DEFORMACIÓN TRANSPRESIVA CARBONÍFERA EN LA ZONA DE CIZALLA DE BADAJOZ-CÓRDOBA (MACIZO IBÉRICO MERIDIONAL)

B.Abalos (1) y L.Eguíluz (1)

(1) Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología, Universidad del País Vasco. Apdo. 644, 48080 BILBAO

RESUMEN

La zona de cizalla de Badajoz-Córdoba es una banda de debilidad cortical que acomodó durante la Orogenia Hercínica desplazamientos relativos transcurrentes (bajo regímenes de la deformación tanto frágil como dúctil) de al menos 200-300 kilómetros entre los bloques corticales situados a uno y otro lado. La deformación hercínica en el seno de la zona de cizalla (fases de deformación regional D2 y D3) fue transpresiva en su conjunto y tuvo lugar en el Carbonífero inferior durante un lapso de tiempo suficientemente prolongado como para controlar la historia de la sedimentación en las cuencas carboníferas, su posterior deformación, y el levantamiento generalizado de toda la zona de movimiento.

La zona de cizalla está compartimentada internamente por varios sistemas de fallas en dirección. Estas fallas delimitan grandes bloques y dúplex transcurrentes que experimentaron movimientos relativos de levantamiento o subsidencia. La citada compartimentación determinó la aparición de estructuras en flor positivas o negativas a menor escala. Sobre las estructuras en flor negativas (sujetas a un régimen subsidente) se asentó una importante actividad magmática y sedimentaria carbonífera. No obstante, prácticamente todas las estructuras formadas estuvieron sometidas a campos de esfuerzos que experimentaron importantes variaciones en el tiempo y que finalmente determinaron la estructuración de la zona de cizalla según una gran estructura en flor positiva, sometida a un régimen de levantamiento generalizado.

Palabras clave: transpresión, estructura en flor, Carbonífero, zona de cizalla de Badajoz-Córdoba, Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

The Badajoz-Córdoba shear zone is a belt of crustal weakness that during the Hercynian Orogeny accommodated wrench displacements (under ductile to brittle deformation regimes) of at least 200-300 km between the bounding crustal blocks. The brittle Hercynian deformation in the shear zone (regional D3 phase) was mainly transpressive and took place in the Lower Carboniferous during a time-span long enough to rule the history of deposition in the carboniferous basins, then its deformation, and finally the pop-up of the whole movement zone.

The shear zone is internally categorized by means of some strike-slip fault-systems which bound large blocks and strike-slip duplexes that underwent relative up-throw movements or subsidence. This organization drove the generation of lower-scale flower structures, either positive or negative. Negative flower structures (subjected to subsidence) endured outstanding (Carboniferous) magmatic activity and deposition. Notwithstanding, almost all previous structures were affected by oscillating stress-fields which finally guided the organization of the belt as a large, positive flower structure subjected to general rise.

Key-words: transpression, flower structure, Carboniferous, Badajoz-Córdoba shear zone, Ossa-Morena, Iberian Massif.

Abalos,B. y Eguíluz,L. (1991): Deformacion transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Iberico meridional). *Rev. Soc. Geol. España,* 4: 229-249.

Abalos,B. y Eguíluz,L. (1991): Carboniferous transpressive deformation in the Badajoz-Córdoba Shear Zone (Southern Iberian Massif). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 229-249.

1. INTRODUCIÓN. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE LA ZONA DE CIZALLA DE BADAJOZ-CÓRDOBA

La zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (fig. 1) es una banda de debilidad cortical de dirección NO-SE ubicada en el SO de la Península Ibérica. Se extiende a lo largo de 400 km entre las localidades de Córdoba (España) y Tomar (Portugal), aproximadamente marcando el límite o zona de transición entre las Zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico (Julivert *et al.*, 1974; fig. 1).

Numerosos criterios cinemáticos tales como la asimetría de las diversas microestructuras deformacionales o la de las fábricas cristalográficas observadas en las rocas miloníticas s.l. (Burg *et al.*, 1981; Abalos, 1989; Abalos y Eguíluz, 1990a, 1990b), y los rasgos cartográficos generales (Apalategui *et al.*, 1983, 1985; Apalategui y Quesada, 1987) indican que durante la Orogenia Hercínica esta banda de debilidad cortical actuó como una zona de cizalla transcurrente sinistra. En base al análisis petroestructural de las fábricas de rocas miloníticas se ha podido estimar que la zona de cizalla acomodó desplazamientos relativos de al menos 200-300 kilómetros entre los bloques corticales situados a uno y otro lado (Abalos, 1990; Abalos y Eguíluz, 1990a).

Los límites de la zona de cizalla no pueden ser definidos con precisión. No obstante, se puede reseñar que la banda en la que se registran las deformaciones transcurrentes hercínicas más importantes (bajo regímenes de la deformación tanto frágiles como dúctiles) se sitúa aproximadamente entre la falla de Malcocinado (que la limita por el SO) y la falla de Peraleda (que lo hace por el NE). Su anchura es, por lo tanto, de varias decenas de km (fig. 1).

En el seno de la zona de cizalla, y recorriéndola en toda su longitud, se reconoce un cinturón de 5 a 15 km de anchura media formado por rocas blastomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas que se conoce en la literatura geológica regional como "corredor blastomilonítico" (cf. Bladier, 1974; Laurent, 1974). Esta banda de rocas intensamente deformadas, que está limitada por las fallas de Azuaga y Hornachos (fig. 1) y ocupa aproximadamente la mitad sur-occidental de la zona de cizalla, ha acomodado los desplazamientos transcurrentes más importantes durante el Paleozoico superior.

Desde el punto vista litoestratigráfico, la zona de cizalla en su conjunto es muy heterogénea e incluye materiales cuyas edades están comprendidas entre el Proterozoico superior y el Carbonífero inferior-medio.

El cinturón de rocas miloníticas (corredor blasto-

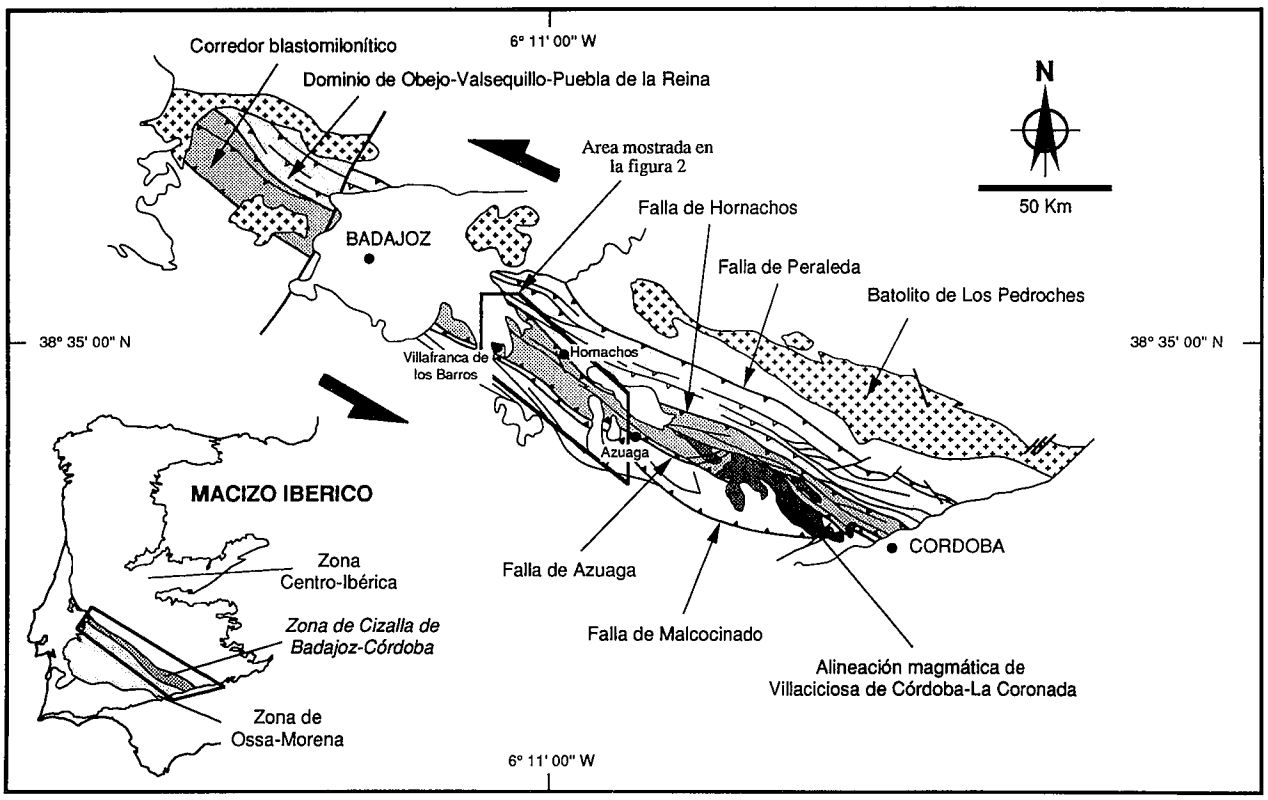

Fig. 1.- Esquema geológico simplificado de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba. En el mismo las estructuras cabalgantes representadas muestran el carácter compresivo de las componentes transversales asociadas a las principales fallas de salto en dirección. Todas estas estructuras, así como el emplazamiento del Batolito de los Pedroches y de otros complejos ígneos asociados, están relacionados con un régimen general de cizallamiento transcurrente sinistro que fue operativo durante el Carbonífero.

Fig. 1.- Schematic sketck map of the Badajoz-Córdoba shear zone. The thrusts drawn evidence the compressive character of transverse fault-slip components related to wrenching in the major strike-slip faults. All these structures, as well as the emplacement of the Pedroches Batholith and related magmatic complexes, are explained by a general, left-lateral wrenching regime operating during the Carboniferous.

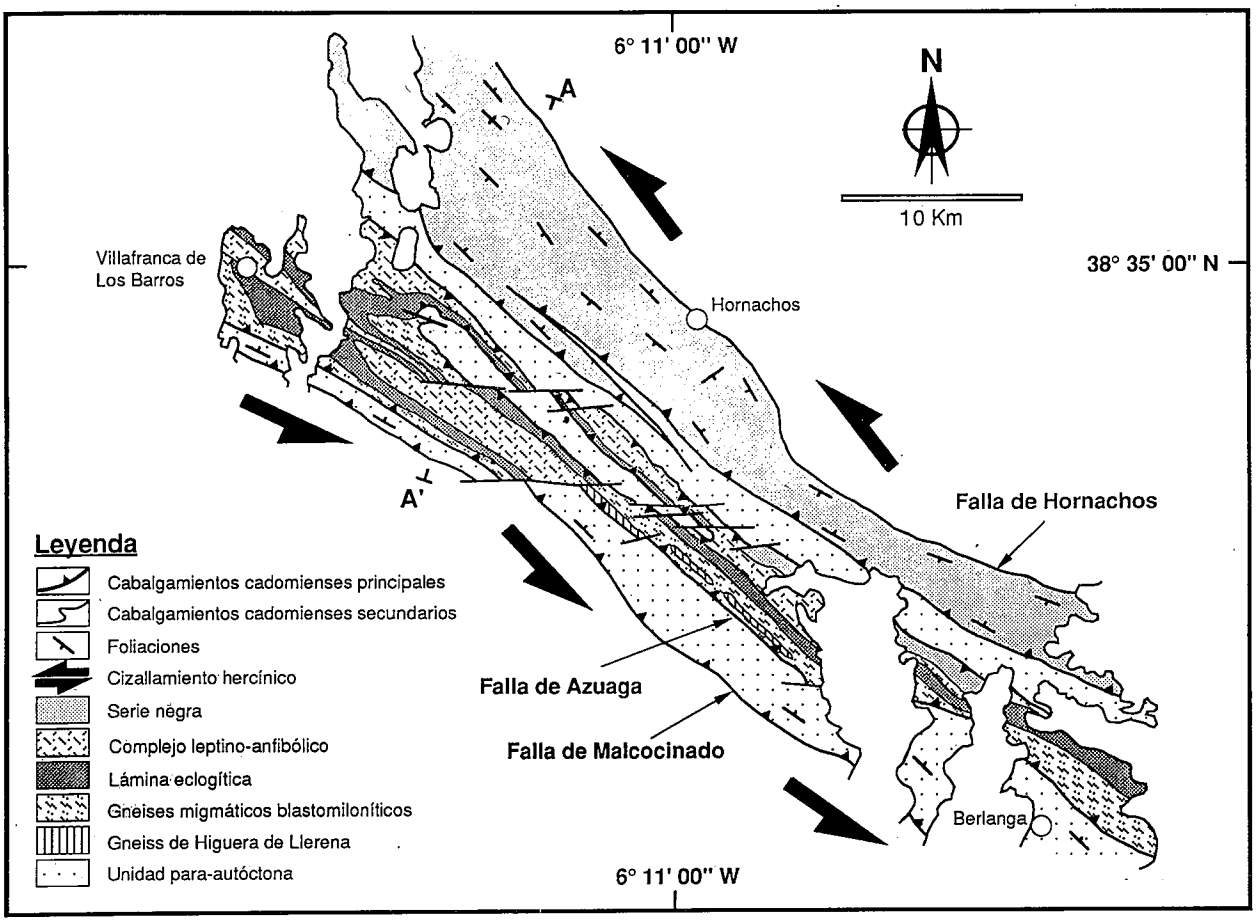

Fig. 2.-Esquema geológico del tercio central del cinturón de deformación dúctil (corredor blastomilonítico); las coordenadas UTM incluidas permiten situar esta área en el contexto de la figura 1. Se muestran las principales estructuras y el afloramiento de las unidades gneísicas apiladas durante la Orogenia Cadomiense. Varios cabalgamientos cadomienses mayores aparecen plegados (dando lugar a la aparición de ventanas tectónicas) y reactivados durante la Orogenia Hercínica como fallas en dirección sinistras. El corte A-A', en el que se muestra la estructura transversal del corredor blastomilonítico, se presenta en la figura 3.

Fig. 2.-Sketch map of central parts of the ductile shear belt (see UTM coordinates to locate this area in the context of figure 1). The principal structures and the outcrop pattern of gneissic slices stacked during the Cadomian Orogeny are shown. Some major ductile thrusts are folded (then giving rise to tectonic windows) and reactivated as sinistral wrench faults during the Hercynian Orogeny. The transverse structure of the shear belt (cross-section A-A') is shown in figure 3.

milonítico) está constituido por materiales de edad Proterozoico superior (Blatrix y Burg, 1981; Schäfer, 1990; Schäfer *et al.*, 1989; Quesada y Dallmeyer, en prensa) que han sufrido una evolución geodinámica muy compleja (Abalos *et al.*, 1991b) durante las orogenias Cadomiense (Proterozoico terminal) y Hercínica (Devónico superior-Carbonífero). Desde el punto vista litoestratigráfico, el corredor blastomilonítico (fig. 2) está constituido por un complejo alóctono formado por gneises de grado medio y alto ("unidad alóctona"; Abalos *et al.*, 1990a) emplazado tectónicamente sobre un conjunto para-autóctono de naturaleza metapelítica y de grado metamórfico bajo ("unidad para-autóctona").

La "unidad alóctona" referida anteriormente está compuesta por cinco láminas gneísicas (con características litoestratigráficas e historias y evoluciones tectonotérmicas propias; cf. Abalos *et al.*, 1990b, 1991b) apiladas tectónicamente y separadas entre sí por bandas de ultramilonitas (figs. 2 y 3). Estas unidades son las siguientes:

— gneiss de Higuera de Llerena, en la base;
— lámina blastomilonítica de gneises migmáticos;
— lámina eclogítica;
— complejo leptino-anfibólico;
— "serie negra", en el techo del apilamiento.

