

LA ESTRUCTURA HERCINIANA  
ENTRE SALAMANCA Y SEQUEROS  
(ZONA CENTRO IBERICA)  
LA SUPERPOSICION DE FASES  
Y SU INFLUENCIA EN LA FABRICA  
DE LAS ROCAS

POR

M.<sup>a</sup> A. DÍEZ-BALDA \*

## RESUMEN

Los materiales del Complejo esquisto-grauváquico y del Paleozoico datado que afloran entre los sinclinales de Salamanca y de la Peña de Francia fueron deformados durante la orogénesis hercínica por tres fases de deformación principales. La primera ( $D_1$ ) produjo pliegues de gran longitud, de onda y plano axial subvertical, de dirección NW-SE a E-W, acompañados de una esquistosidad penetrativa de tipo «slaty cleavage» subvertical. Esta fase provoca la aparición de una fábrica predominantemente planar  $S > L$ . La segunda fase ( $D_2$ ) origina pliegues de plano axial subhorizontal, cuya geometría es variable desde las zonas superficiales (pliegues poco apretados) a las zonas profundas (pliegues isoclinales, a veces con charnela curva). La segunda esquistosidad es subhorizontal y varía de una crenulación o un bandeado tectónico a una «schistosity». Esta fase desarrolla en las rocas una fábrica de tipo  $S \approx L$ . La tercera fase ( $D_3$ ) produce suaves antiformalas o sinformas, con plano axial subvertical, de dirección aproximadamente E-W, y una esquistosidad de crenulación. La influencia de esta fase en la fábrica no es importante.

En los núcleos de las antiformalas de tercera fase afloran los granitoides hercínicos deformados durante la segunda fase.

Analizamos en este trabajo el efecto de la superposición de las deformaciones arriba indicadas ( $D_1$  y  $D_2$ , fundamentalmente) en la fá-

\* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

brica de las rocas metamórficas e ígneas y, como resultado de este análisis, proponemos el esquema siguiente:

- La fábrica actual de las rocas metamórficas se debe a la superposición de dos fábricas de tipo  $S \approx L$ , con planos de aplastamiento perpendiculares entre sí y direcciones de máxima elongación finita prácticamente coincidentes, con lo cual se obtiene como resultado una fábrica  $L > S$ , muy notable en las rocas cuarcíticas y cuarzofeldespáticas de las zonas profundas, y elipsoides de deformación finita prolatos.
- En las rocas ígneas que afloran en los núcleos de las antiformas de tercera fase (granitoides de Martinamor, Cespedosa, Bercimuelle y Narrillos del Alamo) la fábrica actual es planolinar  $S \approx L$  y pensamos que se debe a que solamente fueron afectadas por la deformación ligada a la segunda fase.

Sugerimos un mecanismo de deformación con importante componente rotacional para la segunda fase, ya que observamos superficies de cizalla subhorizontales en los granitoides arriba citados y porque la geometría de las estructuras de esta fase así parece indicarlo.

#### ABSTRACT

Three Hercynian folding phases have affected the rocks in the area between Salamanca and the Sierra de Francia. The first phase produces the mappable vertical folds trending NW-SE to E-W and the schistosity,  $S_1$ , which is the regional schistosity for the largest part of the studied area. The fabric produced for this phase is mainly planar,  $S > L$ . The second phase gives rise to flexural folds with horizontal axial surface and a crenulation cleavage in the superficial less metamorphic zones and to isoclinal, overturned folds, with an important schistosity in the deeper zones. The second phase introduces a fabric  $S \approx L$ . The third phase, folds the second schistosity in smooth antiforms and synforms and its influence in the fabric is negligible. In the nucleus of the third phase antiforms out crops the most metamorphic rocks and the Hercynian granitoids deformed during the second phase. By comparing the fabrics in the metamorphic and plutonic rocks ( $L \gg S$  in quartzites and conglomerates and  $S \approx L$  in the granitoids), we holds out that the fabric in the metamorphic rocks is the result of the supposition of the two first deformation phases,  $D_1 + D_2$ , and that the plutonic rocks are deformed only by the second and third phases.

## I. INTRODUCCION

La región estudiada está enmarcada en la zona Centroeibérica, que se caracteriza estratigráficamente por la gran extensión que ocupan en ella los materiales preordovícicos y el carácter transgresivo de la cuarcita del Ordovícico inferior (JULIVERT *et al.*, 1972). Dentro del área cartografiada (Fig. 1), en el flanco norte del Sinclinal de Sequeros, puede observarse la Cuarcita Armoricana, reposando en discordancia sobre las formaciones del Cámbrico inferior datado (Areniscas y Calizas de Tamames) (GARCIA DE FIGUEROLA y MARTINEZ GARCIA, 1972; ROLZ, 1975). En otros puntos el Ordovícico se apoya sobre las pizarras del Complejo esquisto-grauváquico, situadas estratigráficamente por debajo del Cámbrico datado (MARTINEZ GARCIA y NICOLAU, 1973; DIEZ BALDA, 1980; MACAYA, 1980). En los terrenos anteordovícicos, asimilados al Complejo esquisto-grauváquico, hemos distinguido dos formaciones: la inferior o Formación Monterrubio, con conglomerados, areniscas y pizarras, y la superior o Formación Aldeatejada, fundamentalmente pizarrosa, con lentejones carbonatados brechoides y paraconglomerados. Por encima de la Formación Aldeatejada descansa aparentemente en concordancia la formación de pizarras y areniscas con *Astropolithon* y *Trilobites* (Areniscas de Tamames), encima de la cual reposa la Caliza de Tamames (DIEZ BALDA, 1980).

