



## La estructura y la evolución metamórfica en un corte comprendido entre Carballiño y Forcarei. Area esquistosa de Galicia Central, NW de España

## The structure and metamorphic evolution in a section between Carballiño and Forcarei. Schistose area of Central Galicia, NW of Spain

DIAZ GARCIA, F.

La sección de Carballiño-Forcarei se sitúa en una zona clave, para establecer las relaciones tectónicas y metamórficas entre las grandes unidades que componen la cordillera. Las microestructuras de la  $D_2$ , dominante en la zona, muestran una variación gradual a través de los sectores Inferior y Central en el tipo de foliación, el tamaño de las micas que forman la  $S_2$ , y en los pliegues  $D_2$ . El sector de Forcarei muestra un salto brusco, en estas características, con respecto al sector Central. En la base del Grupo de Forcarei existe una deformación más intensa con bandas de cizalla y rocas de falla que explican el salto brusco en las estructuras  $D_2$ .

Las lineaciones nos indican que la extensión máxima, durante la  $D_2$  tiene una posición N-S. Los ejes de los pliegues  $F_2^1$ , en el sector Central, menos deformado, se generaron con una posición que formaba ángulos altos con la dirección N-S, y rotaron hasta alcanzar un paralelismo con esta dirección de máximo estiramiento.

Existe un salto metamórfico con superposición de la zona del granate (Forcarei) sobre la clorita (Paraño). Este se explica por un cabalgamiento sinmetamórfico que da lugar a evoluciones distintas para la parte inferior (prograda) y superior (retrograda).

**Palabras clave:** Estructura, metamorfismo, esquistos, NW España.

The Carballiño-Forcarei section is located, due to the distance to the thermal domes, in a good position to study the structural and metamorphic relationships between the allochthonous mafic, gneissic and ultramafic units belong to the complex and the lower metasedimentary units, that together form the most internal part of the Hercynian belt in NW Spain.

The structure consist in asymmetric closed fold  $D_3$  affecting the main foliation  $S_2$  with only a locally developed axial plain cleavage.

With the analysis of the  $S_2$ , a gradual variation from N-S and subhorizontal, axis in the Lower sector to E-W in the Central (less deformed) sector can be seen. This variation which is realised through folds with curved hinges lying in the  $S_2$  planes, is explained by the orientation of original E-W folds axis ( $F_2^1$ ), to the direction of maximum finite extension marked by mineral stretching lineation in schist and granitic rocks during  $D_2$ . In the upper sector  $D_2$  fold axis become N-S and subhorizontal always lying in the  $S_2$  planes. A variation in mica grain size and in the stage of development of the  $S_2$  crenulation can also be observed.

To the base of the Upper sector (Forcarei Group) extensional crenulation cleavage and fault rocks originated in the fragil-ductil transition has been recognised. A metamorphic contrast between the Upper sector (garnet zone) and the Central (chlorite zone) was detected and explained by a sinmetamorphic thrust, which influence the thermal structure of the zone, causing a retrograde path (in T) for the allochthonous unit of Forcarei and prograde for the lower autochthonous (Nogueira and Paraño Groups).

Granitic bodies and dikes are locally weakly deformed by the last stages of subhorizontal shearing of the second deformation phase.

**Key words:** Structure, Metamorphism, schists, NW Spain.

DIAZ GARCIA, F. (Dpto. Geología. c/Arias de Velasco s/n. DP.-33005 OVIEDO. ESPAÑA.

## INTRODUCCION

El área esquistosa de Galicia central (AEGC) (Fig. 1) constituye el afloramiento de mayor extensión de materiales metasedimentarios que aparecen en la parte más interna de la cordillera y en el autóctono de los complejos con rocas máficas y relacionadas.

Los materiales que se registran en esta sección representativa del AEGC, constituyen el autóctono relativo de los complejos (ver ARENAS *et al.*, 1986 y 1988). En la parte inferior del complejo de Ordenes nos aparece el grupo de Lalín-Forcarei, cuya aloctonía (HILGEN, 1971 y 1981; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1974; y MINING, 1975) o autoctonía (MARQUINEZ, 1981 y 1984); BARRERA *et al.*, 1989) han sido largamente debatidas. Esta discusión se debe quizás, a que presentan abundantes litologías similares a las que forman las unidades pertenecientes a los complejos como la Unidad de Santiago, o la Banda de Malpica-

Tui. Los argumentos que se esgrimieron en favor de la aloctonía son débiles y siempre muy discutibles. Así, HILGEN (1971), pro-

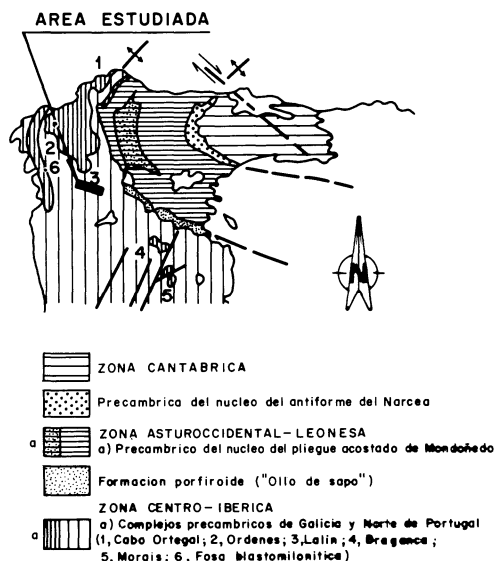


Fig. 1. Situación de la zona estudiada dentro de la división en zonas del Hercínico del NW de la Península, según JULIVERT *et al.* (1972).

puso una edad precámbrica para los granates de tipo I por comparación con los que aparecen en la Unidad de Malpica-Tui (FLOOR, 1967), que posteriormente MARQUINEZ y KLEIN (1982); BARRERA *et al.*, (1989), atribuyeron a la interfase D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> hercínica y su aparición prematura a un fenómeno local.

El corte elegido está lo suficientemente alejado del efecto de los domos térmicos (MARTÍNEZ *et al.*, 1988). En efecto, se constituye en una de las mejores zonas para estudiar la evolución estructural de la principal fase de deformación y para realizar una aproximación a la estructura térmica de la zona durante el desarrollo de la D<sub>2</sub>. Estos dos temas constituyen el objeto de este trabajo.

### CARACTERÍSTICAS DEL AREA ESQUISTOSA DE GALICIA CENTRAL

Existe desde HILGEN (1971); ROOS, 1974 (en MINING, 1975) una ordenación de los materiales complementada por MINING (1975), MARQUINEZ (1981 y 1984) y BARRERA *et al.*, (1989).

En el AEGC, las macroestructuras mejor conocidas son pliegues con representación cartográfica. Estos afectan a una foliación anterior que MARQUINEZ (1984) atribuyó a la segunda fase de deformación. En efecto, las estructuras de segunda fase son de pequeño tamaño y se encuentran generalizadas en toda el área. La estructura principal es una foliación de crenulación que es paralela o mantiene ángulos muy bajos con los contactos litológicos.

La distribución y geometría de las distintas zonas metamórficas, se puede observar en la Fig. 2, en la que se representa el Mapa de distribución de zonas metamórficas de la hoja a escala 1:200.000 de Ourense según BARRERA *et al.*, (1989), ligeramente modificado para el AEGC. De un modo general, se observa que las distintas zonas metamórficas, sobre todo las de grado más

bajo, mantienen un trazado paralelo a la foliación y a los contactos litológicos y dibujan las principales estructuras de replegamiento, observándose un descenso del grado metamórfico hacia el SE. Así, en la sinforma de Verín, el grupo de Nogueira se encontraría en la zona de la clorita y la entrada de la biotita nos aparece en los materiales inferiores del dominio del Olló de Sapo. En la sinforma de la Seara, el límite entre las zonas de la clorita y biotita se sitúa ligeramente por debajo del contacto entre los grupos de Nogueira y Paraño. En el AEGC, el límite entre las zonas de la clorita y biotita tiene lugar aproximadamente en la parte media del grupo de Paraño, estando el grupo de Nogueira generalmente en las zonas de la estaurolita y andalucita (MARQUINEZ, 1984). Las zonas de más alto grado metamórfico, como la de la andalucita, son las que tienen un trazado más irregular y contrastan a las estructuras de replegamiento; por lo que la reorganización de las zonas, sobre todo las de mayor grado, tiene lugar con posterioridad a la D<sub>2</sub> y simultánea o posteriormente a la D<sub>3</sub>. Esto viene corroborado por el hecho de que el metamorfismo de más alto grado llega a borrar las foliaciones en la roca. La distribución de las zonas en ocasiones, nos revela la existencia de anomalías con aparición de andalucita y estaurolita en niveles correspondientes a la zona de la biotita, lo que podría interpretarse debido a pequeños domos térmicos.

### LA SECCION CARBALLIÑO-FORCAREI

Esta zona nos muestra una sección bastante completa de los distintos grupos diferenciados en el Area Esquistosa de Galicia Central (Fig. 3), apareciendo en la parte inferior el Grupo de Santabaia, posteriormente el Grupo de Nogueira, por encima el Grupo de Paraño y ocupando el núcleo de una estructura sinformal de tercera fase, el grupo de Lalín-Forcarei. Las litologías que resaltan llevan un trazado N-S paralelo a la

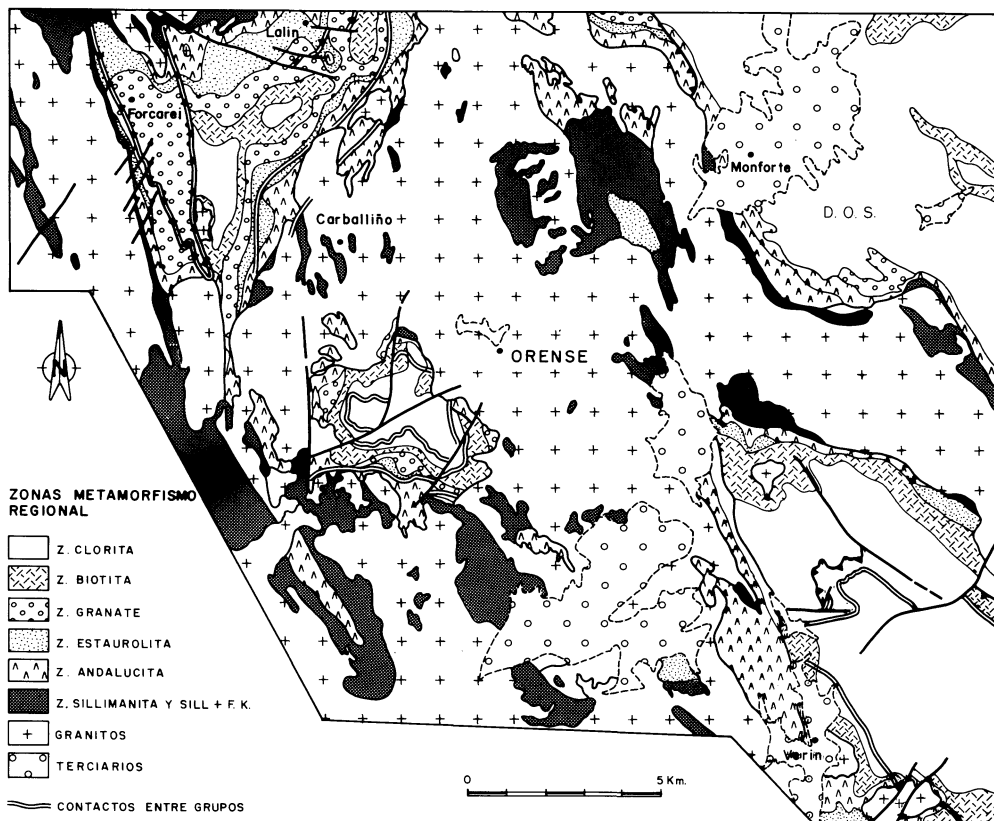


Fig. 2. Distribución de las distintas zonas de metamorfismo regional según BARRERA *et al.* (1989), modificado para el AEGC.

foliación dominante en la zona y con inclinaciones hacia el W, que oscilan por lo general entre 45° y 60°.

#### METODO DE ESTUDIO Y TERMINOLOGIA UTILIZADA

Para el estudio metamórfico y estructural de esta sección se parte de la cartografía establecida en las hojas a escala 1:50.000 del MAGNA de Cerdedo (KLEIN y HILGEN, 1978) y Puente Caldelas (MONTESERIN, 1981) del trabajo de (MARQUINEZ y KLEIN, 1982; MARQUINEZ 1984 y BARRERA *et al.*, 1989) y se procedió a un estu-

dio estructural y metamórfico con lo que se reconstruyó la geología de la zona que viene representada en la Fig. 3.

