

EL SINFORME DE ALCAÑICES EN LA TRANSVERSAL DE MANZANAL DEL BARCO

J. M. VACAS*, J. R. MARTÍNEZ CATALÁN**

RESUMEN.— Se describe la estratigrafía y estructura del sinforme de Alcañices en la sección que coincide con el valle del Esla, ocupado por el embalse de igual nombre. La sucesión estratigráfica del Paleozoico, que abarca desde el Ordovícico Inferior hasta el Devónico, ha sido subdividida en seis formaciones, que se han designado con nombres locales. La estructura, relativamente compleja, es producto de la actuación de cuatro fases de deformación hercínicas y de una etapa tardihercínica de fracturación. La primera fase produjo pliegues tumbados de amplitud kilométrica, la segunda zonas de cizalla dúctiles subhorizontales y cabalgamientos, la tercera pliegues de plano axial fuertemente inclinado, homoaxiales con los de la primera y la cuarta un enjambre de desgarres senestros de dirección NO-SE, subparalela a la de los pliegues de las fases primera y tercera. La fracturación tardihercínica creó un sistema de fracturas de dirección NE-SO y provocó el rejuego de las fallas de la fase anterior como desgarres dextros.

ABSTRACT.— The stratigraphy and structure of the Alcañices synform are described in the cross section of the Esla valley. The sedimentary succession, ranging from the Lower Ordovician to the Devonian, has been divided in six formations, to which local denominations have been assigned. The structure is a rather complex one, resulting from the superimposition of four deformation phases of hercynian age and of a tardi-hercynian faulting stage. The first phase gave rise to large recumbent folds, the second was responsible for the appearance of subhorizontal shear zones and thrust faults, the third produced steep folds approximately homoaxial with the first ones, and the fourth generated a swarm of sinistral wrench faults trending NW-SE. The tardi-hercynian stage of faulting produced a new fault system trending NE-SW as well as new movements of the faults of the previous phase as dextral wrench ones.

* Escuela Universitaria de Formación del Profesorado de E.G.B. de Salamanca.

** Departamento de Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

INTRODUCCIÓN

El sinforme de Alcañices, en la provincia de Zamora, es una gran estructura de repliegamiento atribuida a la tercera fase de deformación hercínica que forma parte de la zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972, Fig. 1), y que se carac-

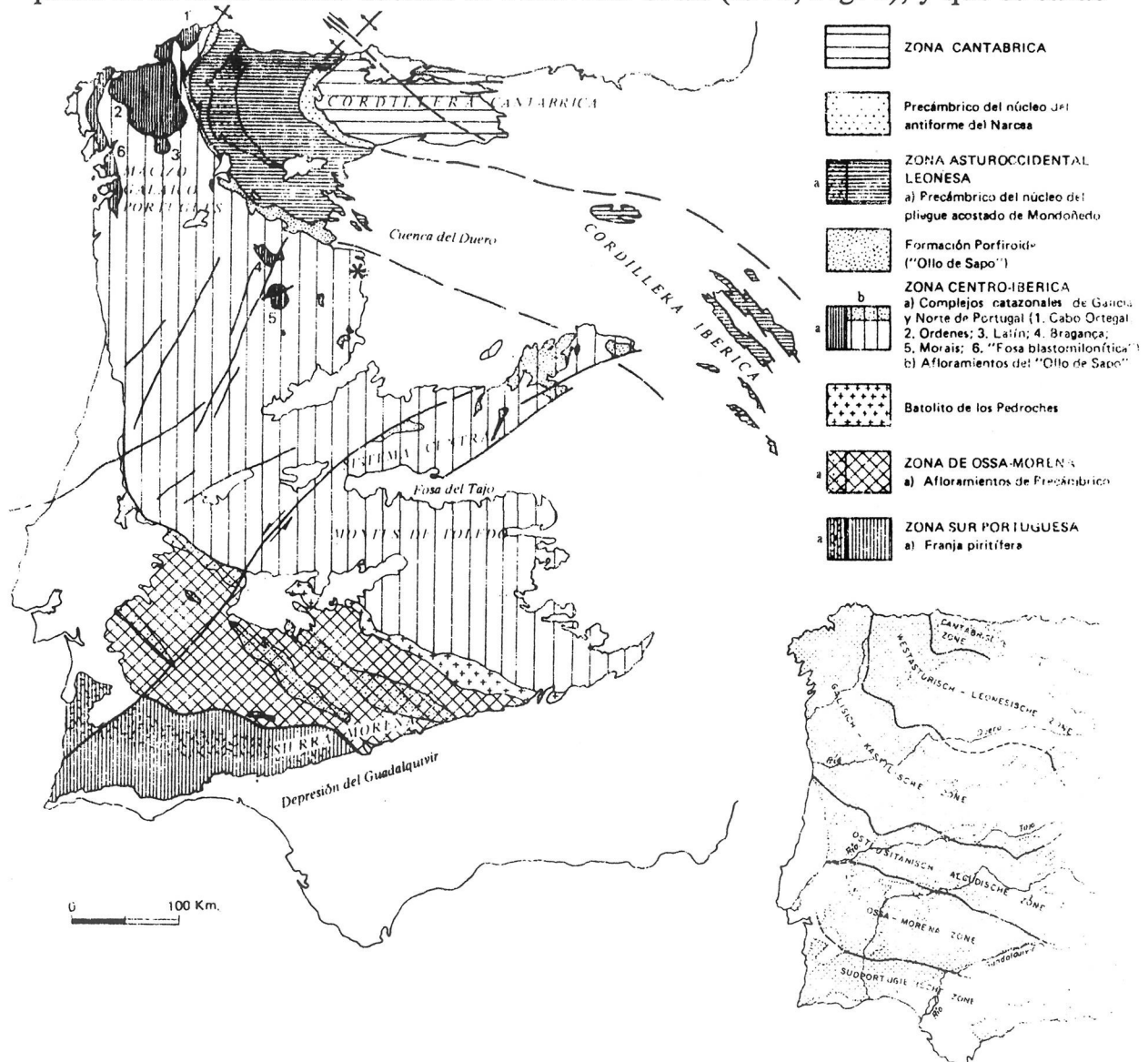


Figura 1. División en Zonas según JULIVERT et al. (1972) y LOTZE (1945). * Situación de la zona de estudio dentro de la Zona Centro-Ibérica.

teriza por una complejidad estructural considerable. Tal complejidad, que no resulta aparente en principio, debido a la continuidad que en sus dos flancos mantiene la formación cuarcítica de edad Arenig (equivalente a la Cuarcita Armoricana), ha venido lastrando el conocimiento geológico de detalle de la estructura, pese a los estudios que en él se han realizado (MARTÍNEZ GARCÍA 1973, QUIROGA 1981, 1982). En particular, los trabajos del último de los autores mencionados representan una contribución importante en lo que se refiere a la datación de los materiales situados en el núcleo del sinforme, silúricos y devónicos funda-

mentalmente. Sin embargo, el autor define una serie de formaciones en el entorno de afloramientos en los que se han realizado hallazgos de fauna, pero no efectúa una cartografía de muchas de ellas, cabiendo la sospecha de que algunas de las formaciones así definidas se solapan entre sí y no representan de hecho una subdivisión de la columna estratigráfica.

Por otra parte, el establecimiento de las fases de deformación que afectaron a la región y la atribución de las estructuras a las mismas, no parece haberse realizado de forma definitiva ya que en cada uno de los trabajos mencionados se propone un modelo diferente.

Para intentar solucionar algunos de los problemas planteados se decidió levantar una cartografía y realizar un corte geológico a lo largo del Embalse del Esla, en la transversal de Manzanal del Barco, una zona en la que el valle del Esla corta perpendicularmente a la estructura y que presenta afloramientos de calidad muy superior a los del resto de la región, una penillanura recubierta por una covertera terciaria y plio-cuaternaria.

Al haber limitado la cartografía a una banda muy estrecha (Fig. 2), la interpretación en profundidad de la estructura no está siempre contrastada con datos de superficie y, por tanto, puede contener inexactitudes. No obstante, este es un problema con el que chocará cualquier estudio en el futuro, debido a que las partes más profundas del sinforme debían aflorar al SE del área aquí descrita, dado el cabeceo general del mismo hacia el NO, y esa región suroriental está cubierta por el Terciario de la Cuenca del Duero. Además, debido a que la sección elegida queda muy cerca del borde SE de la estructura aflorante, condiciona que en ella no aparezcan los materiales más modernos descritos por QUIROGA (1981, 1982), en particular las Grauvacas de San Vitero de este autor, cuya posición estratigráfica y relaciones con la deformación no serán tratadas en este trabajo.

