

## LA DEFORMACION HERCINICA EN LOS MACIZOS PALEOZOICOS NORORIENTALES DE LA CORDILLERA IBERICA

R. Tejero (\*) y R. Capote (\*)

### RESUMEN

Se estudian los aspectos estructurales de los materiales precámbricos y paleozoicos aflorantes al NE de Calatayud, en la Cordillera Ibérica. La zona ha sido afectada por tres fases de deformación. La primera fase da lugar a pliegues de orientación NW-SE y una esquistosidad generalizada. La segunda fase produce fallas inversas y cabalgamientos homoaxiales con las estructuras anteriores. La tercera fase está caracterizada por pliegues WNW-NW y una esquistosidad de crenulación. Estas fases de deformación tuvieron lugar durante los tiempos hercínicos.

**Palabras clave:** *Deformación hercínica, macizos paleozoicos, Cordillera Ibérica.*

### ABSTRACT

The structural features of the precambrian and paleozoic sediments have been studied in the outcrops located to the NE of Calatayud, in the Iberian Range. The zone was affected by three deformation phases. The first gave rise to folds with a NW-SE orientation and a generalized cleavage. The second produced reverse faults and thrusts, homoaxial with the former structures. The third is characterized by folds WNW-NW and a crenulation cleavage. These deformation phases took place during the Hercynian times.

**Key words:** *Hercynian deformation, paleozoic massifs, Iberian Range.*

### Introducción

En la Cordillera Ibérica se encuentran un conjunto de afloramientos del zócalo de los cuales, unos de los más importantes por su extensión, son los que bordean la Cuenca de Calatayud.

La sucesión estratigráfica en estos macizos es muy completa. Sobre la alternancia de pizarras y areniscas de edad Precámbrico yace una serie paleozoica, cuyos materiales abarcan desde el Cámbrico Inferior al Carbonífero Inferior. Esta zona fue considerada por Lotze (1945) como prolongación de la Zona Asturoccidental-Leonesa, dentro de la zonación que estableció en el Macizo Ibérico; zona en la que sigue estando incluida en el Mapa Tectónico de la Península (Julivert, *et al.*, 1974).

La estructura interna de los afloramientos del zócalo es consecuencia de la deformación hercínica, contemporánea a la cual las rocas sufrieron

un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. La macroestructura está definida por anticlinales de dirección NW-SE, afectados por fallas longitudinales y transversales. Parte de estas fallas ponen en contacto los materiales paleozoicos con rocas mesozoicas e incluso, terciarias. Las fallas son el resultado de las etapas de fracturación tardihercínicas, posteriormente reactivadas durante los movimientos alpinos (Tejero y De Vicente, 1987).

Los trabajos más recientes referidos a esta zona (Hernández Samaniego, *et al.*, 1980-81; Capote y González Lodeiro, 1983; Vilchez, 1986) indican la existencia de dos fases de deformación hercínicas. La primera fase está caracterizada por pliegues con esquistosidad de plano axial, con orientación NW-SE. En la segunda fase se generan cabalgamientos, paralelos a las estructuras anteriores. Algunos autores (Vilchez, 1986) proponen la existencia de una fase anterior caracterizada por pliegues de dirección NE-SW con esquistosidad de plano axial.

(\*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.

Aplicando las técnicas del análisis estructural intentaremos establecer la geometría de las estructuras y el carácter de la deformación hercínica en un sector de estos afloramientos.

### Descripción de los materiales

Los materiales más antiguos aflorantes en la zona estudiada, situada en los macizos paleozoicos que se extienden entre Calatayud y La Almunia de Doña Godina (Fig. 1), constituyen el núcleo de una estructura antiformal, antiforme de Paracuellos. Se trata de una sucesión de pizarras y areniscas, con un tramo de liditas intercalado. Los materiales tienen una edad Precámbrico y el contacto con el Cámbrico basal es disconforme.

La sedimentación cámbrica tiene un carácter predominantemente clástico, en la que hacia el techo se intercala un episodio carbonatado. Lotze (1929) diferenció en esta sucesión las siguientes formaciones de muro a techo: Cuarcita de Bámbola (cuarcitas, conglomerados y pizarras); Capas de Embid (areniscas, pizarras y cuarcitas); Capas del Jalón (pizarras, areniscas y dolomías); Dolomía de Ribota (dolomías y calizas); Pizarras de Huérmeda (pizarras y areniscas) y Arenisca de Daroca (areniscas, cuarcitas y pizarras). Estas formaciones están datadas como Cámbrico Inferior (Sdzuy, 1971). La falla de Datos pone en contacto estos materiales con formaciones paleozoicas más modernas, no aflorando el Cámbrico Medio y Superior en nuestra zona. El Tremadoc está representado por la Formación Borrachón

