

Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (Zona de Tamajón, Guadalajara)

F. SANCHEZ SERRANO¹, G. DE VICENTE MUÑOZ¹ Y
J. M. GONZALEZ CASADO²

¹ Dpto. Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense 28040 MADRID

² Dpto. Química agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. Ciencias. Univ. Autónoma 28049 MADRID

Resumen: Las estructuras alpinas principales del borde sur oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón) resultan ser dos cabalgamientos de dirección N70°E, con dirección de transporte hacia el SE, con retrocabalgamientos y fallas de transferencia asociadas. La dirección de transporte de los cabalgamientos es coherente con la dirección de acortamiento horizontal de la "etapa Guadarrama" (N150°E), a la cual están asociados genéticamente. El efecto de los cabalgamientos en la cobertera mesozoica es el desarrollo de diferentes tipos de pliegues asimétricos. El acortamiento, deducido de la restauración de cortes geológicos, es de 17-19%

Palabras clave: Cortes compensados, Sistema Central español, Tectónica Alpina.

Abstract: The main Alpine structures in the SE border of the Spanish Central System (Tamajón zone), have been found to be two thrust faults with N70°E trend, and transport direction towards SE, associated with secondary backthrusts and transfer faults. The tectonic transport direction fits well the shortening direction of the "Guadarrama" stage of compression (N150°E). The effects of thrusting in the Mesozoic cover is the development of asymmetric folds. The amount of shortening in this zone, deduced from cross-section balancing, is about 17-19%.

Key words: Alpine Tectonics, Balanced Cross Sections, Spanish Central System.

Sánchez Serrano, F., De Vicente Muñoz, G. y González Casado, J. M. (1993): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6: 7-14

Los relieves que hoy conocemos como Sistema Central español se corresponden con un levantamiento orogénico de los materiales estructurados durante la orogenia Hercínic, y de su cobertera mesozoica, ocurrido durante el Terciario (Biot y Solé-Sabarís, 1954; Solé-Sabarís, 1984). Recientes investigaciones (Warburton y Alvarez, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1992) proponen que este levantamiento alpino responde a la actuación de un campo compresivo con dirección de máxima compresión horizontal según NW-SE. El acortamiento asociado a esta compresión se traduce en el desarrollo de importantes cabalgamientos y fallas inversas. Esta etapa de acortamiento NW-SE ha sido denominada "deformación Guadarrama", y se ha situado temporalmente en el Aragoniense (Mioceno Medio, Calvo *et al.*, 1991). Según estos autores, antes y después de las deformaciones de la etapa "Guadarrama", existen otras menores, definidas por otras direcciones de acortamiento, pero que, en líneas generales, tienen mucha menor incidencia en la formación de macroestructuras. En el borde sur-oriental del Sistema Central, concretamente, en la zona de Tamajón-Cogolludo (Provincia de Guadalajara), se han estudiado recientemente las estructuras alpinas

mediante análisis macroestructural y microestructural (Sánchez-Serrano, 1991).

El objeto de este trabajo es la discusión de la geometría, origen y evolución de las macroestructuras alpinas de este sector del borde Sur del Sistema Central. La metodología utilizada para este fin ha consistido, principalmente, en la construcción de cortes compensados que nos permiten realizar una primera estimación del acortamiento sufrido por la región durante la etapa principal de compresión alpina. Además, la investigación se apoya en el análisis microestructural y análisis de poblaciones de fallas (Sánchez-Serrano, 1991), y en la cartografía geológica, tanto previa (hojas MAGNA n.º 460, por Bascones *et al.*, 1981; y n.º 485 y 486, por Portero *et al.*, 1990a y 1990b) como la realizada expresamente durante este trabajo.

Descripción macroestructural

El área de este estudio se sitúa en la zona de tránsito entre las rocas metamórficas que forman el núcleo del Sistema Central, y los sedimentos neógenos de la Cuenca del Tajo. En esta zona de transición se localiza una cobertera

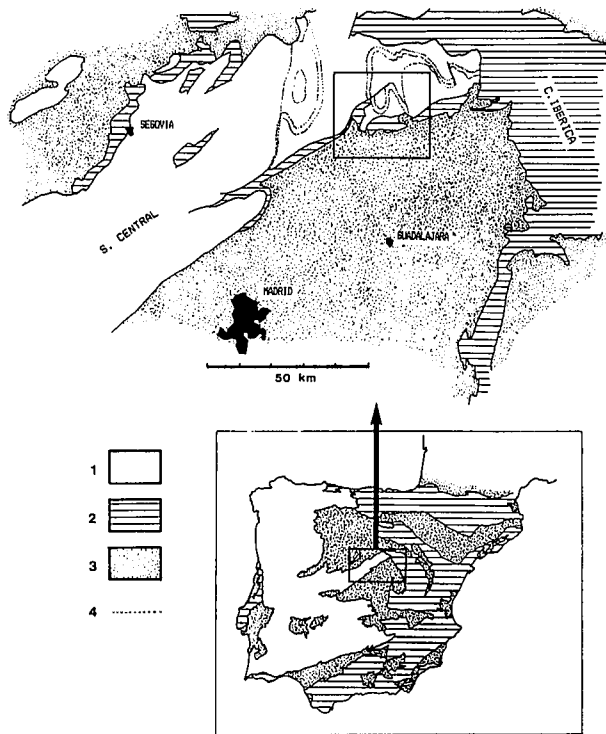


Fig. 1.—Situación geográfica y geológica del área de estudio. 1: Materiales paleozoicos y prepaleozoicos. 2: Materiales mesozoicos y paleógenos. 3: Materiales neógenos. 4: Trazo de los principales niveles estratigráficos paleozoicos. El recuadro indica el área correspondiente a las figuras 2 y 3.

de materiales sedimentarios mesozoicos y paleógenos, situados sobre el zócalo metamórfico y por debajo de las series del Neógeno. Es en esta cobertera donde quedan mejor representadas las deformaciones alpinas de la etapa “Guadarrama” (figuras 1 y 2).