ESTRATIGRAFÍA

Del estudio realizado se deduce que la columna estratigráfica, relativamente continua (no se descarta una posible discordancia en la base del Silúrico), puede dividirse en seis formaciones claramente diferenciables y cartografiables, a las cuales se han asignado nombres locales debido a la imprecisión que, a nuestro juicio, encierra la definición de algunas de las formaciones propuestas en los trabajos anteriores. Estas Formaciones son las siguientes (Fig. 3):

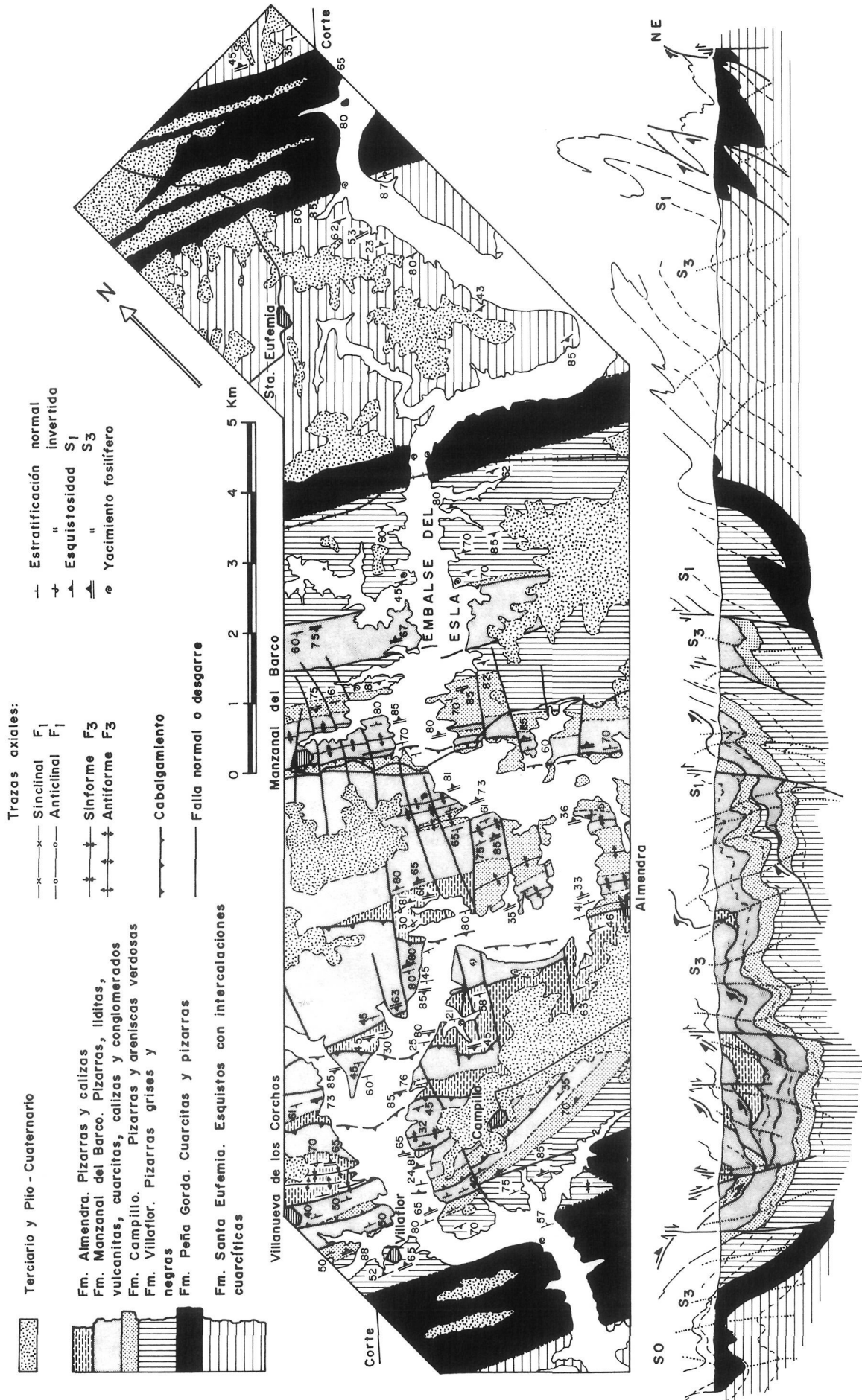


Figura 2. Mapa y corte geológico de la zona estudiada.

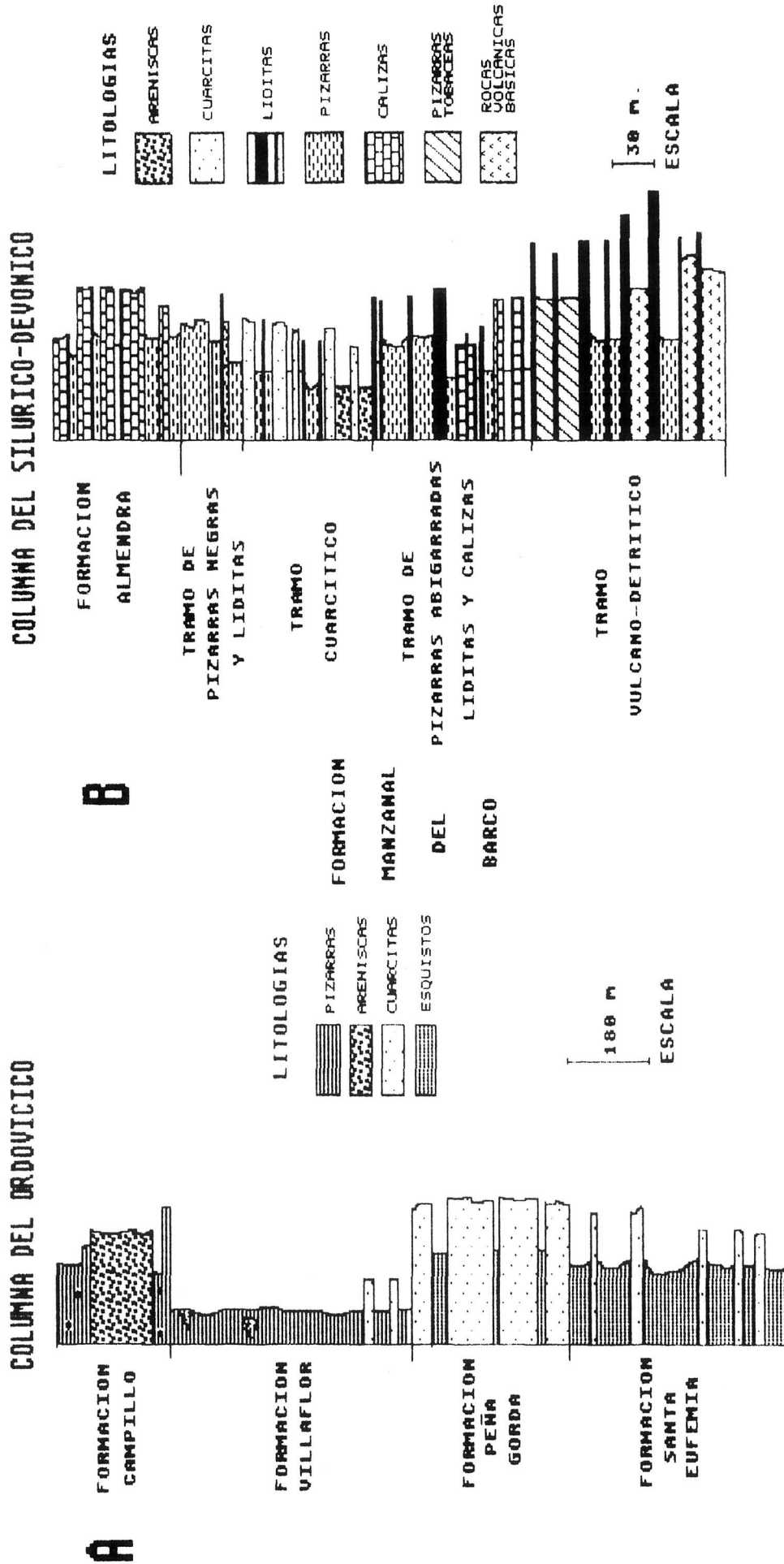


Figura 3. A) Columna del Ordovícico. B) Columna del Silúrico-Devónico.

Formación Santa Eufemia

Está compuesta por alternancias de cuarcitas de color gris claro o blanco y esquistos de tonos gris pardusco. También aparecen interstratificados con los anteriores materiales algunos niveles de areniscas. Los bancos de cuarcitas son poco potentes en la base pero tanto su potencia como abundancia van aumentando hacia el techo de la formación. En los bancos cuarcíticos es posible encontrar ocasionalmente laminaciones cruzadas que permiten establecer la polaridad de la serie. La edad más probable es Tremadoc-Arenig y la potencia visible supera los 500 m.

Formación Peña Gorda

Formada por bancos de cuarcitas muy potentes (hasta 5m.) de un color gris claro o rojizo entre los que se intercalan algunos niveles esquistosos. Aparecen icnofósiles entre los que se han encontrado *Cruciana furcifera* D'ORBIGNY y *Cruciana rugosa* D'ORBIGNY, y estratificaciones cruzadas. Se trataría de una formación del tipo Cuarcita Armoricana. La edad es Arenig y la potencia estimada es de unos 350 m.