El *"gneiss de Higuera de Llerena"* (Chacón, 1974) está constituido por gneises ocelares con grandes porfirocristales de feldespato envueltos en una matriz formada por cuarzo, biotita y sillimanita. Están intensamente deformados y gradan hacia la parte superior de la unidad a un paquete de ultramilonitas de potencia hectométrica que engloba masas exóticas de rocas ultramáficas (Chacón y Velasco, 1981).

La *"lámina blastomilonítica de gneises migmáticos"* es asimilable al tramo de paragneises del Arroyo Argallón de Delgado-Quesada (1971) y consta de paragneises migmáticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplitoides y ortogneises anatécticos. Existen también algunas intercalaciones de anfibolitas banales, de

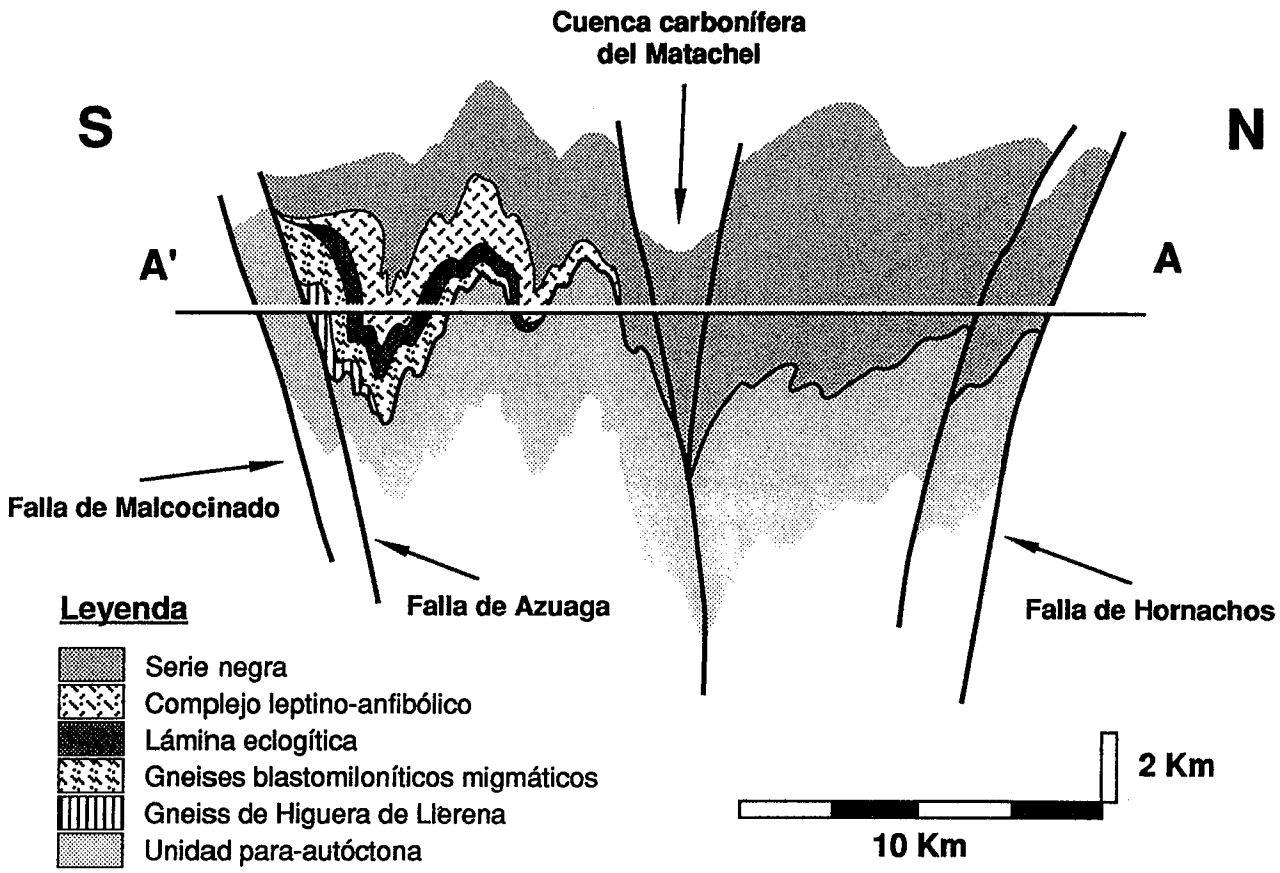

Fig. 3.-Corte geológico sintético del corredor blastomilonítico (localización precisa en la figura 2). Se muestran: (i) la disposición plegada de las estructuras y del apilamiento de láminas gneísicas, y (ii) la reactivación de contactos tectónicos cadomienses como fallas transcurrentes con una disposición en abanico (estructura en flor). Estas deformaciones tienen lugar durante el ciclo hercínico y son resultado de las componentes compresivas asociadas al funcionamiento de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba como una zona de movimiento intracontinental transpresiva y sinistra.

Fig. 3.-Simplified structural cross-section of the ductile shear belt (see location in figure 2). The folded arrangement of both Cadomian structures and stacked gneissic slices (i), and (ii) the reactivation of major tectonic contacts as fan-like wrench faults (flower structure) are shown. These deformations take place during the Hercynian Orogeny and are the result of compressive components related to the development of the Badajoz-Córdoba shear zone as an intracontinental, sinistral, transpressive, movement zone.

anfibolitas granatíferas y de retro-eclogitas y numerosos corredores ultramiloníticos. La potencia de esta lámina gneísica, muy difícil de establecer, es de orden kilométrico.

La *"lámina eclogítica"* es asimilable al tramo de anfibolitas de Las Mesas de Delgado-Quesada (1971) y consta de eclogitas, anfibolitas granatíferas y rocas ultramáficas. Alcanza su máxima potencia (varios centenares de metros) en las transversales del Cerro de las Mesas, al E de Azuaga, y en los alrededores de Villafranca de los Barros (fig. 2). No es continua a todo lo largo del sector central del corredor blastomilonítico, pues se adelgaza y desaparece hacia el SE y el NO.

El *"complejo leptino-anfibólico"* consta de anfibolitas, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos. Aflora tectónicamente por encima de los materiales de la lámina eclogítica, ocupando los núcleos de las sinformas a lo largo de todo el corredor blastomilonítico (figs. 2 y 3). Su potencia es de varios centenares de metros.

La *"serie negra"* (Carvalhosa, 1965) consta principalmente de esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras y presenta características similares a los materiales de la misma unidad que afloran en otros dominios de la Zona de Ossa Morena (p.ej. en el antiforme de Burguillos-Monesterio; ref. Eguiluz, 1988). En su base aparece un complejo gneísico de origen anatéctico que aflora en el domo de Mina Afortunada (Abalos y Eguíluz, 1991).

Este apilamiento de unidades gneísicas imbricadas descansa sobre la 'unidad para-autóctona', constituída por una serie de naturaleza terrígena (pizarras, esquistos y meta-arenitas que conforma la Formación Esquistos de la Atalaya (Chacón, 1979). Esta unidad presenta un metamorfismo de presiones intermedias-bajas hacia el SO y de altas presiones hacia el NE (Abalos, 1990). Su edad es problemática y controvertida. Sin embargo, aparece intruida posteriormente a la superposición de las láminas gneísicas de la 'unidad alóctona' por ortogneises pre-hercínicos para los cuales se han obtenido edades U-Pb de 632 +192/-74 Ma (Schäfer, 1990; datación U-Pb del ortogneis de Ribera del Fresno). Con

anterioridad García-Casquero *et al.* (1985) propusieron una edad de intrusión para este ortogneis de 423 ± 38 Ma (datación Rb-Sr sobre roca total) cuya valided es discutida más tarde por Schäfer (1990) y Schäfer *et al.* (1989). Por su parte Blatrix y Burg (1981) proponen una edad de 330-335 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sobre biotitas) para el enfríamiento post-metamórfico M2 relacionado con el episodio de deformación dúctil transcurrente D2. La intrusión de estas rocas graníticas s.l. pre-hercínicas (ortogneis de Ribera del Fresno) es posterior a la fase de deformación regional D1, tal y como lo demuestran la presencia de (Abalos, 1990): (1) diques ortogneísicos cortando a la esquistosidad D1 de la Fm. Atalaya, (2) xenolitos metapelíticos con fábricas D1 dentro de ortogneises, y (3) microestructuras que denotan episodios de blastesis estática (relacionados con el metamorfismo de contacto inducido por la intrusión del ortognesis de Ribera del Fresno) que posdatan a la esquistosidad D1 de las metapelitas de la Fm. Atalaya. Por otra parte, las condiciones P-T del emplazamiento del ortognesis de Ribera del Fresno (2-3 kb y 700-800°C; cf. Abalos *et al.*, 1989) contrastan fuertemente con las temperaturas relativamente bajas (c. 500-575°C) y las presiones elevadas (7-9kb) del metamorfismo M1 registrado en las metapelitas de la *"unidad para-autóctona"* a las que intruye.

La falla de Hornachos (figs. 1, 2 y 3) separa al corredor blastomilonítico de un dominio situado al NE en el cual afloran materiales del Proterozoico superior correlacionables con la "serie negra", característica de la Zona de Ossa-Morena, y series del Paleozoico inferior y medio (que generalmente comienzan con un Ordovícico inferior discordante sobre el Precámbrico) con características estratigráficas que los hacen afines a los materiales de la misma edad de la Zona Centro-Ibérica. Este dominio se conoce en la literalura geológica regional como "dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina" (Apalategui y Pérez Lorente, 1983) y en él las sucesiones del Paleozoico han sido estructuradas durante la Orogenia Hercínica, mientras que los materiales del Proterozoico han sido también afectados en cierta medida por la Orogenia Cadomiense.

Más al NE, la falla de Peraleda separa al "dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina" de un do-

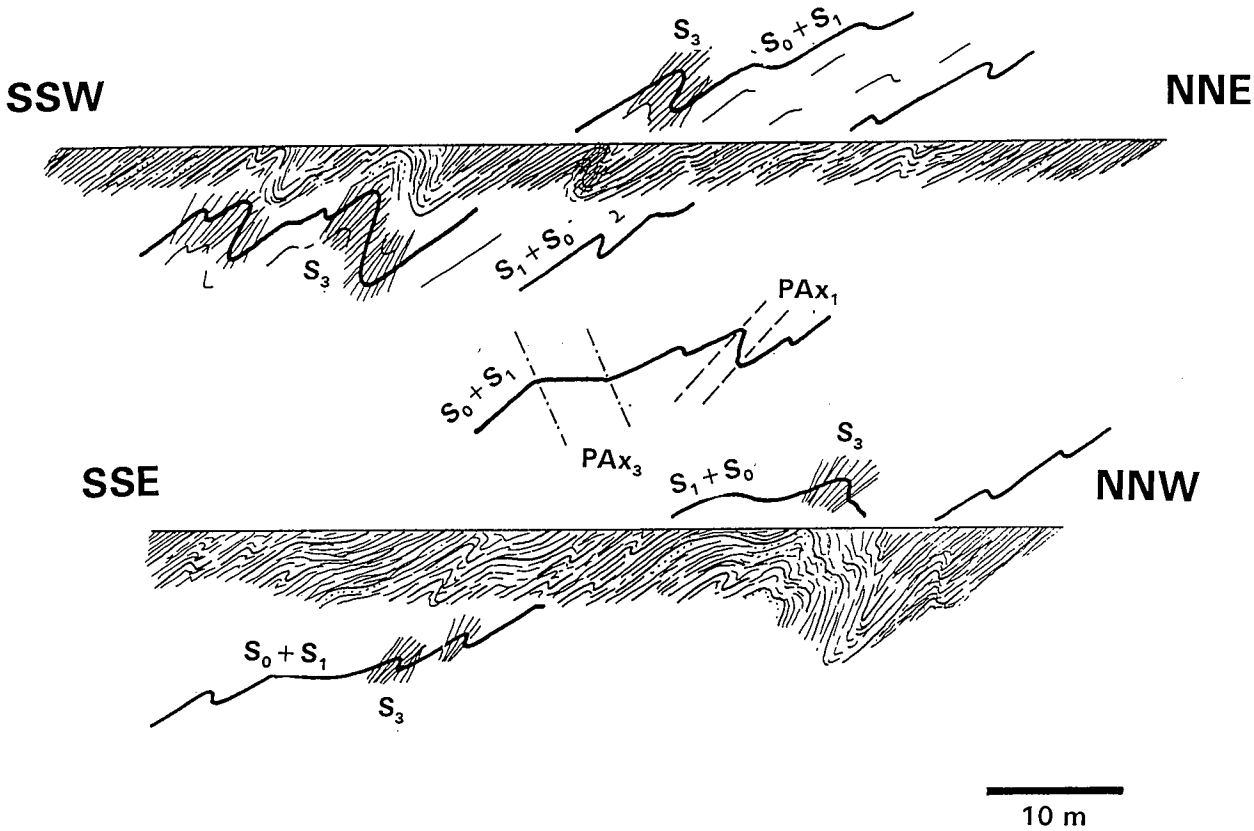

Fig. 4.-Cortes estructurales de los materiales precámbricos aflorantes en la carretera de Hornachos-Llera en las inmediaciones de la falla de Hornachos. Las superficies So+S1 aparecen replegadas por estructuras vergentes al N (PAx1) y localmente cortadas por una esquistosidad espaciada hercínica (S3) fuertemente inclinada hacia el S. Existen algunos pliegues retrovergentes (PAx3) que se consideran asociados genéticamente a las estructuras de vergencia N, que absorben las componentes de acortamiento ligadas al funcionamiento transcurrente de la falla de Hornachos. Ver comentarios en el texto.

Fig. 4.-Structural cross-sections for the Upper Proterozoic materials which crop out in the road Hornachos-Llera close to the Hornachos fault. So+S1 surfaces occur refolded by N-vergent structures (PAx1) and are locally cross-cut by a Hercynian rough-cleavage (S3) steeply dipping to the S. There exist some back-folds (PAx3) that are considered to be genetically related to previous N-wards vergent structures. The former accommodate shortening components related to wrenching along the Hornachos fault. See comments in the text.

minio septentrional ya claramente centro-ibérico en el que los materiales del Proterozoico superior son claramente correlacionables con el "complejo esquisto-grauváquico" de la Zona Centro-Ibérica.

Por el SE, la falla de Azuaga separa el cinturón de rocas miloníticas de los materiales de grado bajo que constituyen la Formación de Azuaga, con una edad incierta comprendida entre el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior. La falla de Malcocinado separa a su vez la banda ocupada por la Formación de Azuaga de un dominio situado al SE en el que afloran extensamente sucesiones estratigráficas tanto del Proterozoico superior como del Paleozoico con características típicas de la Zona de Ossa-Morena.

Discordantes sobre materiales de cualquier edad, o mostrando con ellos contactos mecánicos y/o intrusivos, se encuentran diversos tipos de rocas magmáticas y varias cuencas sedimentarias alargadas y estrechas rellenas por sucesiones volcanosedimentarias y detríticas de edad Carbonífero inferior (Gabaldón *et al.*, 1985). Las cuencas sedimentarias carboníferas están ligadas de manera muy estrecha a grandes fallas de salto en dirección y en ellas los materiales del relleno aparecen deformados y esquistosados. De manera general, estas cuencas tienden a ubicarse en el entorno inmediato o dentro de la banda en la que la deformación hercínica es más intensa (corredor blastomilonítico).

La evolución tectónica general de la zona de cizalla se caracteriza por un episodio de deformación (D_1) y metamorfismo (M_1) regionales que tuvieron lugar durante el Proterozoico superior (entre 610 y 580 Ma: Bellon *et al.*, 1979; Deloche *et al.*, 1979; Schäfer *et al.*, 1989; Schäfer, 1990; Abalos *et al.*, en prensa), por un episodio posterior de rifting (ca. 500-450 Ma; Castro, 1987; García Casquero *et al.*, 1988; Quesada, 1989), y finalmente por un episodio de deformación dúctil transcurrente (D_2) claramente hercínico (370-330 Ma; Dallmeyer y Quesada, 1989) al que se asocia un metamorfismo (M_2) de grado bajo-medio que trastoca las asociaciones previas. Este episodio afecta en diversa medida a todas las rocas del corredor blastomilonítico y evoluciona durante el Carbonífero (Blatrix y Burg, 1981; Abalos, 1989; Quesada y Dallmeyer, 1990) a una deformación frágil transpresiva (D_3 regional) que afecta conjuntamente a una banda cortical intracontinental de unos 50 km de anchura y 400 de longitud que constituye la zona de cizalla que conocemos actualmente.