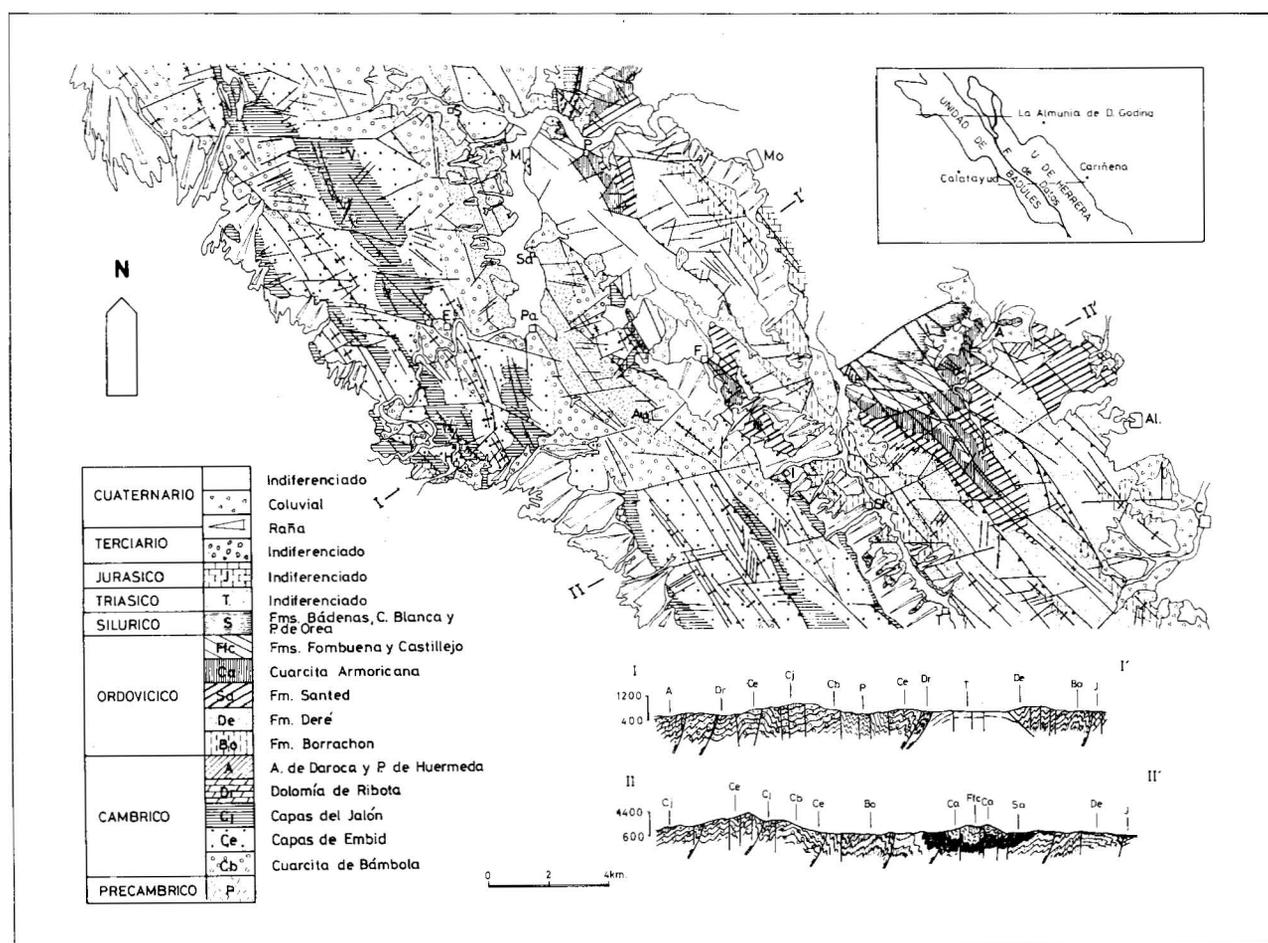


Fig. 1.—Mapa y cortes geológicos de la zona estudiada. S: Sestrica. M: Morés. V: Viver de la Sierra. E: Embid. Pa: Paracuellos de la Ribera. F: El Frasno. A: Alpartir. Au: Aluenda. H: Huérmeda. I: Inogés. St: Santa Cruz de Grío. Al: Almonacid. T: Tobed. C: Cosuenda.

(pizarras y areniscas); Formación Deré (cuarcitas y pizarras) y la Formación Santed (pizarras con intercalaciones cuarcíticas). Estas formaciones fueron definidas por Wolf (1980). En la parte superior de la Formación Santed se encuentra el límite Tremadoc-Arenig (Wolf, 1980). Sobre ella se encuentran la Cuarcita Armoricana (cuarcitas en facies armoricana), Formación Castillejo y Formación Fombuena (pizarras y areniscas, con dos niveles de hierro oolítico) (Villas, 1983) y Calizas de Cistoideos (calizas y margas), última formación de edad Ordovícico. Los materiales paleozoicos están representados por las formaciones: Pizarras de Orea (pizarras y areniscas), Cuarcita Blanca (cuarcitas) y Formación Bádenas (pizarras).