El Ordovícico se encuentra en varios sinclinales de dirección NW-SE a WNW-ESE: el de la ciudad de Salamanca, el de Sequeros (sierra de Tamames) y los de la Peña de Francia. En el sinclinal de Sequeros la secuencia estratigráfica abarca desde la Cuarcita Armoricana hasta el Silúrico superior (JIMENEZ FUENTES Y SAAVEDRA, 1971; ROLZ, 1975).

Aparte de la fase Sárdica, que produjo plegamiento suave no acompañado de esquistosidad, en la orogénesis hercínica, podemos distinguir tres fases de deformación principales. La primera ( $D_1$ ) es responsable de la mayoría de las estructuras cartografiables; origina pliegues de plano axial subvertical con esquistosidad asociada de dirección NW-SE a E-W.

La segunda fase ( $D_2$ ) produce pliegues de plano axial subhorizontal, cuya geometría es variable, según las zonas (más apretados y a veces con charnela curva en las zonas más metamórficas) y una esquistosidad de crenulación subhorizontal,  $S_2$ .

La tercera fase ( $D_3$ ) genera amplias antiformalas o sinformas de dirección aproximadamente E-W y una esquistosidad de crenulación subvertical,  $S_3$ . En el núcleo de las antiformalas de tercera fase afloran los materiales más metamórficos y las rocas graníticas deformadas durante la segunda fase; la principal de estas estructuras es la Antiforma de Martinamor (ver cortes en DIEZ BALDA *et al.*, 1977, y en DIEZ BALDA, 1980, y Figs. 1 y 2).