Antes de comenzar con la descripción de las estructuras alpinas, es necesario, en este caso, referirse a las estructuras previas originadas durante el ciclo Hercínico, pues tienen una gran influencia en el desarrollo y disposición de las estructuras posteriores (Figura 3). Las estructuras hercínicas más importantes de la zona han sido estudiadas, entre otros, por Schäfer (1969), Soers (1972), Fernández-Casals (1979), Capote *et al.* (1981), Bellido *et al.* (1981), González-Lodeiro (1981a y 1981b), González-Casado (1986), y Fernández-Rodríguez (1990). Según estos autores, consisten, a grandes rasgos, en una sucesión de pliegues de gran longitud de onda y amplitud, con ejes de direcciones entre N130°E y N180°E y plano axial subvertical o buzando hacia el Este. En la zona en la que se desarrolla este trabajo, los más importantes son, de Este a Oeste, el Sinclinorio de Majaelrayo, cuyo núcleo está ocupado por pizarras negras del Llanvirn-Llandeilo, y flanqueado por las cuarcitas del Arenig (Cuarcita Armoricana), y el Anticlinorio de Hiendelaencina. Esta última estructura, debido a la superposición de varias etapas de deformación hercínica, presenta actualmente una forma cómica (que le proporciona su otra denominación de “Domo de Hiendelaencina”), y consiste en un núcleo formado por metasedimentos y distintos tipos de gneises glandulares anteordovícicos (Soers, 1972; González-Lodeiro, 1981b; Fernández-Rodríguez 1990), rodeado por las al-

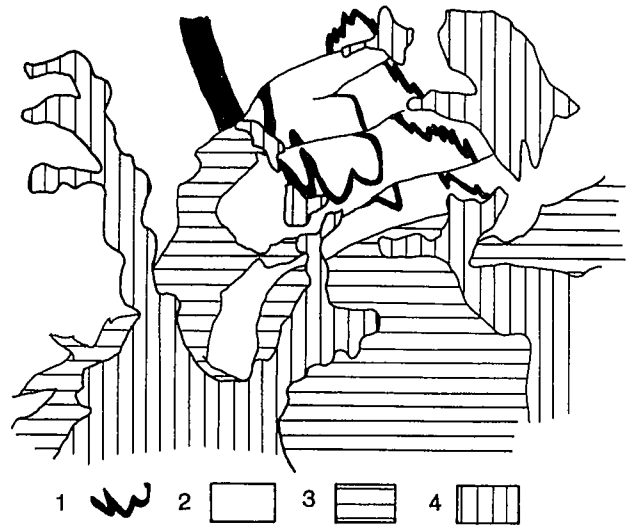


Fig. 2.—Separación de unidades tectónicas en el área estudiada. 1: Cuarcitas del Ordovícico. 2: Resto del zócalo paleozoico. 3: Cobertura mesozoica y paleógena. 4: Relleno neógeno.

ternancias de cuarcitas de la base del Ordovícico (Tremadoc). Entre estas dos grandes estructuras se sitúan una serie de pliegues menores, definidos claramente por la traza de las cuarcitas ordovícicas.

Durante la deformación hercínica se desarrolla también una esquistosidad muy penetrativa, que, en el Sinclinorio de Majaelrayo, se dispone, en líneas generales, en dirección Norte-Sur y con buzamiento subvertical, y se inclina progresivamente hacia el Domo de Hiendelaencina, donde es prácticamente subhorizontal. La orientación de estos planos de esquistosidad, y de la estratificación, tendrá gran importancia durante las deformaciones alpinas, al favorecer el desarrollo de ciertas orientaciones preferentes.

También es de gran importancia la red de fracturación tardihercínica, puesto que, al igual que la esquistosidad y la estratificación hercínicas, si tiene una orientación adecuada, se reactivará en respuesta a la compresión alpina. De hecho, las principales direcciones de los desgarres tardihercínicos (Arthaud y Matte, 1975), coinciden con algunas de las direcciones alpinas más importantes.

En la zona de Tamajón, las principales estructuras alpinas son una serie de cabalgamientos de dirección aproximada N70°E, en los que se pueden distinguir, como cabalgamientos principales, el de Almiruete y el de Muriel. La Falla de Almiruete, con una longitud de unos 20 km, se extiende desde la zona de Retiendas, donde queda oculta bajo los materiales del Mioceno Superior, hasta su continuación en el Domo de Hiendelaencina (Falla de Villares). Su dirección varía entre los N50°-60°E y los N20°-30°E, con buzamiento hacia el NW y dirección de transporte hacia al SE. En su parte oriental produce cabalgamientos dentro de la serie paleozoica, mientras que en su parte occidental, en las inmediaciones de Tamajón, origina la superposición del zócalo paleozoico sobre los materiales mesozoicos. La cobertera mesozoica se adapta a estos cabalgamientos plegándose, de forma que existen, localmente, inversiones de las areniscas triásicas y las calizas cretácicas en el frente del cabalgamiento (fig. 3 y 5). La Falla de Muriel, prácticamente paralela a la anterior (direcciones entre N70°E y N10°-20°E, buzamiento al NW y

dirección de transporte hacia el SE), aflora a lo largo de 16 km, aproximadamente. En todo su recorrido produce fuertes inversiones en las rocas de la cobertera mesozoica (fig. 3 y 5).