Para la notación de las estructuras se seguirá la propuesta por BELL y DUNCAN (1978). Para el análisis de las microestructuras que se desarrollan en los esquistos, se han cortado las láminas según secciones paralelas y perpendiculares a la  $S_2$  y a la lineación y se estudió la variación en el tamaño de grano del mineral más abundante (moscovita) así como los distintos tipos de foliación de crenulación formada. La descripción de las foliaciones a escala microscópica se realizará utilizando la terminología propuesta por BELL y RUBENACH (1983), en

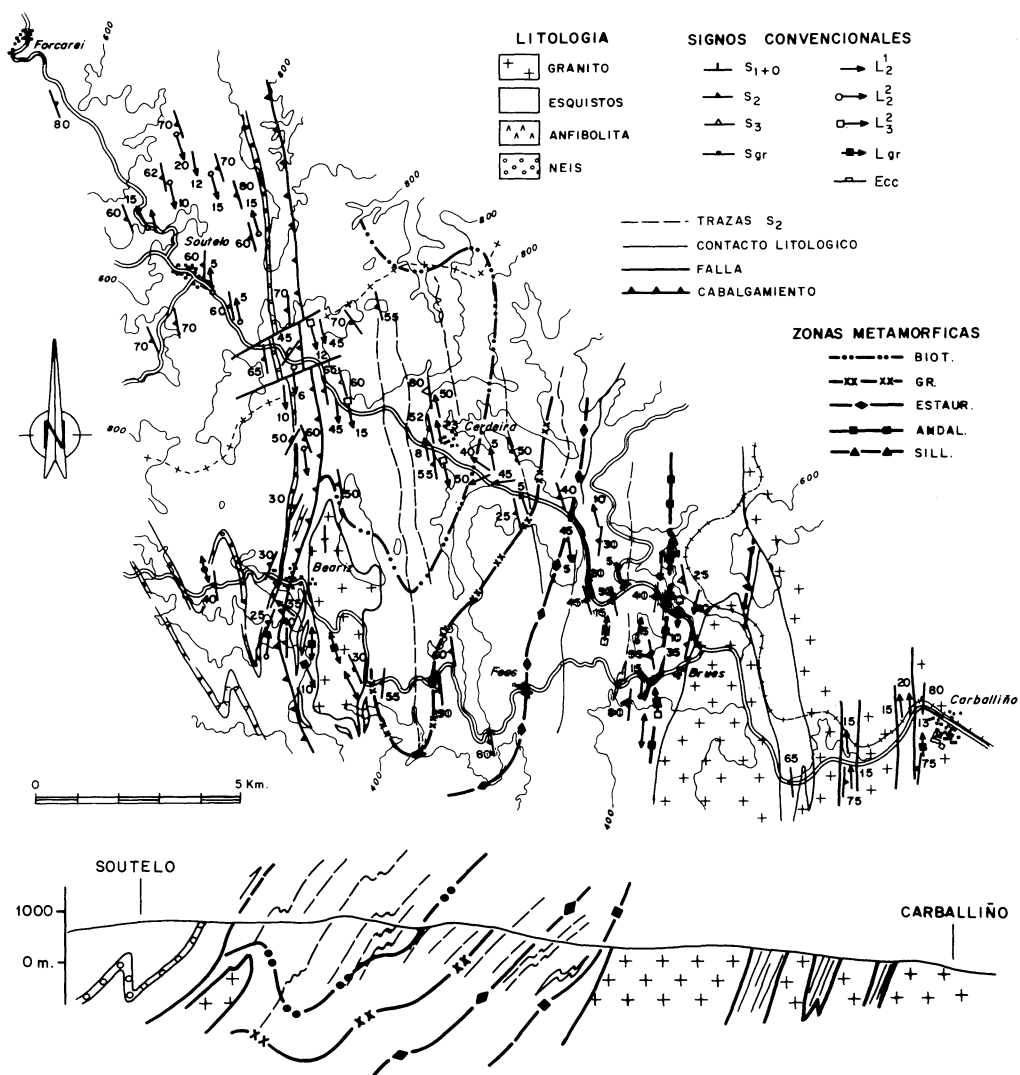


Fig. 3. Esquema y corte geológico de la zona estudiada.

la que se diferencian seis estadios de desarrollo de una foliación de crenulación que pueden ser reconocidos tanto en la matriz como en las inclusiones alineadas de los profiroblastos (Fig. 4). Dado que la mayoría de las foliaciones de crenulación en la zona estudiada se encuentran entre los estadios 3 y 6 se han introducido, los subestadios 4-A y 4-B.

Las relaciones microestructurales entre los minerales y las foliaciones serán descritas de acuerdo con los criterios expuestos por SPRY (1969) y VERNON (1978).

### LA ESTRUCTURA

Los materiales que se encuentran en esta sección representativa del AEGC tienen una

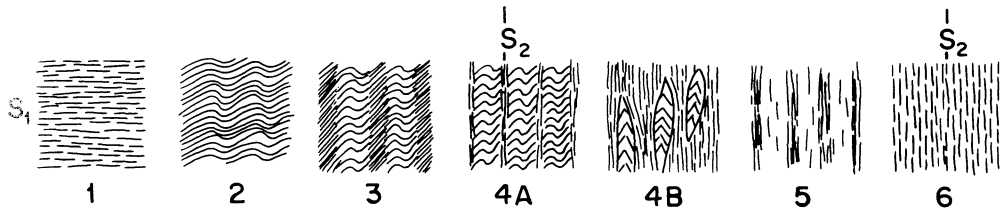


Fig. 4. Distintos estadios de desarrollo progresivo de una foliación de crenulación S<sub>2</sub>, a partir de una S<sub>1</sub> previa. Según BELL & RUBENACH (1983).

estructura sencilla. El análisis estructural nos permite reconocer la existencia de varios elementos que son el registro de tres fases de deformación principales. La estructura general del área estudiada viene reflejada en la Fig. 3. En ésta se observa la existencia de una serie inclinada hacia el W, entre 40° y 60°, limitada al W por la estructura sinformal de Forcarei y al E por el batolito granítico de Ourense.

### La tercera fase de deformación (D<sub>3</sub>)

Se caracteriza por el desarrollo de pliegues asimétricos, de tamaño métrico los cuales se distribuyen en franjas que nos indican la existencia de un anticlinal mayor al E.

Los pliegues menores asociados tienen ejes de posición N-S subhorizontales. Estos pliegues presentan una foliación de crenulación asociada de plano axial, espaciada, y marcada por dominios estrechos y anastomosados por disolución por presión. La lineación L<sub>3</sub><sup>2</sup> es paralela a los ejes de los pliegues (Fig. 5a), se presenta como una lineación de crenulación en las filitas y metapelitas o como una lineación de intersección en las metareniscas obteniéndose en las rocas de más bajo grado estructuras en lapiceros («pencil structures»).

Los pliegues de tercera fase han sido analizados en general para el área esquistosa por MARQUINEZ (1984). La geometría de las capas plegadas, del sector W del área esquistosa se corresponde con la de pliegues de clase 1C o 2 de RAMSAY (1967).

### — SIMBOLOS —

- ▽ L<sub>2</sub><sup>1</sup> (intersección y transposición)
- + F<sub>2</sub><sup>1</sup> (ejes pliegues D<sub>2</sub>)
- △ L<sub>2</sub><sup>2</sup> (lineación mineral)
- Polos de S<sub>2</sub>
- ⊙ L (granitos y venas graníticas)
- polos de S en granitos y venas graníticas
- F<sub>3</sub><sup>2</sup> paralelo a L<sub>3</sub><sup>2</sup>
- ▲ polos de S<sub>3</sub>
- Escalones de falla

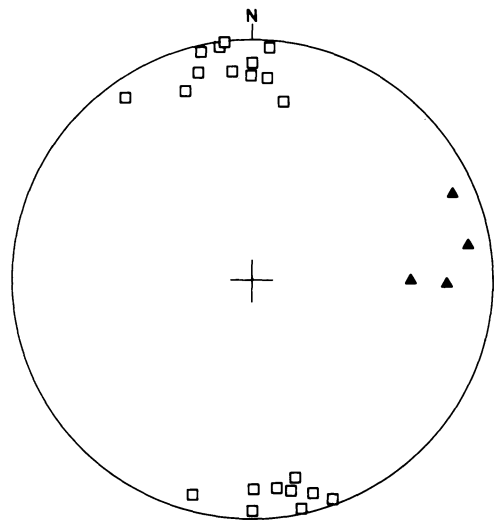


Fig. 5. a.—Proyección de ejes de tercera fase F<sub>3</sub><sup>2</sup> y polos de S<sub>3</sub>.

**La segunda fase de deformación (D<sub>2</sub>)**

Para la descripción y análisis de las estructuras D<sub>2</sub>, que son las que se desarrollan de una manera más penetrativa en todo el área, se realizará una división del corte en tres sectores: Inferior, Central y Superior o de Forcarei.

*La D<sub>2</sub> en el sector inferior*

La estructura más significativa, con independencia de los pliegues de tercera fase, es una foliación muy penetrativa perteneciente a la segunda fase de deformación. Esta foliación presenta los estadios de desarrollo más avanzados de una esquistosidad de crenulación (estadios 5 y 6). El estadio 6 se desarrolla en esquistos muy cuarzosos donde existe una redistribución casi total de las distintas fases minerales, facilitado probablemente por la mayor cantidad de cuarzo, no observándose una compartimentación en dominios composicionales cuarzosos y micáceos. Los estadios de evolución 4B y 5 (Lám. 1A y 1B) son comunes en las zonas del granate y estaurólita, donde se observa siempre una existencia de dominios composicionales y muy escasamente la existencia de una esquistosidad anterior S<sub>1</sub>.

Raramente se observan secciones de pliegues completos y más frecuentemente se reconocen venas de cuarzo con secciones semielípticas que pueden ser el resultado de pliegues muy apretados producidos en venas de cuarzo. En efecto, con independencia de las observaciones microscópicas, los pliegues F<sub>2</sub><sup>1</sup>, de tamaño centimétrico, se observan con exclusividad en las venas de cuarzo de espesor entre 0,5 y 2 cm, en las secciones perpendiculares a S<sub>2</sub> y a la lineación. Tienen formas semielípticas, que representan a pliegues muy evolucionados formados en una capa más competente que el medio, con la superficie externa lobada y la interna cuspada (RAMSAY & HUBER, 1987). Los flancos tienen escasa continuidad, son generalmente paralelos (ángulos entre flan-

cos = 0) y están disruptados, presentándose las charnelas aisladas.

La lineación tiene una posición muy constante en este sector Inferior Fig. 5b. Viene configurada por la disposición de varios elementos que presentan un fuerte paralelismo con respecto a los ejes de los pliegues.

Se ha observado una lineación L<sub>2</sub><sup>1</sup> muy penetrativa que es el resultado de la intersección de los dominios cuarzosos y micáceos de espesor milimétrico con planos paralelos o subparalelos a la foliación S<sub>2</sub>. Durante el plegamiento intenso de las venas de cuarzo, dispuestas según S<sub>1</sub>, tiene lugar la disrupción de los flancos, por mecanismos de disolución por presión, lo que da lugar a barras de cuarzo paralelas al eje del pliegue que descansan sobre los planos de la S<sub>2</sub>, y cuya intersección con la S<sub>2</sub> da lugar a una lineación de transposición paralela a F<sub>2</sub><sup>1</sup> (Fig. 6A). Este tipo de lineación marcada por barras de cuarzo no ocurre de una manera penetrativa a lo largo de la roca, aunque es muy común no puede interpretarse como una lineación de estiramiento dado

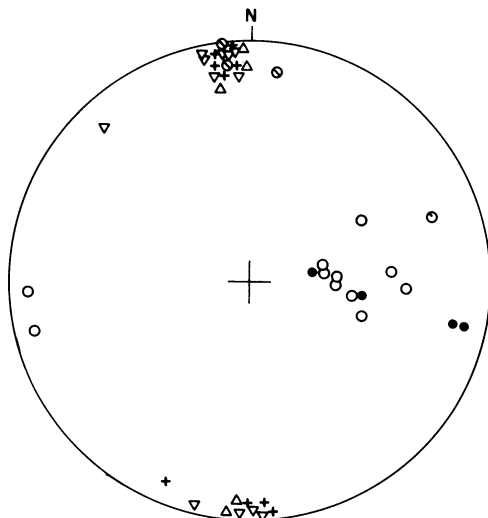


Fig. 5. b.—Proyección de la foliación S<sub>2</sub>, lineaciones de intersección, estiramiento mineral y polos de foliación en rocas graníticas.