La distribución de estas formaciones, el Cámbrico Inferior aflora en la franja occidental y el Ordovícico y Silúrico en la franja oriental, diferencia dos unidades reconocidas por Lotze (1929) y denominadas por este autor: Unidad de Badules (W) y Unidad de Herrera (E). El límite entre ambas es la falla de Datos (Carls, 1962). Ambas unidades están constituidas en nuestra zona por un conjunto de anticlinales y sinclinales de dirección NW-SE, paralelos o subparalelos a los cuales se disponen fallas, en muchos casos inversas. Fallas transversales truncan estas estructuras. Ambas orientaciones de fallas delimitan elementos estructurales constituidos algunos de ellos por materiales mesozoicos, como la Fosa de Morés (Fig. 1).

### Estudio de la deformación

El análisis geométrico de las estructuras y la relación entre ellas nos ha permitido definir tres fases de deformación que alcanzan un grado de penetratividad diferente.

#### *La primera fase de deformación*

Las estructuras generadas en esta fase constituyen las grandes estructuras cartografiadas. Está caracterizada por pliegues de dirección NW-SE, que llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Tanto los planos axiales de los pliegues como los planos de esquistosidad presentan buzamientos en general altos.

#### Pliegues

Los pliegues son verticales o vergentes al NE. Durante el plegamiento se desarrollaron pliegues

poliarmónicos, particularmente visibles en las formaciones con litologías más contrastadas. Las longitudes de onda varían desde valores kilométricos a valores centimétricos en las secuencias alternantes de delgadas capas de limolitas y pizarras. Los pliegues pertenecen fundamentalmente a la clase 1C, en las capas competentes y a la clase 3 en las incompetentes, según la clasificación de Ramsay (1967). El valor del ángulo entre flancos varía entre 135 y 30, variación en parte debida a la litología. Los pliegues presentan inmersiones variables a lo largo del eje (Fig. 2) y en algunos afloramientos se observan pliegues con charnela curva (Fig. 3). La representación en un diagrama PQR (Williams y Chapman, 1979) los clasifica como pliegues abiertos y pliegues apretados (Fig. 4). Esta característica determina que sean formas cilíndricas, aunque tienden a cilíndricas en los pliegues de mayor longitud de onda.

#### Esquistosidad

La dirección de la esquistosidad, al igual que la de los pliegues, es NW-SE, con desviaciones locales debidas a deformaciones posteriores (Fig. 5). La lineación de intersección  $S_0/S_1$  presenta, al igual que los pliegues, inmersiones variables hacia el NW o SE.

En los planos de esquistosidad no se observa una lineación de estiramiento bien definida. A veces en los materiales precámbricos de grano más fino es visible una orientación de los filosilicatos paralela al buzamiento de los planos de esquistosidad. Al microscopio las microestructuras de la fábrica definen una esquistosidad gruesa en limolitas y samitas y una esquistosidad de tipo "slaty cleavage" en las pizarras. En estas rocas es frecuente observar una orientación de los minerales laminares paralela a la estratificación. Esta orientación confiere una cierta anisotropía planar a la roca de origen sedimentario, probablemente intensificada durante los procesos de compactación y diagénesis. Esta orientación previa determina que en estos niveles la esquistosidad corresponda a una esquistosidad de crenulación. En los planos de esquistosidad aparecen moscovitas orientadas y además clorita, más abundante en los materiales precámbricos.

#### El carácter de la deformación

El estudio de los pliegues, la esquistosidad y otras estructuras que analizaremos a continuación muestran que la primera fase de deformación ha