Entre ambos cabalgamientos, se puede distinguir una serie de fallas inversas de menor recorrido, y que afectan muy poco a la cobertera mesozoica. Todas ellas tienen buzamiento hacia el Sur, es decir, contrario a los de Almiruete y Muriel, por lo que se les considerará como retrocabalgamientos relativos para esta zona. Algunas de estas estructuras tienen una traza cartográfica relativamente recta, lo que indica un buzamiento alto cerca de la superficie. Este punto está confirmado por los estudios gravimétricos desarrollados en esta zona (Bergamín *et al.*, 1991; Babín *et al.*, 1992). Por otra parte, diversos trabajos que incluyen datos sísmicos (Megías *et al.*, 1983; Querol, 1989), revelan que, en profundidad, estas fallas disminuyen su buzamiento, quedando mucho más tendidas.

Hacia el sur del frente de la Falla de Muriel, en los ma-

teriales de la cobertera, se sucede un tren de pliegues de ejes paralelos, que llegan a afectar a los materiales del Paleógeno (zona de Cogolludo). La dirección de estos pliegues es paralela a la de los cabalgamientos, presentando, incluso, el mismo giro en su extremo occidental (ver figura 3). Otra característica común a todos estos pliegues es su asimetría, con vergencia hacia el Norte (contraria a la inclinación de los cabalgamientos principales de Muriel y Almiruete).

Por último, los giros y desplazamientos alineados y paralelos que presentan las trazas de los pliegues y cabalgamientos principales en su terminación occidental (ver figura 3), podrían relacionarse con un efecto de arrastre por fallas de dirección transversal a la de los cabalgamientos. El mapa de contornos estructurales estimados de la base de la Formación Utrillas del Cretácico (figura 4a), corresponde, aproximadamente, a una superficie paralela a la base de la cobertera. La geometría obtenida (figura 4b) permite identificar las trazas de los cabalgamientos

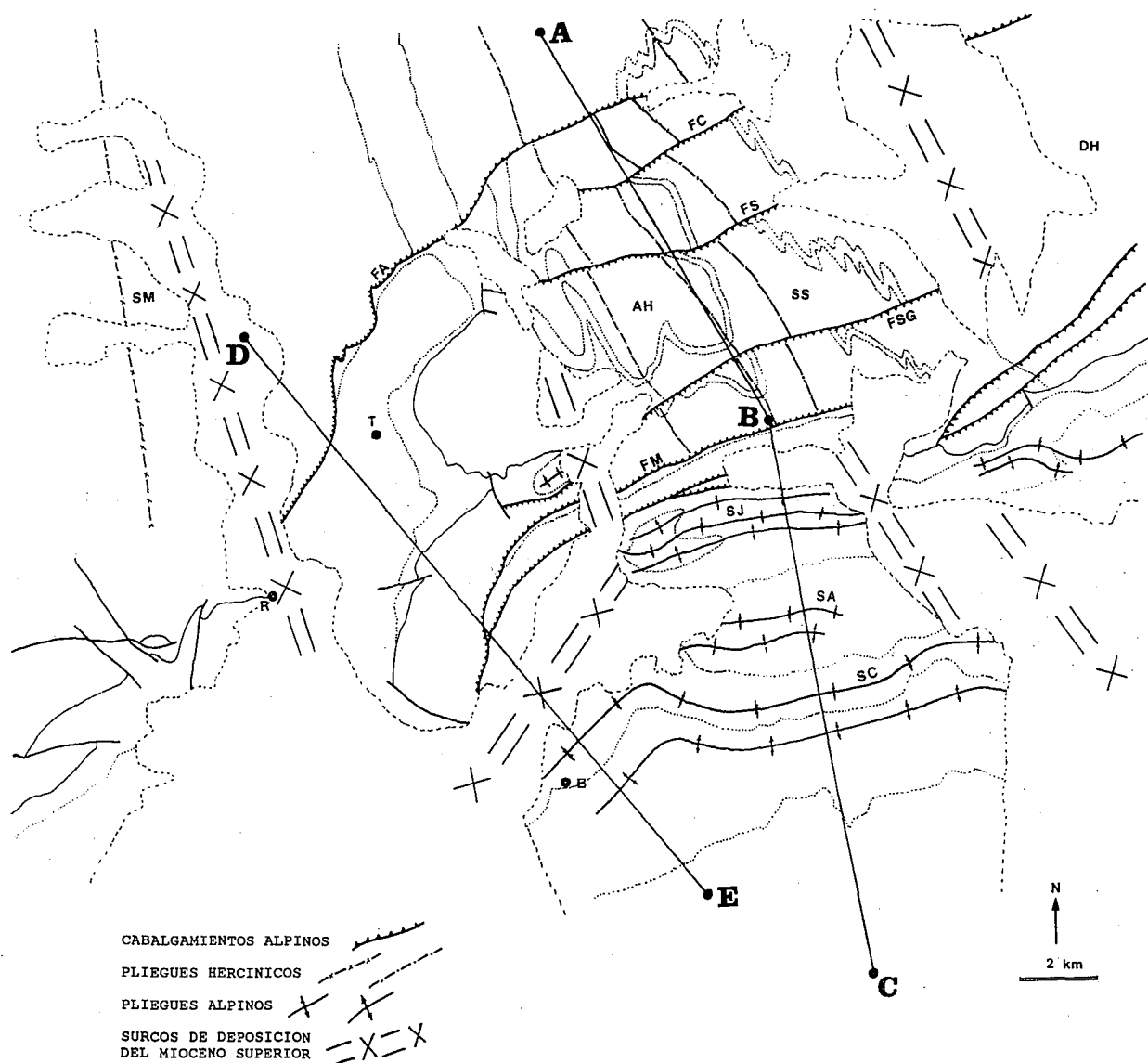
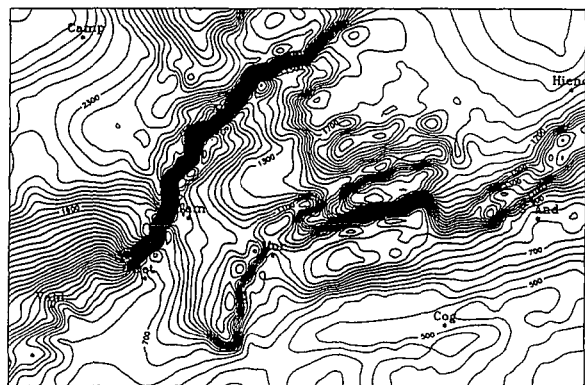