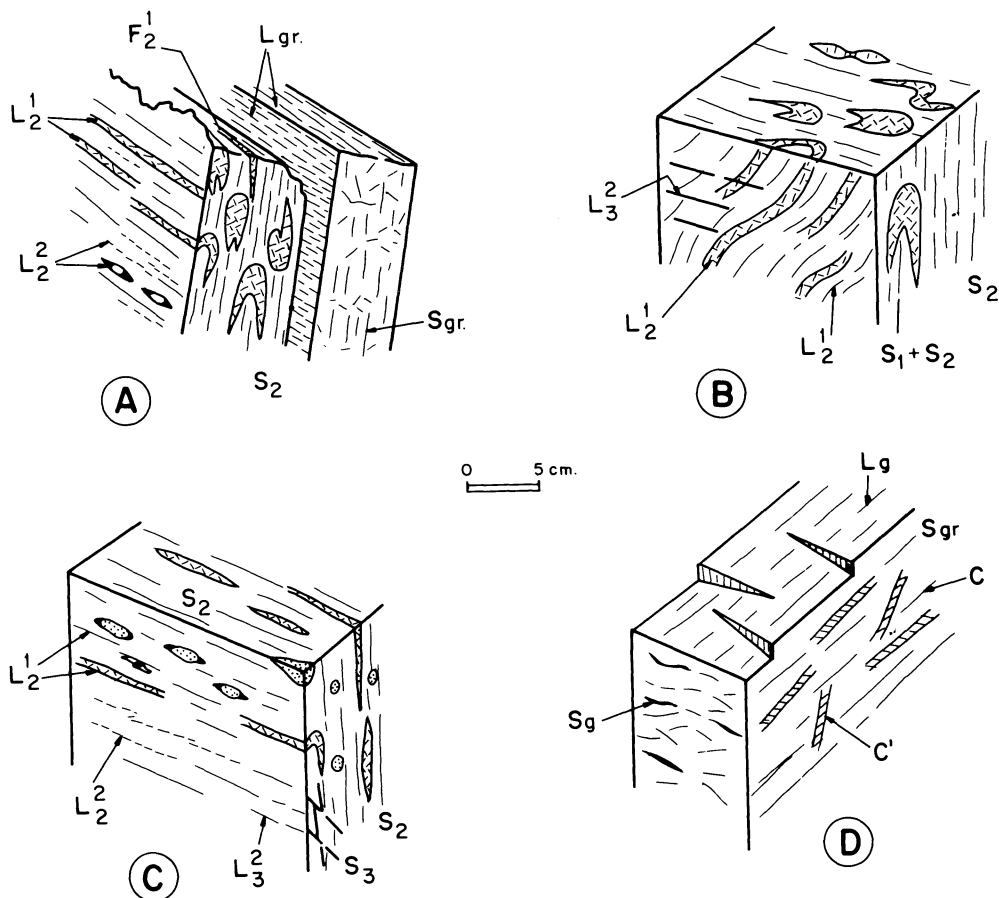


Fig. 6. Esquema de la disposición de los distintos elementos geométricos de la  $D_2$  en; A, sector Inferior; B, sector Central; C, sector de Forcarei; D, posición de la lineación, foliación y superficies C y C' en el granito de Beariz.

que la deformación necesaria para la formación de estas barras (ribbons) de cuarzo no se encuentra representada en la fábrica de los materiales del entorno de las venas de cuarzo. Esta lineación, por tanto no marca la elongación máxima en la roca aunque, en algunos casos, puede ser paralela a ella.

Algunos minerales, generalmente los minerales índice de zona, se encuentran en distintas posiciones desorientados sobre los planos de la foliación, sin embargo los minerales micáceos, se observan estirados y rotos según los planos perpendiculares a  $S_2$  y

paralelos a  $L_2^1$ . El cuarzo presenta generalmente una orientación dimensional según las anteriores secciones aunque sufre en ocasiones una recristalización estática de carácter tardío. Estos minerales nos marcan una lineación  $L_2^2$  sobre los planos  $S_2$  marcada por la disposición orientada de la biotita. En las partes más profundas de este sector se pueden observar lineaciones con idéntica posición marcadas por colas de presión de granates y estaurólitas. La  $L_2^2$  tiene posición N-S y subhorizontal y es paralela a  $L_2^1$  y  $F_2^1$  (Fig. 5B).



*La D<sub>2</sub> en el sector central*

Los límites del sector central se sitúan, el inferior a la altura del pueblo del Paraño y el superior en el contacto con los materiales del sector de Forcarei. Los materiales de este sector son esquistos, filitas y metareniscas del grupo de Paraño que han alcanzado un menor grado metamórfico encontrándose en las zonas del granate, biotita y clorita, como consecuencia del cual tienen un tamaño de grano más fino (Lám. 1C) que no sobrepasa para la mayoría de los constituyentes minerales los 0,5 mm.

La foliación S<sub>2</sub>, de carácter muy penetrativo, es de crenulación cuyos estadios menos evolucionados (estadio 3) se pueden reconocer en zonas protegidas de la deformación como zonas de charnela en venas de cuarzo de pliegues F<sub>2</sub><sup>1</sup>. Sin embargo, la microestructura más común es una esquistosidad de crenulación con inicio de compartimentación en dominios que progresivamente se van enriqueciendo en cuarzo o filosilicatos y con cristalización de clorita, moscovita y biotita paralelamente al plano axial de la D<sub>2</sub>. Son muy abundantes, en las zonas de la clorita y biotita, las evidencias de un slaty cleavage anterior S<sub>1</sub>, incluso en los términos más evolucionados donde se preservan de la recrystalización de los filosilicatos dominios lenticulares discontinuos, correspondientes a zonas de charnela (estadio 4B). El estadio 5, con dominios composicionales muy marcados y continuos, sin relictos de la S<sub>1</sub>, se observa raramente y sólo en la parte baja de este sector, zona del granate, siendo más abundante en el sector inferior.

En el sector central existe gran cantidad de pliegues desarrollados en venas de cuarzo y muy difícilmente reconocibles en finas capas que pueden representar la S<sub>0+1</sub> plegadas. Tienen un ángulo entre flancos nulo o de 10°-20° y los flancos aunque adelgazados son más continuos.

La posición que presentan los ejes de los pliegues es muy variable, oscilando entre horizontales y fuertemente inclinados y

siempre comprendidos dentro del plano de foliación S<sub>2</sub>. En ocasiones se ha observado el desarrollo de charnelas curvadas (Fig. 5C), (Lám. 2A, B y C).

La lineación desarrollada en estas rocas se reconoce más difícilmente que en el sector inferior, con excepción de las zonas de charnela en venas de cuarzo.

En sectores que no están afectados por pliegues D<sub>3</sub> se observa una lineación L<sub>2</sub><sup>1</sup> con un cabeceo al N y al S entre 40° y 60° sobre el plano de foliación S<sub>2</sub> y que en los materiales metapelíticos que muestran una crenulación L<sub>3</sub><sup>2</sup> forman un ángulo alto con L<sub>2</sub><sup>1</sup> (Fig. 6B). Esta lineación se interpreta como de intersección, dado que es paralela a los ejes de los pliegues F<sub>2</sub><sup>1</sup>. En las localidades en que existen pliegues D<sub>3</sub>, sobre todo cuando afectan a niveles de metacuarcitas, se observan estas lineaciones plegadas. Una vez deshechos los efectos del plegamiento se observa que forman ángulos altos con los F<sub>3</sub><sup>2</sup>.

Este es el único tipo de lineación, en es-

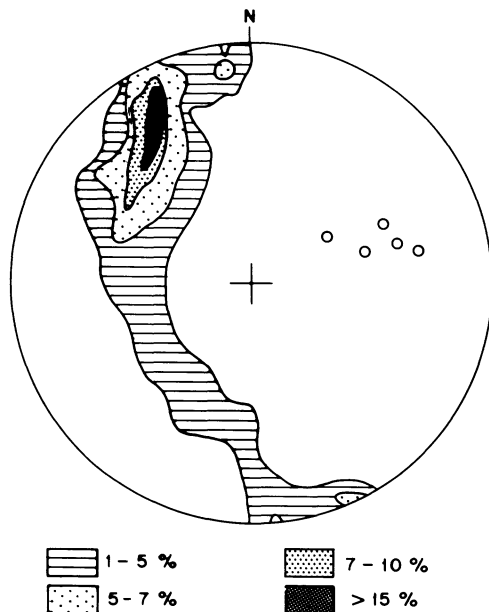


Fig. 5. c.—Proyección de lineaciones L<sub>2</sub><sup>1</sup> y polos de S<sub>2</sub> en el sector Central.

quistos, que se reconoce claramente en el sector central y no se han observado lineaciones claras marcadas por el estiramiento de filosilicatos o la orientación dimensional del cuarzo en las distintas secciones perpendiculares observadas en lámina delgada; posiblemente como consecuencia de la dificultad de observación impuesta por el tamaño de grano, fino en este sector. Por otra parte, los minerales índices de zona, clorita, biotita y granate, tienen en este sector un carácter postectónico con respecto a la  $S_2$  y no se han observado colas de presión sobre estos planos.

#### *La $D_2$ en el sector superior o de Forcarei*

En los materiales metapelíticos y meta-grauváquicos de Forcarei existe una amplia variedad de microestructuras, siendo predominantemente la foliación  $S_2$ . Esta foliación creemos que se origina como resultado de la crenulación de un clivaje previo dando lugar a una compartimentación en dominios cuarzosos y micáceos quizás exagerado por la existencia de venas de cuarzo anteriores a la  $D_2$ . En efecto, dentro de los blastos de albitas y granate se observa un clivaje  $S_1$  marcado por cuarzo, clorita, moscovita, ilmenita, rutilo de grano muy fino crenulado en estadio de evolución 2. En la matriz, no se observan los estadios 3 y 4A y en contadas ocasiones se observa el estadio 4B, con microlitones de charnela muy escasos respecto a los de flanco. El aspecto más común de la foliación es una esquistosidad en estadio 5 (Lám. 1D), muy raramente próxima a 6 en los tipos más gneísicos.

Los dominios micáceos muestran una variación importante, en la misma muestra, del tamaño de las moscovitas que se disponen según la  $S_2$ , y los dominios cuarzosos están frecuentemente estirados. Existen evidencias de movimiento entre ambos dominios, que generalmente viene representado por una recrystalización y disminución del tamaño de grano del cuarzo. Los porfiroblastos crecidos durante la  $S_2$  muestran se-

ñales de deformación, con una componente importante de cizalla simple, como roturas y estructuras asimétricas de rotación.

Los pliegues  $F_2^1$  son muy escasos, recuerdan a zonas de charnela con flancos disruptados y ángulo entre flancos nulo y son incluso más escasos que en el sector inferior. Los ejes de los pliegues tienen posición subhorizontal contenidos en los planos  $S_2$ .

En todos los materiales de la sinforma de Forcarei nos aparece una lineación muy marcada que se presenta paralela a los ejes de los pliegues  $F_2^1$  (Fig. 5D, y 6C). Es subhorizontal de posición N-S, marcada por la intersección de los dominios cuarzosos y micáceos con los planos  $S_2$  y por las barras, constituidas por los pliegues  $D_2$  en venas de cuarzo, en este caso más aboudinadas y discontinuas según la dirección N-S que en el dominio inferior.

También existe una lineación muy marcada configurada por el estiramiento de moscovita, biotita y clorita (en ocasiones fracturadas superperpendicularmente a su máxima longitud) con posición subhorizontal según el plano de foliación  $S_2$ . Este estiramiento es especialmente visible en los es-

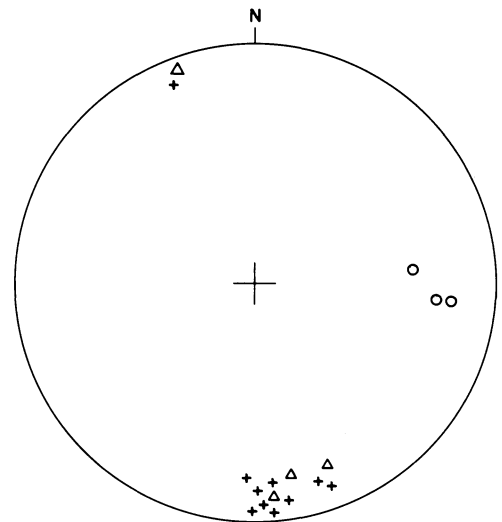


Fig. 5. d.—Proyección de  $L_2^1$ ;  $L_2^2$  y polos de  $S_2$  en el sector de Forcarei.

quistos cuyos porfiroblastos de albita llegan a tamaños de 1 cm. Estos minerales, crecidos durante la  $D_2$  con inclusiones de  $S_1$  crenuladas, muestran secciones elípticas con relaciones X/Y en el plano paralelo a la  $L_2^1$  y perpendicular a  $S_2$  de 3/1. También se observan fracturas rellenas de cuarzo y clorita subperpendiculares a su máxima dimensión en ocasiones con cierto carácter rotacional. En las secciones perpendiculares a  $S_2$  y  $L_2^1$  muestran secciones circulares (Fig. 6C). Tanto en los granates de mayor tamaño como en las albitas existen colas de presión en ocasiones asimétricas, con cristalización de cuarzo y clorita de posición subhorizontal y según el plano  $S_2$ .

