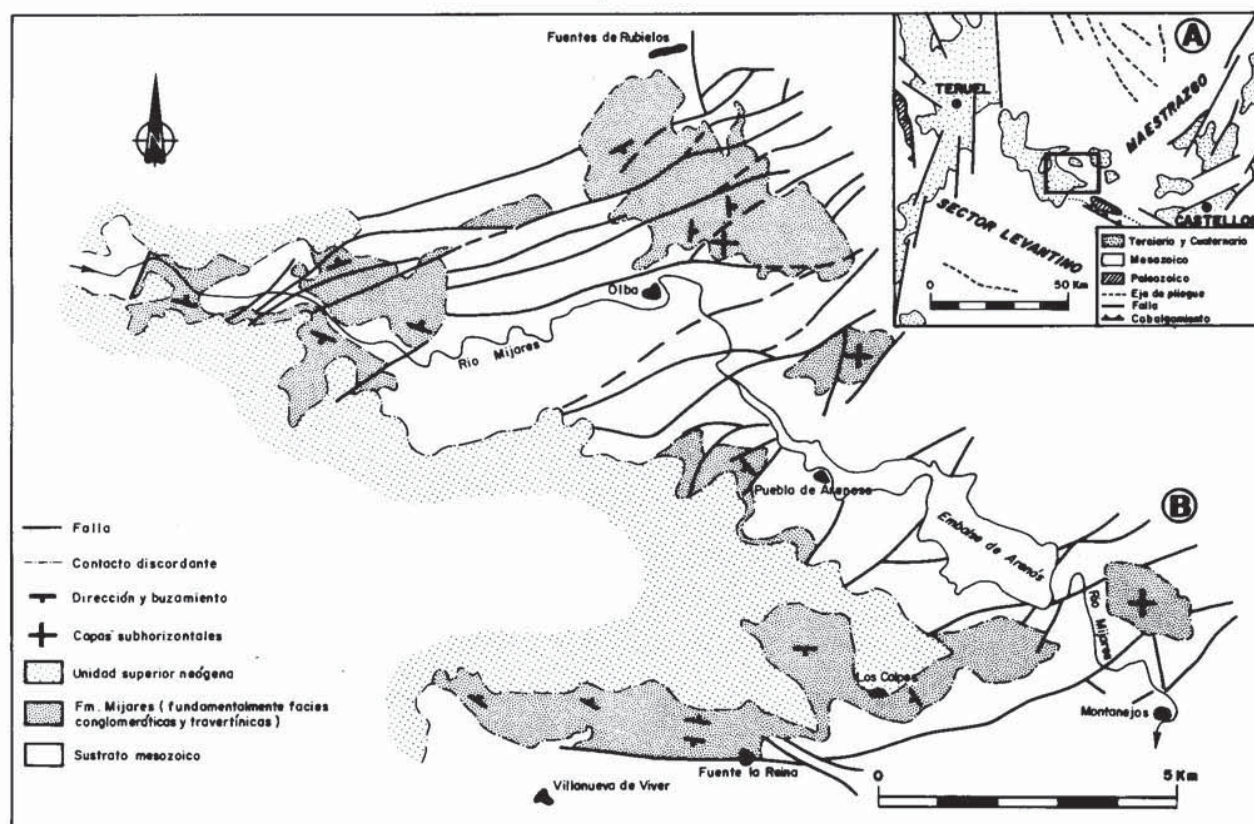


Fig. 1.—A: Situación del área estudiada. B: Mapa geológico.

asimismo el resto de fosas internas de la Cordillera Ibérica (Simón Gómez, 1984 b):

- *Unidad inferior neógena* (pre-Aragoniense superior).
- *Unidad superior neógena* (Aragoniense superior [?]-Villafranquiense inicial).
- *Unidad plio-cuaternaria* (Villafranquiense).

El área de sedimentación que cubren estas tres unidades es progresivamente creciente, tanto en el ámbito concreto del Mijares como en el conjunto de la Cadena Ibérica centro-oriental; esto es, las cuencas sedimentarias experimentan una expansión a lo largo de todo el Neógeno, pasando de ser, en general, un conjunto de cubetas aisladas y de reducidas dimensiones, en el tiempo en que se deposita la primera de ellas, hasta un entramado extenso y casi continuo de depresiones en el caso de la tercera. En la depresión de Sarrión-Mijares, los depósitos encuadrados en la *unidad inferior neógena* son los que rellenan la cubeta de Rubielos de Mora y los que constituyen los afloramientos más o menos dispersos del valle medio del Mijares (área de Olba-Montanejos), objeto de este trabajo. La *unidad superior neógena*, por el contrario, ocupa ya todo el eje de la actual depresión, entre Formiche Alto (Teruel) y Arañuel (Castellón). Por último, la *unidad plio-cuaternaria* se expande considerablemente hacia el SW, hasta alcanzar las estribaciones de Javalambre.

Ciféndonos a las cuencas en que se deposita la más antigua de estas unidades, es de señalar que la cubeta de Rubielos ha sido objeto de estudio por numerosos autores desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico. Alberga una serie arcillo-arenosa, con intercalaciones de lignitos y pizarras bituminosas, y su evolución parece estar controlada por una falla normal ENE que la limita por el S (Gavala, 1921; Gautier, 1970; Moissenet y Gautier, 1971; Aguilar, 1975). Su edad puede situarse en el Aragoniense inferior-medio, a juzgar por las dataciones de dos yacimientos de vertebrados (Crusafont *et al.*, 1966; Aguirre y Moissenet, 1972; Adrover *et al.*, 1974). Por contra, la *unidad inferior neógena* en el Mijares medio ha sido mucho menos estudiada: los trabajos de Gautier (1967, 1974) y Moissenet (1982) únicamente incluyen una descripción somera de la serie estratigráfica y atribuciones temporales de la misma al Mioceno inferior carentes de soporte paleontológico; desde el punto de vista tectosedimentario, las referencias de Simón Gómez (1984 b) y Hernández *et al.* (en prensa), son excesivamente generales. En estas condiciones, no conociéndose de forma precisa ni la edad ni el modelo de la cuenca, pero sospechándose su funcionamiento en un período clave de la evolución tectónica de la Cadena Ibérica, parecía necesario proceder a un estudio más profundo de la misma.

Ese ha sido nuestro propósito en la primera parte de este trabajo, presidido por un enfoque necesariamente interdisciplinar. En primer lugar, el estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos de la unidad inferior neógena ha permitido establecer un modelo del dispositivo tectosedimentario de la cuenca. El estudio de la fauna de vertebrados hallada en dos yacimientos ha permitido conocer su edad aproximada. El análisis de las deformaciones que afectan a los materiales a diversas escalas ha posibilitado la elaboración de un modelo de evolución tectónica. En particular, el análisis de fallas a escala de afloramiento mediante métodos estadísticos ha permitido caracterizar los estados de esfuerzo que se han ido sucediendo. Finalmente, la correlación de dicho modelo evolutivo con diversos datos procedentes de otras áreas contribuye de forma significativa al conocimiento de la compresión neógena en la Cordillera Ibérica centro-oriental.