Formación Villafior

Mediante un tránsito gradual de 20 m. la Formación Peña Gorda pasa a pizarras arenosas y grises y luego a unas pizarras de color gris oscuro o negro. Interstratificados con dichas pizarras aparecen algunos bancos de cuarcitas, en la parte Sur de la zona de estudio. Los bancos se acuñan y desaparecen lateralmente. En ocasiones se intercalan algunos niveles de pizarras con cantos de tamaño centimétrico. En la parte Norte y de forma irregular afloran algunos niveles de areniscas de pocos cm. de potencia, que llevan asociados nódulos ferruginosos. Es de destacar la presencia de pirita singenética. Se han localizado algunos yacimientos de Braquiópodos. La edad es Llanvirn-Llandeilo y la potencia estimada es de unos 550 m.

Formación Campillo

Por encima de la Formación Villafior y en transición gradual aparecen unos 10 m. de pizarras verdosas muy duras y a continuación:

— 25 m. de pizarras grises o negras.

— 180 m. de pizarras verdosas en la base que, en pocos metros, pasan a areniscas, también de color verdoso, con una esquistosidad muy grosera. Incluyen algunos niveles con cantos.

— 5 m. de pizarras negras muy homogéneas y duras.

— 40 m. de pizarras verde-grisáceas que incluyen cantos de cuarcita y arcilla de hasta 6 cm. de longitud.

La edad más probable es Caradoc-Ashgill.

Formación Manzanal del Barco

Es una formación de litología muy variada que tiene un espesor de 400 m. aproximadamente. Aunque no se ha encontrado ninguna discontinuidad entre esta formación y la anterior, la ausencia de un tránsito gradual entre ambas lleva a pensar que tal discontinuidad pueda existir. Se pueden diferenciar cuatro tramos, que de muro a techo son las siguientes:

a. Tramo vulcano-detritico

— Unos 100 m. formados por una alternancia de liditas, rocas volcánicas básicas en las que se observa la reminiscencia de una textura dolerítica o subofítica (aparecen fenocristales de plagioclasa desordenados y grandes placas de actinolita como resultado de la uralitización de piroxenos), pizarras de color blanquecino o púrpura («lie de vin») y pizarras negras.

— De 30 a 50 m. de pizarras tobaceas de color verdoso o negro; formadas por una matriz clorítica con fragmentos de cuarzo y algunos feldespatos corroidos, así como granos de cuarzo y plagioclasa idiomorfos. Se intercalan también algunos bancos de liditas de 1 a 3 m. de potencia.

b. Tramo de pizarras abigarradas, liditas y calizas

— Entre 15 y 25 m. de pizarras negras y calizas de color azul a negro en bancos de hasta 2 m. de potencia.

— De 10 a 20 m. de calizas margosas, calizas, liditas, y pizarras blanquecinas y púrpura («lie de vin»).

— Unos 15 m. de pizarras negras ampelíticas con Graptolites.

— 60 m. de liditas y pizarras. Las liditas en algunas ocasiones son tableadas y en otras aparecen en bancos de varios metros de potencia.

c. *Tramo cuarcítico*

— 40 m. formados por una alternancia de grauvacas y cuarcitas. Las grauvacas son de tonos verdosos o rojizos por alteración y muy homogéneas; las cuarcitas en ocasiones pasan gradualmente a esquistos, pero en el techo del tramo los bancos llegan a alcanzar 2 m. de potencia y tienen laminación cruzada.

— 15 m. formados por una alternancia de liditas, pizarras rojizas, pizarras blancas y púrpura. Las liditas son tableadas y las pizarras rojizas incluyen cantos muy deformados de cuarcita de varios cm.

— 25 m. de cuarcitas en bancos de hasta 1 m. de potencia con laminación cruzada. En el techo de este tramo aparecen algunos niveles de hierro sedimentario.

— 5 m. de liditas, pizarras y pizarras tobáceas de color blanquecino y púrpura («lie de vin»).

— 12 m. formados por una alternancia de cuarcitas y pizarras. Las cuarcitas, en bancos de hasta 50 cm., son microconglomeráticas y tienen laminación cruzada.

d. *Tramo de pizarras negras y liditas*

— 15 m. de pizarras negras muy monótonas sin estratificación apreciable.

— 10 m. de pizarras negras, grauvacas, liditas y niveles muy finos de hierro sedimentario. Los bancos de liditas son poco potentes, 20 cm. como máximo, y su color es negro en superficie fresca y rojizo cuando están alteradas.

— 25 m. de pizarras negras con algunos niveles más silíceos y compactos. La edad más probable sería Llandovery medio-Wenlock superior.

Formación Almendra

Es una sucesión monótona compuesta por pizarras grises y negras, calizas, calcoesquistos y niveles de arenisca con una potencia visible de unos 300 m. Al S de Villanueva de los Corchos se ha levantado una serie que, de muro a techo consta de:

— 20 m. de pizarras grises y negras con algunos niveles de calizas de unos 20 cm. de espesor.

— 15 m. formados por la alternancia de bancos de caliza de más de 1 m. de potencia con niveles más finos de pizarras.

— 10 m. de pizarras grises y negras.

— 30 m. de calizas en bancos muy potentes de hasta 2 m. separados por pequeños niveles de pizarras; en ocasiones los tramos de calizas pasan a calcoesquistos; abundan los Crinoideos.

— 10 m. de calizas y calizas margosas muy carstificadas alternando con pizarras negras.

La edad de estos materiales puede estar comprendida entre el Ludlowiense y el Emsiense bajo.

Para finalizar este apartado vamos a establecer una comparación de los materiales que acabamos de estudiar con los descritos por otros autores.

En cuanto a los materiales del Ordovícico, son muy parecidos a los descritos por MARTÍNEZ GARCÍA (1973), QUIROGA (1981) y RIBEIRO (1974) y su correlación, en general, no ofrece ninguna dificultad.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) establece tres formaciones: la Formación Puebla, correlacionable con nuestra Formación Santa Eufemia, la Formación Culebra, con la Formación Peña Gorda y la Formación San Pedro de las Herrerías, cuya parte inferior se correspondería con la Formación Villaflor y la superior con la Formación Campillo.

QUIROGA (1981), para el Sinclinal de Alcañices, propone una serie muy parecida a la nuestra. Define tres formaciones: las dos primeras, Capas de Cerezal y Cuarcitas superiores de Ricobayo, se corresponderían respectivamente con la Formación Santa Eufemia y Formación Peña Gorda; la tercera Esquistos y pizarras de Riofrío se corresponderían con dos de las nuestras, la Formación Villaflor y la Formación Campillo.

En el N de Portugal, según RIBEIRO (1974), la sucesión del Ordovícico comienza con la Formación Cuarcítica, correlacionable con la Formación Santa Eufemia y con la Formación Peña Gorda; encima, sitúa la Formación Esquistosa, correlacionable con la Formación Villaflor y en el techo sitúa una formación a la que denomina Complejo vulcano-sedimentario del Ordovícico Superior, con litologías diferentes a las de nuestra Formación Campillo, pero que incluyen también niveles pizarrosos con cantos.

No ocurre lo mismo con los materiales del Silúrico pues, para su correlación con los descritos por otros autores, hemos encontrado dificultades. Por ejemplo, la correlación de la Formación Manzanal del Barco con las Formaciones definidas por QUIROGA (1981), para el Sinforme de San Vitero-Carbajales, nos ha resultado totalmente imposible ya que dicho autor definió las Formaciones en puntos muy concretos y no llegó a cartografiarlas. No obstante, sus datos resultan de utilidad para establecer la edad de nuestras Formaciones Manzanal del Barco (Llandovery medio-Wenlock superior) y Almendra (Ludlowiense-Emsiense inferior). Las Formaciones definidas por el mencionado autor son las siguientes:

Formación San Vicente

Formada por una alternancia de pizarras con calizas margosas, con intercalaciones de niveles lidíticos, calizas y rocas volcánicas. Se asocian graptolites del Llandovery medio. Potencia de 150 m.

Formación Bercianos

Caracterizada por la presencia de liditas potentes tableadas, con graptolites del Llandovery superior, a las que siguen alternancias de pizarras y grauvacas feldespáticas con alguna intercalación de lidita. Potencia de 200 m.

Formación Alba

Formada por liditas potentes tableadas a las que se asocian graptolites del Wenlock superior y cuarcitas feldespáticas, con estratificación cruzada y en ocasiones microconglomeráticas. Asociados a esta formación y hacia la base aparecen en ocasiones niveles conglomeráticos de cantos heterométricos y heterogéneos en abundante matriz pelítica. Potencia 150 m.

Formación Muga

Diferencia dos miembros. El inferior formado por pizarras en las que se intercalan calizas margosas, niveles de liditas y rocas detrítico-volcánicas. A los tramos calcáreos se asocian conodontos del Ludlow al Pridoliense. Potencia superior a 150 m. El miembro superior sería ya Devónico.

Fuera del Sinforme de Alcañices, las series más parecidas de que tenemos conocimiento son las de E del Complejo de Cabo Ortegal. En esta zona, IGLESIAS & ROBARDET (1980), describen una serie del Silúrico formada por una litología muy variada, (pizarras negras, pizarras con «bolas», liditas, areniscas, metavulcanitas, microconglomerados, pizarras grises, pizarras verdes, pizarras «lie de vin» y cuarcitas). Se puede apreciar un evidente parecido, con la nuestra, si la comparación la hacemos entre grandes tramos, encontrándose sucesiones equivalentes a nuestros Tramos vulcano-detrítico, de pizarras abigarradas, liditas y calizas y cuarcítico.