Por tanto, consideramos que existe una lineación marcada por el estiramiento de los minerales previos y crecidos durante la  $D_2$  como granates y albitas.

*Estructuras relacionadas con el contacto entre los Grupos de Paraño y Forcarei.*

Unos 200 m por encima del contacto de los materiales de la sinforma de Forcarei existen foliaciones de carácter milonítico y bandas de cizalla que frecuentemente, en una misma lámina, se disponen en conjuntos conjugados, que suponen una extensión paralela a la foliación  $S_2$  y que denominaremos clivajes de crenulación extensional (Lám. 3A), (ECC de PLATT, 1984). Estas estructuras, al igual que ocurre en los estadios finales de desarrollo de la  $S_2$ , llevan asociadas la cristalización de clorita y cuarzo con reducción del tamaño de grano y tienen por tanto un carácter retrogradante. El arrastre es dextro. La línea de intersección entre la  $S_2$  y las bandas de cizalla (Fig. 7A) tienen una posición subvertical indicando un movimiento del bloque superior, grupo de Forcarei hacia el Norte. En el corte que ofrece el río Doade, al Sur de Beariz, la  $S_2$  y las Ecc se encuentran en posición subhorizontal. Las bandas de cizalla están muy desarrolladas y la línea de intersección entre las  $S_2$  y las Ecc tiene una posición variable.

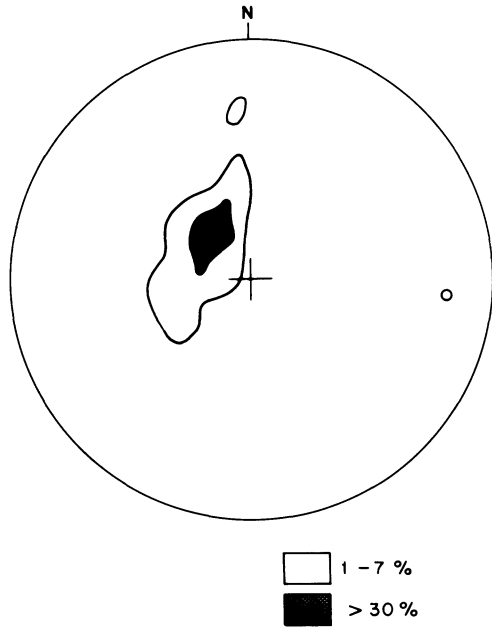


Fig. 7. Símbolos como en Fig. 5. a.—Posición de la lineación de intersección entre la  $S_2$  y la esquistosidad de crenulación extensional (Ecc), en el contacto entre los Grupos de Forcarei y Paraño, al Este de Soutelo.

En el contacto se han reconocido rocas que, como consecuencia de un desarrollo extremo de bandas de cizalla con cloritización y reducción del tamaño de grano, alcanzan el grado de rocas de falla con estructuras formadas en un principio en un régimen de deformación dúctil y frágil en los estadios finales (Lám. 3C). Por lo que consideramos su desarrollo en torno a los  $300^\circ$  en la transición frágil-dúctil SIBSON (1977).

*La deformación en los granitos y venas graníticas*

En las franjas de esquistos y paraneises que afloran en la carretera nacional Ourense-Pontevedra se observa la foliación  $S_2$  con las características descritas anteriormente para el sector Inferior. El granito y las venas graníticas que alcanzan espesores entre

20 cms y varios metros, presentan una foliación paralela a la  $S_2$  de los esquistos. En los granitos y venas graníticas se aprecia una estructura de tipo planolínear con la lineación marcada por los cuarzos estirados y filosilicatos inclinada entre  $10^\circ$  y  $15^\circ$  al Norte, según el plano de la foliación granítica (Fig. 6A).

En las inmediaciones de Brues se observan diques plegados por la  $D_3$  (Lám. 3B). La mayoría de éstos aparecen intruidos según los planos de la foliación  $S_2$  siendo paralelos a esta o ligeramente oblicuos. En algunos de estos diques se puede observar el desarrollo de una foliación incipiente paralela a la  $S_2$  con desarrollo de superficies S y C y una lineación que es subhorizontal, (ver Fig. 5B) de posición N-S, y paralela a la lineación de estiramiento marcada por los esquistos. La foliación en las venas graníticas está plegada por la  $D_3$ .

De las relaciones anteriores se deduce la intrusión de las venas graníticas según la  $S_2$  y en ocasiones de forma oblicua durante los últimos estadios de la  $D_2$ .

El granito de Beariz (CASTROVIEJO, 1974) muestra en sus bordes abundantes señales de deformación. En su límite oriental se observan gran cantidad de venas de cuarzo dentro del granito. Estas presentan una foliación subhorizontal e inclinada con una lineación de posición próxima a la N160 (Fig. 7B). El granito posee una textura planolínear con lineación marcada por la elongación del cuarzo y orientación de los feldspatos en dirección N-S.

En la parte occidental del granito de Beariz, nos aparecen varios diques graníticos, de espesores métricos, intruidos paralelamente a la foliación  $S_2$  en los esquistos del Grupo de Paraño (Lám. 3D). Estos diques tienen textura planolínear dispuesta paralelamente a la  $S_2$  en los esquistos y una lineación subhorizontal. Se observan también escalones que nos indican un movimiento de bloque superior hacia el SE. En los planos paralelos a L y perpendiculares a S se observa el desarrollo incipiente de superficies S y

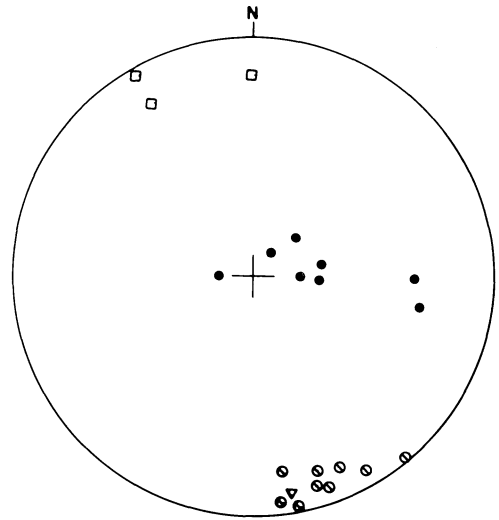


Fig. 7 b.—Posición de la foliación y la lineación en el extremo oriental del granito de Beariz.

C (LISTER y SNOKE, 1984) (Fig. 6D y Lám. 2D), que indica movimiento de bloque superior al SE. La posición de los distintos elementos se muestra en la Fig. 7C.

### La primera fase de deformación $D_1$

La única estructura que se ha observado perteneciente a esta fase es una esquistosidad  $S_1$ , cuyas evidencias están inversamente relacionadas con la intensidad de desarrollo de la  $D_2$ .

La  $S_2$ , se presenta en toda el área como una esquistosidad de crenulación más o menos evolucionada lo que indica la existencia generalizada de la  $S_1$ . Existen además, inclusiones en los blastos, que están alineadas, crenuladas, y que se han interpretado como pertenecientes a la  $S_1$ . En el sector central, de más bajo grado metamórfico, existen abundantes evidencias de la  $S_1$  en zonas de charnela  $D_2$ .

La  $S_1$  se puede definir como una anisotropía marcada por la orientación dimensional de minerales de bajo grado metamórfico

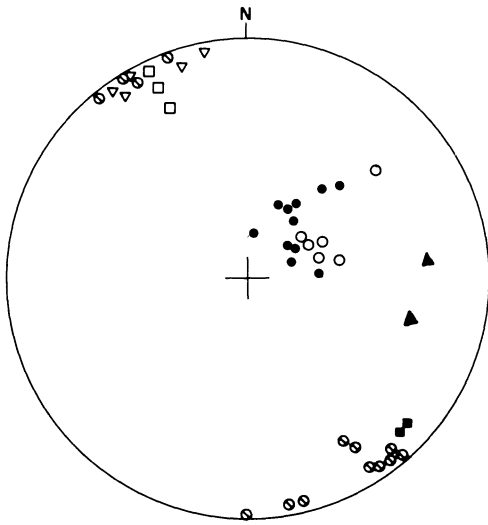


Fig. 7. c.— Posición de la foliación y la lineación en el dique granítico situado en borde occidental del granito de Beariz.

generalmente cuarzo, moscovita, clorita y de baja temperatura, especialmente en el dominio de Forcarei, donde las inclusiones tienen un tamaño muy fino.

### Discusión en torno a la deformación

A la vista de lo anterior poco podemos decir en torno al carácter y estructuras mayores originadas durante la  $D_1$ , excepto que se encontraba generalizada en toda el área como un clivaje típico de bajo grado metamórfico.

Con respecto a la  $D_2$  se observan variaciones importantes a lo largo del corte. La foliación muestra variaciones graduales en los sectores Central e Inferior, desde los estadios 3 al 6, de desarrollo de la foliación de crenulación. Estas deben explicarse fundamentalmente por la existencia de una deformación más fuerte hacia la base del sector Inferior, pero también tiene un efecto importante el aumento de temperatura que favorece la cristalización de filosilicatos. En efecto, estas variaciones texturales vienen

acompañadas de una variación en el tamaño de grano de la roca, que aumenta como es lógico con el grado metamórfico. Los tamaños de las micas blancas que forman la  $S_2$  muestran una disminución gradual hacia las partes superiores de la serie y un salto fuerte con respecto a los materiales del sinforme de Forcarei con un tamaño de grano mayor y más heterogéneo. Esto se explica porque las micas crecieron en condiciones de mayor temperatura (zona del granate) que en el Paraño (zona de la clorita) y a que sufrieron una disgregación a lo largo de sus planos debido a la intensa deformación sufrida en los últimos estadios de la  $D_2$ . Este tipo de salto viene reflejado también por los distintos tipos de foliación de crenulación  $S_2$  que se presentan a lo largo del corte (Fig. 9).

Los escasos pliegues  $D_2$ , están muy evolucionados y muestran en las zonas mayor grado metamórfico (sector Inferior y Superior) una posición N-S y paralela a la lineación de transposición y de estiramiento que ha sido observada en los esquistos ( $L_2^2$  de biotita) y en los granitos. Los pliegues en el sector central se encuentran con sus flancos mejor conservados y en posiciones que oscilan entre subhorizontales (marcando un tránsito gradual con el sector inferior y subverticales, contenidos en los planos  $S_2$ ). Estas variaciones en la posición de los ejes no pueden ser producidas por los pliegues  $D_3$ , sino por la rotación de sus charnelas, durante la  $D_2$  según el plano de foliación, hasta posiciones N-S y tendiendo al paralelismo con la dirección de máximo estiramiento. El mecanismo que explica esto de una manera más satisfactoria es aquel en el que la deformación dominante es una cizalla simple progresiva, que da lugar al desarrollo de pliegues con charnelas curvadas cuyos ejes mayores tienden a un paralelismo con la deformación máxima finita (COBBOLD y QUINQUIS, 1980). Estas charnelas curvadas se han podido reconocer en los pliegues  $D_2$  y son el resultado de la rotación de charnelas (que en principio formaban ángulos altos, aproximadamente E-W), sobre el pla-

MINERALES	ZONAS			CLORITA			BIOTITA			GRANATE			GR. F.			ESTAUROL			ANDAL			SILLIM		
	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3	D1	D2	D3
Cuarzo	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Clorita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Moscovita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Biotita							■			■												■	■	■
Granate I													■											
Granate II														■								■	■	■
Estaurolita															■							■	■	■
Andalucita																						■	■	■
Sillimanita																								■

Fig. 9. Tamaño de grano de las micas que forman la S<sub>2</sub> y la S<sub>1</sub> y estadios de desarrollo de la foliación de crenulación a través de la zona estudiada.

no de foliación, hacia la dirección de máxima extensión N-S que viene reflejada en este sector Central en el granito de Beariz.

La posición de los ejes F<sub>2</sub><sup>1</sup> (N-S y subhorizontal) es paralela a L<sub>2</sub><sup>1</sup> y L<sub>2</sub><sup>2</sup> en el sector de Forcarei lo que marca otro salto estructural con relación a estos elementos en el sector Central. Este salto es brusco, y se explica por la existencia de rocas de falla en el contacto.

## ANÁLISIS DEL METAMORFISMO

### Introducción

El desarrollo del metamorfismo en la cordillera hercínica del NW de la Península Ibérica, está caracterizado, de un modo general, por un incremento de la presión y temperatura hacia la partes más internas de la cordillera. Este tiene lugar según una disposición de franjas alargadas y paralelas, que siguen la dirección de las estructuras configurando la forma semiarqueada de la cordillera Hercínica (MARTINEZ *et al.*, 1988). Estas bandas tienden a coincidir con estructuras de repliegamiento antiformalles. Dentro de estas bandas la distribución del

metamorfismo, a grandes rasgos mantiene una disposición simétrica con respecto a un eje térmico, marcado por abundante plutonismo, a partir del cual la temperatura va decreciendo hacia ambos lados.