Las estructuras D_1 han sido borradas casi totalmente por las estructuras D_2, que son resultado de un cizallamiento transcurrente sinistro de carácter dúctil y frágil-dúctil. Las estructuras D_3, relacionadas con el funcionamiento en dirección de grandes accidentes frágiles, presentan una cinemática de la deformación comparable a la del episodio D_2, aunque se desarrollan en condiciones frágiles (a menores temperaturas) y es más evidente su carácter transpresivo. Durante la evolución tectónica hercínica s.str. (D_2 y D_3 regionales, entre 370 y 330 Ma), los numerosos criterios cinemáticos referidos más arriba evidencian que el corredor blastomilonítico acomodó desplazamientos transcurrentes sinistros en su seno que alcanzaron entre 200-300 km (Abalos y Eguíluz, 1990a) y que debieron estar relacionados de alguna manera con el emplazamiento coetáneo de los complejos alóctonos del NO peninsular, con flechas tectónicas del mismo orden de magnitud (Dallmeyer y Gil Ibarguchi, 1990, y referencias en el mismo trabajo). A continuación se estudian los rasgos tectónicos, geométricos y cinemáticos fundamentales de las estructuras asociadas a la deformación frágil transpresiva hercínica (fase de deformación regional D_3) en el sector central de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba, aproximadamente entre los meridianos de Villafranca de los Barros y Berlanga (Provincia de Badajoz; fig. 2).

2. RASGOS GENERALES DE LA TECTÓNICA TRANSPRESIVA D_3 DURANTE EL CARBONÍFERO

La fase de deformación regional D_3 da lugar en el tercio central de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba a un conjunto de estructuras que se pueden sistematizar en varios grupos:

— Grandes fallas longitudinales de dirección aproximada N130E (de varios cientos de kilómetros de recorrido) con salto en dirección sinistroso. Entre ellas destacan las fallas de Hornachos, Azuaga y Malcocinado.
— Varios sistemas de fallas de desgarre de dimensiones kilométricas y de juego sinistro (sistemas N30-60E y N80-110E) o dextro (sistema N160-180E).
— Pliegues longitudinales (de dirección aproximada N130E) abiertos y de plano axial subvertical, que asocian localmente una esquistosidad de crenulación espaciada (S_3).
— Fallas inversas de fuerte inclinación y cabalgamientos.
— Cubetas sinformales y cuencas pull-apart que tienen una estrecha relación espacial con los principales accidentes de salto en dirección y están rellenas por sucesiones detríticas y volcanosedimentarias carboníferas. En el tercio central de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (fig. 2) destacan las cuencas carboníferas del Matachel y Berlanga

Todas estas estructuras definen para el conjunto de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba una estructura en flor positiva (*flower structure*; Harding y Lowell, 1979; Harding, 1983, 1985; Richard y Cobbold, 1989) de dirección NO-SE. Esta estructura se caracteriza porque en su mitad nor-oriental predominan las fallas de salto en dirección con componentes inversas, cabalgamientos de fuerte buzamiento y pliegues asimétricos, todos ellos vergentes al NE, mientras que esas mismas estructuras son vergentes al SO en la mitad suroccidental (fig. 3). Los cabalgamientos, los planos axiales de los pliegues, las fallas transcurrentes y la esquistosidad S_3 presentan, por lo tanto, una disposición en abanico.

Como se ha reflejado en la sección anterior, las estructuras D_2 y D_3 presentan disposiciones estructurales y una cinemática de la deformación comparables durante la evolución tectónica hercínica. La diferencia fundamental entre ellas estriba en que las primeras son resultado de un cizallamiento transcurrente de carácter dúctil y frágil-dúctil, mientras que las segundas se desarrollan en condiciones progresivamente frágiles (a menores temperaturas). Quesada y Dallmeyer (en prensa) han discutido en base a datos estratigráficos y geocronológicos el sincronismo de las deformaciones frágiles y dúctiles. En base a los datos de estos autores, el desarrollo de deformacionales dúctiles en el Devónico superior (bajo temperaturas del orden de 500 °C en torno a c. 370 Ma) y, sobre todo, su *"overprinting"* dirigido por procesos de exhumación durante el Carbonífero inferior (temperaturas progresivamente decrecientes, del orden de 350-400 °C en torno a c. 330 Ma) en los niveles estructurales más bajos se podría considerar contemporáneo del plegamiento (al que se asocia una esquistosidad subvertical) de las secuencias estratigráficas del Carbonífero inferior en niveles estructurales más altos.

3. CARACTERES ESTRUCTURALES DE LOS GRANDES ACCIDENTES LONGITUDINALES

Los accidentes longitudinales principales (fallas de Hornachos, Azuaga y Malcocinado) aprovechan en muchas ocasiones zonas de debilidad preexistentes, como son los contactos cabalgantes asociados al emplazamiento de unidades tectónicas durante el episodio D_1 y las zonas de cizalla D_2. La disposición geométrica final de estas fallas, que absorben los desplazamientos tectónicos en dirección, depende de un equilibrio entre la importancia relativa de las componentes trancurrente y de acortamiento de la deformación (Richard y Cobbold, 1989) y la inclinación de las superficies de falla es tanto mayor cuanto mayor es la importancia relativa del juego transcurrente respecto a la compresión y viceversa.

Gran parte de estas fallas, con una dirección media N130E, tienen trazados ligeramente ondulados y se extienden por decenas e incluso centenares de kilómetros. Las fallas más representativas de este grupo son, de SO a NE: la falla de Malcocinado, la falla de Azuaga, las fallas de borde de la cuenca carbonífera del Matachel y la falla de Hornachos (figs. 1, 2 y 3). En determinadas áreas, como ocurre al NE de la Sierra de Hornachos, fallas de este sistema se agrupan en haces paralelos que delimitan en su interior bloques de gran extensión lateral (decenas de kilómetros) y reducida anchura (1 a 5 km). Todos estos accidentes en su conjunto, con una directriz regional N130E, constituyeron un elemento paleogeográfico de primera importancia durante el Paleozoico inferior-medio (Ordovícico-Devónico; cf. Robardet y Gutiérrez-Marco, 1990) y han condicionado la geometría de los medios de depósito del Carbonífero.

Aunque en la literatura geológica regional se acepta comúnmente (en base a criterios cartográficos) que estos grandes accidentes longitudinales han actuado como desgarres sinistros, su movimiento ha debido ser más complejo (tal y como evidencian las estructuras y microestructuras asociadas), incorporando componentes de salto en dirección y cabalgante durante las etapas compresivas, y/o funcionando como fallas esencialmente normales durante los episodios de relajación de los campos de esfuerzos. En relación con estos últimos episodios se producen brechificaciones, actividad hidrotermal e intrusiones de rocas filonianas ácidas y básicas.

En la falla de Malcocinado se han puesto en evidencia sobre la base de datos cartográficos desplazamientos en dirección de al menos 30 km (Apalategui, com. pers.). Como se expondrá a continuación, las otras fallas o zonas de falla, particularmente las de Azuaga y Hornachos, han acomodado desplazamientos laterales probablemente mayores a juzgar por la naturaleza y profusión de las rocas miloníticas y cataclásticas que se les asocian. El efecto conjunto de todos los accidentes de este sistema podría suponer desplazamientos relativos en la dirección N130E del orden de 100-150 km entre bloque situado al NE de la falla de Hornachos, con un Paleozoico inferior de afinidades estratigráficas centro-ibéricas, y el situado al SO de la falla de Malcocinado, con un Paleozoico inferior de afinidad Ossa-Morena.

3.1. *La falla de Azuaga*

La falla de Azuaga constituye el límite meridional del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. Con un recorrido de 450 km, está jalonada en todo él por rocas de falla de la serie de las cataclasitas, las cuales alcanzan en algunas áreas espesores de varios cientos de metros. Esta falla separa al NE rocas metamórficas gneísicas de grado medio y alto - afectadas por intensos procesos de deformación dúctil - de rocas metapelíticas esquistosas de grado medio-bajo aflorantes al SO. La naturaleza de este contacto y el hecho observado de la existencia de una banda adyacente a la falla en la cual incrementa el grado metamórfico de los materiales situados al SO sugieren que este accidente ha aprovechado un contacto tectónico anterior para su desarrollo, probablemente el cabalgamiento basal de la "unidad alóctona" del corredor blastomilonítico sobre la "unidad para-autóctona" (figs. 2 y 3). Este contacto tectónico mayor, inicialmente una superficie suavemente inclinada hacia el NE, sería verticalizado durante los episodios de deformación regional D_2 y D_3 hasta su posición actual, fuertemente inclinado hacia el NE.

Las rocas de falla producto de las deformaciones D_3 que jalonan la falla de Azuaga pertenecen en su práctica totalidad a la serie de las cataclasitas. En el campo su aspecto es masivo y sólo ocasionalmente se reconocen planos de anisotropía subverticales de direc-

ción regional conteniendo lineaciones de estiramiento y estriaciones subhorizontales. Texturalmente, las rocas de falla están formadas por cantos muy angulosos y heterométricos de una roca formada por cuarzo, sericita y feldespatos de tamaño de grano finísimo. Son comunes también pequeños clastos de milonitas y ultramilonitas de composición tanto cuarzo-feldespática como básica fácilmente reconocibles por sus texturas de deformación plástica. La porosidad inicial de estas rocas brechificadas debió ser elevada, de la misma manera que su permeabilidad, capaz de permitir una circulación importante de fluidos. La manifiesta actividad hidrotermal se pone en evidencia por las texturas de relleno de cavidades por cuarzo, clorita o carbonatos y por una intensa sericitización. El cuarzo de algunas venas o rellenos secundarios aparece con extinción ondulante en algunas ocasiones. Los criterios microestructurales que indican deformación frágil son múltiples (texturas de fragmentación) de igual manera que lo son los que indican crecimiento cristalino (relleno de fisuras e intersticios por precipitación de minerales hidrotermales) o deformación plástica (extinción ondulante). Estos procesos han actuado de manera cíclica y repetida (Stel, 1981).

Por su naturaleza y características estas rocas de falla han debido generarse en un ambiente sísmico gobernado por tasas de deformación elevadas (White, 1975; Sibson, 1977, 1981) y por una intensa circulación de fluidos. Esta última se explica con toda probabilidad como resultado de la succión o bombeo en profundidad de fluidos meteóricos *(seismic pumping;* cf. Mc Caig, 1988) en el curso de una serie de ciclos de compresión-dilatación de volúmenes rocosos facilitados por las redes existentes de fracturas y microfracturas con elevada permeabilidad que se generan en las inmediaciones del límite friccional-cuasiplástico inmediatamente después de los terremotos (Knipe, 1989). Entre estos ciclos de deformación frágil la deformación plástica se superpone a las texturas anteriores y provoca el ascenso hacia la superficie de los fluidos hidrotermales (Mc Caig, 1988).

Los resultados de los estudios microtectónicos y los análisis piezométricos realizados (Abalos y Eguíluz, 1990) indican la presencia de esfuerzos desviatorios y de tasas de deformación muy elevados (comparables con los medidos en la actualidad en grandes fallas como la de San Andrés; cf. Pfiffner y Ramsay, 1982) como responsables de la deformación regional D_3. Las características de la falla de Azuaga citadas más arriba y su contexto estructural permiten estimar que la magnitud de los desplazamientos en dirección sinistra asociados a la misma fue de varias decenas de km durante el episodio D_3 (Carbonífero inferior). Concretamente, las relaciones lineares empíricas existentes entre la longitud o anchura de las fallas en dirección naturales y la magnitud del salto asociado, estudiadas por Ranalli (1977) y Otsuki (1978), respectivamente, permiten estimar la magnitud mínima de este salto en dirección en unos 80-90 km.

3.2. *La falla de Hornachos*

La falla de Hornachos es uno de los accidentes más importantes del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba y de la Zona de Ossa-Morena, al delimitar dos dominios paleogeográficos diferentes durante el Paleozoico inferior (Burg *et al.*, 1981; Apalategui *et al.*, 1983; Apalategui y Quesada, 1987). En cartografía tiene las características de un accidente más o menos curvilinear, cóncavo hacia el N. En algunos sectores se trata de una falla única, mientras que en otros se trata de una zona de falla compuesta por un cortejo de fallas en dirección que delimitan bloques de naturaleza muy diversa. Su trazado de dirección general N120-130E y sus incurvaciones permiten definir este accidente como una zona de cizalla frágil vertical a fuertemente inclinada hacia el SO, aunque localmente se inclina al NE.

La zona de falla está jalonada por un paquete de cataclasitas y ultramilonitas generadas durante su funcionamiento como una falla frágil a frágil-dúctil y por masas de gabros, microgabros y serpentinitas limitadas por fallas. Las cataclasitas/ultramilonitas no afloran en toda la longitud de la estructura; son más frecuentes en la región al NO de Hornachos. Se trata de cuerpos de 10-15 m de espesor de rocas foliadas de colores beiges con un tamaño de grano muy fino y con una lineación horizontal muy pronunciada. La foliación, muy verticalizada, está definida por el alargamiento de granos y de fragmentos de cuarzo y por la orientación preferente de micas y grafito en los planos de cizalla. Las lineaciones son minerales y de estiramiento. En lámina delgada se observa que los granos de cuarzo presentan pocas microestructuras de deformación tales como subgranos o nuevos granos. Unicamente en algunos casos se han podido reconocer subjuntas y bordes de granos oblicuos a la foliación definiendo foliaciones de forma que indican un régimen de la deformación no coaxial por cizalla sinistra. La mayor parte de las veces los granos de cuarzo presentan una ligera extinción ondulante, siendo patente el papel de los deslizamientos intergranulares y del flujo superplástico (Boullier y Gueguen, 1975) como mecanismos fundamentales de la deformación de estas rocas.

Las estructuras observadas en los materiales adyacentes a la falla de Hornachos permiten establecer la existencia de importantes componentes compresivas asociadas a su juego transcurrente. Tales estructuras son, principalmente, replegamientos de los materiales pelíticos y cuarcíticos de edad Proterozoico o Paleozoico inferior (figs. 4 y 5). Se trata de pliegues con ángulos entre flancos variables (60-120°), vergentes al NE en las áreas en las que la zona de falla se inclina al SO y vergentes al SO en caso contrario. Los mecanismos principales de plegamiento son el *buckling* y el *flexural slip*. El aplastamiento es poco importante. En las zonas de charnela aparece localmente una esquistosidad espaciada de plano axial algo más penetrativa en los niveles pelíticos. La esquistosidad es paralela a los planos axiales de los pliegues con ángulos entre flancos más bajos (de unos 60°), a los que se asocian, no

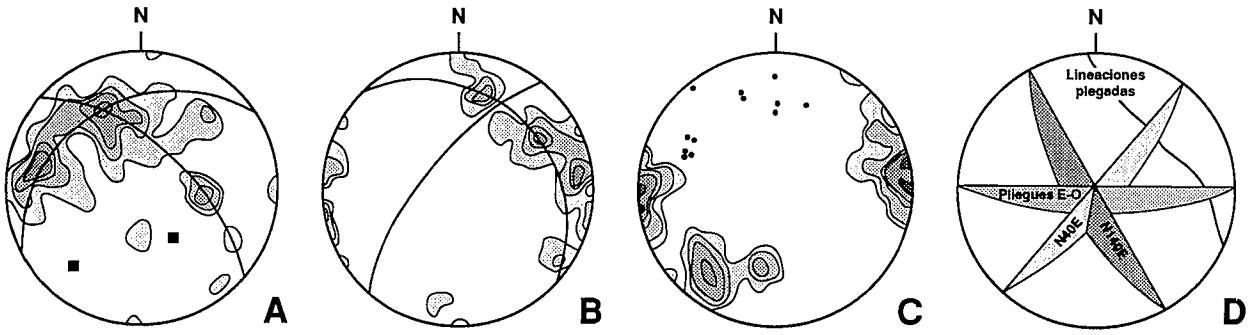

Fig. 5.-Proyecciones sobre el hemisferio inferior de la red equiareal de 48 polos de planos S_0+S_1 (A) y de 26 lineaciones minerales L_1 deformadas (B), y de 41 ejes de pliegues hercínicos (C; los puntos negros representan las proyecciones de los polos de sus planos axiales) correspondientes a las estructuras mostradas en la figura 5. En (D) se presentan en proyección ciclográfica las relaciones geométricas existentes entre la geometría y vergencia (orientación de ejes e inclinación de planos axiales) de los tres tipos de pliegues encontrados, y el lugar geométrico en el que se proyectan las lineaciones minerales cadomientses (L_1) que se disponen sobre los planos de esquistosidad correspondientes (S_1). Intervalos entre isolíneas en los diagramas A, B y C del 2, 4 y 2.6%, respectivamente. Ver comentarios en el texto.