TECTÓNICA

Los materiales que hemos descrito en el capítulo anterior fueron sometidos durante la Orogenia Hercínica a una deformación polifásica acompañada de un metamorfismo débil.

De las estructuras observadas podemos deducir la presencia de cuatro fases hercínicas principales de deformación y una etapa de fracturación tardihercínica.

La primera fase, (F_1) produjo pliegues tumbados de gran envergadura. Asociada a estos pliegues aparece una esquistosidad (S_1) muy penetrativa.

La segunda fase es la responsable de los cabalgamientos que afectan a la región. Localmente se desarrollan otras estructuras como pliegues y esquistosidad (S_2).

La tercera fase desarrolló grandes antiformes y sinformes, de plano axial subvertical y dirección NO-SE, así como una esquistosidad de crenulación (S_3).

La cuarta fase es una etapa de fracturación caracterizada por el desarrollo de grandes fallas de desgarre de dirección NO-SE y componente senestra.

En el corte de la Fig. 2 pueden verse reflejadas las estructuras de las tres primeras fases.

Los pliegues de la primera fase se identifican al NE, afectando a las Formaciones Peña Gorda y Santa Eufemia. El resto de la región corresponde a un flanco normal de unos 15 km. de anchura, no habiéndose identificado en él más estructura de primera fase que la esquistosidad S_1 .

La segunda fase se manifiesta por los cabalgamientos, numerosos aunque aparentemente de escaso salto.

La tercera fase está presente a lo largo de todo el corte, por la presencia de pliegues que afectan a la S_0 o S_1 y a los cabalgamientos, así como por la existencia de una esquistosidad de crenulación S_3 .

Los efectos de la cuarta fase se aprecian mejor en el mapa, como una serie de fracturas débilmente oblicuas al trazado de las estructuras anteriores. No obstante, estas fallas, fundamentalmente desgarres, muestran a menudo una componente vertical que sí queda reflejada en el corte.

Primera fase de deformación

La primera fase generó pliegues a todas las escalas, desde kilométrica a métrica. Se identifica un anticlinal al N del mapa en cuyo núcleo afloran las pizarras de Santa Eufemia. Su dirección es NO-SE, el eje está horizontal y el plano axial buza al O unos 45° . Dentro de la zona de charnela son abundantes los pliegues de orden menor con longitudes de onda métricas a kilométricas; el flanco normal del pliegue mayor tiene una anchura de unos 15 km. y está plegado por la tercera fase de deformación constituyendo el Sinforme de Alcañices; el buzamiento original del plano axial de este pliegue debía ser muy bajo, casi horizontal.

La existencia de pliegues de primera fase de escala métrica (Fig. 5) nos ha permitido la realización de un análisis geométrico de los pliegues de esta fase.

La técnica de análisis empleada ha sido la descrita por RAMSAY (1967), HUDLESTON (1973) y BASTIDA (1981a). Los resultados ha sido los siguientes:

- El ángulo entre flancos varía entre 40° y 70°.
- Las isogonas, en general, son convergentes; son pliegues de la clase 1C aunque se manifiestan tendencias tanto hacia la clase 1B como hacia la clase 2.
- La representación de la forma de la superficie plegada, según el gráfico de la figura 12 de HUDLESTON (1973), indica una tendencia a las formas D parabólicas y amplitudes variables entre 2 y 4.
- Los valores que se obtienen para el aplastamiento superpuesto al «buckling» después de calcular la recta de regresión a partir de las curvas obtenidas en el gráfico ($t' \alpha / \cos^2 \alpha$) varían entre 0,89 y 0,23.
- Los resultados obtenidos para el aplastamiento total oscilan entre el 20 y el 55%; estos cálculos han sido realizados mediante un nuevo método que pasamos a describir brevemente:

1. Se comprueba que se trata de pliegues paralelos aplastados; para ello utilizamos el método de RAMSAY (1967).

2. Se calcula el aplastamiento superpuesto sufrido por el pliegue empleando el método de HUDLESTON (1973).

3. Se calcula el acortamiento total. Sabemos que, en caso de que el pliegue se haya formado por deformación longitudinal tangencial o bien por cizalla paralela a las capas, si consideramos la longitud inicial l_0 (Fig. 4) correspondiente a la superficie neutra del pliegue, podemos asumir que ha permanecido invariable durante el «buckling». Si consideramos que no ha habido cambios de área durante la deformación, según BASTIDA (1981a) se tiene que (Fig. 4):

$$l_B = l_A / \sqrt[4]{\lambda_2 / \lambda_1} \quad (1)$$

y de igual manera en el eje de las Y

$$h_B = h_A / \sqrt[4]{\lambda_1 / \lambda_2} \quad (2)$$

Para el cálculo de l_B y l_0 (Fig. 4) procedemos de la siguiente forma:

El valor de l_0 lo vamos a calcular por aproximación: sobre el dibujo del pliegue se coloca una película de papel milimetrado transparente, se define el origen de coordenadas (puede ser cualquier punto ya que sólo interesan los incrementos)

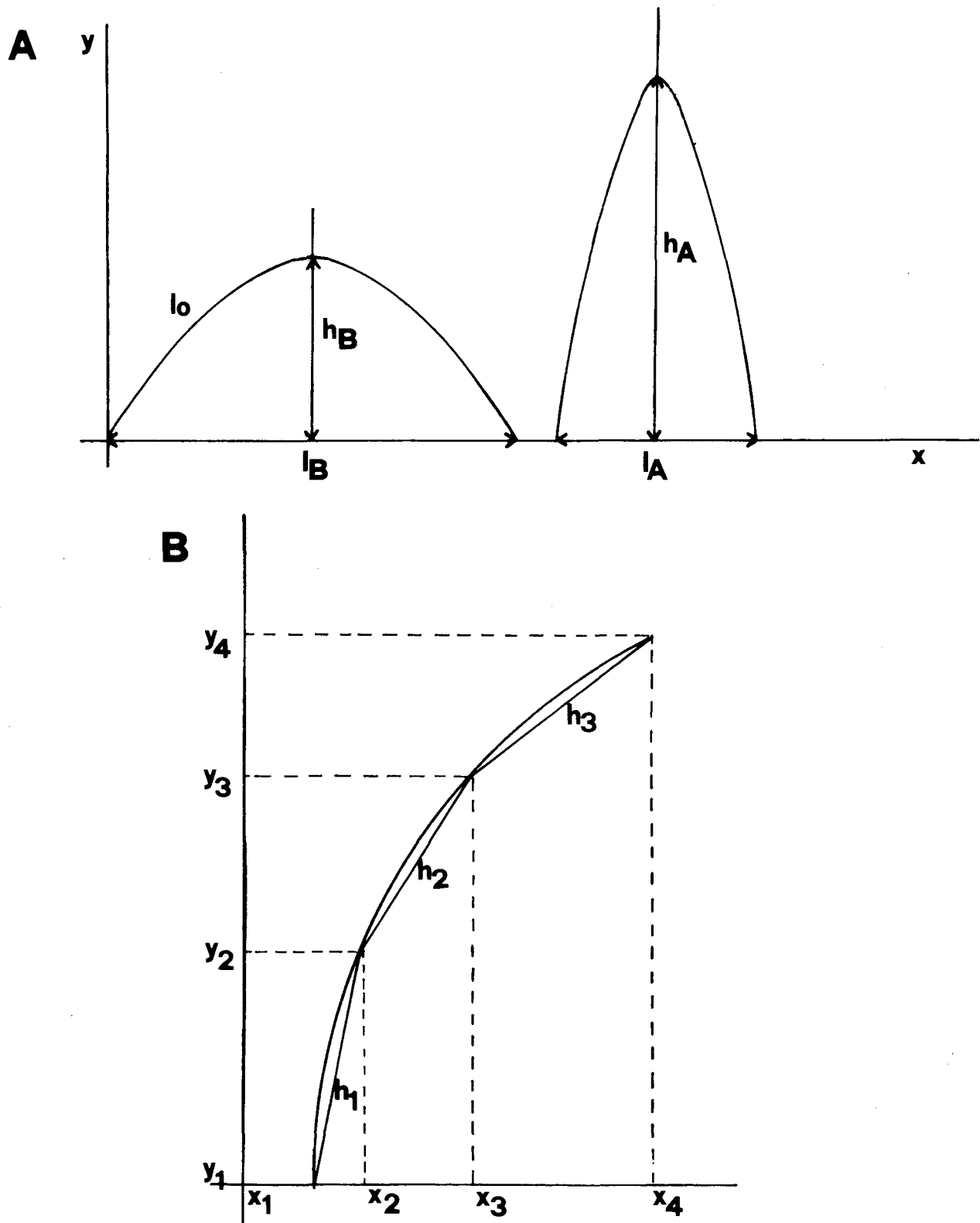


Figura 4. A) Geometría de un pliegue paralelo aplastado. A la izquierda: Superficie neutra del pliegue paralelo antes del aplastamiento; a la derecha, la misma superficie después del aplastamiento homogéneo. B) Figura utilizada para el cálculo de l_0 (explicación en el texto).