La evolución metamórfica es más compleja y ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones. Así CAPDEVILA (1969), distingue en la banda de Vivero-Sarria-Lugo, tres series de facies que definen tres gradientes diferentes que evolucionan en el tiempo de mayor a menor presión. En efecto, la zona de la andalucita estable se superpone a otra anterior de granate y estaurolita estables (BASTIDA y PULGAR, 1978), lo que sugiere un cambio progresivo en la formación de paragénesis de temperaturas más elevadas.

Otros ejemplos de metamorfismo pluri-facial con superposición de diferentes zonas se pueden encontrar en el Área Esquistosa de Galicia Central. En este caso la superposición de isogradas tiene un ámbito local y está directamente relacionada con el efecto térmico de las intrusiones graníticas. En el AEGC tal y como viene demostrado en los mapas de distribución de zonas (MEERBEKE *et al.*, 1973; MARQUINEZ y KLEIN, 1982; MARQUINEZ, 1984) es en la parte

Norte (zona de Silleda) donde la zona de la andalucita corta a otras isogradas. Sin embargo, en la mayor parte del área no existe este fenómeno de superposición y sobre todo en su parte central, obteniéndose una sucesión de zonas metamórficas normal con aumento de la temperatura hacia los niveles inferiores. Es por esto que esta zona se constituye en uno de los recintos con condiciones favorables para estudiar el desarrollo del metamorfismo, microestructuras y la estructuración térmica con anterioridad a los eventos térmicos relacionados con el plutonometamorfismo.

**El metamorfismo en la sección Carballiño-Forcarei**

El desarrollo de zonas metamórficas a lo largo de la sección (Figs. 2 y 3) nos muestra un descenso general de la temperatura hacia el W observándose el desarrollo de la zona de la sillimanita-andalucita-estaurolita-granate-biotita-clorita a medida que nos desplazamos desde los granitos de Ourense-Carballiño hacia el W. La zona de menor grado metamórfico se encuentra en las in-

mediaciones del alto del Paraño. Posteriormente hacia el W y coincidiendo con la presencia de los materiales de la sinforma de Forcarei nos aparece de nuevo en una posición superior la zona del granate.

Las relaciones entre la cristalización de los minerales y la deformación no son distintas a las que han observado los autores que han trabajado en la zona (Fig. 8). Debemos de tener en cuenta que los autores Holandeses MEERBEKE *et al.* (1973); MINNING (1975) denominaban S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> a lo que nosotros describimos como S<sub>2</sub> y S<sub>3</sub> respectivamente. MARQUINEZ y KLEIN (1982), MARQUINEZ (1984) y BARRERA *et al.*, (1989), utilizan la misma secuencia de fases que la desarrollada en este trabajo y por tanto las relaciones son muy similares. Sin embargo, hemos realizado algunas observaciones que merecen especial atención.

La primera es que consideramos a todos los materiales que aparecen en la sinforma de Forcarei en la zona del granate o a temperaturas superiores en las proximidades de los granitos. En efecto, aunque no siempre se observa granate, debido a condicionantes de tipo litológico y debido también al carácter sintectónico de este mineral (por lo que

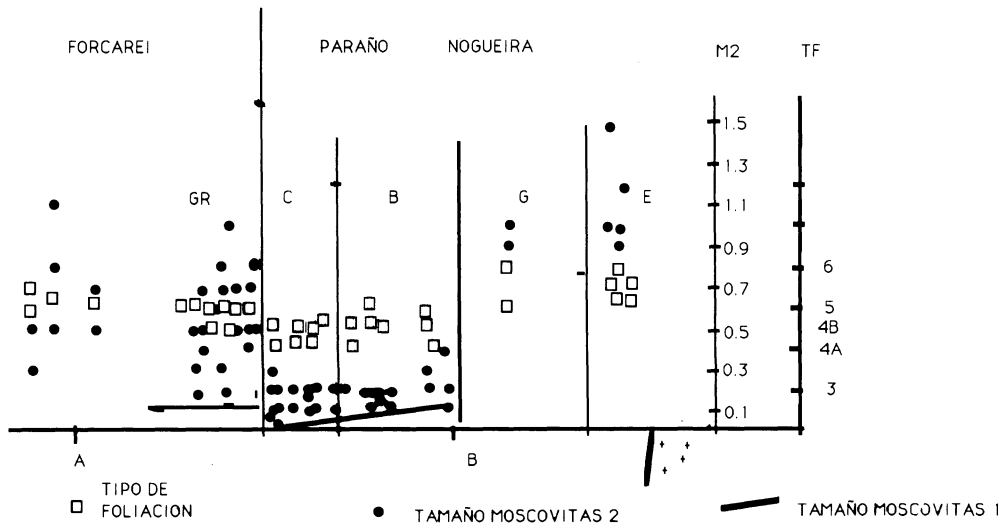


Fig. 8. Relaciones de la cristalización de los distintos minerales metamórficos en cada zona y con respecto a las foliaciones penetrativas desarrolladas en el área estudiada.

aparece retrogradado en muchas ocasiones, especialmente hacia el contacto con el Grupo de Paraño). El granate aparece frecuentemente en todo el sinforme, y no se han observado variaciones microestructurales en el tamaño de los minerales que forman  $S_2$  que nos indiquen que nos encontramos en la zona de la biotita o clorita, tal y como ocurre en el grupo de Paraño donde la  $S_2$  presenta características distintas entre las zonas del granate, clorita y biotita.

Por otra parte, las anfibolitas presentan asociaciones comunes de hornblenda (verde-azul) albita y epidota, que nos marcan las facies de las anfibolitas en su parte baja o facies de las anfibolitas epidóticas que es equivalente en P y T a la zona del granate en esquistos (LIOU *et al.*, 1974; LAIRD y ALBEE, 1981). Por tanto consideramos que todas las rocas de la sinforma de Forcarei alcanzaron como mínimo las condiciones de P y T de formación del granate II almandínico.

El segundo hecho a destacar es que los minerales no muestran las mismas relaciones de cristalización con  $S_2$  en todo el área y de un modo general podemos decir que un determinado mineral índice es más joven en su zona que en la inmediatamente inferior (de más T).

En las muestras que tienen sillimanita existe una recristalización fuerte que borra en parte la foliación y todos los minerales tienen carácter postectónico. La andalucita, en su zona, se dispone alineada paralelamente a la  $S_2$  (estadio 5) de los dominios micáceos, tiene ligeras colas de presión y presentan inclusiones de  $S_2$  que tienen un tamaño de grano ligeramente inferior a la esquistosidad en la matriz, por lo que podemos datarla como Sin  $D_2$  tardía.

La estauroлита tiene en su zona un carácter postectónico sobreimpuesto totalmente a la esquistosidad que presenta igual grado de desarrollo en la matriz que en el blasto (estadio 5). En la parte inferior de su zona o en la zona de la andalucita, presenta colas de presión.

Los granates más viejos que se han en-

contrado son los que aparecen en la zona de la andalucita y estauroлита. Engloban dentro una esquistosidad curvada de grano más fino que la matriz (en estadio 5), y presentan fracturas y colas de presión (Lám. 4A). En la zona del granate, este mineral se encuentra como postectónico sobreimpuesto a la  $S_2$  (estadio 4A y 4B), sin colas de presión ni inflexión de la  $S_2$  (Lám. 4B).

La biotita, en las zonas anteriores crece y se deforma siguiendo los planos  $S_2$ , o bien crece de una manera mimética según los planos  $S_2$ .

La clorita crece en las zonas de la biotita y el granate según la  $S_1$  y  $S_2$ . En su zona nos aparece también una generación de blastos de varios milímetros de carácter postectónico.

La clorita, moscovita y el cuarzo tienen una secuencia microestructural larga, recristalizando y formando las distintas foliaciones. Existen de una manera localizada crecimientos de moscovita tardía de orientación bimodal o paralelamente a la incipiente  $S_3$ .

#### *El metamorfismo en la sinforma de Forcarei*

La foliación de crenulación en estadio 5 tiene, en toda el área, un carácter bastante homogéneo, observándose ligeras variaciones como consecuencia de la mayor o menor proporción de porfiroblastos de plagioclasa, que ejercen una fuerte influencia sobre la textura de las rocas.

Existen varias generaciones de cuarzo y moscovita durante la deformación, la clorita se observa según la  $S_1$  y en los estadios finales de la  $S_2$ .

La biotita no forma los escasos relictos de la  $S_1$ , ni en las inclusiones de blastos de albita, apareciendo según la  $S_2$  en los últimos estadios.

El granate presenta dos tipos morfológicos que han sido diferenciados clásicamente como tipos I y II (HILGEN, 1971; MINING, 1975; KLEIN y HILGEN, 1978; MARQUINEZ y KLEIN, 1982; MARQUINEZ, 1984).



Los granate de tipo I, de pequeño tamaño, son subidiomorfos, con bordes irisados y también se encuentran incluidos en blastos de albita por lo que su edad es anterior a los primeros estadios de desarrollo de la  $S_2$ . Se han observado relaciones como las mostradas en la Lámina 4C, en la que se observa un granate I incluido en un blasto de albita y rodeado parcialmente por una Si de grano muy fino, lo que nos puede remitir el crecimiento de este granate a estadios anteriores o simultáneos al desarrollo de este clivaje interno.

El granate de tipo II tiene un tamaño mayor y aparece deformado por la  $S_2$ , con colas de presión en las que cristaliza cuarzo, clorita y biotita y retrogradado a clorita y biotita. Presenta inclusiones de tamaño de grano ligeramente inferior al de la matriz por lo que lo datan como Sin- $D_2$  (Lám. 4D).

La plagioclasa aparece en clastos estirados y deformados con recristalización en granos de menor tamaño sobre todo en las sombras de presión, en las que cristaliza cuarzo y clorita. Tiene inclusiones alineadas generalmente rectas y en ocasiones onduladas que nos marcan su edad de crecimiento en los primeros estadios de la segunda fase de deformación. Las inclusiones, de grano muy fino, son de cuarzo, clorita, moscovita, ilmenita, granate I, rutilo y cloritoide. Muestran una discontinuidad fuerte con la  $S_2$  externa y una diferencia importante de tamaño de grano, que refleja una diferencia en temperatura. Las rocas de la sinforma de Forcarei muestran en ocasiones, sobre todo en su parte basal, crenulaciones extensionales que llevan asociada una cloritización y reducción del tamaño de grano.

#### Discusión en torno a la evolución metamórfica

La evolución metamórfica general para la zona fue estudiada por MINNING (1975); MEERBEKE *et al.* (1973); MARQUINEZ y KLEIN (1982); MARQUINEZ (1984); BARRERA *et al.* (1989), estos últi-

mos autores marcan una evolución que sigue siendo válida, con las observaciones realizadas anteriormente, y aplicable sólo para los sectores Central e Inferior. Así, concluyen, que durante la primera fase de deformación no se sobrepasó la zona de la biotita en toda el área, las condiciones máximas son de 430°C-3,2 kb. y de 540°C para la estaurólita. Posteriormente, tiene lugar la ascensión de magmas graníticos lo que produce un aumento de temperatura. En este momento tiene lugar la entrada de andalucita a presiones que son inferiores a 4 Kb. A medida que aumenta la temperatura tiene lugar la generación de sillimanita en condiciones de grado medio con presencia de cuarzo y moscovita a temperaturas de 630°-650° y presiones de 2,5 y 4,5 Kb.

Por tanto, cabe señalar, para estos dos sectores (Central e Inferior) una evolución siempre progradada al menos en temperatura incluso en los estadios post  $D_2$  para los niveles más altos de la serie (Grupo Paraño). Sin embargo, no parece claro por el momento el que esta trayectoria sea progradada en P en los últimos estadios de la  $D_2$  siendo este un aspecto interesante que por el momento no podemos discutir.

La evolución metamórfica de los materiales de Forcarei es más compleja. Presenta un primer estadio, simultáneo a la  $D_1$ , con granate almandínico y sin biotita, que aparece más tardía sin  $D_2$ , lo cual nos sitúa en un gradiente geotérmico bajo (máximo 20°/Km; ver YARDLEY, 1989).

Durante la fase 2 existe un cambio hacia un gradiente de mayor temperatura generándose biotita y granate II. Este mineral que es el de mayor grado metamórfico durante la  $D_2$ , se encuentra retrogradado a clorita en los últimos estadios  $D_2$ , especialmente en la zona basal de Forcarei donde existe una franja con crenulaciones extensionales.