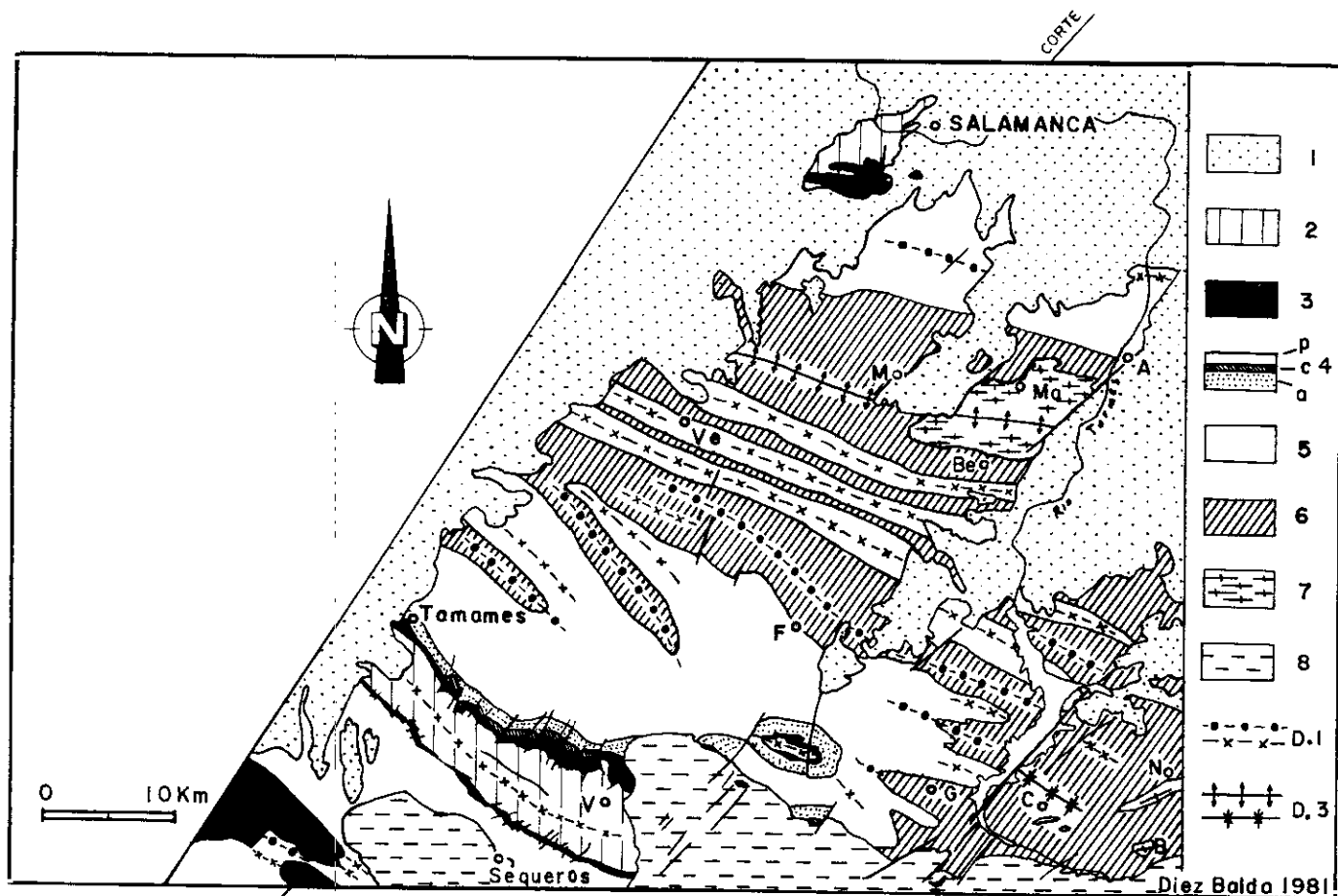


FIG. 1.—Esquema geológico de la región comprendida entre los sinclinales de Salamanca y de la Peña de Francia. 1. Cobrera.—2. Ordovícico medio-silúrico.—3. Cuarcita armoricana.—4. Cámbrico inferior (a: Areniscas de Tamames; c: calizas de Tamames; p: pizarras de Endrinal).—5. Formación Aldeatejada.—6. Formación Monterrubio.—7. Granitoides hercínicos pre-sin fase 2.—8. Granitoides hercínicos postfase 2.—D: Trazas de anticlinales y sinclinales de primera fase. D.1: Trazas de anticlinales y sinclinales de primera fase.—D.3: Trazas de antiformas y sinformas de tercera fase.—M: Morille.—A: Alba de Tormes.—Ma: Martinamor.—Be: Beña.—Ve: Vecinos.—F: Frades de la Sierra.—G: Guijuelo.—C: Cespedosa.—N: Narrillos del Alamo.—B: Bercimuelle.—V: Valero.

El metamorfismo hercínico es de baja presión y alcanza su máximo durante la segunda fase de deformación, variando gradualmente desde grado bajo en las zonas superficiales a grado medio y alto en los núcleos de las antiformas de tercera fase, donde puede alcanzarse la isograda de la sillimanita y se observa a veces migmatización. La intrusión de la granodiorita con megacristales de la sierra de Béjar es posterior al paroxismo metamórfico, ya que sus contactos cortan a las isogradas (GARCIA DE FIGUEROLA Y FRANCO, 1975) y anterior o simultánea a la tercera fase.

La fábrica actual de las rocas metamórficas es el resultado de la superposición de las tres deformaciones citadas y, especialmente, de las dos primeras; sin embargo, las rocas graníticas solamente reflejarán la deformación producida posteriormente a su emplazamiento. Analizaremos los efectos de la superposición de las deformaciones  $D_1$  y  $D_2$  en la fábrica de ambos tipos de rocas.

## II. LAS FASES DE DEFORMACION, ESTRUCTURAS ASOCIADAS

### LA PRIMERA FASE

Esta fase es responsable de grandes pliegues de plano axial subvertical, de dirección NW-SE a E-W. Los ejes son subhorizontales, salvo en los que se encuentran en materiales anteordovícicos en la mitad meridional del sector estudiado. El fuerte cabeceo que presentan a veces se interpreta como debido a la existencia en esta región de pliegues sárdicos, causantes de que la estratificación no estuviera horizontal cuando se inició la primera fase hercínica.

Los pliegues tienen una longitud de onda de tres a 15 kilómetros y una amplitud de uno a cinco kilómetros aproximadamente (Fig. 2); van acompañados de micropliegues, de tamaño centimétrico a métrico. La esquistosidad  $S_1$ , del tipo «slaty cleavage», se dispone paralelamente al plano axial de los pliegues y es la esquistosidad regional en a mayor parte del área estudiada.

### LA SEGUNDA FASE

La geometría de las estructuras ligadas a esta fase varía de forma gradual, desde las zonas menos metamórficas a las más metamórficas.

#### *Zonas menos metamórficas*

En estas zonas la segunda fase es responsable de débiles flexiones de la primera esquistosidad y de la estratificación, acompañadas de