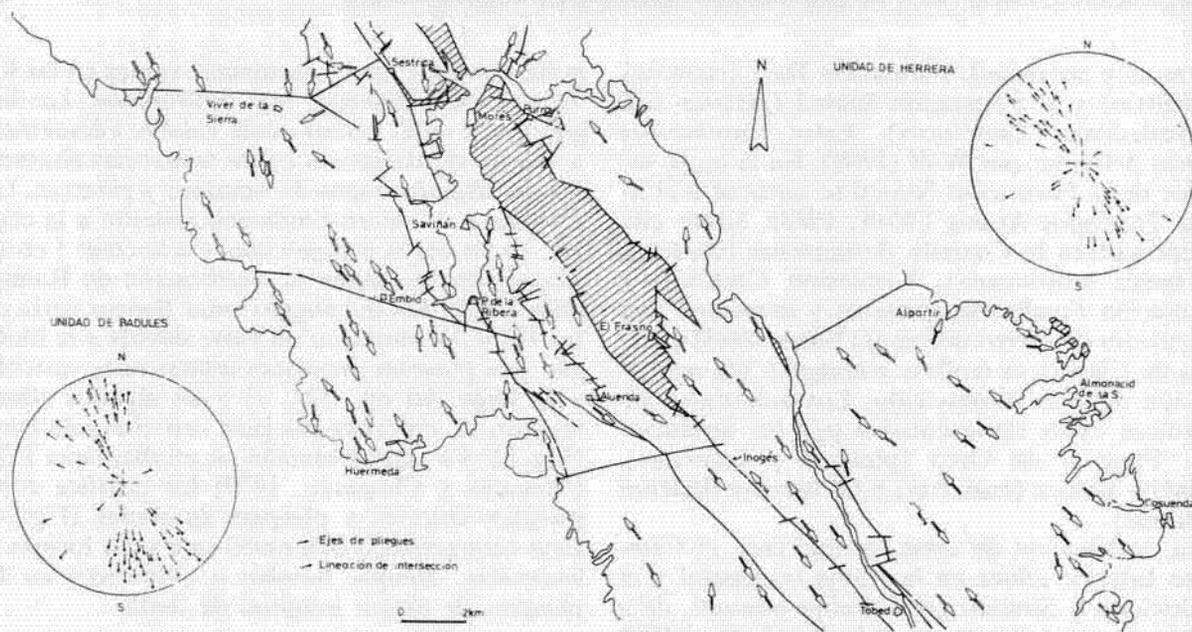


Fig. 2.—Orientación y sentido de la inmersión de los ejes de los pliegues en las Unidades de Badules y Herrera.



Fig. 3.—Pliegues con charnela de inmersión variable. Núcleo anticlinal en Fm. Borrachón. Crta. de Morata de Jalón a Santa Cruz de Grío km. 20.

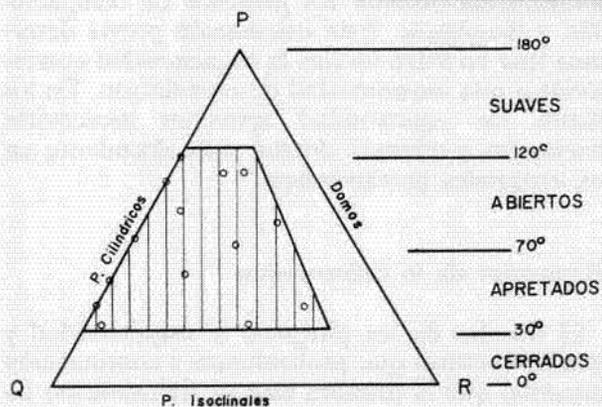


Fig. 4.—Proyección de los pliegues en un diagrama PQR (Williams y Chapman, 1979). En rayado el área representativa de las formas de los pliegues.

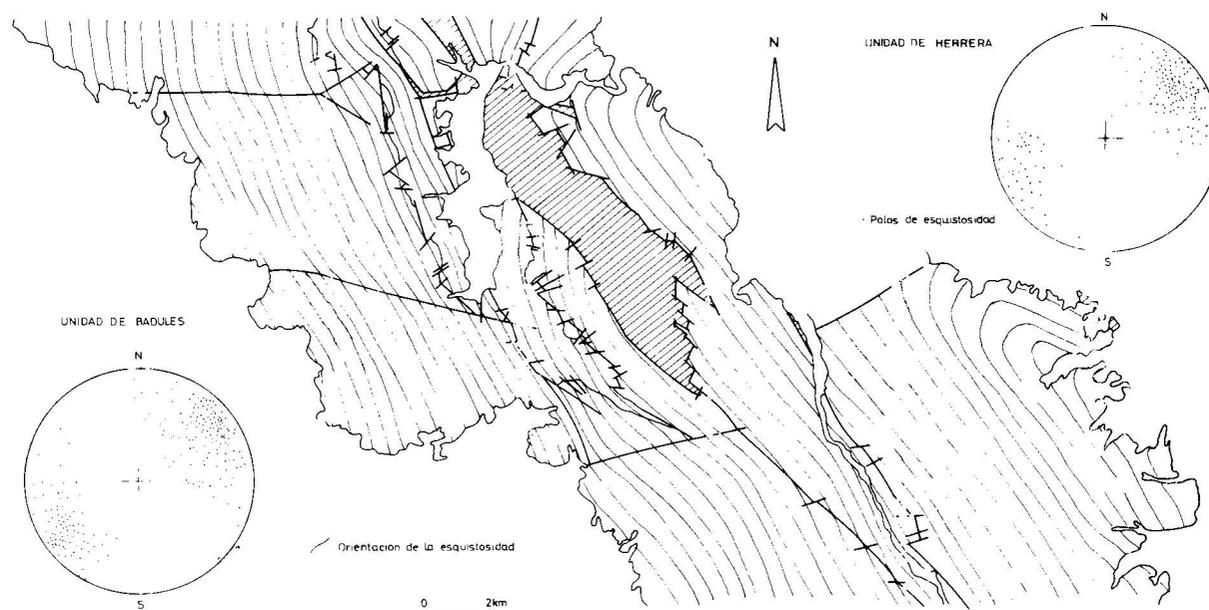


Fig. 5.—Orientación de la esquistosidad de primera fase en las Unidades de Badules y Herrera.

evolucionado en el marco de una deformación progresiva. La secuencia de la deformación tendría lugar en tres etapas:

#### A) Etapa de plegamiento por “buckling”

El inicio del acortamiento se produciría por una deformación homogénea de las capas (“layer shortening”) y plegamiento por “buckling” (Ramsberg, 1964).