La cuenca neógena inferior del Mijares: dispositivo tectosedimentario y edad

El estudio estratigráfico de los depósitos de la unidad inferior neógena del Mijares ha sido abordado recientemente por uno de nosotros (Paricio, 1986), y ha llevado a la definición formal de la misma como Formación Mijares. Sus materiales se extienden en afloramientos aislados que ocupan una superficie total de unos 30 km², variando su espesor entre 10 y 200 m. Se distinguen tres bandas de afloramientos alineados en dirección ENE: una franja septentrional, al N y W de Olba; una central, en torno a Puebla de Arenoso, y una meridional, entre Montanejos y Villanueva de Viver.

Pueden diferenciarse cinco litofacies, con contactos mutuos más de carácter horizontal que vertical (todas ellas se apoyan en un punto u otro sobre el sustrato mesozoico) y con rápidos cambios de espesor:

- F1: Conglomerados en grandes bancos, con bases y cicatrices internas erosivas y cantos de gran tamaño.
- F2: Conglomerados con intercalaciones arenosas y lentejones de caliza travertínica.
- F3: Areniscas con laminaciones cruzadas y finas intercalaciones de arcillas y costras calcáreas.
- F4: Alternancia de calizas travertínicas en bancos, margas, arenas finas, arcillas y niveles lignitosos.
- F5: Calizas travertínicas en bancos o masivas, con numerosos restos vegetales transportados o en posición de vida.

El medio sedimentario interpretado a partir de todos estos rasgos sedimentológicos es básicamente fluvial, probablemente de canales anastomosados, donde la secuencia de F1 a F5 representaría, en líneas generales, un tránsito hacia condiciones de progresiva menor energía (Paricio, 1986). Las calizas travertínicas, sin duda los materiales más representativos de la formación Mijares, se habrían depositado en diversos subambientes fluviales (remansos, cascadas, ...) o en ambientes palustres asociados de carácter efímero; en su interior aparecen frecuentemente secuencias rítmicas de colonización vegetal/desmantelamiento y transporte, reflejo de las alternancias en el clima y en el régimen energético del medio.

La geometría de los cuerpos sedimentarios es compleja. La dispersión de afloramientos ya comentada no se debe sólo a erosión posterior, sino, fundamentalmente, a las características geométricas de la cuenca. Las tres bandas de afloramientos corresponden a sendos surcos o depresiones individuales en los que existen rápidos cambios de espesor transversales controlados por fallas ENE de componente normal (fig. 2.A, B). Estas últimas se observan tanto a escala

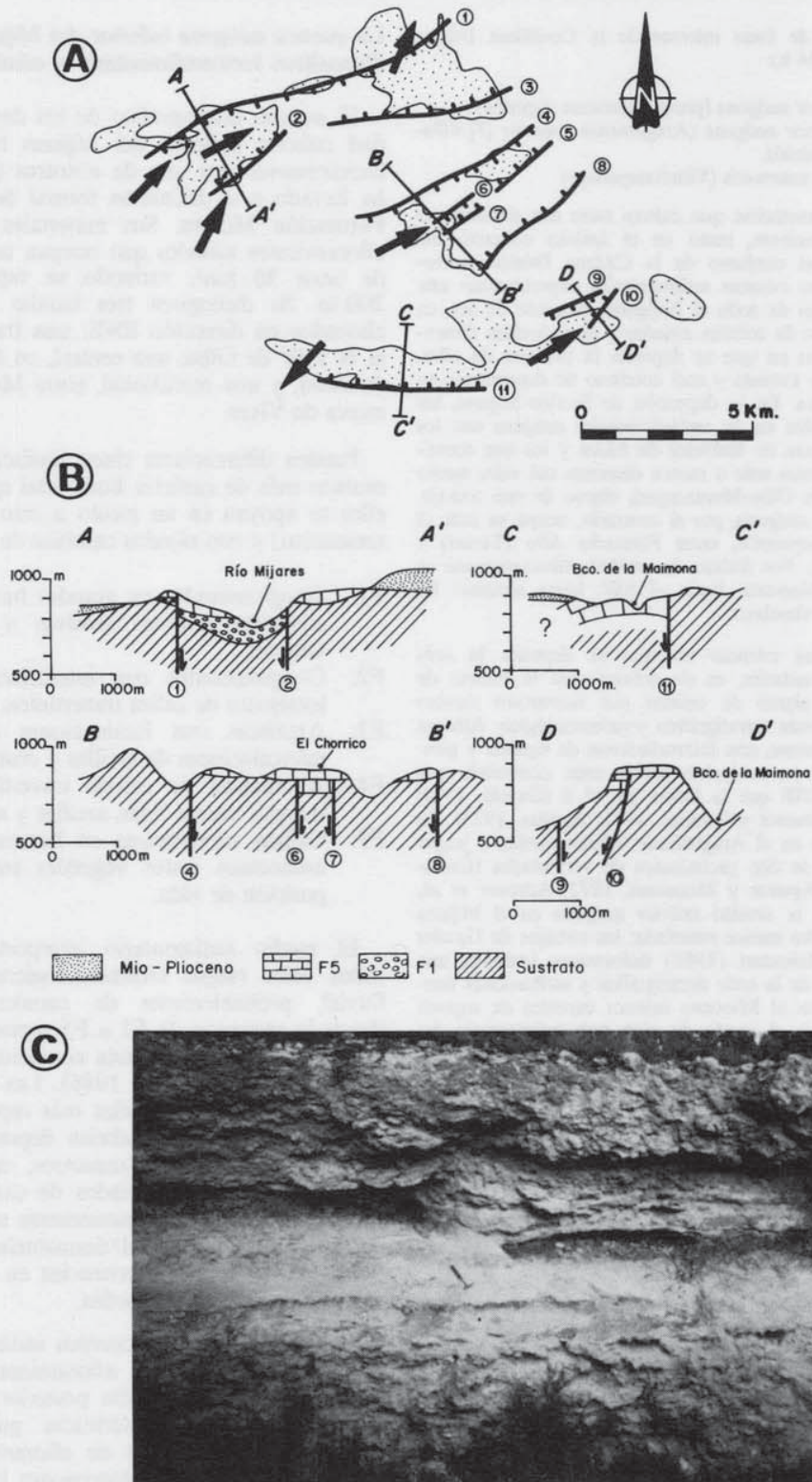


Fig. 2.—A: Esquema de las principales fallas que delimitan la cuenca neógena inferior del Mijares y de las direcciones de paleocorriente medidas. B: Cortes simplificados de las diferentes subcuencas (su ubicación, así como la numeración de las fallas, figuran en el esquema A). C: Falla normal sinsedimentaria a escala de afloramiento en las proximidades de Los Calpes.

cartográfica como de afloramiento, con carácter netamente intrasedimentario en algunos casos (fig. 2.C). No cabe duda de que son estas mismas depresiones tectónicas las que controlan las direcciones de paleocorrientes, sistemáticamente orientadas también hacia el ENE (fig. 2.A). Su procedencia sería de una zona elevada al WSW, que bien podría corresponder a las estribaciones del anticlinorio de Espadán.