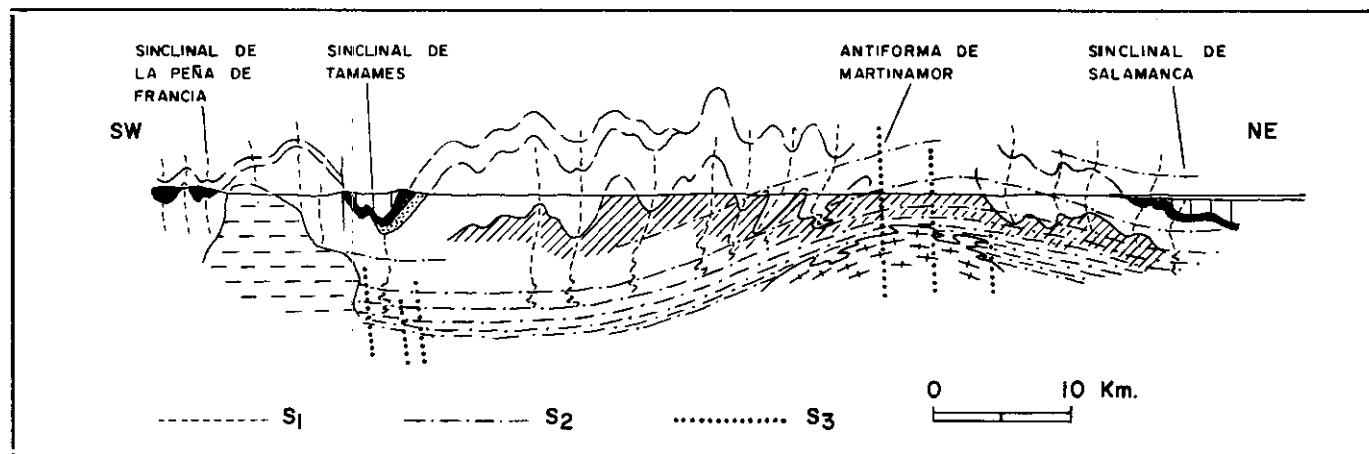


FIG. 2.—Corte geológico mostrando la estructura general del área estudiada. La intensidad de la deformación ligada a la segunda fase aumenta hacia las zonas profundas y en ellas la única esquistosidad visible es la S<sub>2</sub>; esta variación se manifiesta además en la geometría de las estructuras asociadas a esta fase. Leyenda y situación del corte en la figura 1.

una esquistosidad de crenulación subhorizontal,  $S_2$ . La primera esquistosidad aparece doblada en pliegues de forma angular de escala métrica a kilométrica. La esquistosidad  $S_2$  es paralela al plano axial de los micropliegues que dibuja  $S_1$  y se materializa por la acumulación de opacos. No hay cristalización de micas, según el plano de  $S_2$  y el proceso fundamental en su génesis parece haber sido la disolución por presión.

### *Zonas más metamórficas*

Los pliegues de segunda fase en estas zonas son apretados, pudiendo llegar a isoclinales; doblan a la lineación de intersección  $L_1$  (entre la estratificación y la primera esquistosidad), Figura 4, y, a veces, a una lineación mineral; la dirección de sus ejes es, en general, N 100°E a N 110°E, pero existen pliegues con charnela curva (Fig. 5) y localmente fuertes dispersiones (la dirección de la charnela varía de N 30°E a N 160°E, pasando por las direcciones más frecuentes, próximas a la Este-Oeste).

En general, son pliegues pequeños, centimétricos a métricos, pero se han identificado también estructuras de varias decenas de metros de longitud de onda.

La segunda esquistosidad en estas zonas es de crenulación, con bandeado tectónico y, más frecuentemente, una «schistosity» que borra a la esquistosidad anterior ( $S_1$  queda fosilizada por arcos poligonares de micas).

Esta esquistosidad,  $S_2$ , es paralela al plano axial de los pliegues isoclinales y originalmente debía ser subhorizontal; puede llegar a ser la esquistosidad regional, la única visible en el campo, en las zonas más profundas.

En las rocas graníticas de Martinamor, Cespedosa, Bercimuelle y Narrillos del Alamo, la deformación ligada a esta fase se manifiesta por una foliación que es paralela a la  $S_2$  del encajante metamórfico y, en algunos casos, por planos y microzonas de cizalla subhorizontales.

### LA TERCERA FASE

Esta fase produce grandes estructuras decamétricas a kilométricas, afectando a la esquistosidad  $S_2$ ; son pliegues de pequeña amplitud y gran longitud de onda, de dirección E-W y plano axial subvertical (Fig. 1). Realmente son escasas las grandes estructuras ligadas a esta fase en la zona estudiada, las mayores son la Antiforma de Martinamor, una sinforma al norte de Cespedosa y una importante antiforma en la región al sur de Cespedosa, cuya charnela no llega

a observarse por estar interrumpida por la granodiorita. La esquistosidad  $S_3$  es de crenulación y paralela al plano axial de los micropliegues, tipo «chevron», que dibuja la esquistosidad  $S_2$ . Como ya se ha dicho, en los núcleos de las antiformas de esta fase afloran los materiales más metamórficos y los granitoides hercínicos deformados durante la segunda fase.

Existen zonas y superficies de cizalla de dirección N 75°E a N 100°E subverticales y senestras en el flanco sur del sinclinal de Tamames, en la granodiorita de la sierra de Béjar y en los granitoides deformados de Cespedosa y de Martinamor (en la dehesa de Matamala, al oeste de Martinamor, al este de Valdemierque y en Buenavista), que pueden ir ligadas a esta fase.

La granodiorita biotítica de la sierra de Béjar presenta zonas fuertemente deformadas que UGIDOS (1974) denominó bandas neíco-miloníticas; esta granodiorita intruyó, en nuestra opinión, posteriormente a la segunda fase puesto que no está afectada por ella y antes de la tercera fase. Esto último está apoyado en el hecho de que presenta bandas deformadas y además en la existencia de nódulos de cordierita, en su aureola de contacto, con formas elipsoidales y con el plano de aplastamiento paralelo a  $S_3$ .

### III. LA FABRICA DE LAS ROCAS DEFORMADAS

#### PRIMERA FASE

La fábrica que aparece en las rocas, debido a la deformación  $D_1$ , es una fábrica predominantemente planar,  $S > L$  (FLINN, 1965). En zonas donde las deformaciones posteriores a ésta pueden desprejarse por su escasa intensidad, la estructura más característica es una esquistosidad que es paralela al plano axial de los pliegues y, en la mayor parte de los casos, se trata de un «slaty cleavage», aunque localmente pueda ser una «schistosity».