Fig. 5.-Equal area, lower hemisphere projection of 48 poles for S_0+S_1 planes (A) and 26 mineral lineations L_1 (B), and for 41 axes of Hercynian folds (C; black dots represent the projections of their axial planes) shown in figure 5. In (D) a cyclographic projection is given in which the geometric relationships are shown between structural vergences, orientation/dip of fold axial planes from the three kinds of folds raised, and dispersion of Cadomian mineral linations (L_1) over respective, deformed S_1 planes. Isoline intervals in diagrams A, B and C are 2, 4 and 2.6%, respectively. See comments in the text.

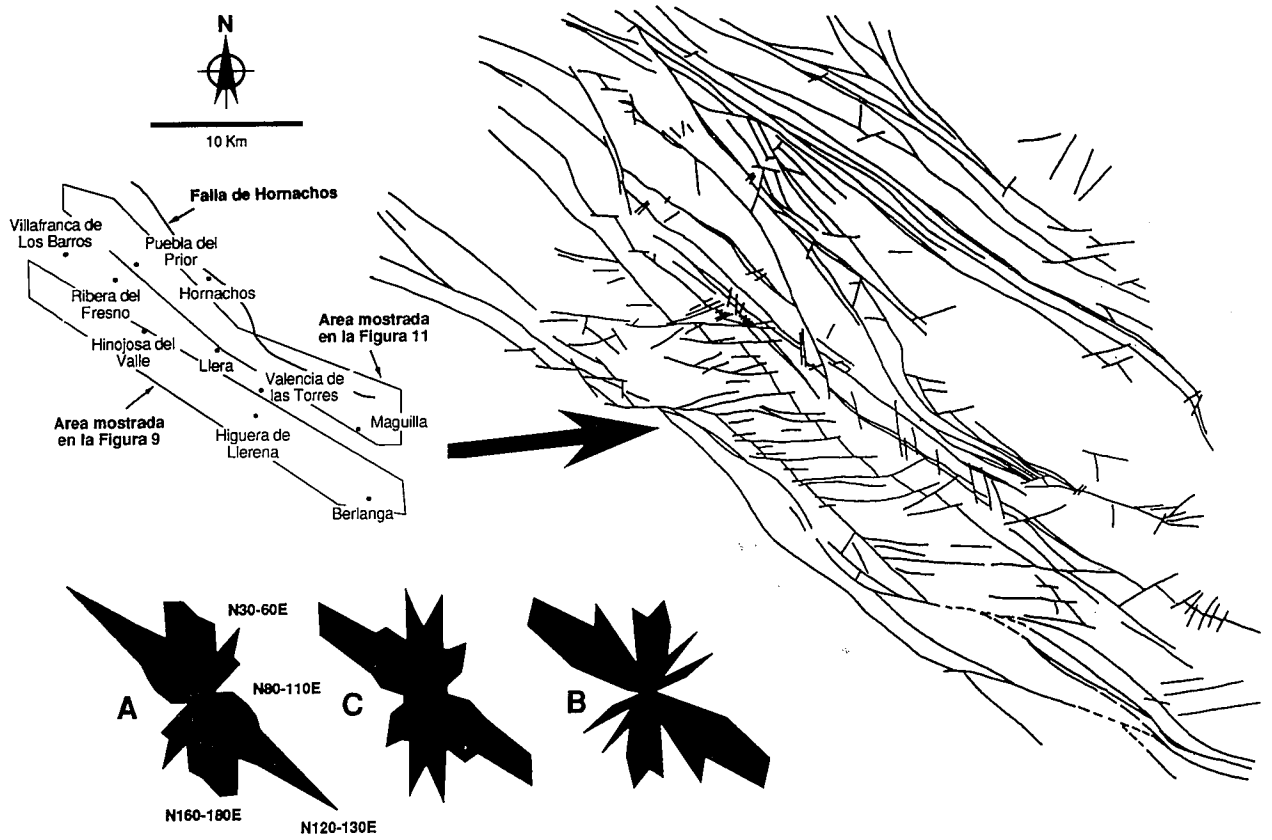

Fig. 6.-Distribución de los principales accidentes frágiles hercínicos y tardi-hercínicos en el sector central de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba. La mayor parte de las fallas de dirección NO-SE corresponden a estructuras cabalgantes cadomienses reactivadas. Las rosetas de distribución de frecuencias que se presentan en la parte inferior izquierda muestran las orientaciones de las fracturas cartográficas observadas al SSO de la falla de Hornachos (A), al NNE de la misma (B), y en el conjunto de la zona considerada (C).

Fig. 6.-Hercynian and Late Hercynian fault distribution map for the central part of the Badajoz-Córdoba shear zone. Most of the NW-SE-trending strike-slip faults are reactivated Cadomian thrusts. Orientation distribution diagrams shown in the bottom left present the main cartographic fault systems found in the area SSW of the Hornachos fault (A), to the NNE (B), and in the whole area considered (C).

obstante, pliegues retrovergentes con ángulos entre flancos mucho más abiertos. Estas últimas estructuras se interpretan como sintéticas respecto de los primeros pliegues y generadas para acomodar mediante deformaciones de componente vertical las componentes compresivas que no se pueden resolver en desplazamientos de juego inverso en una zona de falla muy inclinada.

En determinadas áreas (particularmente en los alrededores de Hornachos) se reconocen pliegues de eje N130E paralelo a la dirección de las lineaciones de microplegamiento y de intersección. No obstante, tanto la esquistosidad como las lineaciones existentes en los materiales adyacentes a la zona de falla presentan patrones de deformación complejos que se ponen en evidencia en proyección estereográfica por la presencia de más de dos máximos de concentraciones de polos de la esquistosidad o de lineaciones (fig. 5). La distribución de estos máximos indica que existen pliegues de eje N130E inclinado al SE y pliegues subordinados de eje perpendicular N40E u oblicuo N80-100E. Los planos axiales de estas estructuras indican vergencias congruentes al N o NE, mostrando sus concentraciones de polos un claro paralelismo con la orientación de los polos de la esquistosidad. La proyección ciclográfica de los tres tipos direccionales de pliegues encontrados evidencia claramente la marcada componente N de la vergencia asociada a cualquiera de ellos. Esto indica que el buzamiento de la zona de falla es al SO en la mayor parte de su recorrido y que su juego en dirección sinistro está acompañado de una componente de acortamiento transversal (régimen transpresivo de la deformación).

Este esquema estructural permite explicar la vergencia al NE de los pliegues longitudinales N130-140E y la vergencia N de los transversales N40E. La vergencia N de los pliegues de eje oblicuo N80-100E se podría explicar como resultado de componentes compresivas N-S que, sin embargo, implicarían un juego dextro de la falla de Hornachos, del que no se han reconocido evidencias. Los pliegues se interpretan aquí como resultado de la reorientación de pliegues longitudinales durante el juego transcurrente de la falla o como estructuras menores asociadas a fallas del sistema E-O que actuarían como fracturas de Riedel sintéticas y que cortan a la falla de Hornachos. Resulta evidente de este análisis el carácter transpresivo de la deformación asociada al funcionamiento de la falla de Hornachos, una zona de falla subvertical o inclinada al SO que conjuga importantes desplazamientos en dirección con un juego inverso.

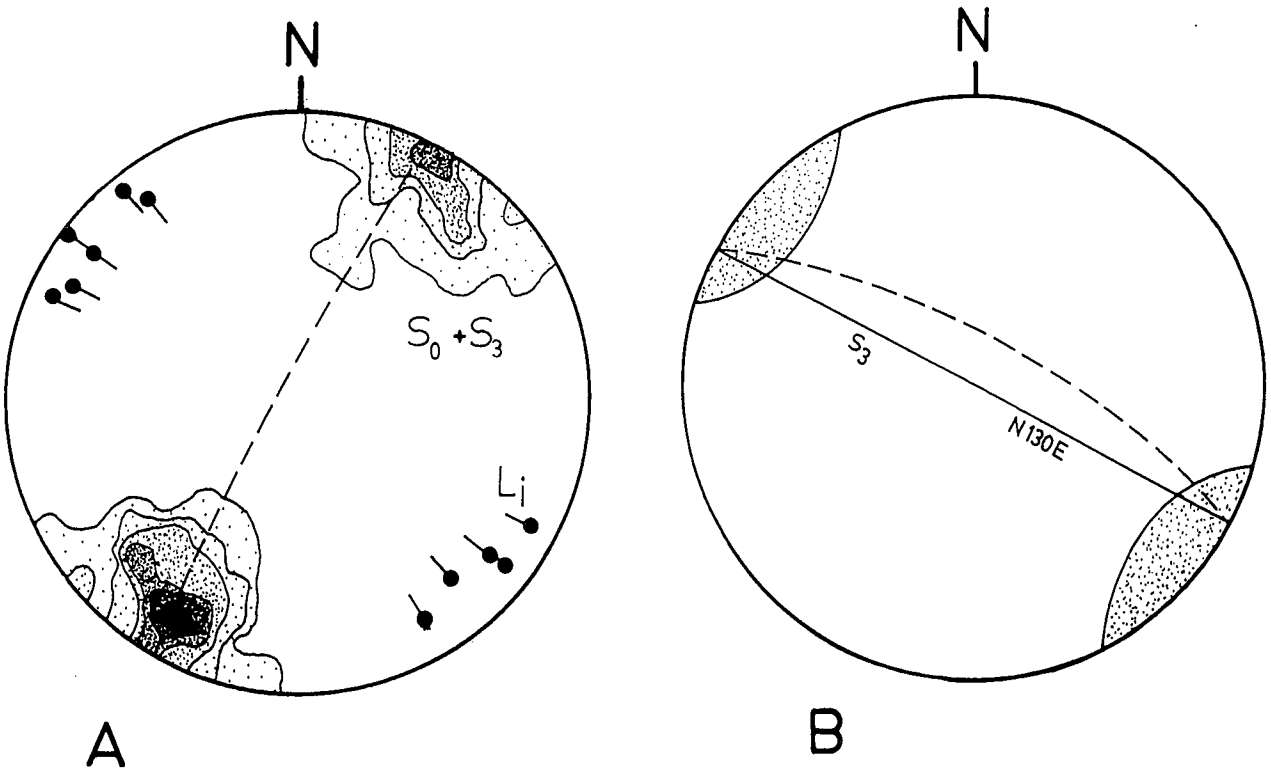

Fig. 7.-A: Proyección sobre el hemisferio inferior de la red equiareal de los polos de planos S_0+S_3 regional (34 medidas) y de las lineaciones de intersección (L_i) asociadas en los materiales carboníferos de la cuenca del Matachel. Los intervalos entre isolíneas para los planos S_0+S_3 son del 3%. B: Relaciones existentes entre la orientación más frecuente de los planos S_0+S_3 (S_3 regional) y el área en la que se proyectan las lineaciones de intersección (zona punteada). Ambas estructuras son ligeramente oblicuas entre si como resultado de la transección de la esquistosidad respecto a la estratificación.

Fig. 7.-A: Lower hemisphere, equal-area projection for poles of S_0+regional S_3 planes (34 measures) and for related intersection lineations (L_i; left diagram) in carboniferous materials of the Matachel basin. 3% isoline intervals for planes S_0+S_3. B: Lower hemisphere, equal-area schematic projection where the obliquity (some 15-20° of transection) between average S_0+S_3 (regional S_3) orientations and intersection lineations is shown.

4. SISTEMAS DE ACCIDENTES FRÁGILES SECUNDARIOS

La constitución tectónica del corredor blastomilonítico en lo referente a la deformación frágil se caracteriza por la existencia de grandes fallas de dirección regional N130E que delimitan bloques en cuyo interior se desarrollan patrones de fracturación particulares (Abalos *et al.*, 1989). En esencia, los sistemas de fracturas presentes son cuatro: N30-60E, N80-110E, N120-130E y N160-180E (fig. 6). La mayoría de los sistemas están definidos en áreas determinadas, pero aparecen igualmente como flexiones o cortando las grandes fallas longitudinales, con lo que se produce una geometría escalonada característica.

Las fracturas del sistema N80-110E aparecen preferentemente en el bloque ocupado por los gneises del cinturón blastomilonítico y en el interior del bloque que constituye la Sierra de Hornachos. Su longitud media es de 2-3 km, alcanzando ocasionalmente 5-6 km. Cortan a las grandes fallas NO-SE, si bien presentan en numerosas ocasiones tránsitos graduales hacia ellas por incurvación progresiva y continua, resultando un esquema que recuerda al de los dúplex strike-slip extensionales (Woodcock y Fisher, 1986) y las estructuras puente compresivas (Gamond, 1987). Estas fracturas pueden aparecer cicatrizadas por rocas ígneas ácidas y básicas. Hacia el SE este sistema se hace preponderante respecto al N120-130E, al que substituye de manera progresiva.

Las fracturas del sistema N80-110E han actuado como fallas de desgarre sinistras, con un movimiento y orientación compatibles y singenéticos respecto a los de las fallas del sistema N120-130E. Los desplazamientos en dirección registrados en fallas individuales alcanzan 2-3 km, aunque por lo general son menores. Entre las localidades de Villafranca de los Barros y Berlanga (separadas por una distancia de 50 km en línea recta) las fallas de Azuaga y de Malcocinado sufren un cambio relativo en la orientación de su traza debido a la acción de las fallas de este sistema que se cifra en 12 km en la dirección E-O, tomando como referencia fija cualquiera de las dos poblaciones. El desplazamiento correspondiente del borde SE de la Ventana de Ribera del Fresno (Abalos, 1989) respecto de su cierre noroccidental (separados por una distancia de 30 km) es de 8 km según la citada dirección E-O. Estas figuras representan deformaciones por cizalla frágil (γ) debidas a la actuación de las fallas del sistema N80-110E de 0.3 a 0.4. Si se deshace el efecto de esta deformación rotacional sinistra la directriz estructural regional del área investigada cambia de N120-130E a N140-150E, pasando a ser paralela a la dirección de las lineaciones de estiramiento hercínicas presentes en las rocas miloníticas producto del episodio de deformación D_2.