Entre los grupos de Paraño y Forcarei, existe una discontinuidad metamórfica importante, situándose la zona del granate sobre la zona de la clorita. Esta discontinuidad debe de explicarse por causa tectónicas

y no por fenómenos locales. Es interesante resaltar, que el granate II en Forcarei es sin  $D_2$  y el granate de Paraño, en su zona, del mismo modo que otros minerales índice, es post  $D_2$ .

### **Estructura térmica de la zona durante la $D_2$**

Con base en las relaciones cristalización-deformación, en los márgenes de temperatura que comúnmente se admiten para la formación de los distintos minerales índice y teniendo en cuenta que sobre la sinforma de Forcarei descansan rocas máficas y ultramáficas del complejo de Ordenes podemos realizar un perfil, idealizado, transversal al trazado de las zonas metamórficas en este sector, deshaciendo la sencilla estructura  $D_3$ , en el que se visualiza la estructuración térmica durante la  $D_2$  (Fig. 10a). En esta sección se puede observar que la estructuración térmica es anómala y debe de buscarse una explicación dentro del contexto de la estructura de la zona.

En terrenos afectados, por cabalgamientos, cuando estos accidentes son postmetamórficos producen zonaciones invertidas y contrastadas donde la presencia de discontinuidades metamórficas es de vital importancia para analizar la traslación de mantos. Los cabalgamientos sinmetamórficos dan lugar a zonaciones con perfiles térmicos invertidos y perfiles béricos normales y las presiones en el climax metamórfico son menores en la lámina cabalgante.

Las diferencias mostradas en la evolución metamórfica entre los sectores de Forcarei y los sectores Central e Inferior, pueden explicarse en términos de una estructuración térmica producida en relación con la existencia de un cabalgamiento simultáneo al desarrollo del metamorfismo. Este accidente tectónico viene apoyado por un salto brusco en las microestructuras de la  $S_2$  y en la posición de los elementos estructurales  $D_2$ , y por la existencia de una roca de falla en el contacto entre los grupos superior de Forcarei e inferiores de Nogueira y Paraño.

A falta de datos termobáricos más concretos y sólo con la caracterización de las asociaciones minerales ligadas a cada foliación (Fig. 10b), se puede inferir que las rocas de la unidad de Forcarei sufrieron un primer estadio de alta presión y baja temperatura con un gradiente de temperatura máximo de  $20^\circ$  por Km que lo sitúa en un ambiente distinto al de la zona orogénica de gradientes más elevados (CHAPMAN, 1986). Posteriormente se observa un periodo de presión intermedia y temperatura ( $500-550^\circ\text{C}$ ) para las condiciones de crecimiento del granate II y el desarrollo de anfibolitas epidóticas en los lechos de anfibolitas intercaladas en los metasedimentos de Forcarei. Este aumento de temperatura (al principio de la segunda fase de deformación) podría interpretarse como producido por el emplazamiento de las láminas ofiolíticas mesozonales y catazonales del complejo de Ordenes.

El posterior descenso de temperatura que sufre la unidad de Forcarei en los últimos estadios de la  $D_2$ , llegando a desestabilizarse el granate y la biotita teniendo lugar la formación de clorita, se puede interpretar como debido a que ésta forma parte de una lámina alóctona que se va enfriando a medida que alcanza niveles superiores.

Por el contrario, la evolución metamórfica en los grupos de Nogueira y Paraño es siempre progradada. Durante la primera fase de deformación estos materiales no pasarían en sus niveles más bajos (grupo de Santa-baía de la zona de la Biotita), siendo la zona de la clorita la que dominaría en prácticamente toda el área. Durante la segunda fase de deformación crece granate en los niveles más profundos y existe un ascenso de la temperatura continuado dado que en los niveles más superficiales el crecimiento de cada mineral en su zona respectiva tiene lugar con posterioridad a la segunda fase.

Esta evolución metamórfica, de los sectores Central e Inferior, caracterizada por un calentamiento y, por tanto, profundización progresiva, parece estar en contradicción

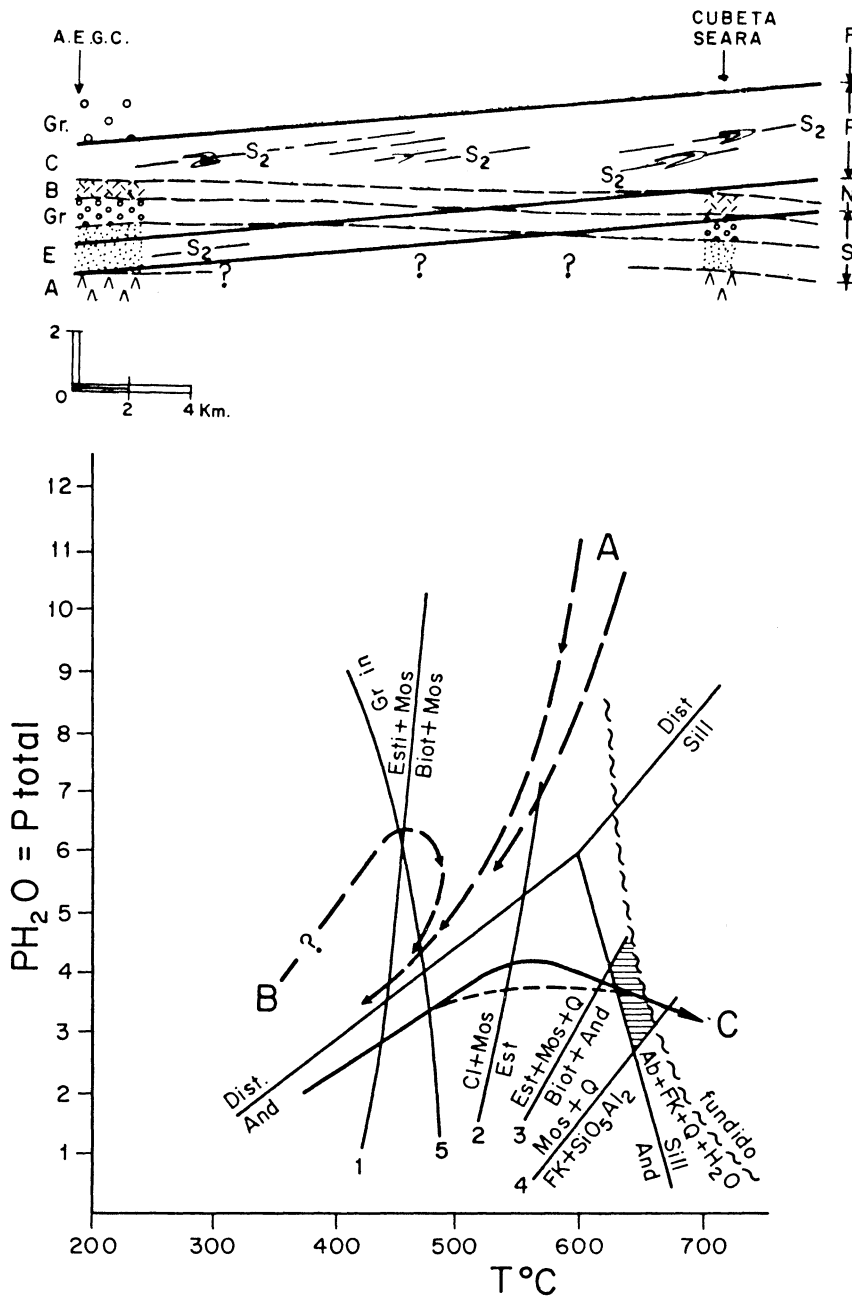


Fig. 10. a.—Esquema idealizado de la estructuración térmica del AEGC durante la D<sub>2</sub>.  
 b.—Trayectorias de P, T para: A, unidades catazonales y mesozonales alóctonas situadas por encima de Forcarei, según ARENAS (1991). B, evolución metamórfica para el sector superior o de Forcarei. Curva de Gr «in» según YARDLEY (1989). C, evolución metamórfica para los grupos de Nogueira y Paraño, según BARRERA *et al.* (1989).

con un gran desplazamiento (varios cientos de Km) durante la  $D_2$  como el propuesto por varios autores para la zona de Galicia Tras-os-Montes.

El hecho de que no encontremos una inversión térmica entre los materiales de Forcarei y Paraño puede deberse al escaso contraste de temperaturas al final de la  $D_2$  y a la inclinación muy baja del plano de falla, (cuando ésta es menos de  $5^\circ$  y a velocidades de cabalgamiento geológicas razonables no se produce) según han demostrado KARBINOS y KETCHAM (1988). Por otra parte y según estos autores las rocas situadas entre dos cabalgamientos, como es el caso de los materiales de Forcarei pueden sufrir estas variaciones complejas de  $T^a$  como un estadio de calentamiento seguido de enfriamiento.

A continuación se presentará un sencillo esquema de evolución para las distintas láminas alóctonas que nos aparecen en la zona y en el entorno que viene esquematizado en la (Fig. 10c). La unidad A, limitada en su base por el cabalgamiento  $C_1$ , constitui-

da por las rocas máficas y ultramáficas de la Unidad de Carballo-El Pino y situada inmediatamente por encima de los materiales que ocupan el núcleo sinformal de Forcarei sufriría un enfriamiento continuado. Este tendría lugar desde temperaturas ígneas y pasando por  $700^\circ$  y 6 Kb (desarrollo de texturas coroníticas (DÍAZ GARCÍA (1990), a través de facies de las anfibolitas y en los estadios más deformados anfibolitas epidóticas ( $T = 550^\circ\text{C}$ ).

La unidad B, constituida por los materiales de la sinforma de Forcarei y situada por debajo del cabalgamiento  $C_1$  sufriría en los primeros estadios  $D_2$  un calentamiento, abandonando el gradiente de baja temperatura que la caracteriza en los primeros estadios (sin  $D_1$ ). Posteriormente, durante el funcionamiento del cabalgamiento  $C_2$  (situado entre los grupos de Forcarei y Paraño) la unidad B sufriría una retrogradación (enfriamiento) en los últimos estadios de la  $D_2$  con la desestabilización del granate II a clorita, que tiene lugar especialmente en la base de la unidad B donde se llega a tempera-

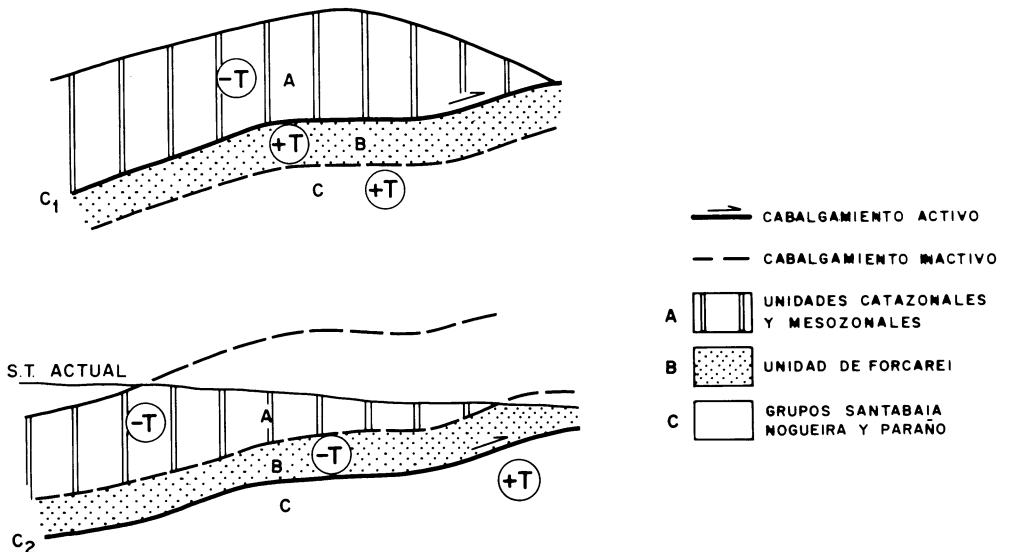


Fig. 10. c. - Esquema de emplazamiento de las grandes unidades alóctonas y su influencia en la estructuración térmica durante la  $D_2$ .

turas de 300°C (temperatura establecida para la generación de la roca de falla).

La unidad C, constituida por los Grupos de Paraño, Nogueira y Santabaia parece haber sufrido un calentamiento continuado durante los primeros estadios por el engrosamiento provocado por la  $D_1$  generalizada, y durante la  $D_2$  por el emplazamiento de las láminas alóctonas superiores con lo que se llega en los últimos estadios de la  $D_2$  a la fusión parcial en los niveles más profundos.

Este tipo de relaciones distintas para el alóctono y autóctono fueron determinadas para el Manto de Mondoñedo por MARTINEZ CATALAN (1985) y BASTIDA *et al.* (1986), y demostradas teóricamente por ENGLAND y THOMPSON (1984) y KARABINOS y KETCHAM (1988).