Fig. 3.—Esquema tectónico de la zona de estudio, con indicación de las principales macroestructuras hercínicas y alpinas, así como el trazado de los cortes A-B-C y D-E (fig. 5). SM: Sinclinal de Majaerayo; AH: Anticlinorio de La Huerce; SS: Sinclinario de Semillas; DH: Domo de Hien-delaencina; FA: Falla de Almiruete; FM: Falla de Muriel; SJ: Sinclinal de Júcar; SA: Sinclinal de Arbancón; SC: Sinclinal de Cogolludo. T: Tamajón. R: Retiendas. B: Beleña de Sorbe.



5 km

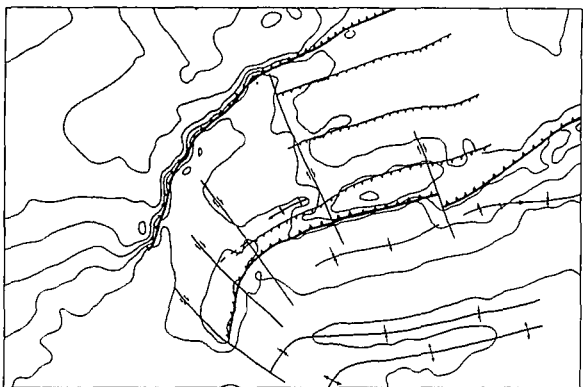


Fig. 4.—Mapa de contornos estructurales estimados de la base de la Fm. Utrillas, e interpretación tectónica. 1: Falla de Almiruete. 2: Falla de Muriel. 3: Sinclinal de Cogolludo. Los valores de nivel corresponden a metros sobre el nivel del mar.

principales, y algunas discontinuidades laterales que podrían asimilarse a fallas direccionales con direcciones en torno a N140°E. Esta dirección coincide con la de la esquistosidad hercínica regional, lo cual favorece la posibilidad de que estas estructuras sean pequeños *transfers*, desarrollados a favor de los planos de esquistosidad subverticales, que desplazarían a los cabalgamientos en diferente cuantía.

Cortes compensados

Se han construido dos cortes (fig 5), cuyo trazado, perpendicular a la dirección de las principales estructuras alpinas, se refleja en la figura 3. Estos cortes no han podido cumplir rigurosamente los requisitos definidos para la metodología de los cortes compensados (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979; Marshak y Woodward, 1988; Wojtal, 1988), debido a las limitaciones del área en la que han sido construidos. La principal limitación es que no abarcan toda la anchura del Sistema Central, y no alcanzan la zona no deformada, como sería deseable, sino que se limitan a un segmento de su borde meridional. Por tanto, la restauración ha debido hacerse a partir de una *pin line* local, situada lo más alejada posible de los cabalgamientos principales, lo que conlleva problemas para el total estiramiento del corte, y provoca que presente anomalías verti-

cales de deformación. La restauración de los cortes (fig 6) se ha hecho, en cualquier caso, para tener, al menos, una estimación del acortamiento producido en esta zona por la deformación alpina. No deben tomarse como cortes totalmente cuantitativos, sino como aproximaciones orientativas a la estructura estudiada; se trataría, por tanto, de cortes "semicompensados", debido a que no son cortes compensados en sentido estricto.

Un aspecto interesante de estos cortes (Figura 5) es la disposición de los pliegues de ejes paralelos delante de los cabalgamientos principales. Estos pliegues presentan vergencia contraria a la de los pliegues asociados a los cabalgamientos principales (vergen hacia el NW, mientras que la inclinación de los cabalgamientos principales es hacia el SE). La geometría de estos pliegues sigue los modelos de pliegues relacionados con fallas desarrollados por Suppe (1983), Jamison (1987), Chester y Chester (1990), y Suppe y Medwedeff (1990). Todos estos modelos intentan relacionar la geometría del pliegue con la del cabalgamiento que lo ha originado. En nuestro caso, los pliegues son, como ya hemos comentado, asimétricos, con vergencia hacia el Norte, y con ángulos entre flancos bastante constantes (entre 90 y 100 grados). Los modelos que mejor se ajustan son los de *fault propagation fold* (pliegue de propagación de falla) y un modelo mixto de *fault propagation fold* transportado sobre una rampa (Jamison, 1987), que presenta un rellano trasero muy característico (ver fig. 5). Según Suppe y Medwedeff (1990), la propagación de la falla a través del pliegue ya formado se produciría a favor de los planos axiales del sinclinal o del anticlinal, geometrías ambas que podemos encontrar en nuestro caso. La asimetría de estos pliegues, indica que todos ellos estarían relacionados genéticamente con fallas inversas con buzamiento hacia el Sureste, que actuarían como retrocabalgamientos en relación con los cabalgamientos principales de Muriel y Almiruete. La restitución y el balance de área de estas estructuras indican que todas estas rampas irían a converger a un cabalgamiento basal secundario subparalelo a la base de la cobertera. De acuerdo con los datos geofísicos de Querol (1989), el contacto entre el zócalo y la cobertera presentaría, en esta zona, una cierta pendiente hacia el interior de la Cuenca de Madrid.