Las fracturas del sistema N160-180E son menos abundantes que las de los descritos anteriormente. Se trata siempre de fallas de desgarre dextras de 2 a 3 km de longitud media que acomodan desplazamientos en dirección de orden hectométrico, más raramente kilométrico. Aparecen exclusivamente en la banda delimitada por el afloramiento de la Formación Atalaya por el SO y por la falla de Hornachos. Cortan siempre a las fracturas del sistema N120-130E y nunca cortan o son cortadas por las fracturas N80-110E. El bloque en el que aparecen las fracturas de este sistema configura un esquema geométrico de estructuras puente distensivas cuya parte central está ocupada por la cuenca carbonífera del Matachel. Es posible que las fracturas de este sistema se hayan generado aprovechando la existencia de planos de debilidad de dirección N-S anteriores, como los que condicionan la sedimentación del Cámbrico en el área de Usagre (Apalategui y Higueras, 1983). No obstante, las relaciones geométricas observadas para este sistema en relación con los descritos más arriba sugieren que es singenético con ellos, representando probablemente el sistema de fracturas de cizalla conjugado del N80-110E. La actuación conjunta de ambos acompaña el funcionamiento sinistro de los grandes accidentes longitudinales y permite acomodar las componentes compresivas de los esfuerzos transversales a los mismos mediante acortamiento transversal y estiramiento longitudinal por rotación de bloques según el modelo de Garfunkel y Ron (1985).

El sistema N30-60E está representado por un reducido número de fracturas de escaso desarrollo longitudinal. Las fracturas de este sistema constituyen el asiento de las mineralizaciones de Pb existentes en el seno de la Formación de Azuaga (Apalategui *et al.*, 1985; Quesada y Dallmeyer, en prensa). Se trata de fracturas perpendiculares a la dirección del estiramiento máximo inducido por el juego sinistro de las grandes fallas de dirección regional (fracturas de tensión con desplazamientos insignificantes paralelamente a la dirección de los planos de discontinuidad).

5. CARACTERES ESTRUCTURALES DEL PLEGAMIENTO Y LA ESQUISTOSIDAD D_3

El plegamiento de tercera fase regional D_3 y la esquistosidad S_3 que se le asocia de manera local presentan una directriz NO-SE bastante constante en toda la zona considerada. Los grandes accidentes frágiles longitudinales con juego transcurrente que surcan el corredor blastomilonítico tienen esa misma directriz y delimitan bloques alargados y más o menos compartimentados por fracturas de importancia menor en el interior de los cuales los materiales aparecen plegados por estructuras de tercera fase con planos axiales subverticales o con una disposición en abanico. Los efectos del plegamiento D_3 son más acusados y evidentes en las proximidades de las grandes fallas en dirección de Azuaga y Hornachos y, sobre todo, en la banda de debilidad sobre la que se instala la cuenca carbonífera del Matachel (figs. 4, 5 y 7), en la cual se desarrolla profusamente la esquistosidad S_3. La estrecha relación espacial existente entre plegamiento D_3, accidentes frágiles

longitudinales y desarrollo de la esquistosidad se pone claramente de manifiesto en las inmediaciones de la falla de Hornachos, donde es frecuente que la S_3 transecte los ejes de los pliegues, y en la cuenca del Matachel, donde ocurre algo similar (fig. 7).

6. TECTÓNICA DE BLOQUES, ASOCIACIONES DE SISTEMAS DE ACCIDENTES FRÁGILES Y SU SIGNIFICADO

De la distribución de las orientaciones de fracturas en el interior de cada bloque delimitado por dos fallas mayores (fig. 6) resulta aparente que cada bloque ha tenido una respuesta distinta ante la deformación frágil. De igual manera, cada falla longitudinal de trazado actualmente continuo en cartografía se ha formado con toda probabilidad por la conexión de fallas de los sistemas principales de fracturas que resultan en una banda de cizalla frágil sinistra, ya que por lo general su trazado sigue un esquema en el que alternan escalonadamente segmentos de orientaciones ligeramente diferentes.

El esquema tectónico que se pone de manifiesto en virtud de las observaciones previas permite diferenciar varios bloques alargados según una dirección aproximada N130E. La falla de Hornachos separa dos grandes bloques (fig. 6); uno septentrional en el que predominan fracturas longitudinales sinistras y otro meridional en el que aparecen espacialmente relacionadas fracturas longitudinales y de Riedel (fig. 6). En el interior del segundo de los bloques que se acaban de citar se diferencian dos subdominios: uno situado entre la falla de Hornachos y la banda ocupada por el afloramiento de la Formación Atalaya, con fracturas longitudinales sinistras y fracturas de cizalla de juego dextro; y otro entre la Formación Atalaya y la falla de Malcocinado, con fracturas longitudinales y de Riedel, ambas de juego sinistro (Woodcock y Fisher, 1986; Xiaoang, 1983).

La deformación del conjunto de la banda en la que

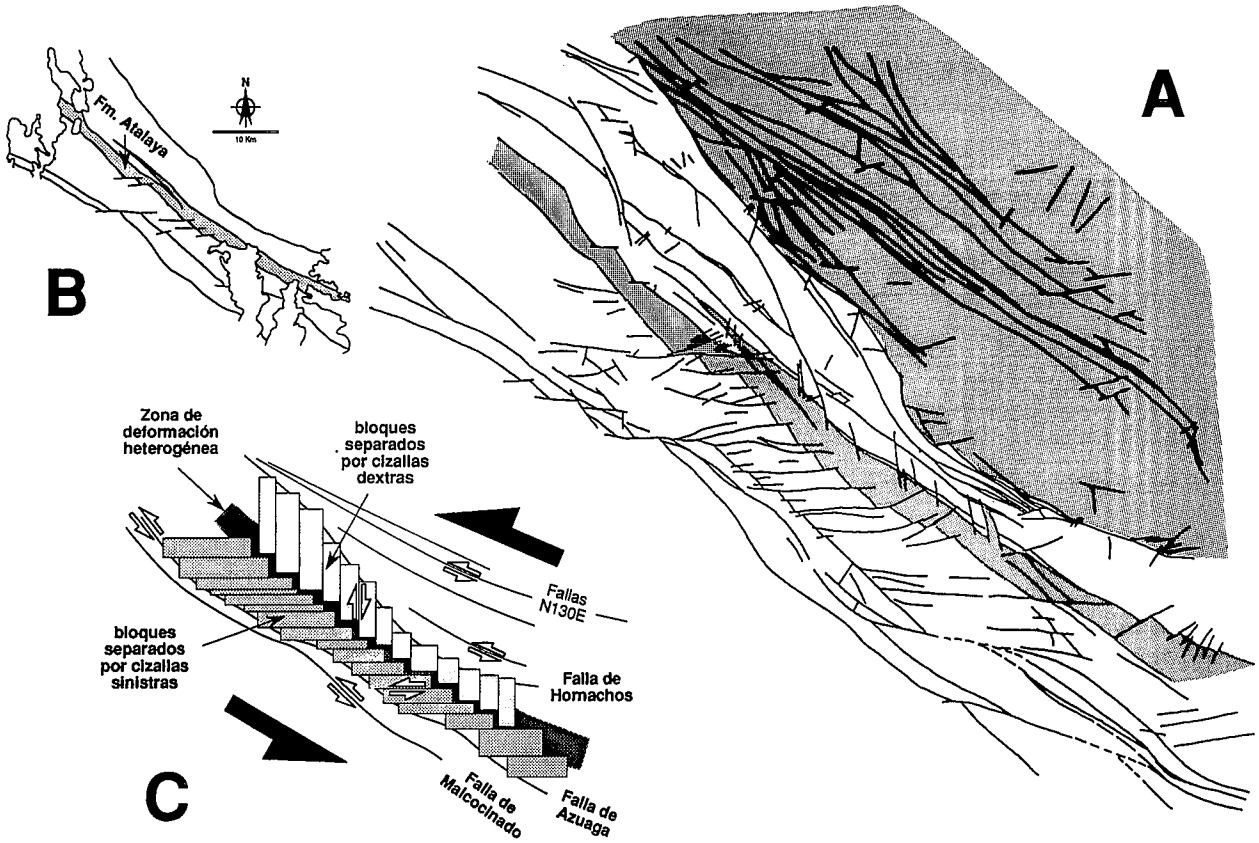

Fig. 8.-Tectónica de bloques en el sector central de la zona de cizalla de Badajoz-Córodba. A: Distribución cartográfica de los principales accidentes frágiles hercínicos y tardi-hercínicos. Las tramas de puntos definen y separan áreas en cuyo seno se reconocen asociaciones particulares de sistemas de fracturas. En particular, se reconocen de NE a SO: el dominio al NE de la Falla de Hornachos (con trama gris), el dominio comprendido entre la falla de Hornachos y el área de afloramiento de la Formación Atalaya, la banda en la que aflora la Fm. Atalaya (con trama gris, representada de forma esquemática en B) y los dominios situados al SE de la Fm. Atalaya. C: Modelo tectónico propuesto (ver comentarios y discusión en el texto).

Fig. 8.-Block tectonics in the central area of the Badajoz-Córdoba shear zone. A: Hercynian and Late Hercynian fault distribution map. Patterns define and separate areas inside which different associations of fault systems are observed. From NE to SW the following domains are recognized: domain NE of the Hornachos fault (patterned), domain between the Hornachos fault and the outcrop area of the Atalaya Formation, outcrop of the Atalaya Fm. (patterned, schematically shown in B), and the domains SW of the Atalaya Fm. C: Tectonic model proposed (see comments and discussion in the text).

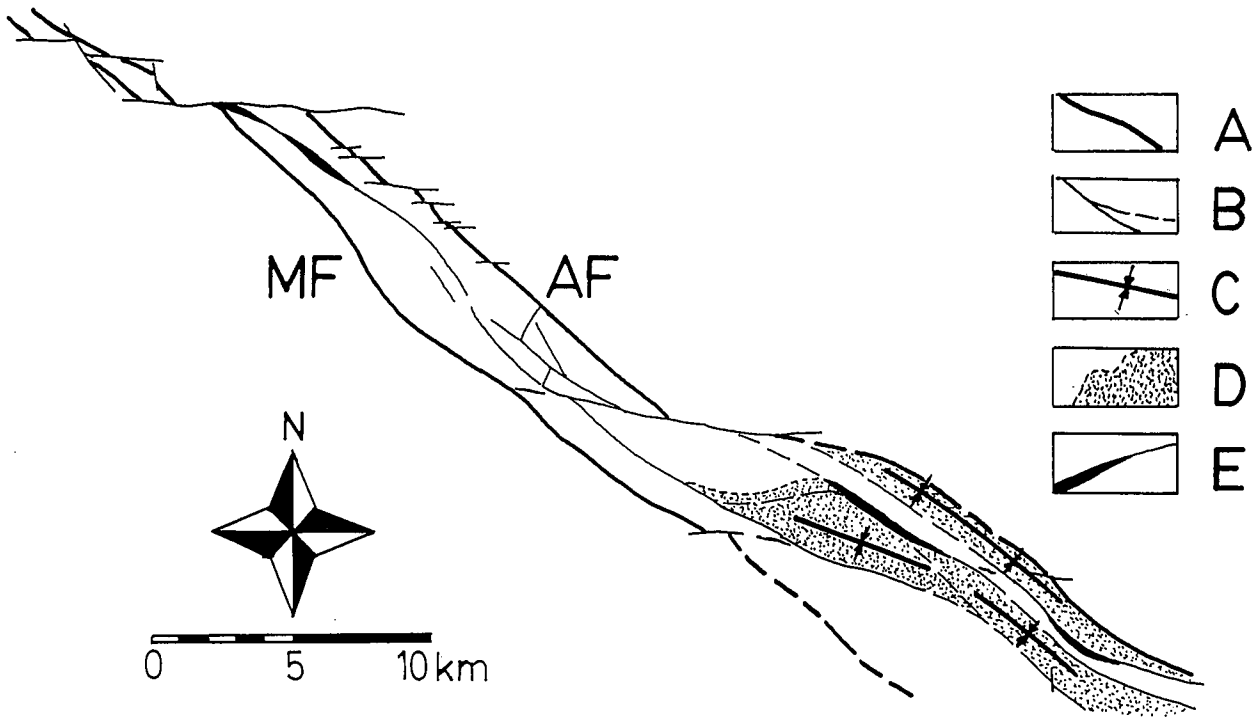

Fig. 9.-Marco estructural de la cuenca carbonífera de Berlanga en el contexto de un dominio delimitado por las fallas de Azuaga (AF) y de Malcocinado (MF); A, desgarres principales; B, accidentes frágiles secundarios; C, eje sinclinal; D, afloramiento de materiales carboníferos y contacto discordante de la base del Carbonífero; E, rocas ígneas carboníferas asociadas a desgarres.

Fig. 9.-Structural context for the Berlanga carboniferous basin in the context of a fault-bounded domain (AF, Azuaga fault; MF, Malcocinado fault). A, main wrench faults; B, secondary faults; C, syncline; D, outcrop area of carboniferous rocks and basal unconformity; E, carboniferous igneous rocks related to wrench faults.

aflora el corredor blastomilonítico tiene lugar por rotación de bloques delimitados por fallas de los sistemas N80-110E, N120-130E y N160-180E, que forman dominios en el interior de una banda de cizalla frágil de dirección media N130E (Abalos *et al.*, 1989). Dominios adyacentes presentan sistemas de fracturas conjugados que permiten acomodar los cambios de geometría que se producen con una deformación interna de los bloques mínima (fig. 8). Esta deformación interna es acomodada principalmente por los materiales anisótropos metapelíticos de la "unidad para-autóctona" del corredor blastomilonítico, que se ven así afectados por el desarrollo de pliegues por *"buckling"* y pliegues *kink* de planos axiales subverticales.

7. CARACTERES ESTRUCTURALES DE LAS CUENCAS CARBONÍFERAS

Las relaciones geométricas existentes entre los sistemas de fracturas, la cinemática de la deformación frágil y las modificaciones de los campos de esfuerzos dan lugar a la aparición de bloques subsidentes (delimitados por fallas y rodeados por otros bloques sometidos esencialmente a levantamiento) que condicionan la ubicación de las cuencas sedimentarias carboníferas. Según este esquema se han diferenciado dos tipos de relaciones tectónica-sedimentación ejemplificadas por las cuencas carboníferas de Berlanga y del Matachel.

7.1. *La cuenca de Berlanga*

La cuenca carbonífera de Berlanga aparece en el interior del bloque delimitado por las fallas de Azuaga y Malcocinado (figs. 9 y 10). Los sistemas de fracturas N120-130E y N80-110E configuran un esquema geométrico-estructural de dúplex de *strike-slip* extensionales (Woodcock y Fisher, 1986). Estos dúplex de *strike-slip* (de juego sinistro) determinarían inicialmente la subsidencia de bloques romboidales o fusiformes adyacentes a otros sometidos a levantamiento. Las áreas subsidentes recibirían un relleno de materiales esencialmente terrígenos. En el curso de la deformación progresiva bajo un régimen transcurrente y sinistro prolongado las áreas subsidentes pasarían a ser deformadas finalmente, resultando para el conjunto una evolución tectónica transpresiva (fig. 10).