El dispositivo tectosedimentario de la cuenca queda configurado, por tanto, por tres *grabens* paralelos, limitados por fallas de dirección ENE, en los que se instalan sendos sistemas fluviales. Estos depositan una gran variedad de sedimentos en función del tipo de subambientes y de la energía del medio; las calizas travertínicas son los más característicos.

Aun no siendo, en general, estos materiales muy propicios para el hallazgo de buenos yacimientos de vertebrados, un rastreo sistemático de las unidades lignitosas ha permitido localizar dos de ellos que han ofrecido resultados aceptables y posibilitan la datación parcial de la serie (Paricio, 1986). En el Arroyo de Tamborero (Los Calpes, Castellón) se ha encontrado la asociación anómala de dos roedores: *Cricetodon sp.* y *Megacricetodon debruijini*; el primero es pre-Vallesiense, mientras que el segundo no ha sido nunca hallado en niveles anteriores al Vallesiense inferior. En cualquier caso, la edad del yacimiento no parece que pueda ser más antigua del Aragoniense superior (zona MN 8). En la Fuente del Molino (San Agustín, Teruel) se ha vuelto a encontrar, entre otros, un molar de *Megacricetodon* de especie no determinada (*M. crusafonti* o *M. ibericus*), cuya edad puede situarse bien en el Aragoniense superior, bien en el Vallesiense inferior.

Ambos yacimientos se encuentran en niveles intermedios de la Formación Mijares, sin que se pueda precisar, por tanto, el rango temporal completo que ésta abarca. No existiendo ninguna unidad terciaria datada por debajo de ella, sólo puede sospecharse que los depósitos infrayacentes a los yacimientos citados deben incluir, al menos, una buena parte del Aragoniense superior. Con relación a la posible edad del techo, lo único seguro es su anterioridad respecto al yacimiento más antiguo datado en la unidad superior neógena, que corresponde a la zona MN 11 (Turoliense) (Moissenet, 1982). Entre ambas unidades no existe una discordancia marcada, y sí un contacto aparentemente normal en bastantes casos; no parece, por tanto, que hubiera de producirse un hiato temporal demasiado importante entre ellas, con lo que el techo de la Formación Mijares debe de ser sólo ligeramente anterior a la zona MN 11. En resumen, dicha unidad podría abarcar, como mínimo, una parte importante del Aragoniense superior y del Vallesiense.

Deformaciones en régimen compresivo en los depósitos de la Formación Mijares

A escala macroestructural, el rasgo más notable de la Formación Mijares lo constituye la familia de largas fallas ENE, en gran parte intrasedimentarias, a que nos hemos referido en el apartado anterior (fig. 3.A). Los desplazamientos que producen en los depósitos neógenos oscilan entre unos pocos y un centenar de metros.

El análisis de la fracturación a escala de afloramiento se ha realizado a partir de los datos de siete estaciones (fig. 3.B), seis de ellas (1 a 6) situadas en materiales neógenos y la última (7) en calizas cretácicas inmediatamente infrayacentes. La dirección preferente de las microfallas observadas en los seis afloramientos neógenos oscila entre 020 y 050 (ligeramente más norteada, por tanto, que la de las fallas cartográficas), si bien existe asimismo otro pequeño grupo orientado entre E y SE; en casi todas ellas domina la componente de movimiento direccional (fig. 3.C).

La familia de fallas NE registra movimientos tanto en sentido dextral como sinistral, lo que obliga a pensar en, al menos, dos etapas tectónicas con direcciones de esfuerzos distintas. La aplicación del método del *diedro mínimo* (Arthaud y Choukroune, 1972) a las fallas representadas conjuntamente en el estereograma 3.C, permite una primera aproximación al problema (fig. 3.D): dos direcciones de aparente compresión horizontal quedan definidas en 065 y 160, respectivamente. Ambas activan sendos sistemas conjugados de fallas transcurrentes de orientaciones muy similares entre sí.

En los diagramas anteriores se han agrupado para el análisis los datos de las seis estaciones neógenas. Ello obedece a la escasez en el número de fallas medidas en cada estación por separado, y resulta razonable a la vista de las débiles variaciones existentes en el buzamiento de las capas (siempre próximas a la horizontal) y de la coherencia de resultados. Con ese mismo criterio se ha abordado el análisis de estas fallas mediante otros métodos estadísticos que permiten obtener resultados más precisos y cuya representación gráfica aparece en la figura 4. Se trata del método de los *diedros rectos* (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), *diagrama y-R* (Simón Gómez, 1984 a, 1986) y método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984). En los dos primeros se han tratado por separado las subpoblaciones que resultan coherentes, respectivamente, con las compresiones ENE y SSE, según se desprende de la aplicación del método del diedro mínimo. Mediante el método de Etchecopar se ha procedido a una nueva separación de tensores de esfuerzos a partir de la población total de fallas, sin establecer hipótesis previas, obteniéndose resultados completamente similares a los anteriores; en primer lugar ha sido detectado el