El elipsoide de deformación finita, asociado a esta fase, se ha medido en nódulos dolomíticos en zonas donde la deformación ligada a la segunda fase,  $D_2$ , es muy poco importante; es un elipsoide de tipo más bien oblato. El plano de esquistosidad (plano XY) es subvertical de dirección N 100°E y el eje X es prácticamente horizontal. Hemos obtenido las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} X/Y &= 2,5 \\ Y/Z &= 5,7 & K &= 0,31 \\ X/Z &= 14,25 \end{aligned}$$



## SEGUNDA FASE

La segunda fase introduce una nueva deformación que se superpone a la primera; la esquistosidad  $S_2$  es subhorizontal, de crenulación en las zonas menos metamórficas, pudiendo llegar a ser una «schistosity» en las más profundas.

En las rocas previamente afectadas por la primera deformación, esquistos, cuarcitas y conglomerados, la superposición de la segunda deformación, cuando es suficientemente intensa, sobre la primera produce un elipsoide de deformación finita de tipo prolato, en el cual el eje X está horizontal (Fig. 3).

Los conglomerados deformados de la Formación Monterrubio nos permiten observar el tránsito gradual en la fábrica conforme aumenta la  $D_2$ , desde conglomerados con fábrica preferentemente planar ( $S > L$ ) y plano de aplastamiento subvertical, a L-tectonitas ( $L \gg S$ ),

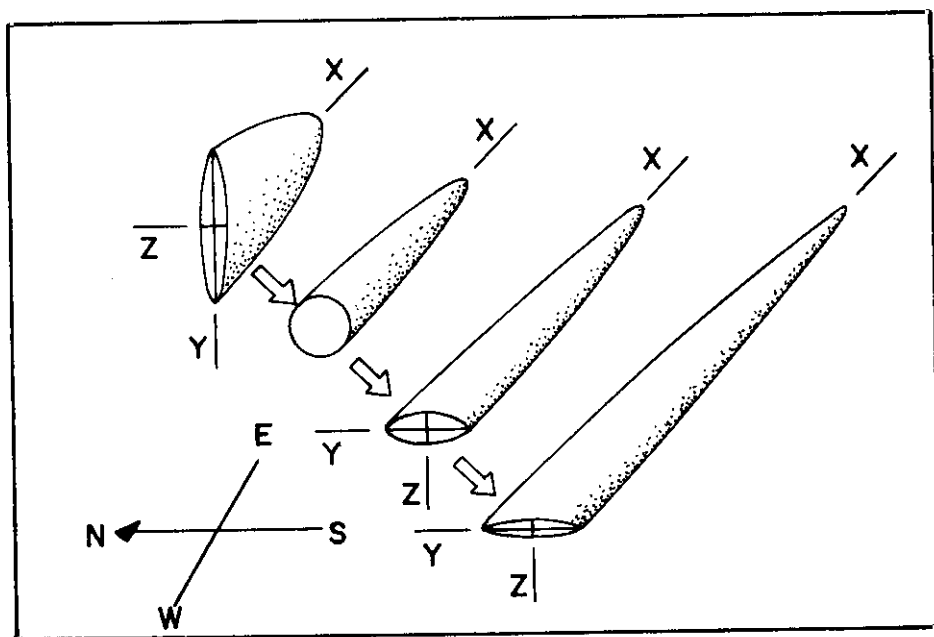


FIG. 3.—Esquema que muestra la evolución del elipsoide de deformación finita propuesta. El elipsoide de arriba corresponde al de la primera fase (medido en nódulos dolomíticos deformados únicamente por la  $D_1$ ). Sumando a éste un acortamiento subvertical durante la segunda fase obtenemos un elipsoide prolato puro (segundo elipsoide empezando por arriba). Conforme va aumentando la intensidad de la  $D_2$  vamos pasando a un elipsoide prolato, pero en el que ya es visible un plano subhorizontal (el tercer elipsoide corresponde al medido en Beleña).

con plano XY subhorizontal. En efecto, en zonas donde la deformación ligada a la segunda fase es muy intensa el plano de máximo aplastamiento llega a ser horizontal y se alcanzan relaciones X/Y del orden de 7 a 12, e Y/Z, de 1,5 a 2, e incluso mayores. La fábrica de los conglomerados citados es de tipo L » S (L-tectonitas). En los que afloran en la localidad de Beleña (Fig. 7) hemos obtenido las relaciones siguientes:

$$\begin{array}{l} X/Y = 8,18 \\ Y/Z = 1,86 \\ X/Z = 15,21 \end{array} \quad K = 8,34$$

al sur de Morille las relaciones siguientes:

$$\begin{array}{l} X/Y = 6,27 \\ Y/Z = 1,51 \\ X/Z = 9,46 \end{array} \quad K = 10,3$$

En los tramos esquistosos, donde la  $S_2$  llega a ser una «schistosity», la fábrica es predominantemente planar; en este tipo de rocas, debido al carácter planar de las partículas micáceas, que son su principal constituyente, la fábrica refleja mal el elipsoide de deformación cuando éste tiende a ser prolato. Sin embargo, es posible observar una lineación mineral desarrollada sobre el plano de esquistosidad.