y, con relación a dicho origen se miden las coordenadas de una serie de pares de puntos X_1, Y_1 . Esta operación la haremos en la práctica sobre la superficie externa del pliegue dada la imposibilidad de localizar la superficie neutra. Sobre la superficie plegada se pueden trazar una serie de triángulos cuyas hipotenusas su-

estas nos darán de forma aproximada la longitud de la superficie plegada (el grado de exactitud de los cálculos va a depender del número de puntos medidos) y, si tenemos en cuenta las ecuaciones (1) y (2), el valor de l_0 vendrá dado por la suma de las hipotenusas de los triángulos una vez que estos han sido restituidos a su forma previa al aplastamiento homogéneo superpuesto.

$$l_0 = \sum_{i=1}^n \sqrt{\frac{[(x_{i+1}) - x_i]^2}{\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}} + \frac{[(y_{i+1}) - y_i]^2}{\sqrt{\lambda_1/\lambda_2}}} \quad (3)$$

y l_B será

$$l_B = l_A / \sqrt[4]{\lambda_2/\lambda_1} = \frac{(x_n - x_1)}{\sqrt[4]{\lambda_2/\lambda_1}} \quad (4)$$

con lo cual y según la definición de la extensión, podemos calcular la extensión producida durante el proceso de «buckling» (e_B)

$$e_B = (l_B - l_0) / l_0 \quad (5)$$

La fórmula para la obtención del valor de la extensión del aplastamiento superpuesto (e_A) se deduce de la definición de extensión (e) y estiramiento ($\sqrt{\lambda}$):

$$\sqrt{\lambda_2} = 1 + e_A \quad (6)$$

$$e_A = \sqrt{\lambda_2} - 1 \quad (7)$$

Si no hay cambio de área

$$\lambda_1 \cdot \lambda_2 = 1 \quad (8)$$

operando y sustituyendo en la ecuación (7)

$$e_A = \sqrt[4]{\lambda_2/\lambda_1} - 1 \quad (9)$$

y si ahora aplicamos la fórmula: $e_T = e_A + e_B + e_A \cdot e_B$, podemos calcular el acortamiento total (e_T).

Después de realizar los cálculos del acortamiento para distintas formas de la superficie plegada, hemos comprobado que con un número de medidas pequeño, entre 6 y 8, se consigue calcular el acortamiento total con un error inferior al 1%.

Las ventajas del método son varias. Entre ellas está la de ser aplicable a cualquier forma de la superficie plegada, la de hacer que los cálculos sean extraordinariamente simples y la de eliminar los elementos subjetivos que intervenían en el de BASTIDA (1981a), lo que posibilita la informatización de todo el proceso.

La esquistosidad asociada a la primera fase (S_1) es la primera que se desarrolló en la zona, ya que no afectó a ninguna otra superficie S salvo a la estratificación y, además, existe una estrecha relación entre dicha esquistosidad y los pliegues F_1 .

Es una esquistosidad muy penetrativa y se manifiesta en todo tipo de rocas pero no siempre de la misma manera. Para su descripción seguimos la terminología propuesta por BASTIDA (1981b).

En las cuarcitas, la S_1 se presenta como una «esquistosidad grosera» («rough cleavage»); los filosilicatos, cuando están presentes, se orientan mientras que en los granos de cuarzo sólo se aprecia extinción ondulante, pero no es patente una orientación dimensional.

En areniscas y grauvacas se aprecia un «slaty cleavage» grosero; en estas rocas es frecuente la presencia de porfiroblastos de clorita (Fig. 6) y la existencia de sombras de presión alrededor de ellas o de los granos de cuarzo y fragmentos de rocas.

En conglomerados también se desarrolla un «slaty cleavage» grosero y, alrededor de los granos de cuarzo o de los fragmentos de rocas, se desarrollan sombras de presión.

En las pizarras arenosas se puede apreciar un «slaty cleavage» grosero («rough slaty cleavage»), debido a la alternancia de niveles más ricos en filosilicatos orientados y niveles formados casi exclusivamente por cuarzo peor orientados.

En pizarras la S_1 (Fig. 7) es del tipo «slaty cleavage». Se aprecia una clara diferencia en el desarrollo de los minerales que le dieron origen: en las pizarras situadas estratigráficamente por debajo de la Formación Peña Gorda, el tamaño alcanzado por las micas fue mayor que en las pizarras situadas por encima de dicha formación; este mayor desarrollo se debe probablemente a la mayor profundidad a que se encontraban estos materiales.

Se identifican, además, lineaciones de fase 1 que corresponden a los siguientes tipos:

Lineación de intersección

Se forman como consecuencia de la intersección entre el plano de estratificación (S_0) y la esquistosidad (S_1). Son paralelas al eje de los pliegues de fase 1 y subhorizontales.

Lineaciones de estiramiento

Se ponen de manifiesto por la deformación experimentada por granos detríticos deformados, cantos de arcilla y cuarcita. El eje mayor de los cantos es paralelo al eje de los pliegues de primera fase.

Lineaciones minerales

Sólo son observables a simple vista en algunos microconglomerados en los que se aprecia al microscopio que se produjo un crecimiento de granos de cuarzo y mica blanca en sombras de presión alrededor de los cantos. La orientación observada coincide con la descrita en los puntos anteriores.

Siguiendo el método propuesto por RAMSAY (1967, pág. 233), hemos medido las deformaciones para Braquiópodos fósiles, en un afloramiento sin más esquistosidad que la S_1 . El eje mayor del elipsoide de deformación se sitúa paralelo al eje de los pliegues de primera fase y la relación entre el eje mayor (x) e intermedio (y) es igual a 1,75.

Segunda fase de deformación

Relacionados con esta fase aparecen numerosos cabalgamientos. En la parte SO, en la zona del Campillo, aparece uno claramente afectado por el sinforme de tercera fase; no existe un único plano de cabalgamiento, tratándose más bien de una zona de unos siete metros con gran cantidad de planos anastomosados. La roca de falla es una ultramilonita (Fig. 8). Hemos podido observar que se han producido rejuegos posteriores al cabalgamiento que han generado una brechificación mucho más frágil que la inicial.

Relacionados con los cabalgamientos aparecen pliegues de longitud de onda centimétrica a métrica con un aplastamiento considerable (Fig. 9), vergencia hacia el NE y fuerte dispersión de las charnelas que van de subhorizontales a subverticales y que a veces son curvas. Los valores obtenidos para el aplastamiento superpuesto al «buckling» están en torno al 0,70 y el valor del acortamiento total próximo al 44%.

Relacionada con esta fase, localmente, aparece una esquistosidad de crenulación (S_2) muy apretada, sobre todo en las pizarras «lie de vin».

Tercera fase de deformación

Esta fase genera pliegues de plano axial subvertical, asociada a los cuales se ha desarrollado una esquistosidad de crenulación (S_3) y es responsable de la posición actual de estructuras de primera y de segunda fase. Estos últimos presentan en la actualidad fuertes buzamientos e incluso en un caso (3 Km. al N de Almendra) puede observarse un cabalgamiento que ha sido volcado hacia el SO.

La estructura mayor es un gran sinforme que ya fue puesto de manifiesto por MARTÍNEZ GARCÍA (1971), quien le dio el nombre de Sinforma de Alcañices; RIBEIRO (1974), la denominó Sinforme de Alcañices-Riofrío y QUIROGA (1981) le dio el nombre de Sinforme de San Vitero-Carbajales. Esta gran estructura estaría limitada al N y al S por las cuarcitas de la Formación Peña Gorda y en su interior se sitúan materiales más modernos afectados por pliegues de menor orden (longitud de onda kilométrica): el plano axial de estos pliegues buza muy a menudo hacia el NE lo que implica que su vergencia sea con frecuencia hacia el SO y por tanto de sentido contrario a la de las dos primeras fases.

En relación con los pliegues de escala kilométrica existen pliegues de escala métrica y centimétrica (Fig. 10). Se trata de pliegues de las clases 1C, 2 y 3, cuyo ángulo entre flancos varía entre 35 y 100°, las formas predominantes son las D y E y las amplitudes entre 3 y 4, el aplastamiento superpuesto al «buckling» alcanza un valor de 0,76 y el acortamiento total más alto medido es del 38%.

Paralelamente al plano axial de los pliegues de tercera fase aparece una nueva esquistosidad (S_3) de crenulación. Esta esquistosidad es subvertical o buza al NE, a veces menos de 50° y exhibe un desarrollo diferente según el tipo de rocas afectado. En las pizarras es frecuente el desarrollo de un bandeado tectónico (Fig. 11).

Hay que señalar que la longitud de onda de los micropliegues varía y esta variación está controlada por el tamaño de grano de la S_1 ; hemos observado que en los materiales situados por debajo de las Cuarcitas de la Formación Peña Gorda la longitud de onda de los micropliegues es mayor que en los materiales que ocupan una posición estratigráfica más alta.