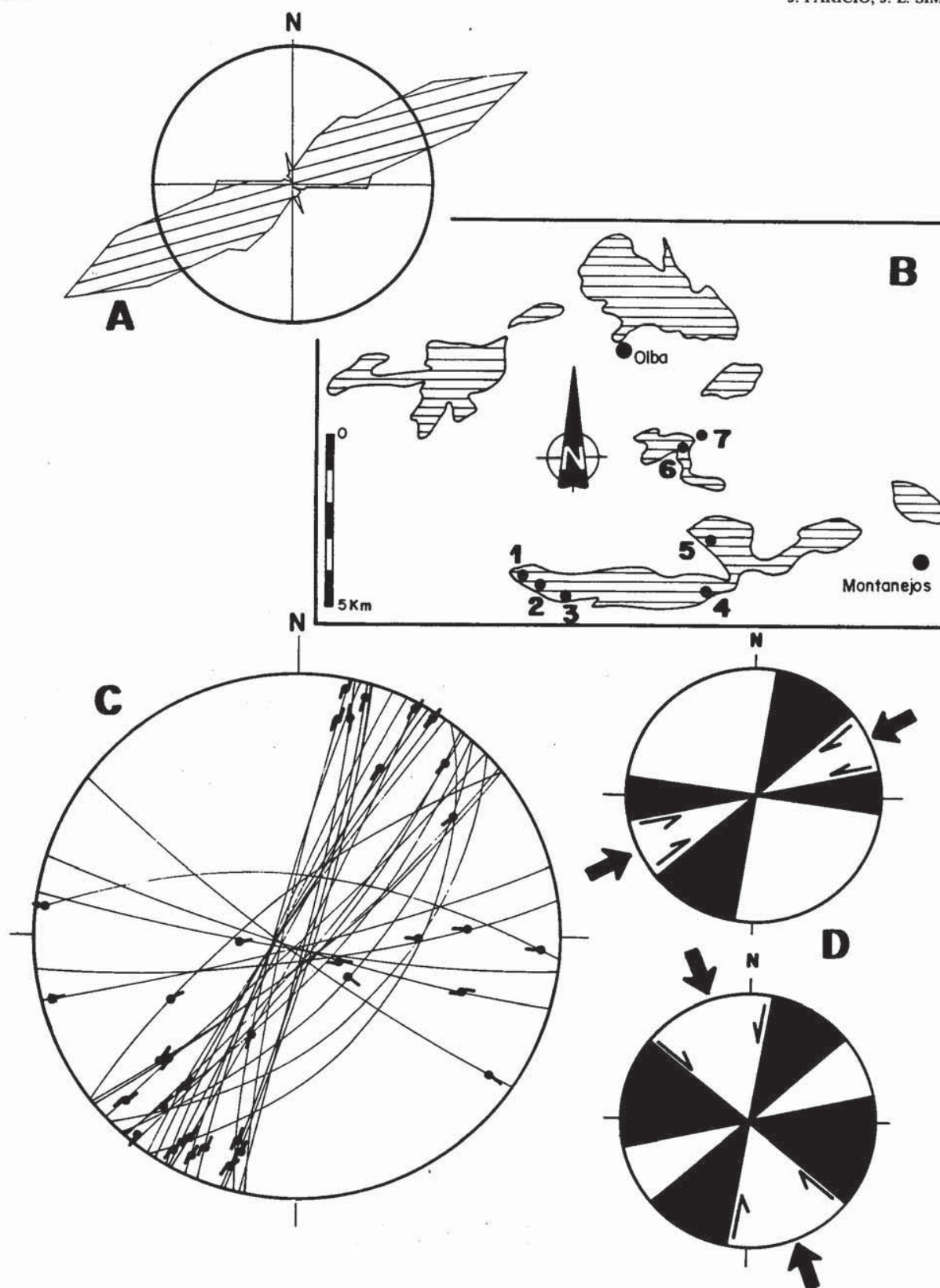


Fig. 3.—A: Rosa de fallas cartográficas que afectan a la Formación Mijares. B: Situación de las estaciones de datos microestructurales. 1: 857.9; 612.2. 2: 858.2; 612.0. 3: 858.5; 611.9. 4: 862.3; 611.7. 5: 862.7; 613.4. 6: 862.6; 616.2. 7: 862.8; 616.6. C: Representación estereográfica de los planos y estrias medidos. D: Aplicación del criterio del *diedro mínimo*: primera aproximación al análisis de las fallas direccionales.

tensor de compresión SSE, que explica la mayor parte de las fallas analizadas; tras eliminar éstas aparece asimismo el segundo tensor de compresión ENE, aunque dando cuenta sólo de un número pequeño de ellas.

El diagrama de diedros rectos permite una primera acotación del campo de σ_1 correspondiente a la compresión ENE (fig. 4.A). En realidad éste no queda bien definido: el campo de compresión en el diagrama se extiende desde la horizontal hasta casi la vertical, lo que hace sospechar una proximidad entre los valores de σ_1 y σ_2 . En otro sentido, también el método de Etchecopar proporciona un elipsoide de esfuerzos próximo a la forma de revolución (fig. 4.C); sin embargo, aquí los ejes similares son σ_2 y σ_3 , aunque hay que precisar que esta solución explica correctamente sólo 5 de las fallas. El diagrama y-R (fig. 4.B) refleja asimismo esta probable variabilidad de la forma del elipsoide, ya que contiene posibles «nudos» o soluciones con valores de R comprendidos prácticamente entre 0 (compresión uniaxial: σ_1 horizontal, $\sigma_2 = \sigma_3$) y 1 (distensión uniaxial: $\sigma_1 = \sigma_2$; σ_3 horizontal). La relación de esfuerzos R se define como el cociente $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, siendo σ_2 vertical y σ_1, σ_3 horizontales. Todo parece indicar que, aun manteniéndose relativamente constante la orientación de los tres ejes de este elipsoide de esfuerzos (σ_1 070, σ_2 subvertical, σ_3 160), tanto σ_1 y σ_2 como σ_2 y σ_3 han podido intercambiarse en algún momento.

El diagrama de diedros rectos de la figura 4.D sugiere una dirección media de 175 para el eje σ_1 del otro estado compresivo. Esta queda perfectamente corroborada por el método de Etchecopar, que ofrece una buena solución, con un valor de $R = 0,13$ (régimen de *décrochement*) y una distribución de planos en el círculo de Mohr perfectamente coherente con el criterio de fracturación de Coulomb (fig. 4.F). El diagrama y-R ofrece, en cambio, una solución más dispersa (fig. 4.E), lo que no deja de resultar paradójico si tenemos en cuenta que el grado de adecuación de las fallas a la solución de Etchecopar es alto, y que la condición necesaria para la aplicación del diagrama y-R —esto es, la verticalidad de uno de los ejes—, parece cumplirse en este caso. Sin embargo, no debemos olvidar que nos encontramos ante fallas predominantemente direccionales, y que en ellas es mayor el peligro de que una dispersión pequeña entre estría real y teórica corresponda en realidad a una dispersión grande en el valor de R del tensor solución (Casas Sainz, 1985). Dicho en otros términos, la solución de Etchecopar, en la que se ha admitido un margen de variación de hasta 15° a la hora de juzgar la adecuación de las fallas al tensor, puede englobar movimientos correspondientes en realidad a tensores sensiblemente distintos, con una dispersión tal como la que indica el diagrama y-R. No obstante, tal variabilidad (que abarca parte de los campos del *décro-*

chement y de la compresión triaxial: R entre 0,6 y —0,8, aproximadamente) queda claro que oscila en torno a una posición media que es precisamente la proporcionada por el método de Etchecopar (véase el cuadrado representativo aproximadamente en el centro del conjunto de nudos del diagrama 4.E).

Hay que señalar, por otra parte, que los resultados obtenidos del análisis de microfallas en la estación 7, aunque no sean discutidos aquí pormenorizadamente por haber afectado a materiales pre-neógenos (calizas cretácicas), son totalmente coincidentes con los expuestos hasta el momento.

Una vez definidos los dos estados de esfuerzos, queda por establecer su cronología relativa. Algunas fallas en las que se superponen estrías relacionadas con uno y otro coinciden en indicar que la compresión ENE se produjo con anterioridad a la SSE. Existe, por ejemplo, alguna falla NE que funciona primero en sentido dextral y luego sinistral. Por otra parte, aunque las fallas ENE no son tan abundantes a escala micro como macroestructural, según hemos ya señalado, algunas se observan también en los afloramientos. Su movimiento se produce en el curso de la primera fase compresiva y con componente predominantemente normal (según la ecuación de Bott, 1959, ello está perfectamente justificado por tener su dirección próxima a la de σ_1). En algunas de estas fallas se superpone luego un movimiento de fuerte componente inversa, compatible con la compresión SSE. La figura 3.D sugiere asimismo que es la compresión ENE la que forma el sistema conjugado (diedro agudo en esa dirección), en tanto que la SSE lo reactiva con sentidos de movimiento contrarios.