Las inestabilidades creadas en las capas por los esfuerzos compresivos darían lugar a deslizamientos en el límite capa competente-incompetente con formación de fallas inversas. Las capas comenzarían a plegarse, produciéndose deslizamientos entre las capas que quedan registrados en estrías perpendiculares al eje de los pliegues, indicando un mecanismo de flexodeslizamiento durante el plegamiento por “buckling” (Ramsay, 1967).

#### B) Etapa de aplastamiento

Los pliegues formados en la etapa anterior, pliegues de clase 1B, evolucionarían a pliegues paralelos aplastados (Ramsay, 1967; Hudleston, 1973). Sincrónicamente con el aplastamiento se desarrolla la esquistosidad. Esta estructura rodea a las cuñas tectónicas resultado de las fallas inver-

sas anteriores, proporcionando un criterio de relación temporal entre ambas etapas.

El metamorfismo que presenta estos materiales es contemporáneo con la formación de la esquistosidad e influye en el grado de desarrollo de la fábrica esquistosa. Los materiales paleozoicos se encuentran dentro de la anquizona y en la “facies de illita y clorita” según los estudios de Fernández Nieto *et al.*, (1985) en muestras de la Formación Borrachón. En las rocas precámbricas el metamorfismo es epizonal (López Aguayo, com. pers. 1986). La distribución del grado metamórfico, mayor en los materiales precámbricos, coincide con una intensificación del desarrollo de las microestructuras de la fábrica esquistosa.

#### C) Acortamiento final

El acortamiento no finaliza con la etapa de aplastamiento. En las superficies de estratificación es frecuente la presencia de dos superficies de estrías bien diferenciadas. La primera tiene estrías perpendiculares o subperpendiculares a los ejes de los pliegues y estarían relacionadas con el plegamiento por “buckling”. La superficie posterior presenta estrías oblicuas a los ejes y muchas veces curvas (Fig. 6). Las estrías son paralelas al eje en la zona de charnela, girando hasta situarse más próximos al buzamiento de la estratificación en los flancos. Además la esquistosidad adquiere

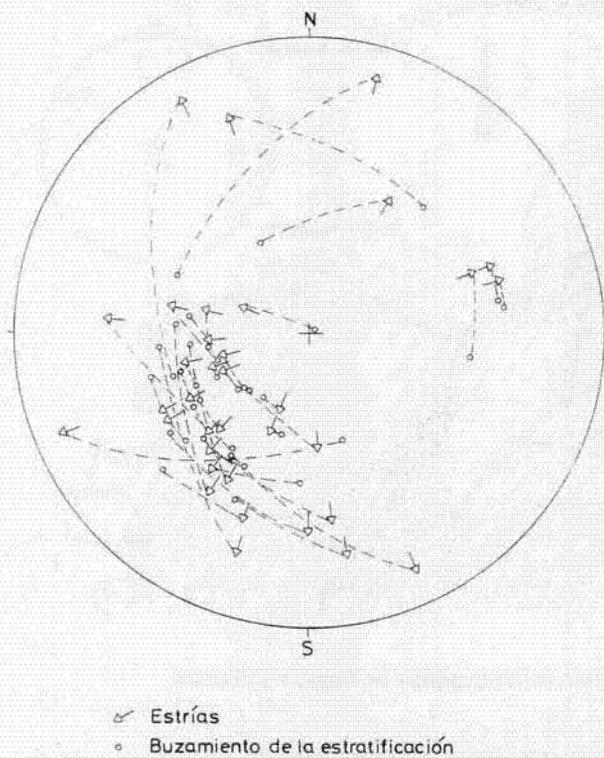


Fig. 6.—Proyección de las estrías en el plano de estratificación y del ángulo que forma con el buzamiento, paralelo o subparalelo al cual suele existir otra generación de estrías.

morfologías sigmoidales consecuencia del deslizamiento (Fig. 7) entre capas. Estas estrías son visibles en pliegues con charnelas curvas. El acortamiento se produciría por un plegamiento por flexodeslizamiento, durante el cual se induciría un movimiento de cizalla a lo largo del eje de los pliegues. El sentido del movimiento viene definido por la inmersión de los pliegues métricos con respecto a los pliegues de mayor longitud de onda. En la carretera de Embid de la Ribera a Paracuellos del Jalón en las proximidades de Embid, la inmersión de los pliegues con respecto al núcleo de un anticlinal decamétrico es contraria. En el flanco occidental los pliegues presentan inmersión hacia el SE y en el flanco oriental hacia el NW, indicando un movimiento sinistral. La cizalla provocaría la curvatura de los pliegues. La distinta competencia entre las capas favorecería la aparición de fallas inversas, hecho que se intensifica en el núcleo de los anticlinales. (Fig. 8).

#### *La segunda fase de deformación*

La segunda fase de deformación está caracterizada por la formación de cabalgamientos y fallas inversas. La deformación se produce dentro del campo frágil. Las fallas y cabalgamientos evolucionan a partir de las estructuras frágiles generadas en la etapa final de la primera fase y afectan preferentemente a los flancos orientales de los anticlinales.



Fig. 7.—Esquistosidad con morfología sigmoidal en alternancias de areniscas y pizarras de las Capas de Embid. Crta. de Embid a Paracuellos de la Ribera en las proximidades de Embid.