## CONCLUSIONES

La sección estudiada se sitúa en una zona clave para establecer las relaciones tectónicas y metamórficas entre las grandes unidades que componen la cordillera en su parte más interna; es decir, los complejos y las potentes series de metasedimentos pertenecientes al autóctono relativo de estos.

Las conclusiones pueden ser divididas en dos áreas temáticas distintas e interrelacionadas: la estructura y el metamorfismo.

Por lo que respecta a la estructura, la principal fase de deformación se atribuye a la  $D_2$ , que desarrolla una gran variedad de estructuras asociadas.

El análisis y observación de las microestructuras relacionadas con la foliación  $S_2$  revela una variación gradual de éstas a través de los sectores Inferior y Central. Esta variación se pone especialmente de manifiesto cuando observamos el tipo de foliación de crenulación, el tamaño de grano en las micas blancas crecidas durante la  $D_2$ , y la posición de los ejes de los pliegues  $F_2^1$ . Los pliegues se generaron con una posición que formaba ángulos altos con la dirección N-S, tal como se observa en el sector Central menos

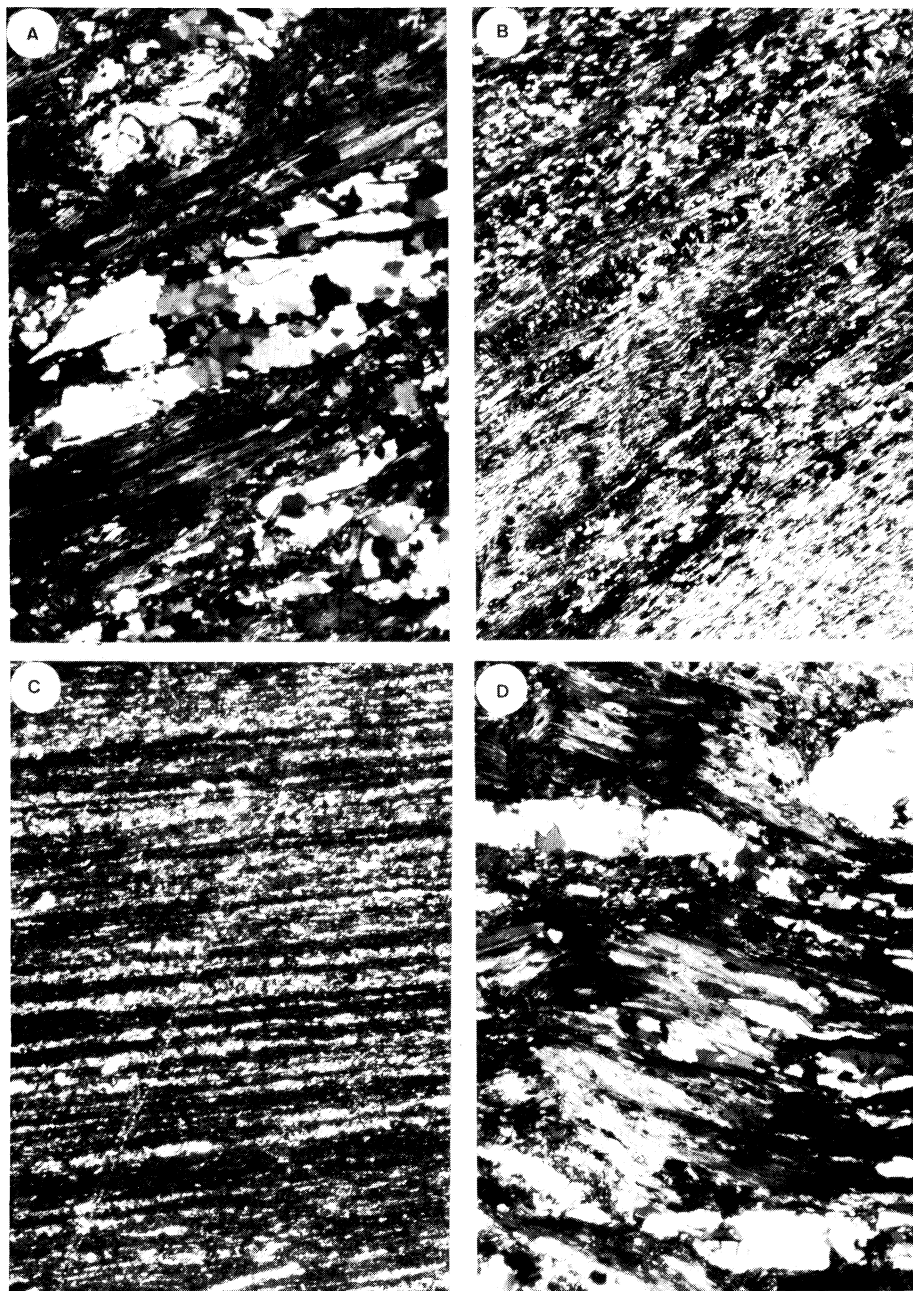
deformado, y tienden a rotar dentro del plano de foliación hasta alcanzar un paralelismo con esta dirección que es en la que se sitúa la dirección de máximo estiramiento.

El sector de Forcarei muestra un salto brusco con respecto al sector central, o de Paraño, en la posición y características de los ejes de los pliegues  $D_2$ . En la base de este Grupo de Forcarei se reconoció una franja de deformación más intensa con desarrollo de crenulaciones extensionales y rocas de falla formadas en la transición frágil-dúctil que explica este salto brusco.

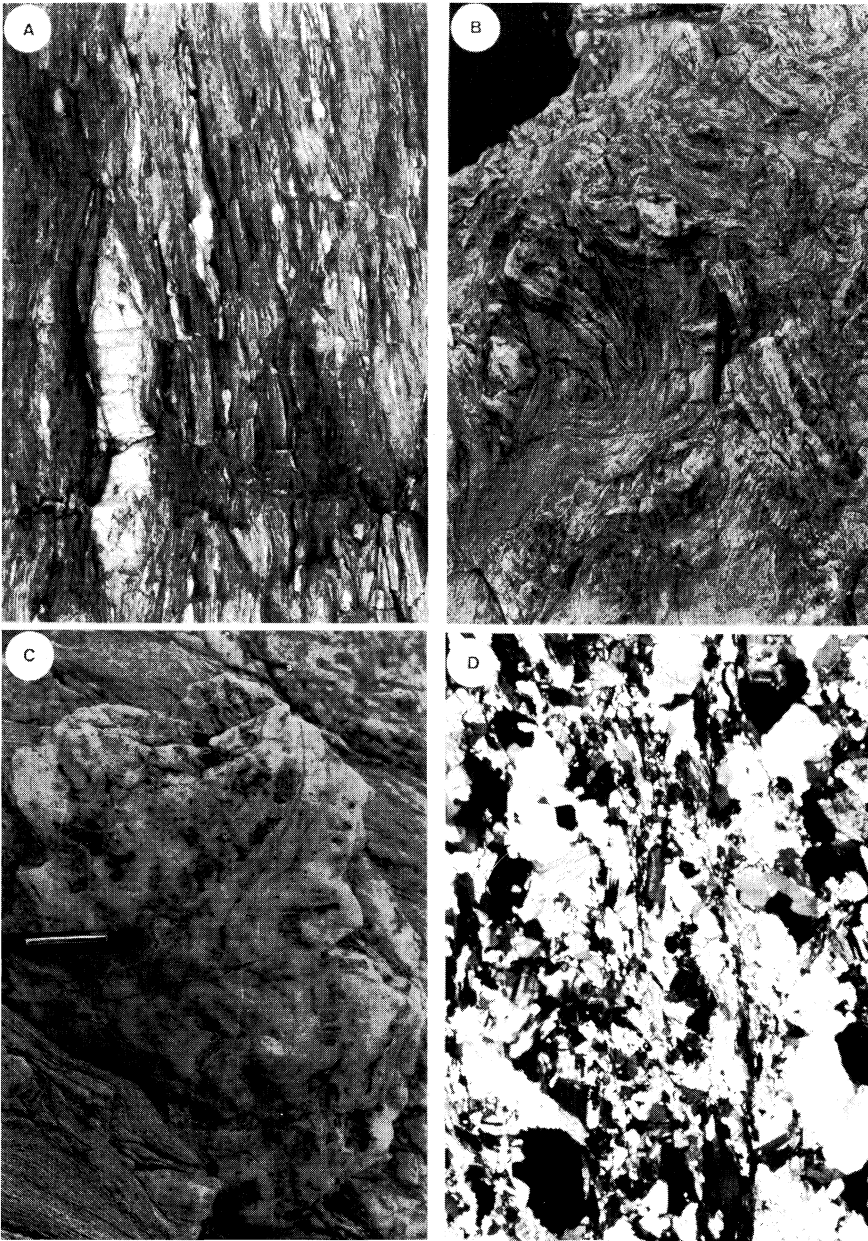
Se han encontrado granitos y venas graníticas deformadas por la  $D_2$ . La existencia de diques graníticos intruidos según el plano de máximo aplastamiento, presenta serios problemas mecánicos y nos lleva a pensar en una actuación de la  $D_2$  con distinto carácter, probablemente compresional en un primer estadio y extensional en los últimos estadios, según planos subhorizontales.

La extensión máxima en la zona, durante la segunda fase de deformación, tiene una posición N-S, tal como viene indicado por la posición de las lineaciones de estiramiento en los esquistos y rocas graníticas del entorno. Consideramos que esta dirección sería próxima a la dirección del transporte tectónico que durante la segunda fase daría lugar al emplazamiento de las unidades alóctonas.

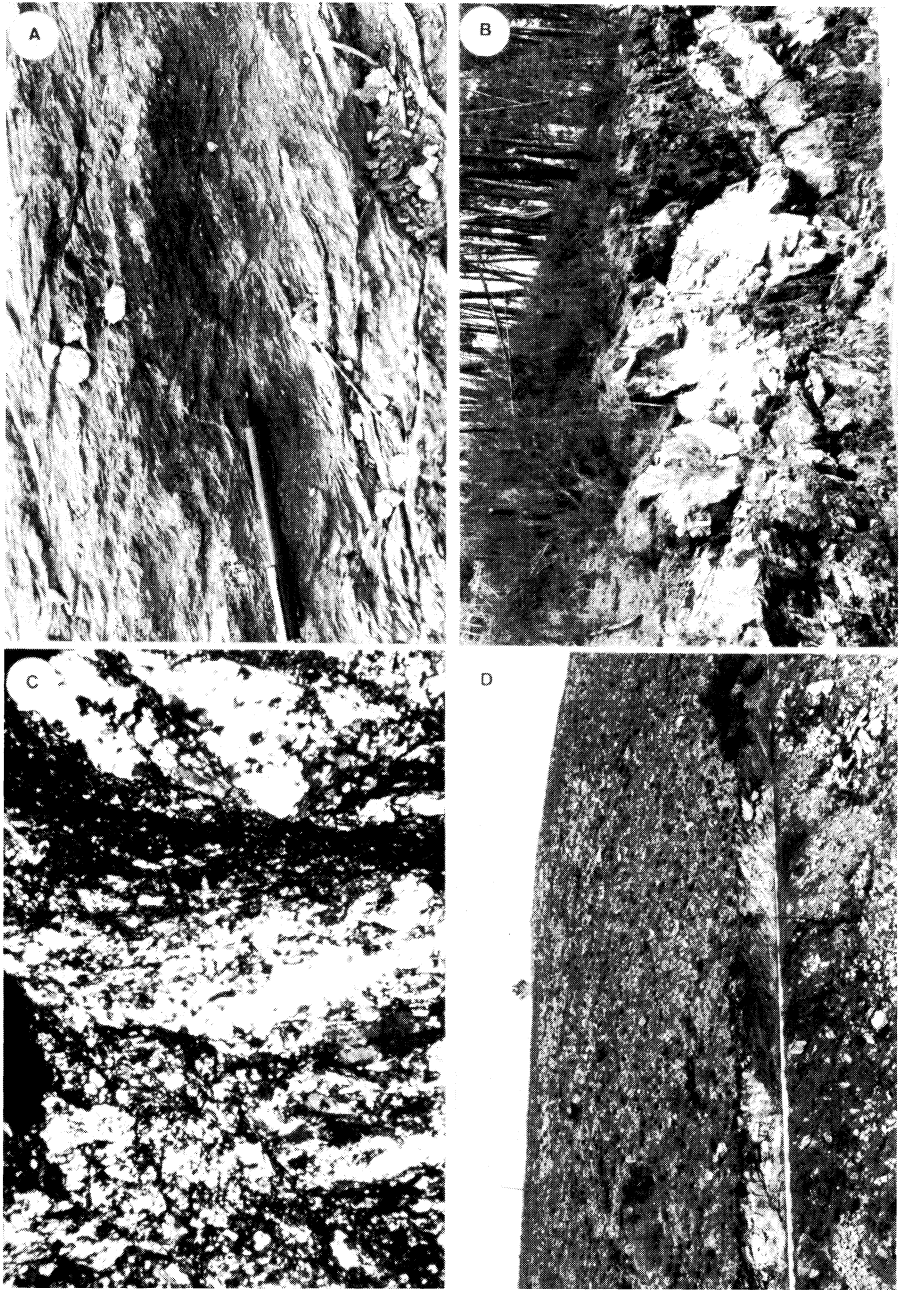
Por lo que respecta al metamorfismo, se ha detectado también un salto brusco a lo largo del corte que consiste en la superposición de la zona del granate en el grupo de Forcarei sobre la zona de la clorita en el grupo de Paraño. Esta se explica por la existencia de un cabalgamiento sinmetamórfico que pone en contacto el Grupo de Forcarei sobre el Grupo de Paraño y da lugar a evoluciones metamórficas distintas para los bloques situados en la parte inferior (prograda) y superior (retrograda) del cabalgamiento. Simultáneamente y con posterioridad a la tercera fase de deformación existe una intrusión generalizada de granitos, cortando las isogradas relacionadas con este metamor-



- Lám. 1A. Foliación de crenulación en estadio 5, en el Grupo de Nogueira. (NC).  
Lám. 1B. Foliación de crenulación en estadio 4B, en la parte inferior del Grupo de Paraño. (NC).  
Lám. 1C. Foliación de crenulación en estadio 4A, típica de la parte media y superior del grupo de Paraño. (NC).  
Lám. 1D. Foliación de crenulación en estadio 5, en el grupo de Forcarei. (NC). La anchura de las fotos es de 1,95 mm.