Teniendo en cuenta cómo era el elipsoide de deformación finita de la  $D_1$ , el de la  $D_2$  debe incluir un fuerte acortamiento vertical para dar un elipsoide resultante de la superposición de ambas de tipo prolato (Fig. 3). Esto concuerda con la disposición del plano XY del elipsoide finito de segunda fase, que es subhorizontal, según se deduce de la posición de  $S_2$  y de los planos axiales de los pliegues de esta fase.

Aparentemente el elipsoide de deformación finita de la segunda fase no era perfectamente oblato; es muy probable que tuviera un eje mayor a los otros con dirección N 100°E, aproximadamente paralelo al eje X de la primera fase, porque porfiroblastos de biotita crecidos durante la segunda están orientados en esta dirección, definiendo una lineación mineral.

Los granitoides de Martinamor, Cespadosa, Bercimuelle y Narriillos del Alamo muestran una fábrica planar a planolinear:  $S \geq L$ , con la esquistosidad subhorizontal (actualmente presenta débiles buzamientos, debido al plegamiento de tercera fase).

En el macizo de Martinamor pueden distinguirse distintas facies (granito adamellítico, fuertemente deformado, conocido como ortogneis de San Pelayo, facies aplitoides y pegmatoides, también defor-

madras); en todas ellas la fábrica es planar a planolinear:  $S \approx L$ . La lineación de estiramiento, de dirección E-W a N 112°E, subhorizontal, se identifica con facilidad, está marcada por enclaves máficos, ricos en turmalina y por los fenocristales de feldespato.

En el granito de dos micas de Céspedes hemos identificado zonas y superficies de cizalla subhorizontales separadas de 0,5 a 3 centímetros; entre dos planos de cizalla la esquistosidad dibuja un sigmoide. Los planos de cizalla tienen una dirección N 140°E a N 150°E y buzamiento de 5 a 20° al N y mirando hacia el Norte observamos un sentido de desplazamiento dextro (Fig. 8). La dirección de las estrías en el plano de cizalla es N 125°E. Asimismo, en este granito, al sur de Céspedes, es posible identificar una lineación de estiramiento de dirección N 130°E. El hecho de que las rocas graníticas presenten una fábrica del tipo  $S \approx L$  nos induce a pensar que sólo están deformadas por la segunda fase de deformación, ya que si hubieran sufrido la suma de las deformaciones  $D_1 + D_2$  habríamos obtenido fábricas más bien lineares, como en los conglomerados y porfiroides del encajante metamórfico. Esta deducción sugiere que las rocas graníticas de Martinamor, Céspedes, Bercimuelle y Narrillos del Alamo han instruido después de la primera fase e inmediatamente antes o durante la segunda fase.

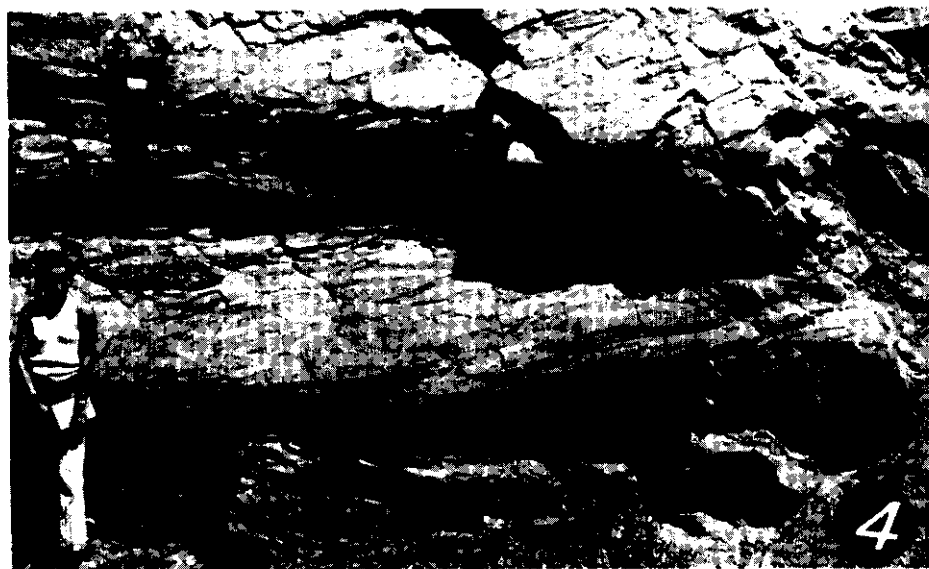


FIG. 4.—Pliegue de segunda fase que dobla a una lineación anterior (Mina Alegría, norte de Morille).