Como se ha mencionado anteriormente, el acortamiento que se puede calcular a partir de estos cortes, aparte de los posibles errores en su construcción, puede no ser totalmente representativo de la deformación alpina en este sector del Sistema Central debido a su carácter semicompensado. El cálculo del acortamiento arroja unos resultados muy similares para ambos cortes (Figura 6). Sin embargo, el corte D-E resulta estar ligeramente más acortado que el A-B-C, lo cual era relativamente previsible, desde el momento en que, en aquel trazado, los cabalgamientos presentan un buzamiento algo más tendido, y los pliegues de la cobertera aparecen algo más apretados. En concreto, el corte A-B-C habría sufrido un acortamiento aproximado del 17%, y el D-E, del 19%. A modo de valoración de los resultados, hay que referirse al trabajo de Bergamín *et al.* (1991), donde se realizan cortes compensados del Domo de Hiendelaencina, estructura similar y contigua a las que se tratan aquí. Estos cortes indican un acortamiento de hasta un 15%, algo menor del obtenido en el presente trabajo. Para la comparación, ha de tenerse en

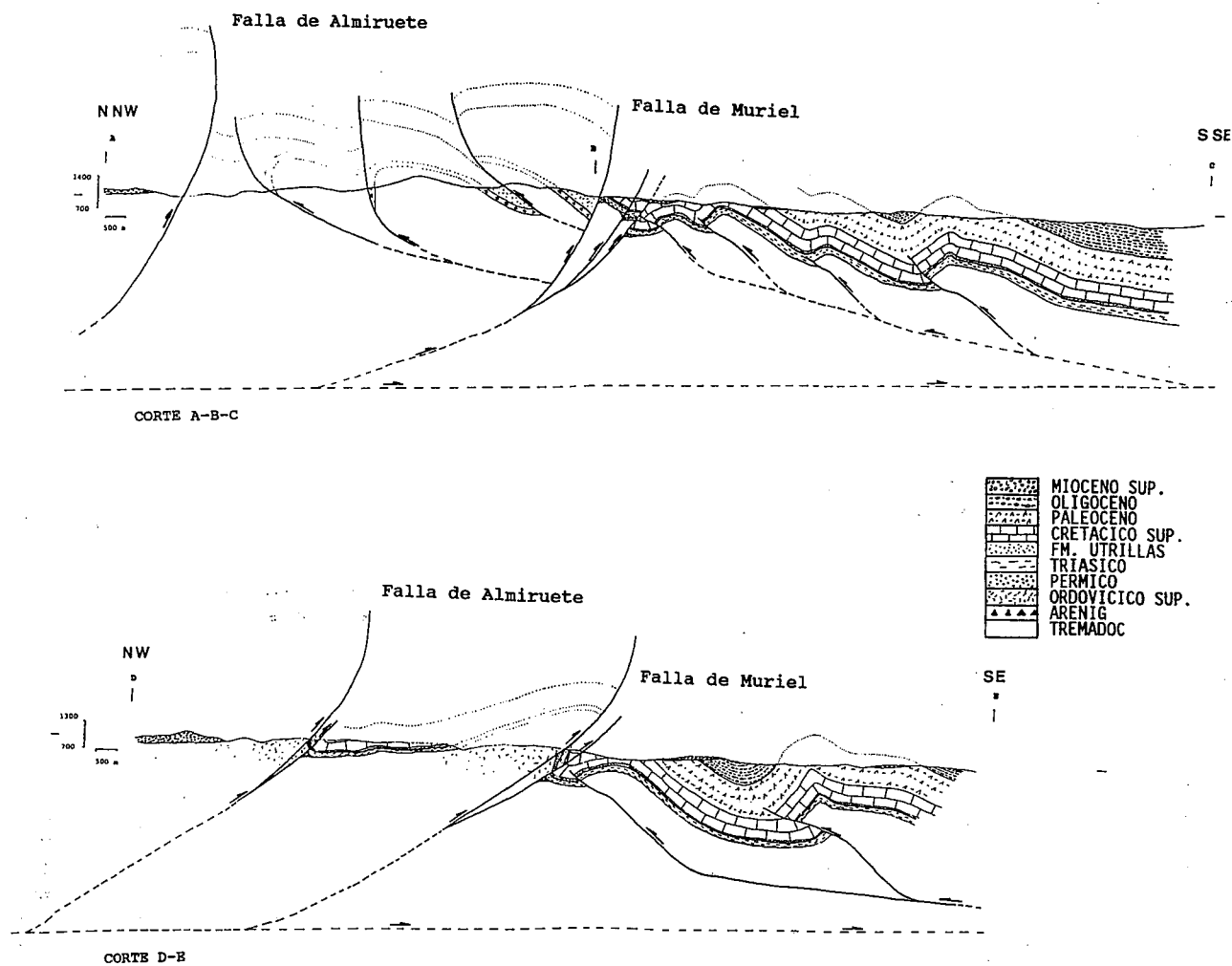


Fig. 5.-Cortes compensados.