Fig. 8.—Fallas inversas de bajo ángulo desarrolladas en el núcleo de un anticlinal. Margen derecha del río Grío.

La definición de esta fase en nuestra zona presenta una serie de problemas:

- Las fallas con direcciones NW-SE han sido activas durante la fracturación tardihercinica con emplazamiento de diques de rocas volcánicas y durante los movimientos alpinos.
- No se observa la existencia de pliegues y esquistosidad asociados con estas estructuras tal y como sucede en otras áreas del Macizo Ibérico.

Las fallas tienen buzamientos altos, en general de 60° a 75°, hacia el SW. En las proximidades del plano de falla, los pliegues presentan una curvatura de la charnela más acentuada. Paralelas o ligeramente oblicuas se desarrollan fallas de menor salto, fallas que suelen perder buzamiento en profundidad. De todas estas estructuras la que presenta en la actualidad mayor desplazamiento es la falla de Datos. La distribución de los valores del ángulo entre flancos de los pliegues y del acortamiento de los mismos medios según el método propuesto por Bastida (1981) muestra un valor del acortamiento total mayor a medida que nos aproximamos al plano de la falla de Datos y en el Unidad de Herrera (Fig. 9). Esta distribución puede explicarse si la mayor parte de estas fallas se generan durante la segunda fase de deformación y en la cual el mayor desplazamiento se produce a favor de la falla de Datos.

#### *La tercera fase de deformación*

En la tercera fase se forman pliegues de orientaciones de N145° a N100° con plano axial vertical o vergente al norte. Estos pliegues se encuentran desigualmente distribuidos por la zona. En las capas incompetentes se desarrolla una esquistosidad de crenulación.

Los pliegues tienen morfologías redondeadas o angulares dependiendo de la litología y del espesor de las capas. En las rocas samíticas, en los niveles de mayor espesor los pliegues se aproximan a formas clase 1B. En las pizarras, con una anisotropía más marcada, los pliegues son tipo chevron. Los ángulos entre flancos varían entre 140° y 100°.

Los planos de esquistosidad están enriquecidos en minerales opacos y en ellos no se observa la existencia de recristalización de minerales tales como moscovita. Tampoco aparecen sombras de presión generalizadas sobre los componentes de la roca, esporádicamente se desarrollan en cristales de pirita alcanzando muy pequeño tamaño.

La interferencia de las estructuras de la tercera fase con las estructuras anteriores da lugar a figuras de interferencia de tipo 1 (Ramsay, 1967), cuando los pliegues de primera y tercera fase tienen planos (Fig. 10) axiales verticales. En otros sectores los pliegues B<sub>3</sub> vergentes al N, varían el buzamiento de los planos axiales de los pliegues B<sub>1</sub> y de la esquistosidad (S<sub>1</sub>) que se disponen horizontales o próximos a la horizontal. Esta interferencia provoca el cambio de dirección de S<sub>1</sub> entre Almonacid y Alpartir. En otros casos las estructuras anteriores permanecen muy verticalizadas y sufren un cambio de dirección, como en el sector N, en los alrededores de Purroy donde B<sub>1</sub> y S<sub>1</sub> giran hacia el E. La falla de Datos gira solidariamente con las estructuras de la primera fase, indicando la relación cronológica entre la segunda y la tercera fase.

#### **Edad de las deformaciones**

La continuidad de la sedimentación entre el Cámbrico y el Ordovícico, confirmada con la identificación del Tremadoc (Josapait, 1970; Scheuplein, 1970) descartó la existencia de un

discordancia debajo de la Cuarcita Armoricana, como había supuesto Lotze (1929). Las estructuras en los materiales precámbricos y paleozoicos no muestran diferencias que permitan definir la existencia de deformaciones precámbricas en esta zona. Por lo tanto las estructuras son el resultado de la deformación hercínica, siendo modificadas

en parte por etapas de fracturación posteriores: tardihercínicas y alpinas.

La edad de estas deformaciones es difícil de precisar en esta zona. La ausencia de sedimentos paleozoicos más modernos hace que tengamos que referirnos a otras áreas. En la Sierra de la Demanda el depósito de los conglomerados pertenecientes al Westfaliense B-C fue precedido, según Colchen (1974), por un rejuvenecimiento importante del relieve que sería consecuencia de la deformación. Los datos en la Zona Cantábrica indican que la deformación tuvo lugar antes del Westfaliense D Superior (ver síntesis en Julivert, 1983). En el área de Montalbán, Quarch (1975) considera probable la existencia de una discordancia debajo del Carbonífero Superior. A partir de estos datos pensamos que la deformación tuvo lugar en el Carbonífero Inferior.