7.2. *La cuenca del Matachel*

Constituye una banda estrecha y alargada que recorre la parte central del bloque delimitado por la falla de Malcocinado y la Formación Atalaya (figs. 6 y 11). Incluida en un contexto transcurrente sinistro, la cuenca del Matachel aparece cortada por fallas de juego dextro y dirección N-S que configuran un dispositivo tectónico según estructuras puente distensivas (fig. 12). En este dispositivo tectónico tendría lugar inicialmente una

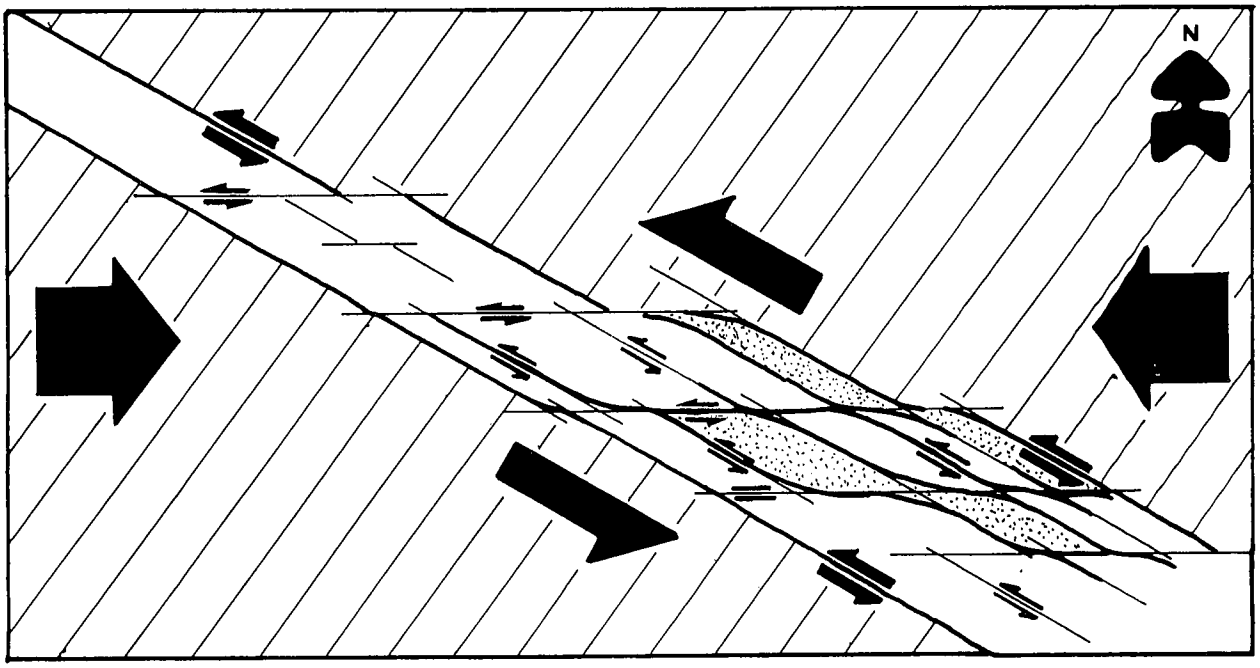

Fig. 10.- Representación esquemática del marco estructural y de la cinemática inferida para explicar la geometría de la cuenca carbonífera de Berlanga.

Fig. 10.- Structural sketch in which the kinematics and tectonic regime responsible for the generation and development of the Berlanga basin are given.

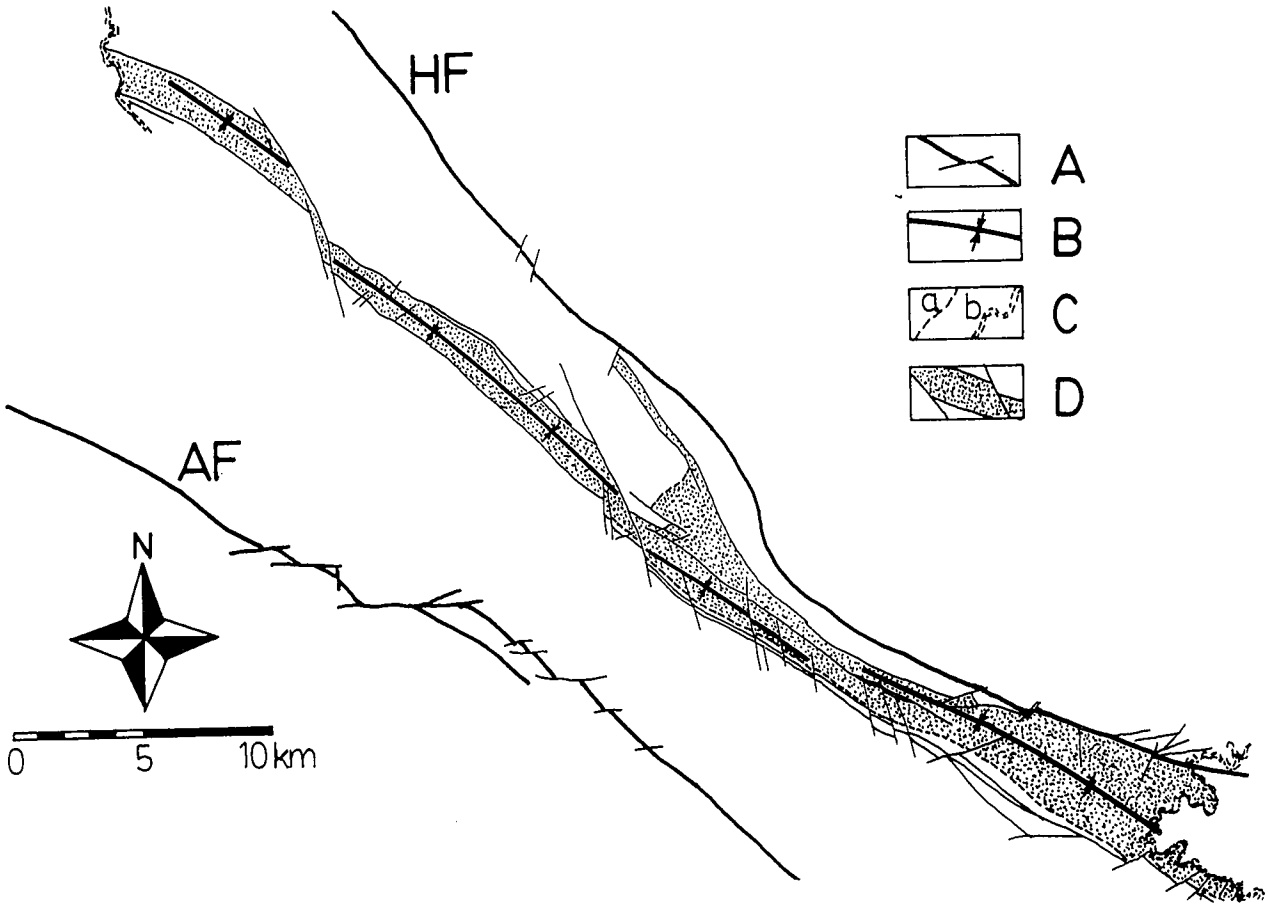

Fig. 11.- Cuadro estructural de la cuenca carbonífera del Matachel. AF, Falla de Azuaga; HF, falla de Hornachos; A, accidentes frágiles; B, eje sinclinal; C, contactos discordantes de la base del Carbonífero (a) y del conjunto Terciario - Plio-Cuaternario (b); D, afloramiento de materiales carboníferos.

Fig. 11.- Structural context for the Matachel carboniferous basin. AF, Azuaga fault; HF, Hornachos fault. A, main faults; B, syncline; C, basal unconformity for the Carboniferous (a) and the Tertiary - Plio-Quaternary (b); D, outcrop area of carboniferous rocks.

extensión o estiramiento N-S de las estructuras puente que permitiría la creación de áreas subsidentes rellenas con materiales volcánicos y sedimentarios. La dinámica de la deformación y la rotación de bloques asociada llevarían a un punto en el cual las fracturas N-S serían incapaces de acomodar desplazamientos en dirección. En ese momento de la evolución transcurrente sinistra se produciría una inversión estructural y todo el conjunto se vería sometido a compresión, deformándose el relleno carbonífero (fig. 12).

Los materiales de la cuenca del Matachel se caracterizan por presentar un desarrollo muy desigual de la esquistosidad. Esta es la única estructura penetrativa que afecta a los materiales carboniferos, por lo que con fines descriptivos se puede considerar como una S_1. No obstante, es similar en orientación y caracteres a la S_3 regional y debe haberse producido durante el tercer evento deformacional D_3.

En las rocas pelíticas la esquistosidad presenta las características de un *"slaty cleavage"*, definido por la reorientación de minerales alargados, disolución por presión de granos de cuarzo detrítico y, en menor medida, por la recristalización de filosilicatos orientados. En los materiales limolíticos o cuarzo-pelíticos es de tipo *"rough slaty cleavage"* a *"rough cleavage"*. En todos los casos la esquistosidad se presenta como una estructura penetrativa de dirección paralela a la de la estratificación (aproximadamente N120-130E; fig. 7), fuertemente inclinada al NE o al SO y estadísticamente vergente al SO. Las lineaciones que eventualmente se pueden observar sobre los planos de esquistosidad son en la mayor parte de los casos lineaciones de intersección entre la S_0 y la S_3. Son lineaciones sub-horizontales y presentan una dirección variable entre N120E y N140E paralela a la directriz regional de las estructuras de tercera fase (fig. 7).

En las rocas magmáticas y volcano-sedimentarias la esquistosidad presenta un desarrollo muy incipiente. Se pueden distinguir varios casos diferentes según se trate de rocas ígneas intrusivas, extrusivas, o de rocas volcano-sedimentarias.

En relación con los materiales del primer tipo se puede establecer que tanto los diques ácidos como los básicos presentes suelen exhibir un aspecto indeformado. Las masas graníticas de mayor tamaño (como las aflorantes al SO del Cerro Cabezas o en la Puebla del Prior; cortes A-A' y B-B' en la fig. 13, respectivamente) muestran un ligero grado de deformación que se pone de manifiesto en la presencia de facies de borde de grano fino con una incipiente orientación de minerales alargados, en parte de origen magmático.

Al NNE de Valencia de las Torres se han reconocido diques graníticos de tamaño de grano medio en los que se reconocen en afloramiento estructuras C-S. En ellos la esquistosidad viene definida por el alargamiento de de cristales o de agregados de biotita y por la elongación de granos de feldespato separados por planos de cizalla (planos C) con un espaciado de 0,5 a 1 cm. Se trata de planos verticales cuya dirección es N120E; las lineaciones de estiramiento contenidas en ellos son horizontales y mantienen la misma orientación. Los criterios de cizalla (asimetría de porfirocristales de feldes-

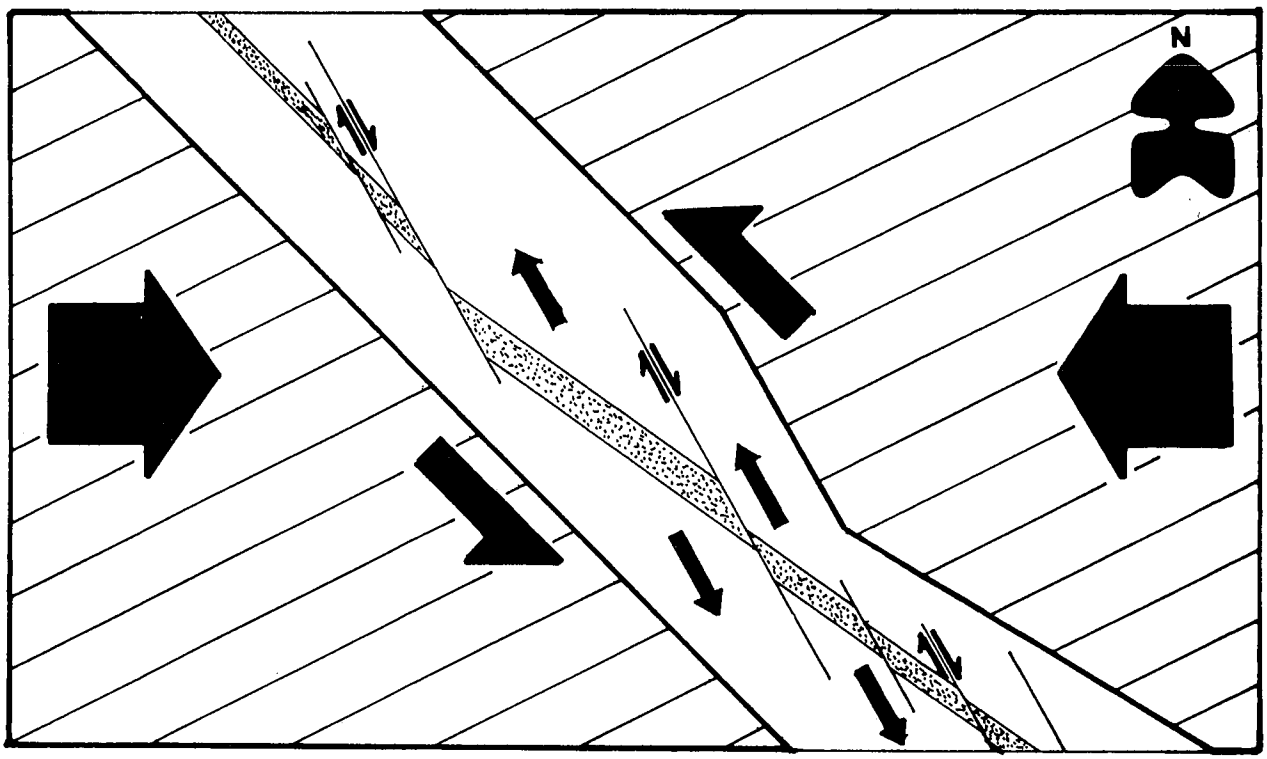

Fig. 12.- Representación esquemática del marco estructural y de la cinemática inferida para explicar la geometría de la cuenca carbonífera del Matachel.

Fig. 12.- Structural sketch in which the kinematics and tectonic regime responsible for the generation and development of the Matachel basin are presented.

patos y estructuras C-S) indican un sentido de movimiento en dirección sinistro. Los materiales pelíticos que constituyen la roca de caja de este dique presentan una esquistosidad *("slaty cleavage")* con las características descritas más arriba y no se reconocen en ellos metamorfismo de contacto ni estructuras de cizalla como las encontradas en el dique.

Las rocas ígneas extrusivas, coladas ignimbríticas fundamentalmente, conforman unidades muy competentes que en casi todos los casos se han observado inafectadas por la esquistosidad. En todo caso, se observa un diaclasado penetrativo de dirección N-S oblicuo a la dirección de la estratificación. Los tramos incompetentes interestratificados entre las coladas presentan un *"rough cleavage"* de dirección N120-130E paralelo a la dirección de la S_0 que en corte forma ángulos elevados con ésta última. Las relaciones de corte entre S_0 y S_3 y otros criterios tectónicos indican que los materiales carboníferos presentan siempre disposiciones de flanco normal (fig. 13).

Los materiales tobáceos de origen volcano-sedimentario contienen en ocasiones cantos blandos de pizarra aplastados y alargados hasta el punto de definir una esquistosidad vertical y una lineación de estiramiento horizontal que, sin embargo, no son evidentes en la matriz que los contiene. Los cambios laterales de facies son muy comunes en este tipo de materiales y ello determina la transición gradual desde niveles tobáceos con cantos deformados a tramos pelíticos con *"slaty cleavage"*.