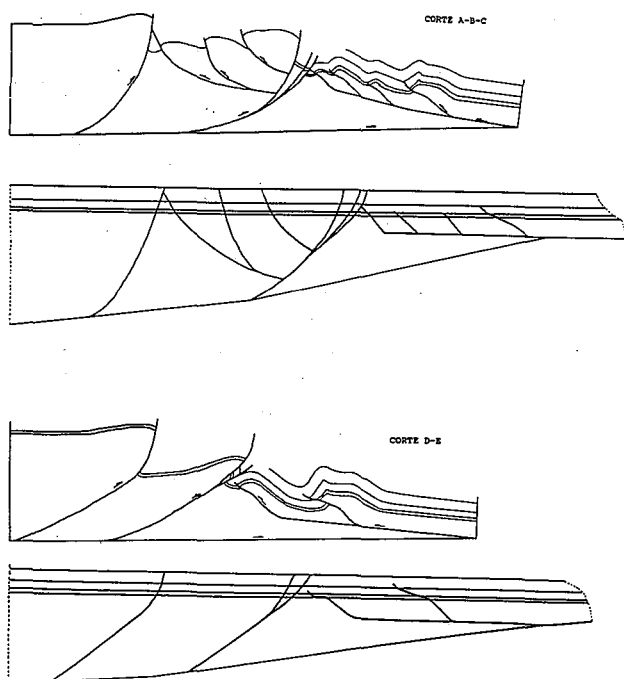


Fig. 6.-Restauración de los cortes al estado no deformado.

cuenta que, en el interior del Domo de Hiendelaencina, no se han citado, por el momento, retrocabalgamientos entre los cabalgamientos alpinos principales, como sucede en su periferia, por lo que el acortamiento sería menor. Por otra parte, en el trabajo de De Vicente *et al.* (1992) se da un valor general de acortamiento para todo el Sistema Central de un 11%.

Módulo tectónico

El modelo tectónico que se propone para la explicación de la estructura de esta zona del borde Sur del Sistema Central español se basa en la distribución de las estructuras compresivas alpinas, y su relación con las anisotropías previas que han sido descritas en anteriores apartados. En base a todos los datos recogidos, se puede concluir que la deformación alpina en esta zona se resuelve mediante dos cabalgamientos principales con dirección de transporte hacia el Sureste, desplazados en algunos puntos por desgarres transversales (N130°-140°E dextrales y N10°-20°E sinestrales), y un conjunto de retrocabalgamientos menores. Estas estructuras se originan en respuesta a esfuerzos compresivos horizontales de dirección aproximada N150°-

160°E, deducidos a partir del análisis microestructural (Sánchez-Serrano, 1991). La datación de esta compresión puede hacerse a partir de depósitos con facies sintectónicas, y localmente deformados, resultando una edad intraragoniense (Sánchez-Serrano, 1991). La dirección de compresión y la edad deducidas se corresponden bien con las definidas para la etapa "Guadarrama", la más importante de la estructuración alpina del Sistema Central (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991).

En conjunto, la estructura que se puede deducir a partir de los cortes, es de un abanico imbricado, formado por los dos cabalgamientos principales (Almiruete y Muriel), acompañados por dos conjuntos de fallas inversas menores, con buzamiento contrario, uno situado entre los dos cabalgamientos principales, y el otro en el frente del cabalgamiento de Muriel. Este último conjunto se establece en función de los pliegues de la cobertera. Por tanto, tendríamos un sistema de cabalgamientos principales y retrocabalgamientos secundarios que debería continuarse hacia el Sur con otro cabalgamiento con dirección de transporte hacia el SE, probablemente de un orden mayor a los de Almiruete y Muriel, situado hacia el interior de la Cuenca del Tajo, que parece deducirse de los datos sísmicos de Querol (1989). Los retrocabalgamientos ciegos que generarían los pliegues de la cobertera mesozoica-cenozoica del frente del cabalgamiento de Muriel estarían subordinados a este tercer cabalgamiento (o sistema de cabalgamientos) principal. No hay constancia de que la estructura sea en duplex, puesto que el buzamiento de los cabalgamientos y el nivel de erosión actual no hacen pensar que exista un cabalgamiento de techo que una las terminaciones de los cabalgamientos hacia arriba.

Para la explicación de la disposición de las estructuras en este modelo, hay que tener en cuenta diversos factores, como son la posición de las discontinuidades tardihercínicas, la distribución de las diferentes formaciones paleozoicas, y la situación de la esquistosidad con respecto a las direcciones de compresión. Integrando todos estos datos, podemos establecer una situación previa a la deformación alpina, en la que tendríamos una transición entre el Domo de Hiendelaencina, con materiales muy competentes y con esquistosidad, en general, subhorizontal, en el extremo oriental, y, por otro lado, el Sinclinorio de Majaelayo, compuesto por pizarras y con la esquistosidad vertical y en dirección Norte-Sur, en la parte occidental (Bellido *et al.*, 1981; Fernández-Rodríguez, 1990).

Al producirse el acortamiento alpino (etapa "Guadarrama") sobre la estructura preexistente, en la parte oriental (Domo de Hiendelaencina y zona de influencia) se originarían cabalgamientos con traza aproximadamente perpendicular a la dirección de compresión, en algunos casos, aprovechando discontinuidades previas de orientación favorable. En la parte occidental (Sinclinorio de Majaelayo), la situación es más favorable para el desarrollo de las fallas de transferencia. La actuación de estas fallas direccionales, que van teniendo mayor importancia hacia el Oeste, produce un giro gradual en las estructuras.