Se ha podido observar el desarrollo de una lineación de intersección y/o de crenulación (L_3) ligada a la tercera fase que se manifiesta por la intersección de planos S_0 , S_1 o S_2 con S_3 . Dicha lineación concuerda con la orientación de los ejes de los pliegues de tercera fase y manifiesta una inmersión generalizada hacia el NO.

Cuarta fase de deformación

Posteriormente a las estructuras de tercera fase se localizan en toda la zona gran número de desgarres senestros. El plano de falla es subvertical, de dirección NO-SE, es decir, subparalela a las estructuras generadas en las fases anteriores. Estos desgarres son extraordinariamente abundantes pero, dada la escala del mapa, sólo hemos representado los que separan formaciones diferentes.

En las proximidades de los desgarres, esta fase produjo pliegues (Fig. 12), que doblan a la esquistosidad de crenulación de tercera fase; en general son angulares y asimétricos, sin esquistosidad asociada y de eje fuertemente inclinado a vertical.

Estructuras tardihercínicas

Aparecen, como estructuras tardías, desgarres en dos sistemas conjugados según el modelo propuesto por PARGA (1969).

Las más visibles, de dirección NE-SO, compartimentan y producen hundimientos importantes. Las fracturas de dirección NO-SE han aprovechado los desgarres senestros anteriores y han funcionado en esta ocasión con una componente dextra según se deduce de pequeños arrastres y de estrías y fibras de cuarzo de crecimiento sintectónico.

METAMORFISMO

La zona fue afectada durante la Orogenia Hercínica por un metamorfismo regional de grado bajo en el que no se llegó a alcanzar la isograda de la biotita.

En las pizarras se han distinguido las siguientes paragénesis:

- clorita y moscovita.
- clorita y cuarzo.
- clorita, cuarzo y moscovita.

En las rocas básicas de la Formación Manzanal del Barco se ha identificado la siguiente paragénesis en equilibrio:

- actinolita, zoisita, clinozoisita, clorita, albita y cuarzo.

Esta última paragénesis indica que se trata de un metamorfismo regional de grado bajo en el sentido de WINKLER (1978), que puede asignarse a las facies de los esquistos verdes, dentro de las subfacies correspondiente a la zona de la clorita (MIYASHIRO 1973).

CONCLUSIONES

Desde el punto de vista estratigráfico, la principal conclusión obtenida es la identificación de seis formaciones claramente individualizables y reconocibles en el campo. Sus características se mantienen constantes a lo largo de la sección estudiada y, lo que es más importante, se pueden encontrar entre todas ellas contactos estratigráficos normales y a menudo graduales si se exceptúa el de las Formaciones Campillo y Manzanal del Barco (es decir, el contacto entre el Ordovícico Superior probable y el Silúrico). Ello implica que los cabalgamientos existentes no separan series de características diferentes, sino que se limitan a repetir la misma, una secuencia que abarca desde el Ordovícico Inferior al Devónico, que puede correlacionarse con la descrita aflorando entre el anticlinorio del «Ollo de Sapo» y el complejo de Cabo Ortegal en la costa septentrional de Galicia (IGLESIAS & ROBARDET 1980), con la salvedad de que allí la sucesión no llega a alcanzar el Devónico.

La identidad de facies entre los materiales del sinforme de Alcañices y los mencionados del N de Galicia no es sorprendente, dado que ambas regiones se encuentran en una situación semejante, al O de anticlinorio del «Ollo de Sapo», es decir, en su flanco normal, y al E de los complejos con rocas máficas de Cabo Ortegal (al N de Galicia) y Bragança y Morais (en la región que nos ocupa), es decir, formando parte de su autóctono relativo. Sin embargo, materiales que hayan sufrido una traslación importante, como los agrupados bajo la denominación de Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (DEGTM, FARIAS et al. in press.), que están a su vez cabalgados por los complejos de rocas máficas, no afloran en la región estudiada.

Desde el punto de vista estructural cabe destacar que no se han identificado estructuras prehercínicas en ninguno de los materiales estudiados y que la superposición de las tres primeras fases hercínicas de deformación y las características de cada una de ellas son coherentes con el modelo ampliamente establecido en el NO y centro de la Península. La primera fase produjo grandes pliegues tumbados vergentes al NE y una esquistosidad generalizada, la segunda dio lugar a zonas de cizalla dúctiles subhorizontales, con pliegues menores de charnelas curvas y dispersas y una esquistosidad de crenulación, así como a cabalgamientos y la tercera generó una serie de pliegues de plano axial fuertemente inclinado, homoaxiales con los primeros, que doblaron a las anteriores estructuras y que muestran una vergencia contraria a la de las dos primeras fases. Asociada a ellos, se desarrolló una esquistosidad de crenulación.

Existe, además, una etapa de fracturación muy importante, que generó un gran número de desgarres senestros, subverticales y subparalelos a la dirección de las estructuras anteriores, es decir, NO-SE. Esta etapa es posterior a los pliegues de la tercera fase y produjo, en las proximidades de los desgarres, pliegues

a menudo angulares y asimétricos, de eje fuertemente inclinado, que doblan a la esquistosidad de crenulación de tercera fase y que no desarrollaron una esquistosidad asociada. Su generalización a escala de toda la zona y su superposición a las estructuras de la tercera fase nos ha inclinado a incluir los desgarres senestros en una cuarta fase de deformación.

Finalmente, la etapa de fracturación tardihercínica habría producido fracturas, en general desgarres, aunque muchas de ellas muestran hoy importantes componentes verticales, en dos sistemas conjugados, según el clásico modelo propuesto por PARGA (1969). Los correspondientes al sistema NE-SO se habrían generado durante esta etapa, mientras que los del sistema NO-SE habrían aprovechado los desgarres senestros anteriores, pero haciéndolos rejugar con un movimiento dextro.

BIBLIOGRAFÍA

- BASTIDA, F. (1981a). Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trabajos de Geología*, 11, 15-33.
- BASTIDA, F. (1981b). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trabajos de Geología*, 11, 35-54.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTÍN PARRA, L. M., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PABLO MACIA, J.G. DE & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (in press). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central.
- HUDLESTON, P. J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGLESIAS, M., & ROBARDET, M. (1980). El Silúrico de Galicia media (central): su importancia en la paleogeografía varisca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 1, 99-115.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., & NABAIS CONDE, L.E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E.1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971). Esquema geológico del NO de la provincia de Zamora (NO de España). *Publ. I. Cong. Hisp. Luso Amer. Geol. Ecom.*; Sec. I, 1, 273-286.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria. *Stvd. Geol.*, 5, 7-106.
- MIYASHIRO, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. *Allen & Unwin.*, 492 pp.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol de Laxe*, 37, 1-15.

- QUIROGA, J. L. (1976). Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora. *Stvd. Geol.*, 10, 97-102.
- QUIROGA, J. L. (1980). La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 1, 147-155.
- QUIROGA, J. L. (1981). Estudio Geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Tesis Universidad de Oviedo*, 1-210.
- QUIROGA, J. L. (1982). Estudio Geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología*, 12, 205-226.
- RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw-Hill Book Co.*, 568 pp.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Serv. Geol. Port. Mem.*, 24 (Nova Serie), 1-168.
- WINKLER, H. (1978). Petrogenesis de rocas metamórficas. *Ed. Blume*.

Recibido el 10-Septiembre-1986

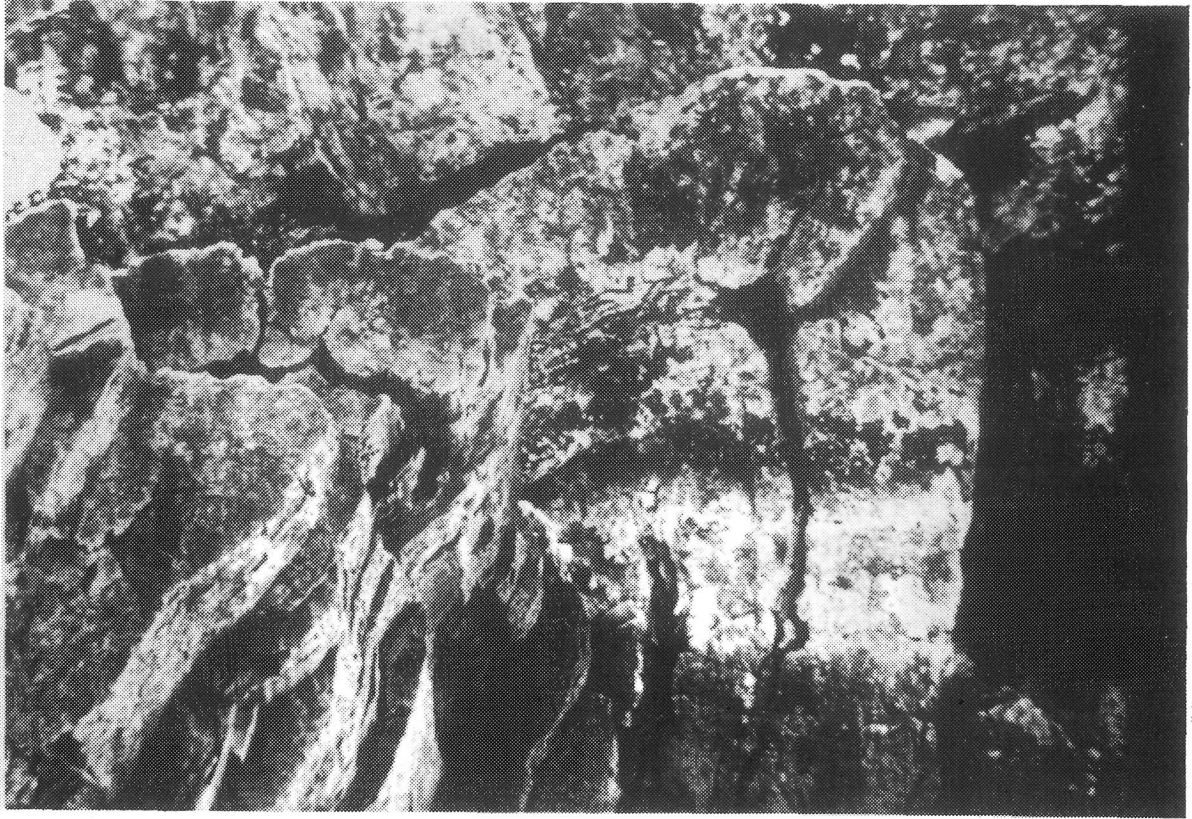


Figura 5. Pliegues de primera fase desarrollados en la Formación Peña Gorda.