La estructura de la cuenca del Matachel (figs. 11 y 13) es la de un corredor alargado delimitado por importantes fallas de dirección regional. Aparecen como superficies de falla únicas o agrupadas en cortejos, y son convergentes en profundidad (ver fig. 13), delineando una estructura en flor. La falla de borde septentrional coincide con la falla de Hornachos en una parte de su recorrido. Numerosos diques ácidos y básicos se asocian a las fallas o zonas de falla. En el interior de la cuenca, las diversas litologías describen un sinclinal apretado en cuyos flancos aparecen algunos pliegues menores de tipo flanco largo-flanco corto. La convergencia en profundidad de las fallas (estructura en flor) y la geometría sinclinal del relleno volcano-sedimentario de la cuencia permiten suponer que la estructura del substrato pre-Carbonífero en el fondo de la misma con-

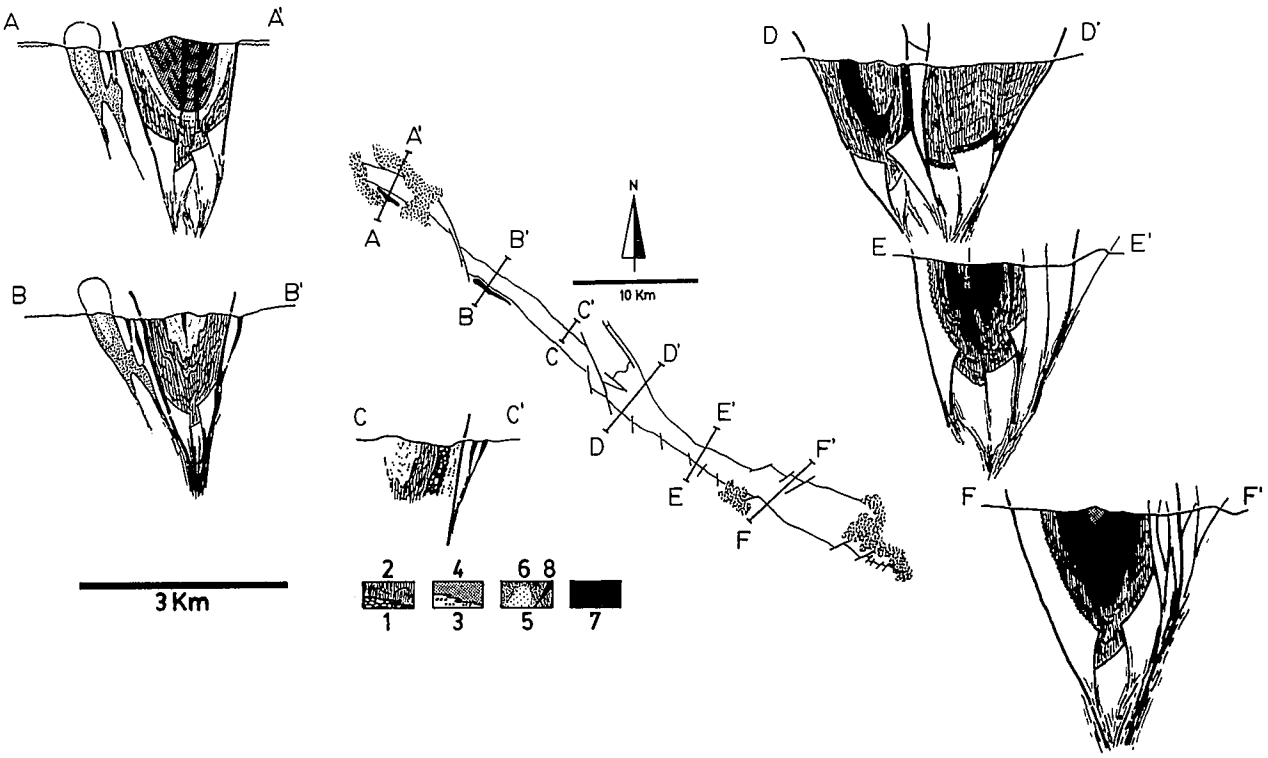

Fig. 13.- Cortes geológicos representativos de la estructura de la cuenca del Matachel en las transversales del Cerro Cabezas (AA'), de la Puebla del Prior (BB'), de la carretera Hornachos-Hinojosa del Valle (CC'), de la carretera Hornachos-Llera (DD'), de la carretera Valencia de las Torres-Castuera (EE') y al Este de Valencia de las Torres (FF'). 1, Conglomerados; 2, pizarras; 3, tobas ácidas y otras rocas volcano-sedimentarias; 4, coladas ignimbríticas; granitos rojos carboníferos: 5, facies de grano grueso, 6, facies de borde de grano fino; 7, rocas magmáticas y volcano-sedimentarias básicas; 8, diques ácidos.

Fig. 13.- Geologic cross sections for the structure of the Matachel basin in the traverses: AA', Cerro Cabezas; BB', Puebla del Prior; CC', Hornachos-Hinojosa del Valle road; DD', Hornachos-Llera road; EE', Valencia de las Torres-Castuera road; FF', East of Valencia de las Torres. 1, conglomerates; 2, slates; 3, acid tuffs and other volcano-sedimentary rocks; 4, ignimbrite flows; 5, red carboniferous granites (coarse-grained facies); 6, id. (fine-grained facies); 7, magmatic and volcano-sedimentary basic rocks; 8, acid dykes.

siste en un conjunto de bloques y cuñas delimitivas por fallas que ha sufrido importantes desplazamientos relativos entre sí tanto en dirección horizontal como en la vertical, como respuesta al acortamiento responsable de génesis de la esquistosidad. (fig. 13).

8. DEFORMACIÓN INTERNA Y ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES DEL DOMINIO AL N DE LA FALLA DE HORNACHOS

Los materiales pelíticos o cuarzo-pelíticos de las diversas formaciones aflorantes al N de la falla de Hornachos (dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) se caracterizan por presentar una esquistosidad (*"slaty cleavage"* en el primer caso y *"rough cleavage"* en el segundo) de plano axial a la que se asocian lineaciones de intersección y de microplegamiento. Los tramos cuarcíticos más potentes, en particular las cuarcitas de la Sierra de Hornachos, presentan una esquistosidad poco evidente a simple vista que, sin embargo, se pone claramente de manifiesto por el aplastamiento de los granos de cuarzo detrítico y de los cantos de cuarcita en los niveles microconglomeráticos y conglomeráticos perpendicularmente a la S_0. Las lineaciones presentes sobre los planos de esquistosidad son de tipo mineral y de estiramiento, estando definidas por la elongación de los granos de cuarzo.

La esquistosidad y los planos axiales de los numerosos pliegues sinesquistosos (fig. 14) presentes en estos materiales tienen una dirección general N120-130E y vergencia al NE (fig. 15). Los pliegues son principalmente de dos tipos. Predominan los pliegues de tipo 1c de Ramsay (1967) con ángulos entre flancos bastante bajos (0-30°). Sus charnelas están engrosadas, mientras que sus flancos se adelgazan y paralelizan rápidamente con la esquistosidad al separarse de aquéllas. Los pliegues del segundo grupo son de tipo chevron. Presentan flancos más o menos planares formando ángulos entre 40 y 60° y zonas de charnela con fuertes curvaturas cuya geometría está modificada por aplasta-

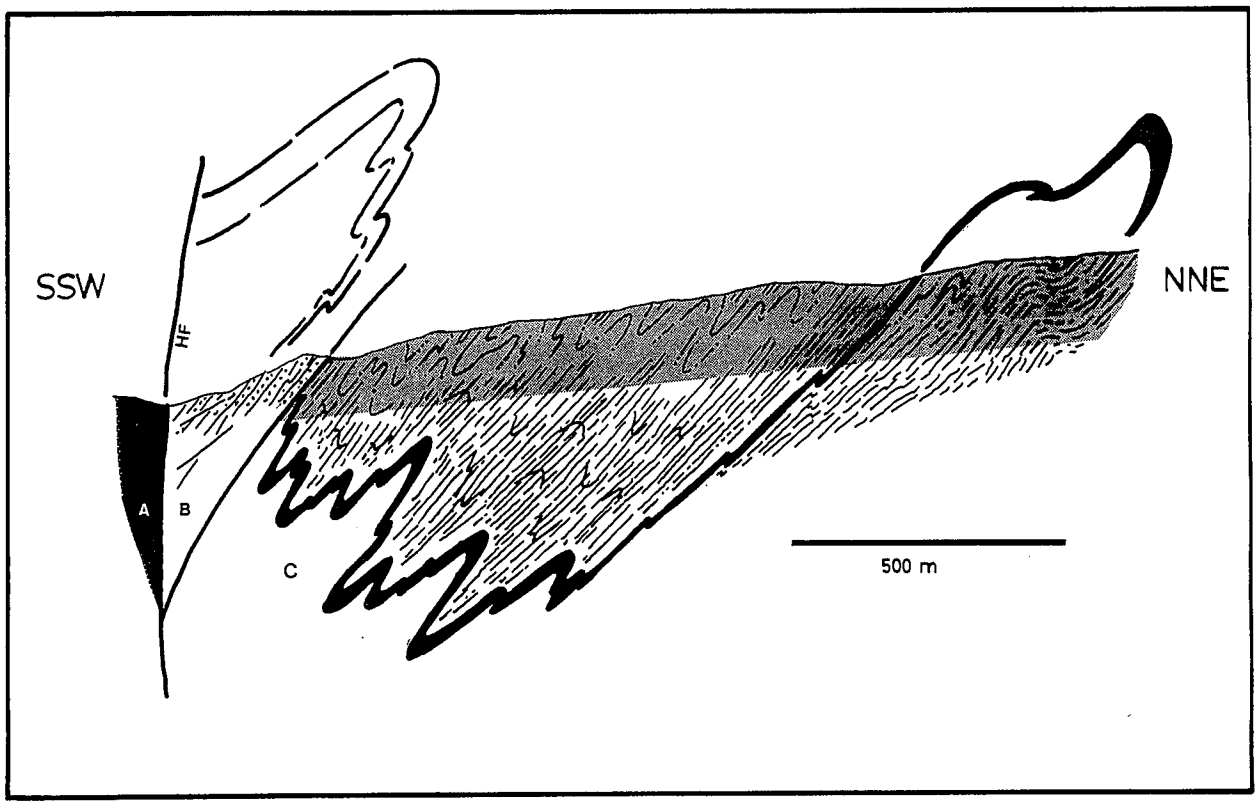

Fig. 14.- Corte geológico de las estructuras de vergencia al NNE que afloran en la carretera de Valencia de las Torres-Castuera entre el cauce del Matachel y el Puerto de Sierra Velita. HF, Falla de Hornachos; A, materiales precámbricos de la "serie negra"; B, meta-arcosas del Ordovícico inferior (serie con polaridad invertida); C, filitas del Ordovícico medio (Fm. Sierra Velita). El nivel negro que aparece en el corte muestra la geometría probable de un nivel de referencia hipotético. Las estructuras reconocidas en afloramiento son las que se representan en el área sombreada.

Fig. 14.- Geologic cross-section in which the NNE-vergent structures cropping out in the road Valencia de las Torres-Castuera (between the Matachel River and the Sierra Velita Pass) are shown. HF, Hornachos fault; A, Upper Proterozoic rocks from the 'black series'; B, Lower Ordovician meta-arkoses (the series is inverted); C, Middle Ordovician slates (Sierra Velita Fm.). The black layer in the section represents the geometry of a hypothetic marker horizon. This geometry remains unclear from the geometry of the outcropping structures, which are shown in the shaded area.

miento perpendicular al plano axial, lo que determina su ligero engrosamiento. Las superficies axiales son subparalelas a los planos de esquistosidad.

Las lineaciones de intersección y microplegamiento/crenulación son ligeramente oblicuas (20-30°) a la dirección de los ejes de los pliegues sinesquistosos. La transección de la esquistosidad se puede observar directamente en las zonas de charnela de algunos pliegues, aunque resulta más evidente en los diagramas en proyección estereográfica (fig. 15) en los que se observa una separación manifiesta de la perpendicularidad entre la dirección de los ejes y la de los polos de los planos de esquistosidad. Estas observaciones sobre la transección de la esquistosidad prueban la existencia de una componente de acortamiento simultánea con el juego transcurrente (deformación en régimen transpresivo; cf. Borradaile, 1978; Gray, 1981; Sanderson y Marchini, 1984; Sanderson *et al.*, 1985; Ramsay y Huber, 1987).

La geometría de los pliegues descritos más arriba permite reconstruir la estructura de conjunto de los materiales paleozoicos al N de la falla de Hornachos (fig. 14). En particular, los materiales terrígenos de la Fm. de Sierra Velita (Apalategui e Higueras, 1983) describen inmediatamente al N de la falla de Hornachos una sinforma de primer orden complicada por pliegues anticlinales y sinclinales sinesquistosos de segundo y tercer orden. El flanco invertido de esta sinforma aparece laminado por una falla inversa que superpone directamente encima de la Fm. Sierra Velita un flanco inverso adelgazado (existen numerosos planos de cizalla oblicuos a la esquistosidad y aboudinamientos de los niveles más competentes que indican una extensión o estiramiento SSO-NNE) constituido por meta-arcosas de la base del Ordovícico discordantes sobre materiales precámbricos correlacionables con la "serie negra".

Las cuarcitas de la Sierra de Hornachos determinan totalmente la estructura de ésta última. La Sierra de Hornachos conforma un bloque de morfología ojival delimitado por fallas longitudinales NO-SE y cortado internamente por fallas longitudinales de la misma dirección y por fallas E-O que cortan a todas las demás estructuras resultando una geometría de dúplex de *strike slip* (Woodcock y Fisher, 1986). Las fallas E-O

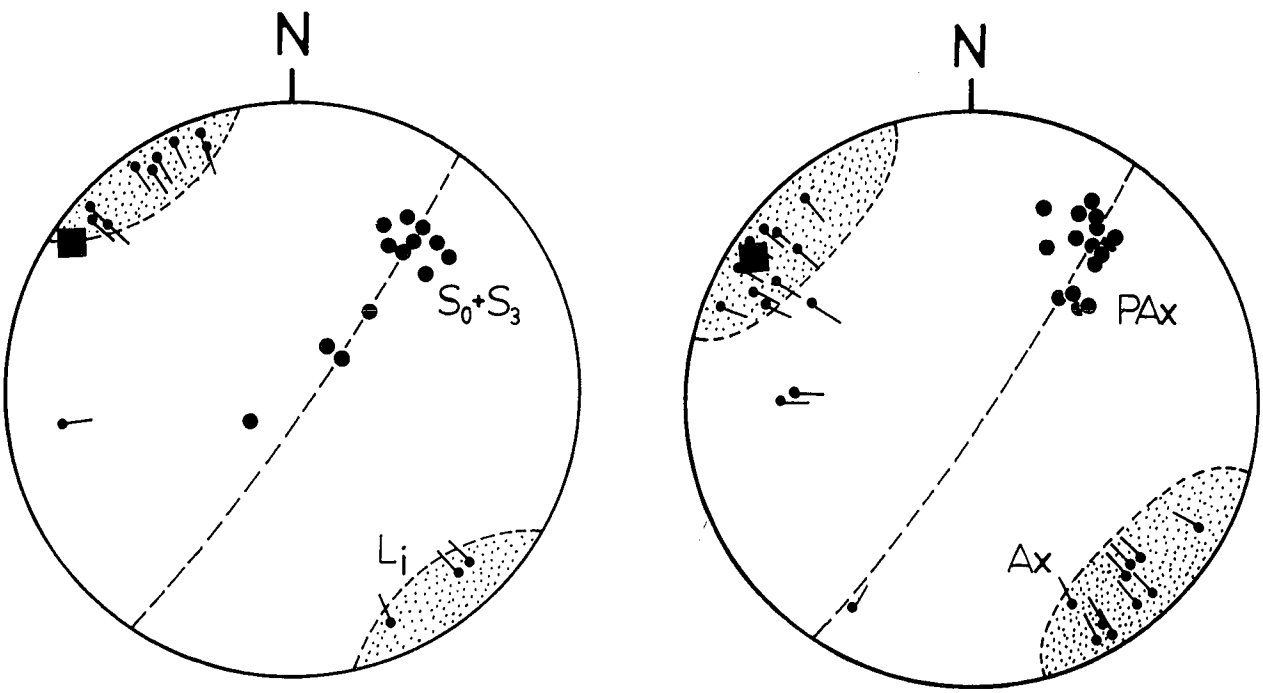

Fig. 15.- Proyecciones sobre el hemisferio inferior de la red equiareal de los polos de planos S_0+S_1 y de las lineaciones de intersección (L_i) asociadas (diagrama de la izquierda), y de los ejes (Ax) y planos axiales (PAx) de los pliegues sinesquistosos que afectan a los materiales del Paleozoico inferior al N de la falla de Hornachos (ver figura 14). Si bien los pliegues sinesquistosos presentan una ligera inestabilidad axial (área punteada en el diagrama de la derecha), tienden a concentrarse alrededor de una posición teórica (cuadrado negro pequeño) situada a 90° del plano (círculo mayor en trazo discontinuo) que contiene los polos de los planos axiales. La esquistosidad de plano axial presenta orientaciones y distribuciones similares a las de los planos axiales anteriores. Sin embargo, las lineaciones de intersección son oblicuas (unos 20°) tanto a las direcciones de los ejes como al eje teórico según el cual se pliegan los planos S_0+S_1 (cuadrado negro).