La evolución temporal supuesta para este modelo tectónico sería la que se ilustra en la figura 7. En ella se puede apreciar cómo los cabalgamientos se van propagando

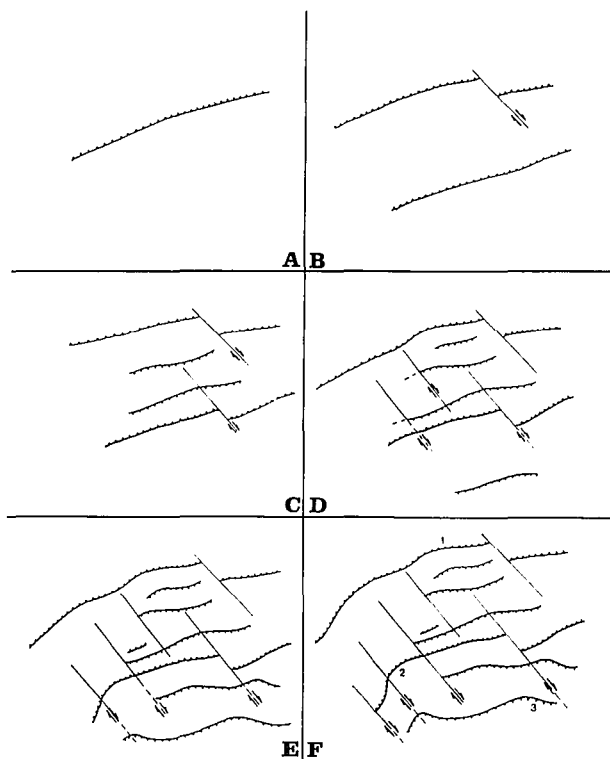


Fig. 7.—Evolución del modelo tectónico para la zona de Tamajón-Cogolludo. 1: Falla de Almiruete. 2: Falla de Muriel. 3: Pliegue de Cogolludo.

de Norte a Sur, formándose antes los cabalgamientos principales que los retrocabalgamientos secundarios. Asimismo, y de manera casi simultánea, las *transfer* van activándose y relevándose de Este a Oeste, al mismo tiempo que producen el giro en la dirección de los cabalgamientos. También se puede notar que, a la vez que se va produciendo este relevo de Este a Oeste, cada nueva *transfer* está más adelantada con respecto al Cabalgamiento de Almiruete, de manera que las más orientales afectan a esta falla, mientras que las más occidentales y más tardías producen la transferencia de movimiento en la Falla de Muriel y en los cabalgamientos relacionados con los pliegues de su zona frontal.

Los modelos establecidos más recientemente para explicar estas deformaciones en el Sistema Central (Warburton y Alvarez, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1992) suponen que la dirección de transporte principal sería hacia el Noroeste, con lo cual, los cabalgamientos del Borde Sur con buzamiento hacia el Norte corresponderían a retrocabalgamientos que harían cabalgar dicho Borde Sur sobre el relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid. Para el sector que afecta a este trabajo (Borde Suroriental), la estructura estaría dominada por los retrocabalgamientos más importantes, que corresponderían a la Falla de Almiruete y la Falla de Muriel, además de otro, quizás más importante, que quedaría enterrado bajo el relleno de la Cuenca de Madrid, pero que aparece bien definido en el estudio sísmico publicado por Querol (1989). Esta estructura, ya mencionada en el apartado dedicado a los cortes, podría ser un retrocabalgamiento de mayor orden que tendría su expresión superficial en el anticlinal de Baides, al Este del Domo de

Hiendelaencina, ya fuera de la zona que nos ocupa. Este retrocabalgamiento podría continuarse a lo largo del borde sur en la estructura, también recogida por Querol (1989), situada en la zona de Alcobendas, bajo la Cuenca de Madrid.

Conclusiones

Las deformaciones alpinas más importantes en el Sistema Central Español, y, concretamente, en su borde Suroriental, corresponden a la denominada "deformación Guadarrama" (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990). En esta región, la dirección principal de acortamiento, deducida a partir de análisis microestructural (Sánchez-Serrano, 1991), estaría en torno a N150°-160°E, y la deformación se resuelve en cabalgamientos de dirección media N70°E, con dirección de transporte hacia el Sureste, acompañados de retrocabalgamientos relativos de menor orden. Estos cabalgamientos están desplazados por fallas direccionales (*transfer faults*) de direcciones N130°-140°E (dextrales) y N10°-20°E (sinestrales). Algunas de estas estructuras corresponden a la reactivación, como consecuencia de la compresión alpina, de fallas finihercínicas y discontinuidades hercínicas de orientación favorable. Los cabalgamientos predominan en el Domo de Hiendelaencina y alrededores, en donde la esquistosidad tiende a estar horizontal, mientras que, en sus bordes, donde pasa a ser vertical, se favorece también el desarrollo de fallas direccionales dextrales (Falla de Somolinos, N140°E) y sinestrales (movimiento en el núcleo del Sinclinal de Maja el rayo, N-S). El núcleo del Sinclinal de Maja el rayo no es propiamente una falla, sino una zona en la que la orientación de la esquistosidad y la estratificación favorecen el movimiento de tipo desgarre dextral a lo largo de múltiples planos. En la zona frontal de los cabalgamientos principales del área de Tamajón-Cogolludo se producen pliegues en los materiales de la cobertera mesozoico-cenozoica, como consecuencia de la actuación de retrocabalgamientos ciegos. Las trazas de los cabalgamientos y pliegues sufren una desviación en esta zona, a causa de la actuación de fallas direccionales de dirección N140°E.