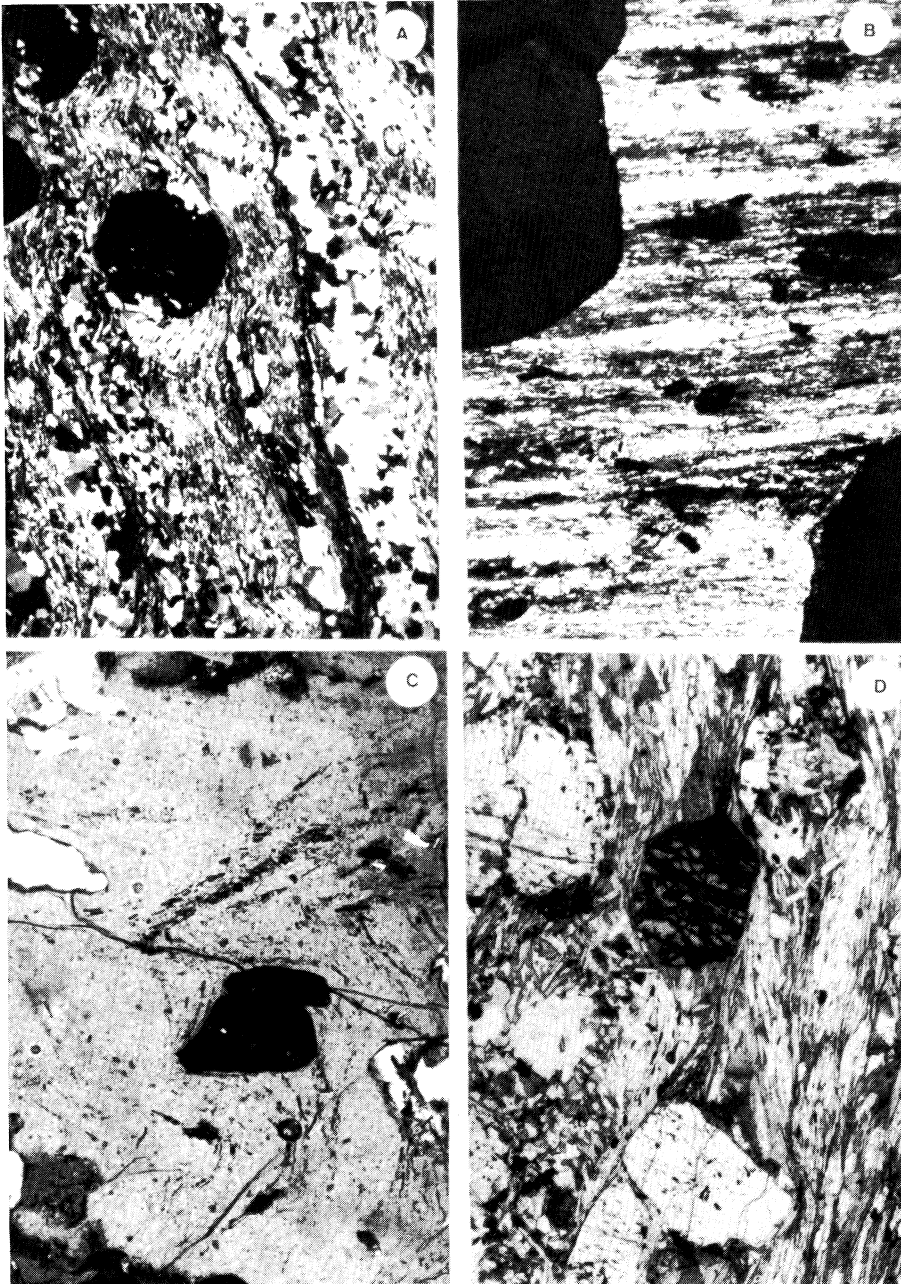


- Lám. 2A. Pliegues de tamaño centimétrico en venas de cuarzo y afectando a la  $S_1$ , cuyos ejes se disponen según la línea de máxima pendiente de la  $S_2$ .  
 Obsérvese el estiramiento aparente, en la vena de cuarzo más gruesa, perpendicular a los ejes de los pliegues.
- Lám. 2B. Posición variable de los ejes de los pliegues  $F_2^1$ , sobre los planos  $S_2$ .
- Lám. 2C. Ejes de pliegues  $F_2^1$  con charnela curvada, con el eje mayor de la vaina, en posición próxima a la horizontal.  
 En todas las fotos el lapicero se dispone en posición N-S y subhorizontal.
- Lám. 2D. Superficies S-C en el granito de Beariz. Anchura de la foto 4 mm.



- Lám. 3A. Esquistosidad de crenulación extensional afectando a la  $S_2$ . El lapicero se dispone en posición N-S y subhorizontal.
- Lám. 3B. Dique granítico plegado por la  $D_3$ .
- Lám. 3C. Roca de falla desarrollada en la transición frágil-dúctil en el contacto entre los grupos de Paraño y Forcarei. Ancho de la foto 4 mm.
- Lám. 3D. Dique graníticos, en el sector occidental del granito de Beariz, dispuestos paralelamente a la  $S_2$ .





Lám. 4A. Granate Sin-D2 en la parte inferior del Grupo Nogueira.

Lám. 4B. Granate Post-D2 en el Grupo de Parafío.

Lám. 4C. Granate tipo I incluido en la albita en los esquistos de Forcarei. La Si, parcialmente rodea el granate I, por lo que podría datarse como simultáneo a la S<sub>1</sub>.

Lám. 4D. Granate de tipo II en Forcarei deformado y fracturado por la S<sub>2</sub>.

fismo fundamentalmente térmico, a las grandes estructuras de tercera fase de la zona.

Por último se realiza una aproximación a la evolución térmica de la zona durante la D<sub>2</sub> tomando en consideración las unidades alóctonas de rocas máficas y ultramáficas del sector occidental del complejo de Ordenes.

Tomando en consideración los aspectos anteriores (existencia de una discontinuidad estructural y metamórfica) podemos concluir que los materiales del grupo Lalín-For-

carei fueron emplazados tectónicamente sobre los del grupo Paraño.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la revisión al manuscrito original efectuada por Ricardo Arenas, Fernando Bastida y José Ramón Martínez Catalán. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de la DGICYT-PB88-0145-C02-01 y GE089-0372-C02-01.

## BIBLIOGRAFIA

- ARENAS, R. (1991). Opposite P, T, t paths of hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (NW of the Iberian Massif). *Tectonophysics*.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R., ORTEGA GIRONES, E., PABLO MACIA, J. G. and PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian massif. *Hercynica*, II, 2, 78-110.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUCHI, J. I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., ORTEGA, E., PABLO MACIA, J. G. de., PEINADO, M. and RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *II Cong. Geol. de España. Vol. de Simposios*, 75-84.
- BARRERA MORATE, J. L., FARIAS, P., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ GARCIA, J. L., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., DEL OLMO SANZ, A. and PABLO MACIA, S. G. (1989). Memoria Hoja Geológica E. 1:200.000 de Orense-Verín (17.27/2-3, 2-4). *Inst. Geol. Min. España*.
- BASTIDA, F. y PULGAR, F. J. (1978). La estructura del Manto de Mondoñedo, entre Burela y Tapia de Casariego, (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 75-124.
- BASTIDA, F., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PULGAR, F. J. (1986). Structural metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nape (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.* 8, 3/4, 415-430.
- BELL, T. H. y DUNCAN, A. C. (1978). A rationalized and unified shorthand terminology for lineations and fold axes in tectonites. *Tectonophysics*, 47, T1-T5.
- BELL, T. H. y RUBENACH, M. J. (1983). Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92, 171-194.
- CAPDEVILA, R. (1969). Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, 309-312.
- CASTROVIEJO (1974). Estudio Geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W. *Bol. Geol. Min.* 85.
- CHAPMAN, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. In: DAWSON, J. B., CARSWELL, D. A., HALL, J. & WEDEPOHL, K. H. (eds.). «The Nature of the Lower Continental Crust». *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 24, 63-70.
- COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. (1980). Development of shear folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 119-26.
- DIÁZ GARCIA, F. (1990). La Geología del sector Occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España). *Nova Terra*, 3. Eds. O Castro, 230 pp.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of thickened Continental Crust. *J. Petrol.*, 25 (4), 894-928.
- GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M., MARTINEZ CATALAN, J. R. (1974). Lalín (154). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. (MAGNA). IGME.

- HILGEN, J. D. (1971). The Lalín unit: A new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain). *Koninkl. Nederl. Aad. Wetenschapen*, Amsterdam, B, 74, 4.
- HILGEN, J. D. (1981). La Unidad de Forcarei ¿otro paraautoctono de Galicia? Conferencia con motivo de la VII Reun. Geol. Oeste Peninsular. *Lab. Xeol. Laxe*, 1.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. and CONDE, L. C. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*, 113 p.
- KARABINOS, P. & KETCHAM, R. (1988). Thermal structure of active thrust belts. *J. Met. Geol.*, 6, 559-570.
- KLEIN, E., HILGEN, J. D. (1978). Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 153, CERDEDO. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- LAIRD, J. and ALBEE, A. L. (1981). Pressure, temperatures and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sc.*, 281, 127-175.
- LIU, J. G., KUNIYOSHI, S. and ITO, K. (1974). Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.*, v. 274, 613-632.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984). S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- MARQUINEZ, J. L. & KLEIN, E. (1982). Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el área esquistosa de Galicia central (NO de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 227-242.
- MARQUINEZ, J. L. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Inst. Geol. Min. España*, 100, 231.
- MARQUINEZ, J. L. (1981). Estudio Geológico del área esquistosa de Galicia central (Zona de Lalín-Forcarei-Beariz. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 135-155.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo. *Corpus. Geol. Gallae*, 2da. serie (II). Fund. Pedro Barrié de la Maza, Conde de Fenosa. La Coruña, 291.
- MARTINEZ, F. J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M. L. and GIL IBARGUCHI, J. I. (1988). Structural and thermal evolution of high-grade areas in the Northwestern parts of the Iberian Peninsula. *Am. Jour. Sci.*, 288, 969-996.
- MEERBEKE, Van, J. D., HILGEN, J. D. and FLOOR, P. (1973). Preliminary results of the investigation of the Central Galician Schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.* Deel., 49, 33-37.
- MINING, L. D. (1975). Tectonic and Petrographic aspects of an area SW of the Lalín Unit (Prov. Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 49(3), 499-504.
- MONTESERIN, V. (1981). Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 186, Puente Caldelas. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- PLATT, J. P. (1984). Secondary cleavages in ductile shear zones. *Jour of Struct. Geol.*, 6-4, 439-442.
- RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. (Trad.) *Ed. Blume*, Madrid, 1977, 590 pp.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1987). The techniques of modern structural geology, *Acad. Press*. London. Vol. 2, 700.
- SIBSON, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.
- SPRY, A. H. (1969). Metamorphic textures. *Pergamon Press*, Oxford.
- VERNON, R. H. (1978). Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rund.* 67, 288-305.
- YARDLEY, W. D. (1989). An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Sci. & Technical, 248 p.

Recibido, 15-IV-91  
Aceptado, 1-VIII-91