La deformación es más manifiesta en los gneises de San Pelayo o Bercimuelle, algo menor en los granitos de dos micas o en las facies aplíticas y aún menor en las pegmatitas. Esto puede deberse a la diferente competencia de las rocas citadas. Según RAMSAY & ALLISON, 1979, puede establecerse una secuencia desde rocas más com-

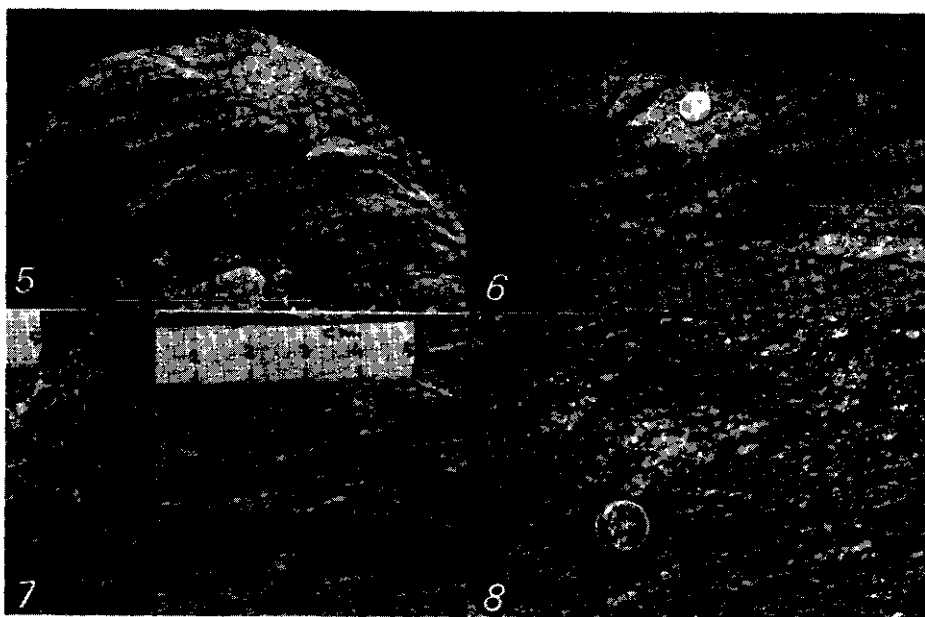


FIG. 5.—Pliegue de segunda fase en la antiforma de tercera fase situada al sur de Cespedosa; obsérvese la charnela curva.

FIG. 6.—Pliegue de segunda fase en un afloramiento próximo al anterior, vergente hacia el este. Este a la derecha.

FIG. 7.—Conglomerado deformado de la formación Monterrubio de la localidad de Beleña; a la izquierda, el plano YZ; a la derecha, el plano XY.

FIG. 8.—Aspecto del granito de dos micas deformado que aflora al sur de Cespedosa. La fotografía está tomada en un plano E-W subvertical y pueden observarse planos de cizalla subhorizontales. La esquistosidad dibuja sigmoides entre dos planos de cizalla que indican un desplazamiento relativo dextro. Este a la derecha.

petentes a menos competentes como sigue: pegmatita-aplita-lamprófidico con px-granito-lamprófidico con biotita. Las rocas con mucho feldespato y tamaño de grano grueso son más competentes que las rocas con alto contenido en biotita y de grano fino. Otra explicación para la diferente intensidad de la deformación sufrida puede ser que

algunos granitos, en particular parte de los que constituyen el macizo de Martinamor, hayan intruido ya durante el transcurso de la segunda fase y no registren, por tanto, más que una parte de la deformación a ella debida. De hecho existen evidencias de una intrusión más tardía de las aplitas o pegmatitas de Martinamor, ya que encontramos, próximo a la alquería de Revilla, por ejemplo, filones aplíticos o pegmatíticos, intruyendo al granito biotítico de San Pelayo, no obstante la foliación  $S_2$  es penetrativa en todas estas rocas.

### TERCERA FASE

Su importancia en la fábrica es prácticamente nula; origina microplicajes y crenulaciones suaves. Únicamente debido a las cizallas subverticales, que probablemente se relacionan con esta fase, observamos variaciones en la fábrica original de los granitos, pero siempre desarrolladas en bandas muy locales.

Al oeste de Martinamor existen unos planos y zonas de cizalla de dirección  $N 95^\circ E$  y buzamiento  $60^\circ$  al Sur y en los pegmatoides de Matamala observamos planos y zonas de cizalla de dirección  $N 75^\circ E$  y buzamiento  $75^\circ$  al Sur; también en el macizo de Martinamor pueden observarse, al este de Valdemierque, planos de cizalla de dirección  $N 70^\circ E$  verticales y en Buenavista la dirección del plano es  $N 80^\circ E$  y es vertical. Todas estas cizallas subverticales muestran un sentido de desplazamiento relativo senestro. En la granodiorita de la sierra de Béjar, UGIDOS (1974), cartografía dos bandas neógeno miloníticas de dirección entre  $N 100^\circ E$  a  $N 130^\circ E$  subverticales, además de estas dos existen en todo el macizo numerosas zonas y superficies de cizalla con estas direcciones y buzamientos de  $75^\circ$  a verticales, que relacionamos con esta fase.