El acortamiento, estimado a partir de cortes compensados, está comprendido entre un 17% y un 19%. La edad de esta deformación, estimada a partir de materiales sintectónicos contiguos a los frentes de los cabalgamientos, sería intra-Aragoniense.

El presente trabajo constituye un extracto de la Tesis de Licenciatura de uno de los autores (F. S. S.), financiada por el Proyecto de Investigación DGICYT PB-87 0544.

Bibliografía

- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1975): Les décrochements tardi-hercy-niens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de re-constitution des conditions de la déformation. *Tectonophy-sics*, 25: 139-171.
- Babín, R., Bergamín, J. F., Fernández-Rodríguez, C., González-Casado, J. M., Hernández-Enrile, J. L., Rivas, A., Tejero, R. y De Vicente, G. (1992): Modelos gravimétricos para la corteza superior en el borde SE del Sistema Central Español. *Geogaceta*, 11: 14-18.
- Bascones, L., González-Lodeiro, F. y Martínez, F. (1981): *Mapa y Memoria explicativa de la hoja n.º 460 (Hiendelaencina) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 IGME*: 47 p.
- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 15-51.
- Bergamín, J. F., Fernández-Rodríguez, C. y Tejero, R. M. (1991): A gravimetric model of a Dome-like structure in the eastern part of the Spanish Central System. *Terra Abstracts*, 3 nº1 (EUG VI Strasbourg 1991): 394.
- Biro, L. y Solé-Sabarís, L. (1954): *Investigaciones sobre mor-fología de la Cordillera Central Española*. CSIC. Instituto "J. S. Elcano". Madrid: 88 p.
- Calvo, J. P., De Vicente, G., y Alonso-Zarza, A. M. (1991): Cor-relación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mio-ceno. *I Congreso Grupo Español del Terciario*. Vic 1991. Comunicaciones: 55-58.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández-Casals, M. J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Cen-tral Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 455-469.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Cen-tral Español (S.C.E). *Geogaceta*, 7: 20-22.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J. J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopeña, 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 IGME*, 5. 390 p.
- Chester, J. y Chester, F. (1990): Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Jour. Struct. Geol.*, 12 n.º 7: 903-910.
- Dahlstrom, C. (1969): Balanced cross sections. *Canad. Jour. Earth Sciences*, 6: 743-757.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid: 317 p.
- De Vicente, G., González-Casado, J. M., Bergamín, J. F., Te-jero, R., Babín, R., Rivas, A., Hernández-Enrile, J. L., Giner, J., Sánchez-Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España y VIII Latinoamericano de Geología. Salamanca, Junio 1992*. Actas tomo I: 284-288.
- Fernández-Casals, M. J. (1979): Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central). *Estu-dios Geológicos*, 35: 169-191.
- Fernández-Rodríguez, C. (1990): *Estudio de los procesos de de-formación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid, 520 p.
- González-Casado, J. M. (1986): *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español)*. Tesis. Univ. Complutense de Madrid, 311 p.
- González-Lodeiro, F. (1981a): La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 535-545.
- González-Lodeiro, F. (1981b): *Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Siste-ma Central Español)*. Tesis. Univ. Salamanca. 334 p.
- Hossack, J. (1979): The use of balanced cross-sections in the cal-

- ulation of orogenic contraction: a review. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 705-711.
- Jamison, W. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 207-219.
- Marshak, S. y Woodward, N. (1988): Introduction to cross-section balancing. In: *Basic methods of structural geology* (S. Marshak y G. Mitra ,Eds.). Prentice Hall, Englewood Cliffs N. Jersey: 303-331.
- Megías, A., Ordóñez, S. y Calvo, J. P. (1983): Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Rev. Materiales y Procesos Geológicos*, 1: 163-191.
- Portero, J. M. , Aznar, J. M. y González-Lodeiro, F. (1990a): *Mapa y Memoria explicativa de la hoja n.º 485 (Valdepeñas de la Sierra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. ITGE. 84 p.
- Portero, J. M. , Aznar, J. M. y González-Lodeiro, F. (1990b): *Mapa y Memoria explicativa de la hoja n.º 486 (Jadraque) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000*. ITGE. 84 p.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la cuenca del Tajo*. E.T.S. Ing. Minas Madrid. Dpto. Ingeniería Geológica. 48 p.
- Ribeiro, A., Kullberg, M. C. ,Kullberg, J. C., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990): A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- Sánchez-Serrano, F. (1991): *Análisis de la deformación alpina en el borde Sur-oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid, 198 p (inédita).
- Schäfer, G. (1969): Geologie und Petrographie im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsh. Geol. Palaönt.*, 10. 207 p.
- Soers, E. (1972): Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Studia Geologica*, 4: 7-94.
- Solé-Sabarís, L. (1984): Morfología general de la Península Ibérica. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, 2: 589-604.
- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.*, 283: 684-721.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, 83: 409-454.
- Warburton, J. y Alvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. In: *Libro homenaje a Rafael Soler*: 147-155. Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP).
- Wojtal, S. (1988): Objective methods for constructing profiles and block diagrams of folds. In: *Basic methods of structural geology* (S. Marshak y G. Mitra ,Eds.) Prentice Hall, Englewood Cliffs N. Jersey.: 296-302.

Recibido el 30 de setiembre de 1991; manuscrito
revisado aceptado el 11 de setiembre de 1992