Hemos señalado, además, la actividad sinsedimentaria de fallas normales NE y ENE, tanto a escala de toda la cuenca (controlando la geometría y disposición de los tres grabens) como de afloramiento. Se han encontrado asimismo algunos diques clásticos de orientación NE, afectando a niveles detríticos de la facies F2, perfectamente coherentes también con el régimen vigente durante la compresión ENE. Escasas son las fallas NE y ENE que se han observado en niveles medio-altos de la formación, donde se ubican las estaciones analizadas, en tanto que sí son mucho más numerosas las que se relacionan con la compresión SSE. Todo ello sugiere que la etapa compresiva ENE puede tener en conjunto un carácter intrasedimentario, mientras que la SSE sería fini-postsedimentaria.

En conclusión, puede definirse en el área un modelo de secuencia tectónica neógena que incluye dos etapas compresivas:

1) *Compresión ENE* en régimen de *décrochement*, con paso eventual a distensión por intercambio de σ_1 y σ_2 (R próximo a 1). En algún momento también puede entrarse en el campo de la compresión triaxial por intercambio de σ_2 y σ_3 . Las fallas ENE

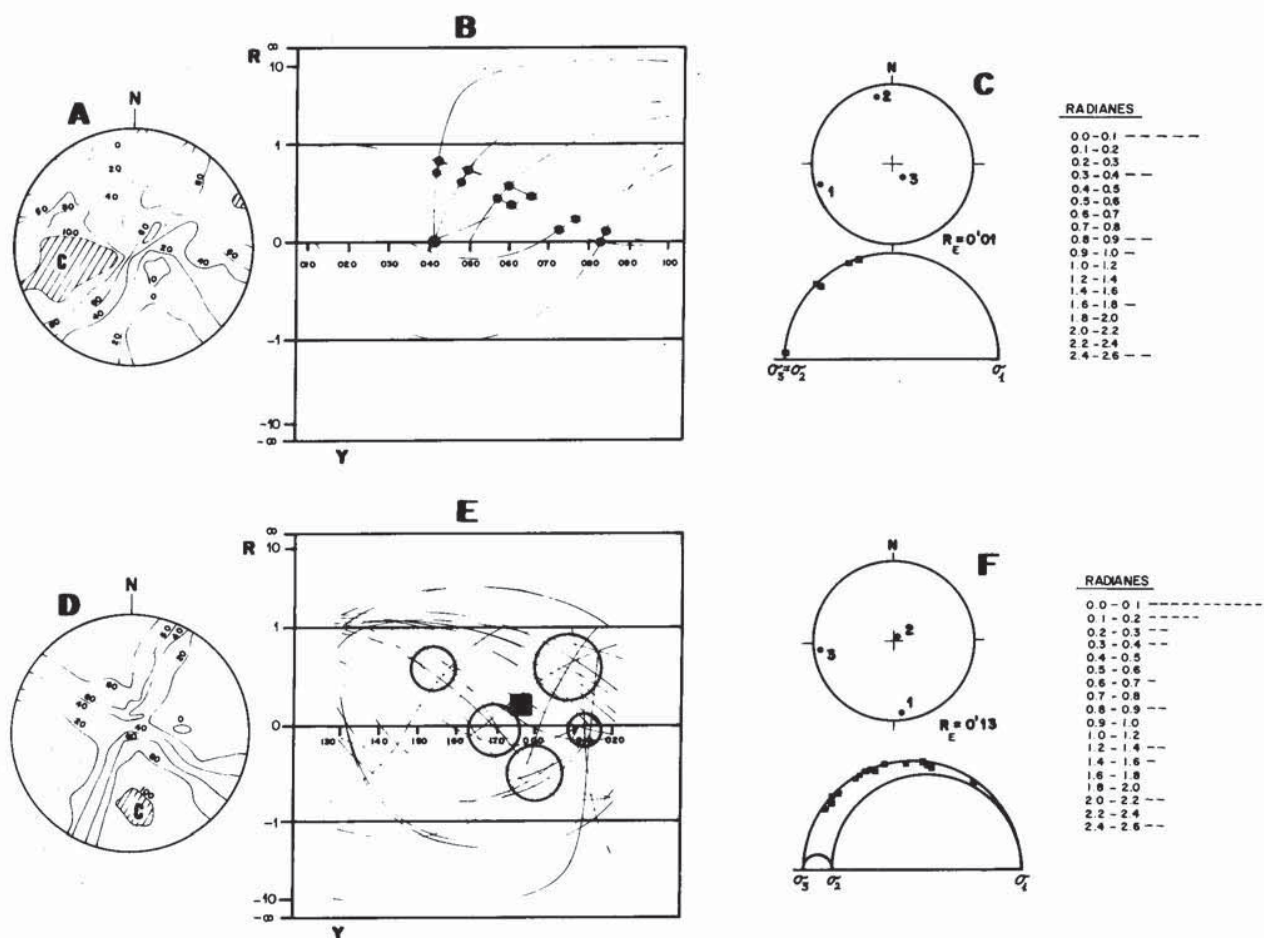


Fig. 4.—Caracterización de los dos estados de esfuerzos definidos a partir de la aplicación de los métodos de *diedros rectos*, diagrama y-R y Etchecopar. A, B, C: Compresión ENE; D, E, F: Compresión SSE. A y D: Diagramas de diedros rectos; las isolíneas representan el porcentaje de fallas compatibles con un eje de compresión en cada dirección del espacio. c: campo de compresión. B y E: Diagramas y-R. C y F: Resultados del método de Etchecopar (estereogramas con la orientación de los ejes de esfuerzos, histogramas de dispersión entre estrías teóricas y reales y representación de los planos en círculo de Mohr).

actúan como dextral-normales, dando lugar al dispositivo de la cuenca sedimentaria: fosas ENE en régimen transtensivo.

2) *Compresión SSE a S* en régimen de *décollement* y compresión triaxial. Las fallas ENE pueden llegar a jugar como inversas mientras el resto (SE y NE) actúan como direccionales (dextrales y sinestras, respectivamente).

El paso de este régimen compresivo tardío a la distensión definitiva, que se generaliza en el Mioceno superior en todo el margen mediterráneo, se produce en el área estudiada, muy probablemente, coincidiendo con el tránsito de la Formación Mijares a la *unidad superior neógena*. Hemos visto que las deformaciones compresivas perduran hasta los niveles altos de la primera, en tanto que la segunda sólo aparece deformada regionalmente bajo estados distensivos.

Dicho cambio de régimen tectónico habría que situarlo, pues, en el Vallesiense.

La compresión miocena en la Cordillera Ibérica centro-oriental. Discusión

Una vez establecida la sucesión de etapas compresivas miocenas en el área del Mijares, puede comprobarse cómo en ella están representadas justamente las dos direcciones de compresión a que hacían referencia los estudios en otras áreas de la cadena. Por primera vez se constata la coexistencia de ambas en una zona de su sector centro-oriental y se establece su secuencia cronológica relativa, que coincide con la ya definida en la Rama Castellana y Sierra de Altomira (Manera, 1981; Capote *et al.*, 1982).