### IV. DISCUSION SOBRE EL SIGNIFICADO DE LA SEGUNDA FASE

El excepcional aplastamiento que muestran los pliegues de la segunda fase en las zonas más profundas, el hecho de que éstos presenten con frecuencia charnelas curvas y la disposición subhorizontal del plano de aplastamiento, sugieren una deformación con fuerte componente rotacional durante esta fase. Características similares se han descrito en otros puntos del macizo Hespérico (BASTIDA Y PULGAR, 1978; GONZALEZ LODEIRO, 1980) y se han interpretado como producidas por un mecanismo con una componente importante de cizallamiento simple; en ambos casos estas zonas deformadas por cizalla aparecen en relación con un cabalgamiento importante (MARTI-

NEZ CATALAN, 1980; GONZALEZ LODEIRO (en este volumen). En nuestro caso, sospechamos que puede existir un cabalgamiento importante por debajo de los afloramientos actualmente accesibles a la observación. No desechamos, sin embargo, la posibilidad de que este cabalgamiento aflore en el área estudiada y que la monotonía de las series nos haya impedido localizarlo.

La dirección de flujo del cizallamiento simple parece ser entre N 110°E y N 130°E; esto viene apoyado por la propia lineación de estiramiento que se observa en los granitos (N 112°E en el de Martinamor, N 130°E, en el de Cespedosa); por la dirección de transporte tectónico obtenida proyectando las lineaciones plegadas en dos pliegues de segunda fase (N 130°E-5°W y N 123°E-5°W, DIEZ BALDA *et al.*, 1977) y porque ésta es la dirección de las fibras o estrías medidas en la superficie de cizalla en el granito de Cespedosa (fibra de dir. N 127°E plunge-2°SE). Además, en algunos casos en que los pliegues de segunda fase tienen la charnela en dirección próxima a la N-S, se observa una asimetría con clara vergencia hacia el Este (Fig. 6).

Un cizallamiento en esta dirección, subparalela a la dirección de los pliegues de la primera fase, no deja de ser extraño. No obstante, una situación parecida ha sido sugerida por PEREZ ESTAUN (1978), en la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa, donde la dirección de traslación del manto de Mondoñedo y otros cabalgamientos más meridionales, parece subparalela al trazado de los mismos y a los ejes de los pliegues de primera fase.

Las características de las estructuras de segunda fase en los niveles superficiales no sugieren un mecanismo de deformación rotacional; la disposición de la esquistosidad  $S_2$ , subhorizontal, a pesar de la débil intensidad de la deformación asociada, sugiere más bien un mecanismo de cizallamiento puro con acortamiento subvertical. El tránsito de un tipo de mecanismo a otro es probablemente gradual, como lo es también la intensidad de la deformación  $D_2$ . El aumento en dicha intensidad hacia las zonas profundas plantea el problema de si será debido a la mayor temperatura a que estuvieron sometidas, lo que habría provocado una disminución de la viscosidad de las rocas. Sin duda, éste es un factor que influyó en su momento, pero, dado que una componente de cizallamiento simple puede postularse en base a las estructuras que aparecen, nos inclinamos más bien a pensar que, en buena parte, el gradiente está en relación con dicho cizallamiento simple, que sería heterogéneo. La intensidad de la deformación por cizallamiento simple aumentaría hacia abajo y, como ya se ha dicho, este mecanismo podría estar relacionado con una traslación de todo el sector estudiado hacia el ESE durante la segunda fase.

## BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, F., y PULGAR, J. A. (1978): «La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa cantábrica, NW de España)». *Trab. de Geol. Univ. Oviedo*, 10, 75-124.
- DÍEZ BALDA, M. A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO F., e IGLESIAS, M. (1977): «La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca». *Stvdia Geol.*, XII, 91-108, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): «La sucesión estratigráfica del complejo esquistograuváquico al sur de Salamanca». *Estudios Geol.*, 36, 131-138, Madrid.
- FLINN, D. (1965): «On the symetry principle and the deformation ellipsoid». *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): «El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España central)». *Stvdia Geol.*, III, 33-41, Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975): «Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al este de Guijuelo (Salamanca)». *Estudios Geol.*, 31, 457-500, Madrid.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, 302 págs., Salamanca.
- : «La estructura del anticlinorio del "Olló de Sapo" en la región de Hiendelaencina» (en este volumen).
- JIMÉNEZ FUENTES, E., y SAAVEDRA, J. (1971): «Contribución al conocimiento del Silúrico de la sierra de Tamames (Salamanca)». *Stvdia Geol.*, II, 7-24, Salamanca.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME.
- MACAYA, J. (1980): *Estudio geológico-estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de Las Batuecas y Peña de Francia (provincias de Salamanca y Cáceres)*. Tesis de licenciatura, febrero 1980, Salamanca.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1980): «L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le Dôme de Lugo (Galice-Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, série D, 179-182.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLAU, J. (1973): «Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84 (6), 407-418.
- PÉREZ ESTAUN, A. (1978): «Estratigrafía y estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa». *Memoria del IGME*, tomo 92, 149 págs.
- RAMSAY, J. G., y ALLISON, I. (1979): «Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite». *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, vol. 59, 3, 251-279.
- RÖLZ, P. (1975): «Beitrag zum Aufbau des jungpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres

(Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata),  
Spanien». *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 36, 1-68.

UGIDOS MEANA, J. M. (1974): «Granitos de dos micas y moscovíticos en la  
región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geol.*,  
VII, 63-86, Salamanca.