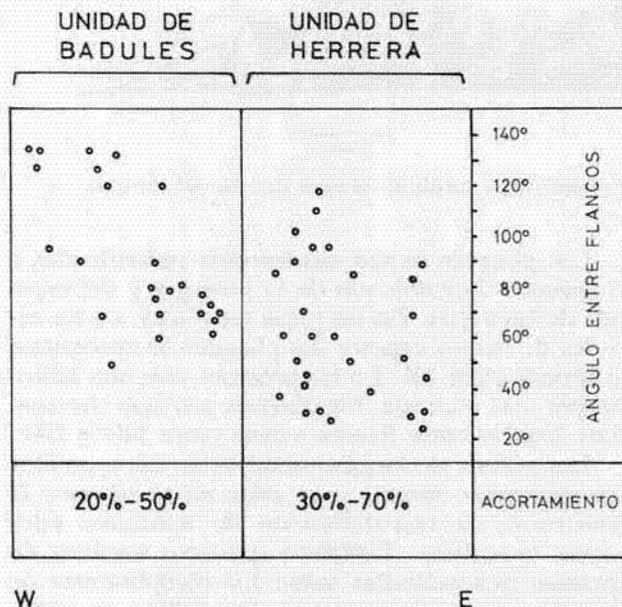


Fig. 9.—Valor del ángulo entre flancos y del acortamiento total en los pliegues de primera fase.

#### Relaciones con otras áreas del macizo ibérico

La secuencia deformacional descrita es similar a las definidas en otras áreas de la Zona Asturoccidental-Leonesa, a la cual pertenecen los afloramientos estudiados. En la Sierra de la Demanda la deformación hercínica está caracterizada por tres fases de deformación (Colchen, 1974). La primera fase crea pliegues de direcciones variables, de N20° a N115°, con inmersiones variables hacia el NNW y SSE, acompañados de una es-

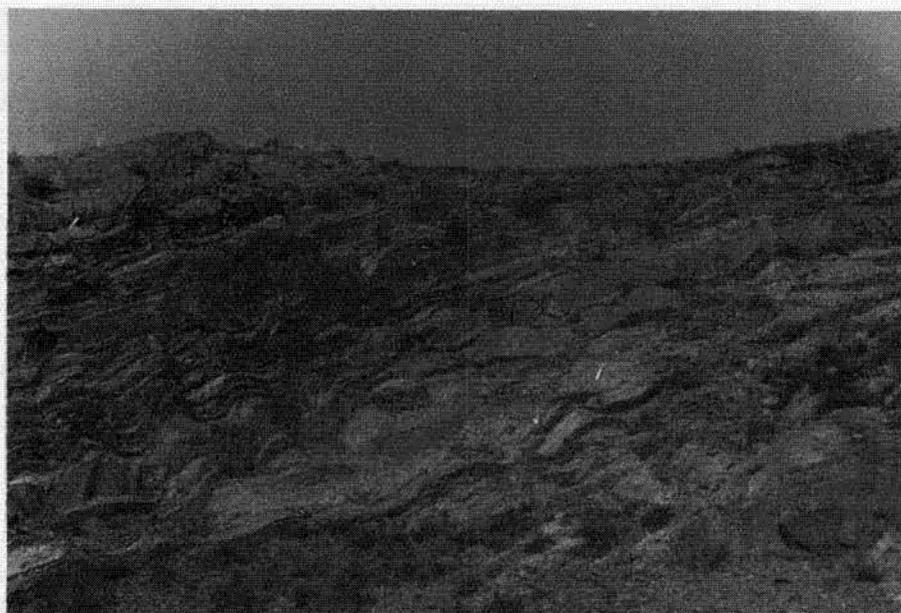


Fig. 10.—Interferencia de pliegues de primera y tercera fase dando lugar a una figura tipo I (Ramsay, 1967). Arenisca de Daroca. Crta. de Calatayud a Huérmeda km. 2.

quistosidad de plano axial. La segunda fase da lugar a cabalgamientos homoaxiales con las estructuras anteriores. La tercera fase genera pliegues angulares de dirección N110° y N145° a los que se asocia una esquistosidad de crenulación. El metamorfismo de carácter epizonal, es sincrónico con la primera fase. En los afloramientos noroccidentales de la Zona Asturoccidental Leonesa, en el Macizo Ibérico, se han definido tres fases de deformación (Bastida *et al.*, 1986). La primera fase está caracterizada por pliegues vergentes al este y esquistosidad de plano axial. En la segunda fase se desarrollan cabalgamientos homoaxiales con la primera fase, asociados a los cuales se forman pliegues, esquistosidad y zonas de cizalla. La tercera fase pliega las estructuras anteriores según grandes pliegues abiertos aproximadamente homoaxiales con los de primera fase, acompañados del desarrollo de esquistosidad. Localmente aparece un sistema de pliegues transversos generados en las últimas etapas de la tercera fase. El metamorfismo es de bajo grado en la mayor parte de la zona.

Por lo tanto en la Zona Asturoccidental-Leonesa la deformación hercínica tiene lugar en tres fases de deformación con orientaciones y características semejantes a las que afectan a nuestra zona. Las similitudes son mayores con la parte oriental de la zona en donde los pliegues de la primera fase están más verticalizados (Pérez Estuán, 1978).