Cuadro I

Localidad	Coordenadas	Depósitos afectados. Datación	Estructuras	Dirección de compresión
1. Mijares	Ver pie fig. 3.B	Unidad inferior neógena (detríticos y travertinos). Aragoniense superior-Vallesiense inferior (datación por vertebrados: Paricio, 1986).	Microfallas direccionales e inversas.	ENE y N-S
2. Ribesalbes	890.4; 608.3	Calizas. Aquitaniense (datación por flora: Fernández Marrón, 1971).	Microfallas direccionales y micropliegues (Simón Gómez, 1984a).	SSE
3. Rubielos de Mora	854.4; 625.5	Areniscas y arcillas. Aragoniense inferior-medio (datación por vertebrados: Aguirre y Moissenet, 1972; Adrover <i>et al.</i> , 1974).	Microfracturas y macropliegue (Simón Gómez, 1984a).	SSE (?)
4. Libros	810.4; 622.5	Calizas. Aragoniense superior (datación por vertebrados: Adrover <i>et al.</i> , 1978).	Microfallas direccionales (Simón Gómez, 1983).	NE
5. Lechago	804.1; 712.9	Calizas. Aragoniense superior (datación por vertebrados: Adrover <i>et al.</i> , 1978).	Microfallas direccionales (Simón Gómez, 1983).	SSE
6. Cobatillas	848.9; 677.7 844.0; 676.5	Unidad detrítica. Ageniense-Aragoniense (edad estimada por correlación regional; base datada en el Aquitaniense por <i>Chara notata</i> (Adrover <i>et al.</i> , 1983) (?).	Cabalgamiento y pliegues (Simón Gómez, 1981a).	SSE
7. Bueña	804.4; 692.0	Unidad conglomerática. Ageniense (edad estimada por correlación regional: Adrover <i>et al.</i> , 1983) (?).	Macropliegue.	ENE

Las referencias a deformaciones miocenas relacionables con una u otra dirección de compresión por separado existen, sin embargo, en diversos puntos. Aunque no en todos los casos se conoce con precisión la edad de los depósitos afectados, el conjunto de datos disponibles creemos que es suficientemente expresivo. Un resumen de los mismos, referido a un total de 7 localidades, queda recogido en el cuadro I y en la figura 5. En el cuadro constan los tipos de depósitos afectados, su edad y la fuente de datación, las estructuras compresivas presentes y la dirección de compresión interpretada. Con un interrogante se señalan aquellos casos en que, bien la datación, bien la atribución de las deformaciones a un régimen compresivo, no es absolutamente evidente.

La datación de los materiales en las localidades 1, 3, 4 y 5 es bastante fiable, por basarse fundamentalmente en faunas de mamíferos. No lo es tanto la de Ribesalbes, obtenida del estudio paleobotánico. En Bueña sólo existe una estimación basada en correlación tectosedimentaria regional. En Cobatillas, por último, existen dos criterios cronológicos distintos y convergentes, aunque no absolutamente decisivos: por un lado, los depósitos deformados corresponden (González, com. personal) a la unidad tectosedimenta-

ria T₃ de González *et al.* (1984), atribuida al Aragoniense *s.l.*; por otro, un tramo basal de la unidad ha sido datada en el Aquitaniense por la presencia de *Chara notata* (Adrover *et al.*, 1983).

Las deformaciones citadas son claramente atribuibles a un régimen de esfuerzos compresivos (σ_1 horizontal), a excepción de las de Rubielos de Mora. En esta localidad sólo se encuentran fracturas aparentemente conjugadas, pero sin indicadores de movimiento (la causa de ello puede estar en la litología del afloramiento: areniscas silíceas gruesas), así como una estructura sinforme general, la cual, aunque ciertamente acusada, podría no deberse a plegamiento, sino a basculamiento sin-postsedimentario relacionado con la falla del borde meridional de la cubeta. Con todo, parece razonable inferir, a partir del conjunto de datos reseñado, que el régimen compresivo se mantuvo en toda la Cadena Ibérica centro-oriental hasta el límite Aragoniense-Vallesiense, aproximadamente. Son raras, eso sí, las macroestructuras producidas bajo el influjo de esta compresión (quizá cabe citar sólo las de Cobatillas), y el registro con que contamos queda limitado prácticamente a deformaciones frágiles a escala de afloramiento. La dirección dominante de compresión parece ser la SSE a S, si bien en algún