Fig. 15.- Equal area, lower hemisphere projections for poles of S_0+S_1 planes and associated Li intersection lineations (stereonet on left), and for hinges (Ax) and axial-planes (PAx) of syn-S_1 folds (stereonet on right) in Lower Paleozoic units N of the Hornachos fault (see figure 14). Although these folds exhibit some axial instability (dotted area in the stereonet on right), they tend to concentrate around an ideal point (small black square) at 90° of the dashed great circle (drawn in both stereonets) which encloses the poles for the respective axial planes. The S_1 slaty cleavage and S_0 planes exhibit orientations similar to those of the axial planes reported above. Notwithstanding, intersection lineations are oblique (some 20°) to either the strike of fold hinges or to the theoretical axis (small black square) of folds.

delimitan unidades en las que las cuarcitas mantienen una estructura constante que es diferente de la que se puede observar en las unidades adyacentes. Los potentes tramos cuarcíticos aparecen deformados por estructuras de plegamiento complicadas por importantes fallas longitudinales paralelas a la falla de Hornachos. Son pliegues de gran longitud de onda (Hm-Km), con ángulos entre flancos del orden de 60° y con zonas de charnela de varios hectómetros en las que se concentra la mayor parte de la curvatura de las estructuras. Sus ejes, de dirección regional, se inclinan hacia el SE. En el sector nor-occidental de la sierra el tramo de cuarcitas dibuja una sinforma vergente al N con un flanco invertido. Lateralmente hacia el SE, en el sector central de la sierra, esta estructura es relevada por pliegues anticlinales (desventrados) y sinclinales de plano axial vertical y cortados por fallas longitudinales. En el tercio sur-oriental de la sierra se conserva una estructura anticlinal completa que releva a las estructuras más occidentales y se hunde progresivamente bajo las unidades terrígenas del Ordovícico. Las lineaciones presentes sobre los planos de esquistosidad de las cuarcitas guardan una orientación muy constante N120E con suaves inclinaciones (5 a 10°) al SE o al NO. Estas lineaciones son oblicuas a las que se encuentran en los materiales aflorantes en los núcleos de las antiformas descritas por las cuarcitas, las cuales presentan una marcada componente N.

Finalmente, en los tramos pizarrosos verticalizados de las unidades aflorantes inmediatamente al N de la falla de Hornachos se observan lineaciones de microplegamiento irregularmente espaciadas (espaciados desde sub-milimétricos hasta centimétricos) asociadas a micropliegues y crenulaciones de plano axial subhorizontal. Estructuras con estas características han sido encontradas únicamente en este sector, interpretándose como estructuras asociadas a reajustes tectónicos de componente vertical subsiguientes a una fase de engrosamiento o superposición tectónica.

9. CONCLUSIONES

La zona de cizalla de Badajoz-Córdoba aparece compartimentada internamente por varios sistemas de fallas en dirección que delimitan grandes bloques y dúplex transcurrentes (Woodcock y Fisher, 1986; Gamond, 1987) que han experimentado movimientos relativos en la dirección vertical de levantamiento o subsidencia. Esta compartimentación permite poner de manifiesto la importancia de la tectónica de bloques (Xiaoang, 1983; Garfunkel y Ron, 1985; Woodcock, 1987) y determina la aparición de estructuras en flor positivas o negativas a menor escala. Sobre las estructuras en flor negativas (sujetas a un régimen subsidente) se asienta una importante sedimentación carbonífera.

El régimen de la deformación transcurrente en la zona de cizalla es claramente transpresivo en su conjunto. Sin embargo, diversas estructuras individuales (principalmente las grandes fallas transcurrentes longitudinales) han estado sometidas temporalmente a esfuerzos con componentes distensivas que han permitido la intrusión de rocas magmáticas subvolcánicas o la formación temporal de cuencas sedimentarias. La inversión estructural (Gillcrist *et al.*, 1987) en el curso de la deformación progresiva es un fenómeno generalizado en la zona de cizalla que determina que, en último término, todas las estructuras se vean sometidas a deformaciones transpresivas. Como resultado de este carácter progresivo de la evolución estructural, los campos de los esfuerzos locales han experimentado importantes variaciones en el tiempo: áreas inicialmente sometidas a transtensión (cuencas en las que se produce la intrusión de abundantes rocas ígneas y el depósito de materiales sedimentarios) son comprimidas posteriormente. La tectónica frágil transcurrente tiene lugar en el Carbonífero inferior durante un lapso de tiempo suficientemente prolongado (Dallmeyer y Quesada, 1989) como para controlar en diversos momentos la historia de la sedimentación en las cuencas carboníferas, su posterior deformación, y el levantamiento generalizado de toda la zona de cizalla dirigido por una tectónica hercínica transpresiva.

La evolución tectónica transcurrente (dúctil y frágil) de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba es coetánea de las deformaciones que bajo condiciones mecánicas similares parcialmente y con una cinemática y dinámica general comparables en varios aspectos tienen lugar durante el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior en el borde meridional de la Zona de Ossa-Morena (Simancas, 1983, 1986; Abalos *et al.*, 1991a). Por sus dimensiones y naturaleza ambas zonas de cizalla pueden ser consideradas como zonas de movimiento tectónico mayores a escala cortical. Vauchez y Nicolás (1991) utilizan estas dos zonas de cizalla para ilustrar la cinemática de los desplazamientos tectónicos que tienen lugar paralelamente a la dirección de las cadenas de plegamiento en su modelo de orógenos transpresivos. Aunque la evolución geodinámica de las zonas de cizalla citadas (en particular de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba) es más compleja de lo que los autores citados en último lugar proponen, se puede concluir que un modelo orogénico transpresivo es totalmente válido para explicar la evolución geodinámica hercínica del SO del Macizo Ibérico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado de los comentarios y críticas de C. Quesada (ITGE) y de dos revisores anónimos, cuya colaboración agradecemos sinceramente. La realización del trabajo se ha efectuado en el marco de los proyectos UPV 0167/89 y E097/90.

BIBLIOGRAFÍA

Ábalos,B. (1989): Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 103-112.

Ábalos,B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba.* Tesis Univ. País Vasco. 430 p.

Ábalos,B. y Eguiluz,L. (1990a): Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformacion en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Iberico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España,* 3: 181-197.

Ábalos,B. y Eguiluz,L. (1990b): Petrofábrica del cuarzo en tectonitas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico). Aplicación a la cinemática de desplazamientos. *Estudios Geol.,* 46: 191-208.

Ábalos,B. y Eguiluz,L. (1991): Structural Geology of the Mina Afortunada Gneiss Dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain). *Annales Tectonicœ,* (en prensa).

Ábalos,B., Eguiluz,L. y Apalategui,O. (1990a): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta,* 7: 71-73.

Ábalos,B., Eguíluz,L. y Gil Ibarguchi,J.I. (1990b): Tectonothermal evolution of a pan-African orogenic wedge complex: the eclogite-bearing Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Abstract. IGCP project 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens,* Göttingen (F.R. Germany): 1-4.

Ábalos,B., Gil Ibarguchi,J.I. y Eguíluz,L. (1991a): Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South-Portuguese Zones of the Iberian Variscan Fold Belt. *Tectonophysics,* 191: 365-387.

Ábalos,B., Gil Ibarguchi,J.I. y Eguíluz,L. (1991b): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SW Spain). *Tectonophysics,* 198: (en prensa).

Ábalos,B., Ramón-Lluch,R. y Martínez-Torres,L.M. (1989): Lineament analysis on Landsat imagery in the central Badajoz-Córdoba Shear Zone. Arguments for brittle strain partitioning and block rotation under transpression. *Estudios Geol.,* 45: 361-367.

Ábalos,B., Eguiluz,L., Gil Ibarguchi,I. y Via Chicote,J. (1989): Características mineralógicas de los topacios del afloramiento de gréisenes milonitizados asociados al Ortogneis de Ribera del Fresno y sus posibles implicaciones metalogenéticas (Badajoz, Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Esp. Mineralogía,* 12: 385-396.

Apalategui,O. e Higueras,P. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N.° 855 (Usagre) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España* (IGME), Madrid.

Apalategui,O. y Pérez-Lorente,F. (1983): Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stvd. Geol. Salmanticensia,* 18: 193-200.

Apalategui,O. y Quesada,C. (1987): *Transversal Geológica Zona de Ossa-Morena.* Libro-Guía Excursión IGME-Ossa-Morena (Aracena-Zafra). Publ. IGME, Madrid. 90 p.

Apalategui,O., Borrero,J.D. e Higueras,P. (1983): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geológico-Mineros, V Reun. G.O.M.:* 73-80.

Apalategui,O., Borrero,J., Delgado-Quesada,M., Roldán,F.J. y Eguíluz,L. (1985): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N.° 878 (Azuaga) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA),* Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.

Bellon,H., Blanchere,H., Crousilles,M., Deloche,C., Dixsaut,C., Hertritch,B., Prost-Dame,V., Rossi,Ph., Simon,D., y Tamain,G. (1979): Radiochronologie, évolution téctonomagmatique et implications métallogéniques dans les cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France,* 21:113-120.

Bladier,V. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaine Herynienne Sud-Ibérique á l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques - classification - interpretation.* Thése 3ème cycle, U.S.T.L. Monpellier: 97 p.

Blatrix,P. y Burg,J.P. (1981): ^{40}Ar-^{40}Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.,* 10: 470-478.

Borradaile,G.J. (1978): Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 89: 481-493.

Boullier,A.M. y Gueguen,M. (1975): S-P Mylonites, origin of mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.,* 50: 93-104.

Burg,J.P., Iglesias,M., Laurent,Ph., Matte,Ph. y Ribeiro,A. (1981): Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics,* 78: 15-42.

Carvalhosa,B.A. (1965): Contribução para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal,* 11: 1-130.

Castro,A. (1987): Implicaciones de la Zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica Europea. *Estudios Geol.,* 43: 249-260.

Chacón,J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz). *Bol. Geol. Min.,* 84: 700-712.

Chacón,J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional).* Tesis Univ. Granada. 728p.

Chacón,J. y Velasco,F. (1981): Rocas ultrabásicas metamorfizadas en el Grupo de Azuaga (Anticlinorio Badajoz-Córdoba). *Cuader. Geol. Iber.,* 7: 151-159.

Dallmeyer,R.D. y Gil Ibarguchi,J.I. (1990): Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *Jour. Geol. Soc. London,* 147: 873-878.

Dallmeyer,R.D. y Quesada,C. (1989): Geochronological contraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southwest Iberia). *Terra Abstracts,* 1: 366.

Delgado Quesada,M. (1971): Esquema geológico de la hoja n.° 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.,* 82: 277-286.

Deloche,C., Simon,D. y Tamain,G. (1979): Le charriage majeur de type himalayen du Cerro Muriano (Cordoue) dans les cadomo-variscides du sud-ouest hespérique. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 289: 253-256.

Eguiluz,L. (1988): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional.* Tesis Univ. País Vasco. 694 p.

Gabaldón,V., Garrote,A. y Quesada,C. (1985): Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM). *Temas Geológico-Mineros, V Reunión del GOM.:* 101-113.

Gamond,J.F. (1987): Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Jour. Struct. Geol.,* 9: 609-620.

García Casquero,J.L., Boelrijk,N.A.I.M., Chacón,J. and Priem, H.N.A., (1985): Rb-Sr evidence for presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Cordoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau,* 74: 379-384.

García Casquero,J.L., Boelrijk,N.A.I.M., Priem,H.N.A. y Chacón,J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau,* 77: 483-489.

Garfunkel,Z. y Ron,H. (1985): Block rotation and deformation by strike-slip faults II. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *Jour. Geophys. Res.,* 90: 8598-8602.

Gillcrist,R., Coward,M. and Mugnier,J.L. (1987): Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta,* 1: 5-34.

Gray,D.R. (1981): Clevage-fold relationships and their implications for transected folds: an example from southwest Virginia, U.S.A. *Jour. Struct. Geol.,* 3: 265-277.

Harding,T.P. (1983): Divergent wrench faults and negative flower structures, Adaman Sea. In: Bally (Ed.): Seismic Expresion of Structural Styles. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 67: 4.2.1-4.2.8.

Harding,T.P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull,* 69: 582-600.

Harding,T.P. y Lowell,J.D. (1979): Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull,* 63: 1016-1058.

Julivert,M., Fontboté,J.M., Ribeiro,A. y Conde,L.A. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000 y memoria explicativa.* Publ. IGME: 113 p.

Knipe,R.J. (1989): Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Jour. Struct. Geol.,* 11: 127-146.

Laurent,P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba a l'est d'Azuaga.* Thése 3ème cycle. U.S.T.L. Monpellier: 105 p.

Mc Caig,A.M. (1988): Deep fluid circulation in fault zones. *Geology,* 16: 867-870.

Otsuki,K. (1978): On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *Jour Geol. Soc. Japan,* 81: 661-669.

Pfiffner,O.A. y Ramsay,J.G. (1982): Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *Jour. Geophys. Res.,* 87: 311-321.

Quesada,C. (1989): Paleozoic tectono-thermal evolution of Iberian Massif from terrane perspective. *28th Inter. Geol. Congr. Washington D.C.:* 2.648.

Quesada,C. y Dallmeyer,R.D. (1990): $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of Late Precambrian tectonothermal events in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Geol. Soc. Am. Annual Meeting, Dallas.* Abstract n.° 3868: A98.

Quesada,C. y Dallmeyer,R.D. (en prensa): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age constraints. *Geol. Soc. Am. Bull.*

Ramsay,J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks.* Mac Graw-Hill, New York.

Ramsay,J.G. y Huber,M.I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. II: Folds and fractures.* Academic Press, London.

Ranalli,G. (1977): Correlation between length and offset in strike-slip faults. *Tectonophysics,* 37: 1-7.

Richard,P. y Cobbold,P. (1989): Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 308: 553-560.

Robardet,M. y Gutiérrez-Marco,J.C. (1990): Ossa-Morena Zone - Stratigraphy - Passive Margin Phase. In: R.D.Dallmeyer & E.Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer-Verlag; 267-272.

Sanderson,D.J. y Marchini,V.R.D. (1984): Transpression. *Jour. Struct. Geol.,* 6: 449-458.

Sanderson,D.J., Anderson,T.B. y Cameron,D. (1985): Strain history of the development of transecting cleavage, with examples from the Caledonides of the British Isles. *Jour. Struct. Geol.,* 7: 498.

Schäfer,H.J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain.* Ph.D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n.° 9246. 153p.

Schäfer,H.J., Gebauer,D. y Nägler,Th.F. (1989): Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Abstracts,* 1: 350-351.

Sibson,R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London,* 133: 191-213.

Sibson,R.H. (1981): Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series,* 4: 593-603.

Simancas,J.F. (1983): Aspectos estructurales en el extremo oriental de la Zona Sud-Portuguesa y su límite con Ossa-Morena. *Temas Geológicos-Mineros:* 91-99.

Simancas,J.F. (1986): La deformación en el sector oriental de la Zona Sud-Portuguesa. *Bol. Geol. Min.,* 97: 148-159.

Stel,H. (1981): Crystal growth in cataclasites: diagnostic microstructures and implications. *Tectonophysics,* 78: 585-600.

Vauchez,A. y Nicolas,A. (1991): Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics,* 185: 183-201.

White,S.H. (1975): Estimation of strain rates from microstructures. *Jour. Geol. Soc. London,* 131: 577-583.

Woodcock,N.H. (1987): Kynematics of strike-slip faulting, Builth Inlier, Mid-Wales. *Jour. Struct. Geol.,* 9: 353-363.

Woodcock,N.H. y Fischer,M. (1986): Strike-slip duplexes. *Jour. Struct. Geol.,* 8: 725-735.

Xiahoan,L. (1983): *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc? Observations et simulations mathématiques.* Thése 3éme ctcle, U.S.T.L. Montpellier. 130 p.

Recibido el 19 de febrero de 1991
Aceptado el 3 de septiembre de 1991