### Conclusiones

Los materiales precámbricos y paleozoicos que constituyen los macizos aflorantes al NE de Calatayud presentan una estructura interna resultado de la superposición de tres fases de deformación, cuyas características son:

— Primera fase: es la más importante en la zona. Está caracterizada por pliegues de dirección NW-SE, con inmersiones variables al NW y SE, verticales o vergentes al NE, acompañados de una esquistosidad de plano axial. El desarrollo de la deformación se inicia con una etapa de plegamiento por "buckling" seguida de una etapa de aplastamiento en la que se genera la esquistosidad. En esta etapa tiene lugar un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. La deformación finaliza con una intensificación del plegamiento mediante un mecanismo de flexodeslizamiento. La deformación no es coaxial con las etapas anteriores e induce una cizalla simple sinistral paralela al eje de los pliegues, que se curvan como consecuencia.

— Segunda fase: da lugar a la formación de fallas inversas y cabalgamientos, homoaxiales con las estructuras anteriores. Corresponde al tránsito de una deformación dúctil-frágil a una deformación frágil. Estas estructuras se encuentran modificadas por etapas de fracturación posteriores.

— Tercera fase: origina pliegues de direcciones NW a WNW, verticales o vergentes al E con esquistosidad de crenulación desarrollada en las capas incompetentes.

Estas deformaciones tienen lugar durante los tiempos hercínicos (Carbonífero Inferior) y constituyen una secuencia deformacional semejante a las definidas en otras áreas de la Zona Asturoccidental-Leonesa dentro del Macizo Ibérico y en la Sierra de la Demanda.

Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral realizada por R. Tejero en el Dto. de Geodinámica de la F. de CC. Geológicas de la U.C. de Madrid y dirigida por el Dr. R. Capote.

### Referencias

- Bastida, F. (1981). Medidas de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trabajos de Geología*. U. de Oviedo, 11, 15-33.
- Bastida, F.; Martínez Catalán, J.R. y Pulgar, J.A. (1986). Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 8, 415-430.
- Capote, R. y González Lodeiro, F. (1983). La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. En: IGME (Ed.), *Libro Jubilar J.M. Ríos*, Tomo I, 513-529.
- Carls, P. (1962). Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den östlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). Unveröff. Dipl.-Arb. 91 págs. Würzburg.
- Colchen, M. (1974). Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos, Logroño, Espagne). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 85, Tomo I, 436 págs.
- Fernández Nieto, C.; González López, J.M. y González Martínez, J. (1985). El grado de metamorfismo de los materiales pelíticos de la zona de Santed (Zaragoza). *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía* (1985), 347-358.
- Hernández Samaniego, A.; Aragonés, E.; Ramírez del Pozo, J. y Aguilar, M.J. (1980). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 410 (La Almunia de Doña Godina). Inst. Geol. Min. España. Memoria, 1-44.
- Hernández Samaniego, A.; Aragonés, E.; Ramírez del Pozo, J. y Aguilar, M.J. (1981). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 409 (Calatayud). Inst. Geol. Min. España. Memoria, 1-40.
- Hudleston, P.J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- Josopait, V. (1970). Trilobiten turde in Tremadoc der Iberischen Ketten. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 2, 127-128.
- Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. En: IGME (Ed.) *Libro Jubilar de J.M. Ríos*. Tomo I, 381-408.
- Lotze, F. (1929) Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. K 1 (N. Ser.)* 14 (2), 1-320.

- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Grundgebirges (Spanien). *Geotekt. Försch.*, 6, 68-92.
- Pérez Estaún, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 151 págs.
- Quarch, H. (1975). Stratigraphie und tektonik des Jungpaläozoikums in Sattel von Montalbán (Ostlichen Iberischen Ketten, NE Spanien). *Geol. Jb.*, 16, 3-43.
- Ramberg, H. (1964). Selective buckling of composite layer with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, 1 (4), 307-341.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co. 568 págs.
- Scheuplein, R. (1970). Stratigraphie und tektonik der Schichtenfolge im Raume Daroca-Calamocha (Westlichen Iberischen Ketten, NE-Spanien). Diss. Math. Naturwiss. Fac. Univ. Münster, 115 págs.
- Sdzuy, K. (1971). Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica. *I. Cong. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sec. 1, Geol. 2, 753-768.
- Tejero, R. (1987). Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. de Zaragoza). Tesis doctoral. U.C. Madrid. 320 págs.
- Tejero, R. y De Vicente, G. (1987). Análisis cuantitativo de la fracturación tardihercínica en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 2, 14-17.
- Vilchez, J.F. (1986). Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). *Resúmenes Tesinas Curso 1983-84. Pub. U. Zaragoza*, 195-204.
- Villas, E. (1983). Las formaciones del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas, y su fauna de braquiópodos. *Estudios Geol.*, 39, 359-377.
- Williams, G.D. y Chapman, T.J. (1979). The geometrical classification of noncylindrical folds. *J. Struct. Geol.* 1 (3), 181-185.
- Wolf, R. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of selected regions (Celtiberia Eastern Sierra Nevada) in Spain. Part I: The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Paläont. Abh.*, 160, 118-137.

Recibido el 28 de septiembre de 1987  
Aceptado el 8 de octubre de 1987