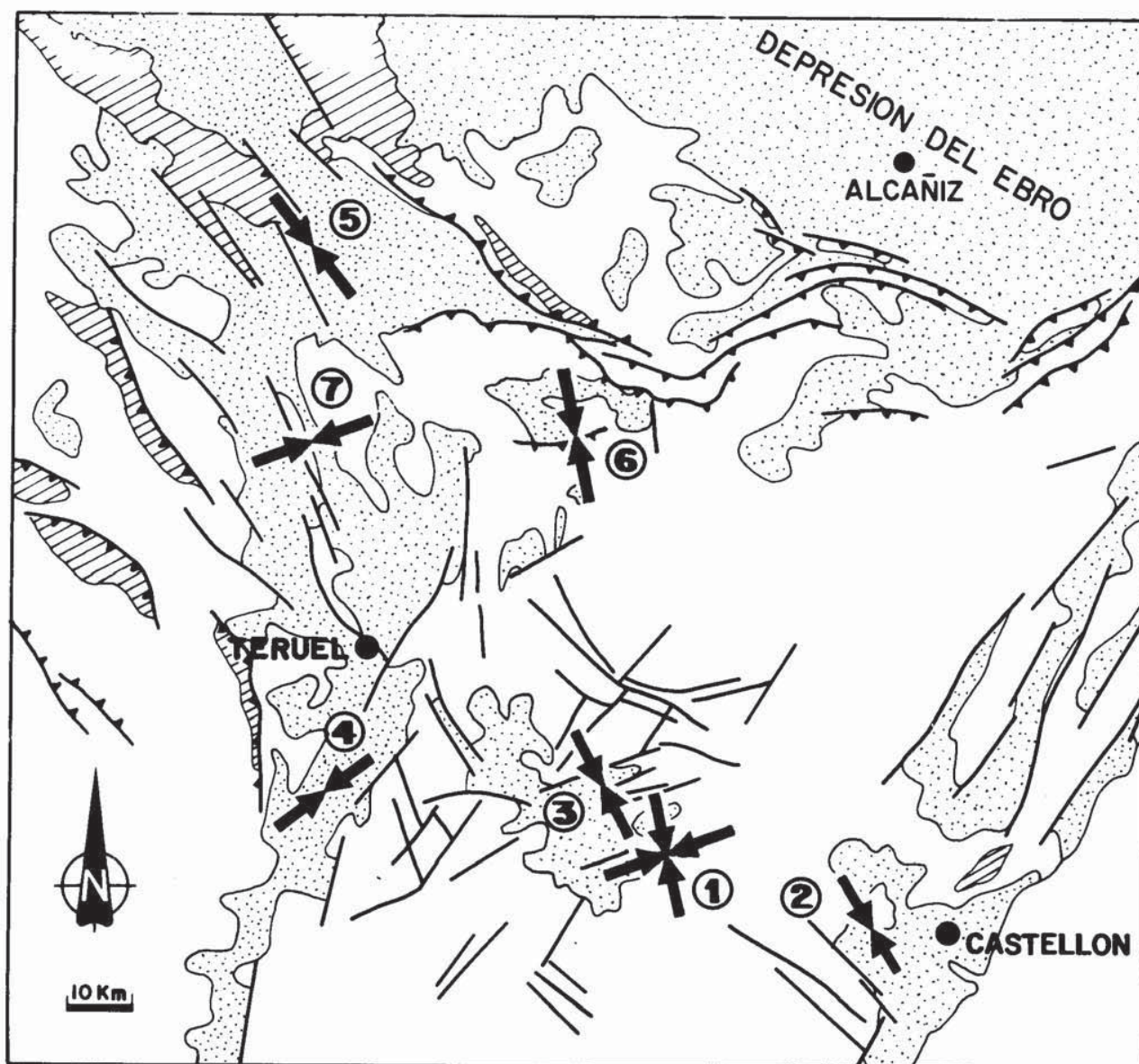


Fig. 5.—Registro de la compresión miocena en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica. Las localidades representadas son las que se recogen en el cuadro I: (1) Mijares, (2) Ribesalbes, (3) Rubielos de Mora, (4) Libros, (5) Lechago, (6) Cobatillas, (7) Bueña. Las flechas indican la/s dirección/es de compresión interpretadas en cada una. En puntos, Terciario y Cuaternario; en blanco, Mesozoico; rayado, Paleozoico.

punto también se registra la ENE a E. Sólo en el Mijares hemos podido detectar ambas a la vez de forma clara y establecer su secuencia cronológica, coincidente con la interpretada en el sector occidental de la cadena.

Diversos autores han defendido la idea de que el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica está sometido ya a un régimen netamente distensivo desde el inicio del Mioceno (Alvaro *et al.*, 1978; Guimerà, 1984). Dos hechos principales podrían apoyarla: (a)

casi siempre son depósitos de edad aproximada Ateniense los que fosilizan las grandes estructuras de plegamiento; (b) materiales datados en el Ateniense-Aragoniense forman parte, aparentemente, del relleno sedimentario de las fosas internas de la cadena, genéticamente relacionadas con el proceso de *rifting* del margen mediterráneo que origina asimismo la Cuenca de Valencia.

Sin embargo, ambos argumentos merecen una discusión más detenida. Por una parte, el que cese casi

por completo el plegamiento al comienzo del Mioceno no impide que pueda mantenerse un campo compresivo de magnitud moderada capaz de producir fallas inversas y direccionales a escala de afloramiento. Este último es un hecho perfectamente comprobado. Por otra parte, la presencia de depósitos del Mioceno inferior en el relleno de las fosas actuales no significa que aquéllos se sedimentaran en *grabens* bajo régimen distensivo. Ya hemos señalado al comienzo de este trabajo que la *unidad inferior neógena* ocupa sólo áreas muy localizadas dentro del conjunto de las fosas, y que hubo de depositarse en cubetas relativamente reducidas y aisladas entre sí. Sólo a partir del Vallesiense la sedimentación se expande de forma importante, ocupando un sistema amplio de fosas desarrollado en condiciones netamente distensivas (Simón Gómez, 1984 b). Por el contrario, la anterior generación de cubetas pudo instalarse sobre dispositivos estructurales coherentes con estados compresivos, y la cuenca del Mijares aquí estudiada constituye una prueba de ello. Basta concebir un régimen transtensivo en las fallas que las limitan para asegurar el hundimiento de las cubetas aun manteniéndose activa la compresión. Este mismo proceso ha sido puesto de manifiesto por uno de nosotros (Simón Gómez, 1986) en el área del Maestrazgo oriental para las fallas NNE allí dominantes.

La primera mitad del Mioceno debe ser considerada, por tanto, en la Cadena Ibérica centro-oriental como una época de transición, en la que las grandes estructuras de plegamiento están ya configuradas, pero en la cual no ha comenzado aún realmente el desarrollo de los *grabens* distensivos. Por el contrario, se mantienen, de alguna forma, las que para Alvaro *et al.* (1978) son las dos direcciones esenciales de compresión en la cordillera, la transversa (ENE a E durante el Mioceno) y la longitudinal (SSE), si bien sus intensidades no alcanzan a producir grandes pliegues y dan lugar únicamente a fallas de escala micro y mesoestructural. El régimen compresivo no es, sin embargo, estable. Los valores de la relación de esfuerzos R están con frecuencia próximos a 1 y, eventualmente, se producen intercambios de σ_1 y σ_2 que conllevan el establecimiento episódico de estados de distensión. A partir de la última compresión SSE, y por un cambio gradual del tensor de esfuerzos perfectamente detectado en afloramientos próximos al litoral (Simón Gómez, 1986), se pasará finalmente al régimen distensivo neto ya en el Vallesiense.

Esta situación tectónica peculiar encaja bien en los modelos geodinámicos más aceptados de la evolución del margen mediterráneo español. Durante esa primera mitad del Mioceno, mientras en la Cadena Ibérica centro-oriental se da ese régimen «de transición», en el Prebético se está desarrollando la última gran etapa compresiva (SSE) y de emplazamiento de mantos, en tanto que en el sector más septentrional

(Languedoc-Pirineo oriental-Catalánides) el *rifting* es un proceso activo. Esta zonación tectónica (compresión triaxial, *décrochement* y distensión, en términos generales, de S a N) se verá más tarde alterada al ir el *rifting* invadiendo progresivamente áreas situadas más al S (Ibérica y Béticas) (Vegas *et al.*, 1979). El proceso puede comprenderse si suponemos que la intensidad de la compresión SSE (lógicamente relacionada con el empuje de la Placa Africana) va, de un lado, atenuándose progresivamente hacia el N y, de otro, disminuyendo en el tiempo a lo largo del Mioceno. La distensión, bien se considere un aspecto extremo del mismo campo de esfuerzos total (interpretación de Tapponier, 1977, siguiendo el modelo propuesto para Asia por Tapponier y Molnar, 1976) o bien consecuencia de un segundo campo establecido por el *rifting* y superpuesto al anterior (sugerencia de Simón Gómez, 1984 a), irá paralelamente ganando terreno y sustituyendo a la compresión. Hay, por tanto, a la vez una zonación espacial y una evolución temporal del régimen tectónico. En un área «intermedia» y en un período de tiempo también «intermedio» se habrían producido los eventos tectónicos registrados en el área del Mijares y caracterizados como «transitorios». Precisamente este hecho dota a dicha zona de un significado especial para comprender el cambio geodinámico de primer orden que se opera en el margen mediterráneo durante el Mioceno.

Conclusiones

La *unidad inferior neógena* del valle medio del Mijares (Formación Mijares) está integrada por un conjunto variado de litofacies (materiales detríticos y travertinos, fundamentalmente) depositados en ambientes fluviales y medios palustres efímeros asociados a los mismos. La cuenca está constituida, en realidad, por tres depresiones o *grabens* paralelos de orientación ENE, limitados por fallas intrasedimentarias de esa misma dirección; en ellos se instalan sendos sistemas fluviales cuyas paleocorrientes aparecen claramente controladas por la directriz estructural.