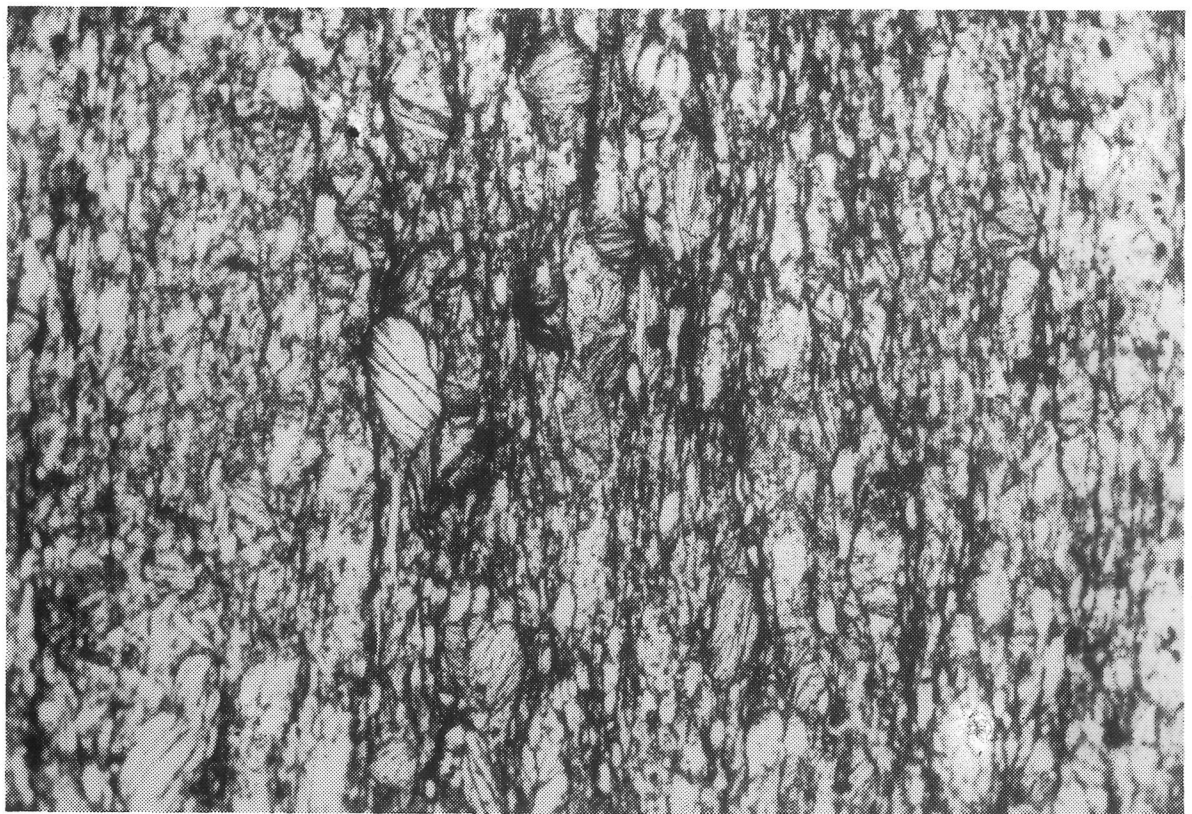


Figura 6. Microfotografía de la S_1 . Se aprecian porfiroblastos de Clorita y un «Slaty cleavage» grosero.

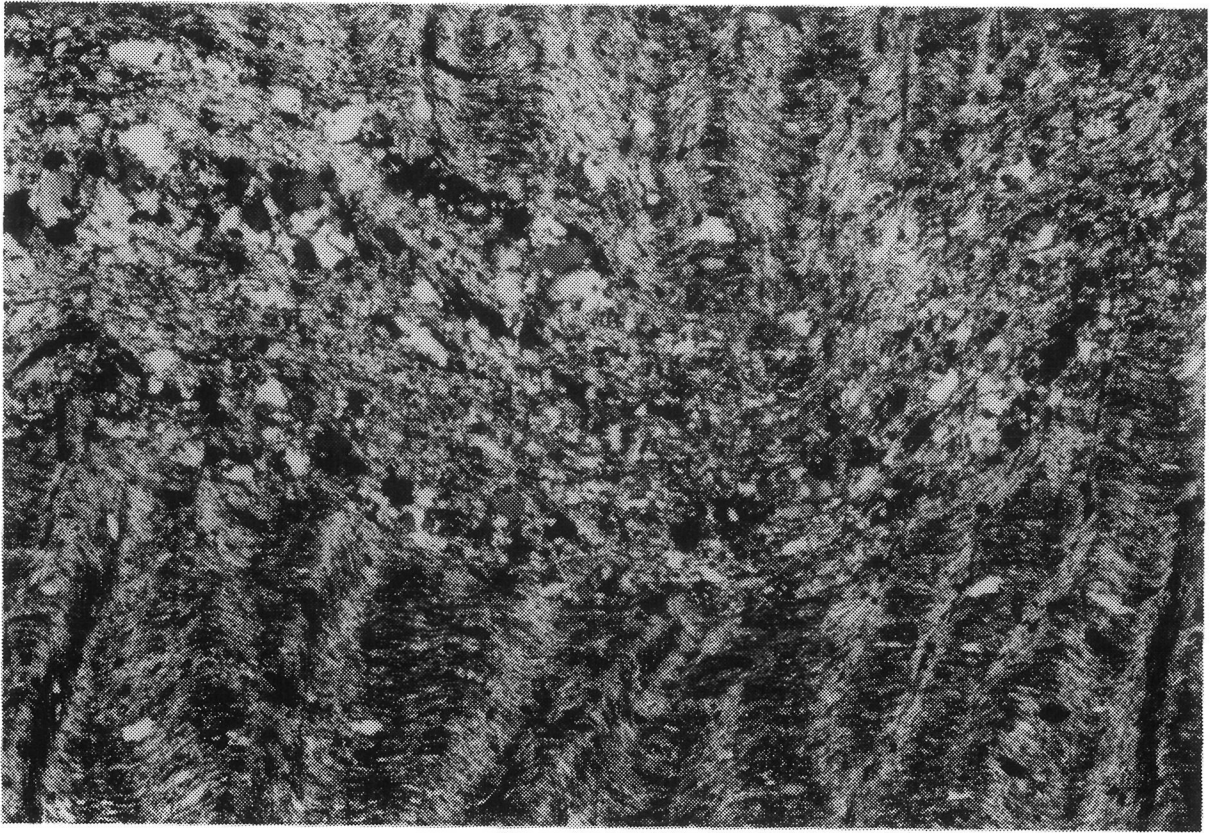


Figura 7. Se observa un «slaty cleavage» de primera fase afectado por una crenulación de tercera fase.