La fauna de roedores hallada en dos yacimientos sitios en tramos medios de la serie ha permitido datar éstos aproximadamente en el tránsito Astaraciense-Vallesiense. Aunque no se dispone de datos precisos para acotar la edad de toda la formación, ésta debe de abarcar una parte de ambos pisos.

Dos etapas tectónicas compresivas se han registrado en los materiales neógenos a partir del análisis de fallas a escala de afloramiento:

1) Compresión ENE, en régimen de *décrochement* con paso eventual a distensión por intercambio de σ_1 y σ_2 . Es, al menos parcialmente, sinsedimentaria, y responsable del movimiento con componente normal de las fallas ENE y de la consiguiente crea-

ción del dispositivo estructural de la cuenca. Perdura como mínimo hasta el Aragoniense superior. Quizá a esta etapa habría también que atribuir, en un período de tiempo algo anterior (Aragoniense inferior-medio) el desarrollo de la cubeta de Rubielos de Mora, controlada asimismo por una falla ENE de componente normal.

2) Compresión SSE a S, en régimen de compresión triaxial y *décrochement* y carácter fini-postsedimentario. Su edad puede estimarse próxima al límite Aragoniense-Vallesiense.

La segunda de estas etapas puede correlacionarse con la fase C₃ de Simón Gómez (1984 a), presente ampliamente a escala microestructural en todo el ámbito centro-oriental de la Cordillera Ibérica, y datada con seguridad en varios lugares como intra o post-Aragoniense. Por otra parte, ambas etapas han sido también puestas de manifiesto en el sector más occidental con idéntica secuencia cronológica (Manera, 1981; Capote *et al.*, 1982).

Posteriormente se manifiesta en toda la cadena, y en la región del Mijares en particular, un intenso proceso distensivo, que da lugar a la ampliación de las cuencas y al depósito de la *unidad superior neógena*. Esta distensión, claramente vallesiense en nuestra área, está vinculada al *rifting* que se desarrolla en el margen mediterráneo de Francia y España a lo largo del Oligoceno superior-Mioceno y va sustituyendo gradualmente a la compresión. Tal sustitución se opera de forma progresiva de N a S (Vegas *et al.*, 1979). En el Serravaliense (\approx Aragoniense superior) todavía se da en el Prebético una compresión SSE importante, capaz de activar pliegues y mantos, en tanto que en las Catalánides y Pirineo oriental el régimen es netamente distensivo desde hace tiempo. En la Cadena Ibérica, en una posición intermedia, se registra entretanto una compresión moderada, casi siempre en régimen de *décrochement* e insuficiente para producir plegamiento, pero cuya incidencia a escala microestructural queda puesta claramente de manifiesto.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a R. Adrover y P. Mein la clasificación de la fauna de micromamíferos y a Z. Martín la delimitación de los gráficos.

Referencias

- Adrover, R.; Aguirre, E.; Heintz, E.; Moissenet, E., y Morales, J. (1974): Teruel II. *Coloquio Internacional sobre Biostrat. Cont. Neóg. Sup. Cuat. Inf.*, Libro Guía, 69-83.
- Adrover, R.; Feist, M.; Ginsburg, L.; Guerin, C.; Huguency, 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*, (7), 25 (3), 421-431.
- Aguilar Tomás, M. J. (1975): Excursión al Terciario de Rubielos de Mora. *IX Curso Geol. Práctica*, Teruel.
- Aguirre, E. y Moissenet, E. (1972): Précisions sur le gisement miocène de Rubielos de Mora (Province de Teruel, Espagne). *Mélanges Casa Velázquez*, 7, 561-563.
- Alvaro, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31 (3-4), 241-247.
- Alvaro, M.; Capote, R., y Vegas, R. (1978): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica*, Libro Homenaje al Prof. Solé Sabarís, 14, 172-177.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 19 (6), 1309-1318.
- 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 (5), 715-732.
- Bott, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 69, 109-117.
- Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J. J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopeñas, A., y 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., 299 pp.
- Casas Sainz, A. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcañe (Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias, Univ. de Zaragoza, 162 pp.
- Crusafont, M.; Gautier, F., y Ginsburg, L. (1966): Mise en évidence du Vindobonien inférieur continental dans l'Est de la province de Teruel (Espagne). *C.R. Soc. géol. France*, 1, 30-31.
- 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.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G., y Daigneres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3 (1), 51-65.
- Gautier, F. (1967): Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne). *C. R. Soc. géol. France*, 2, 64-65.
- Gautier, F. (1970): *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja n.º 591, Mora de Rubielos (Serie 1)*, I.G.M.E.
- Gautier, F. (1974): *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja n.º 614, Manzanera (Serie 2)*, I.G.M.E.
- Gavala, J. (1921): Nota acerca de los yacimientos de lignitos y pizarras bituminosas de Rubielos de Mora (Teruel). *Bol. Inst. Geol. Esp.*, 2, 265-302.
- Gómez Fernández, J. J. y Babín Vich, R. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, provincia de Valencia). *Estudios Geol.*, 29, 381-388.
- González, A.; Pardo, G.; Villena, J., y Pérez, A. (1984): Estratigrafía y sedimentología de la cubeta de Alloza (prov. Teruel). *Bol. Geol. y Min.*, 95 (5), 407-428.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121 (5), 413-420.

- Hernández, A.; Godoy, A.; Alvaro, M.; Ramírez, J.; 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. (en prensa): *Mapa Geológico de España escala 1:200.000, Hoja 7-6, Teruel*. I.G.M.E.
- Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altmira. *Estudios Geol.*, 37, 233-243.
- Moissenet, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie-Déformations-Milieux. *Coll. Villafranchien Méditerranéen*, Lille, 229-253.
- Moissenet, E. y Gautier, F. (1971): La région de Rubielos de Mora (province de Teruel, Chaînes Ibériques orientales). *Mélanges Casa Velázquez*, 7, 5-28.
- Paricio, J. (1986): *La cuenca neógena inferior del Mijares (prov. Teruel-Castellón): Modelo tectosedimentario y evolución estructural*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias Univ. de Zaragoza, 116 pp.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de néotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse III^{ème} cycle. U.S.T.L. Montpellier, 41 pp.
- Simón Gómez, J. L. (1981 a): Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, 65, 195-209.
- Simón Gómez, J. L. (1981 b): Presencia de una fase compressiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la Cadena Ibérica). *Acta Geol. Hispánica*, 16 (3), 135-138.
- Simón Gómez, J. L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón Gómez, J. L. (1984 a). *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Fac. Ciencias Univ. de Zaragoza, Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- Simón Gómez, J. L. (1984 b): Evolución de las depresiones interiores de la Cadena Ibérica oriental en el marco compresivo-distensivo del Neógeno. *I Cong. Español Geol.*, Segovia, 3, 91-103.
- Simón Gómez, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.
- Tapponier, P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 19: 437-460.
- 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 of the Symp. on Evolution and Tect. of the Western Medit. and Surrounding Areas*, E.G.S. Viena. Inst. Geog. Nac. Special Public., 201, 109-128.

Recibido el 14 de julio de 1986
Aceptado el 17 de septiembre de 1986