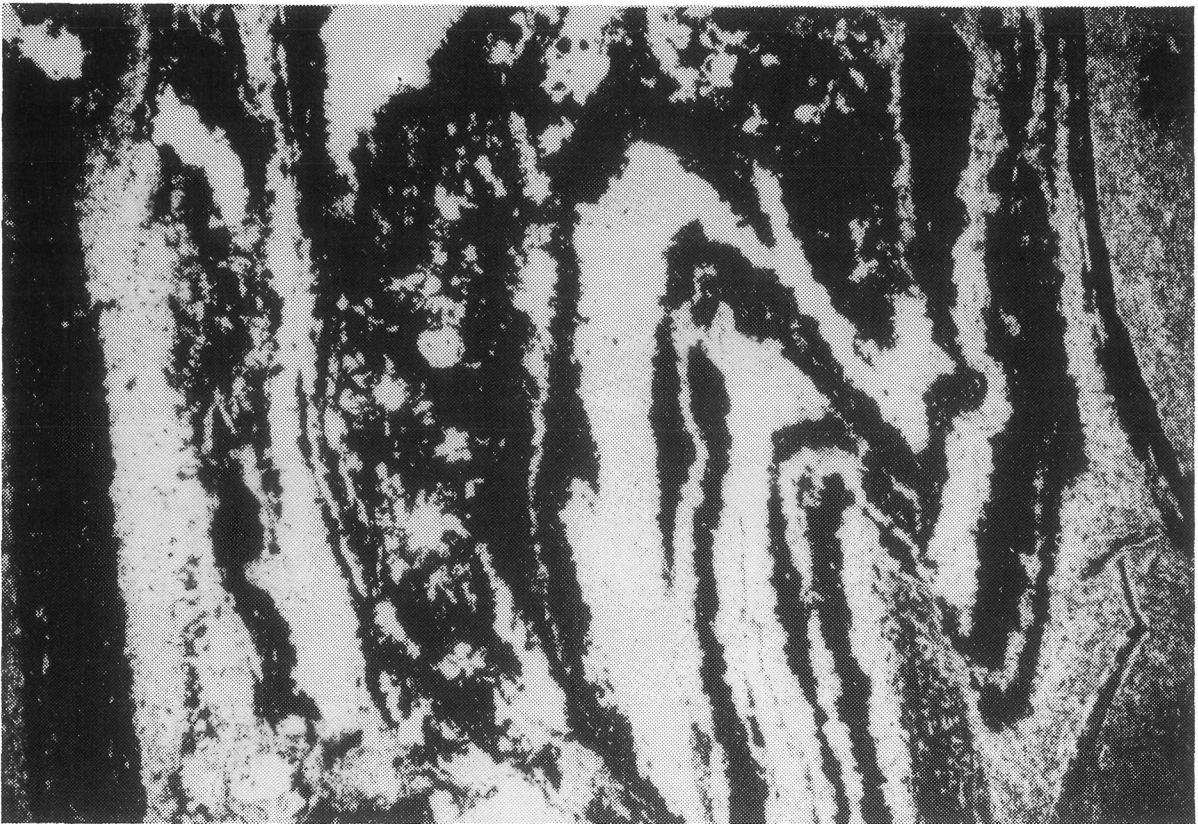


Figura 8. Microfotografía de la ultramilonita del cabalgamiento que aflora en el pantano, 2 Km. al NE de Campillo. Se aprecia un bandeado milonítico doblado por pliegues intrafoliares.



Figura 9. Pliegues de segunda fase con eje subvertical desarrollados en lalitas y pizarras alternantes.

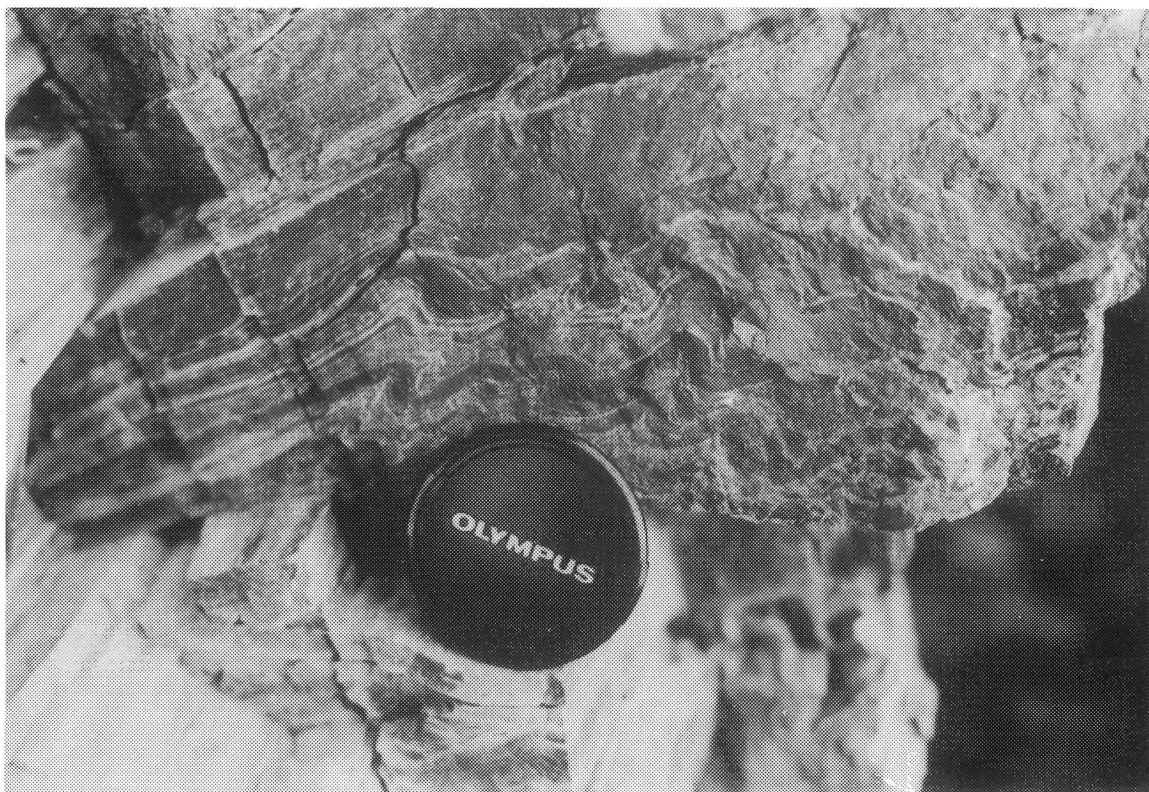


Figura 10. Pliegues de tercera fase con eje subhorizontal desarrollados en lalitas y pizarras alternantes.

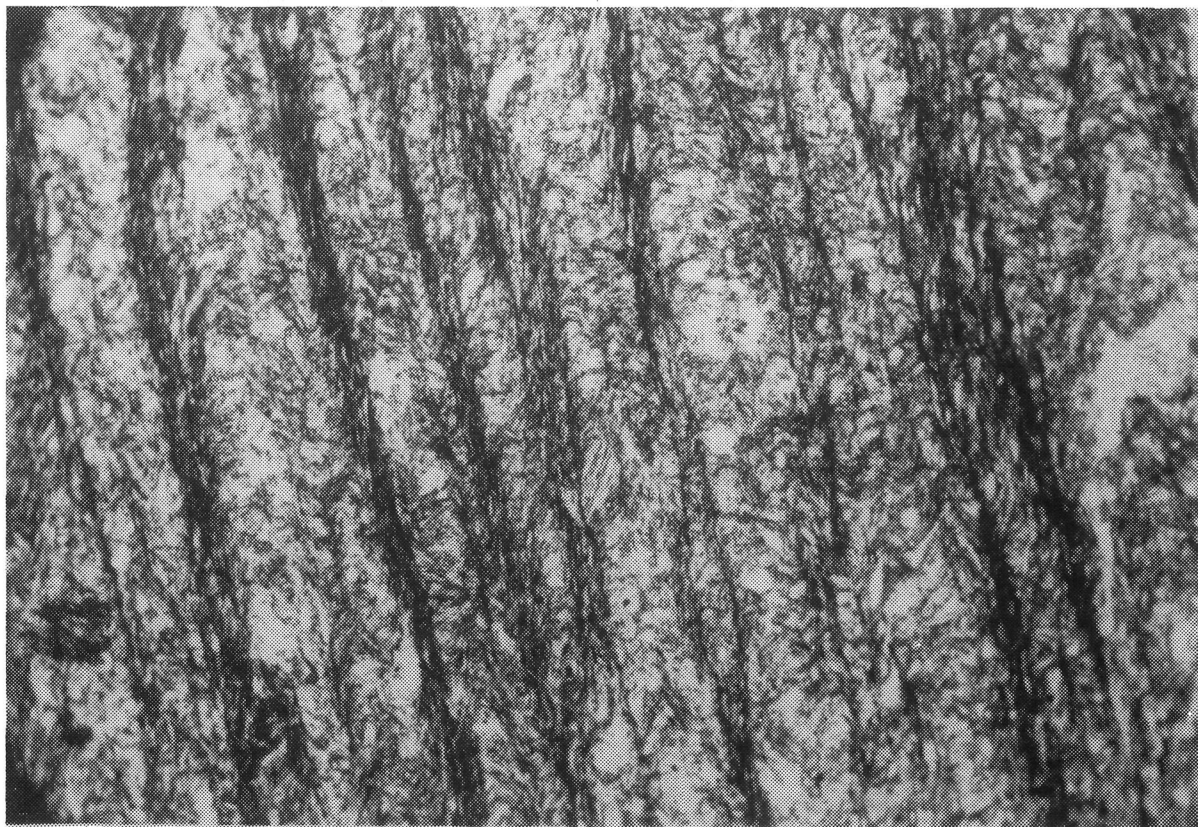


Figura 11. Microfotografía en la que se aprecia un bandeo tectónico de tercera fase. Se distinguen claramente dominios ricos en filosilicatos, (dominios M), y dominios ricos en cuarzo, (dominios Q).



Figura 12. Pliegues de cuarta fase, próximos a un desgarre senestro. Son angulares, asimétricos y de eje fuertemente inclinado.