

EVOLUCION TEMPORAL Y DISTRIBUCION DEL METAMORFISMO EN EL AREA ESQUISTOSA DE GALICIA CENTRAL (NO DE ESPAÑA)

JORGE L. MARQUINEZ Y EILDERT KLEIN

TRABAJOS DE GEOLOGIA Marquínez, J. L. y Klein, E. (1982).--Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Area Esquistosa de Galicia Central (NO de España). *Trab. Geol.*, Univ. de Oviedo, 12, 227-242.



El Area Esquistosa de Galicia Central (NO de España) ha sido afectada por un metamorfismo regional, desarrollado simultáneamente con las distintas fases de deformación hercinianas y que alcanzó su máximo en la interfase F_2 - F_3 . Se han podido diferenciar una serie de zonas metamórficas (clorita, biotita, granate, estaurolita, andalucita y sillimanita-feldespató potásico) cuya distribución ha puesto de manifiesto la existencia de un área alargada de bajo grado de metamorfismo, dispuesta transversalmente a las estructuras (OSO-ENE). Existe una estrecha relación del metamorfismo con los granitoides de la serie de tendencia alcalina, emplazados en general en niveles mesozonales, cuya intrusión provoca un aumento rápido de la temperatura que modifica el gradiente geotérmico en su entorno. Así, las paragénesis con biotita-granate-staurolita iniciales, propias de un metamorfismo de presión intermedia-baja, son reemplazadas en las zonas próximas a los granitos por paragénesis con biotita-andalucita, de baja presión. Se considera que las denominadas unidades de Lalín y Forcarei forman parte del AEGC y que no poseen un carácter polimetamórfico, como habían sugerido otros autores; por el contrario, su evolución metamórfica puede ser comparable a la del resto de los materiales que constituyen dicha área. El metamorfismo del AEGC contrasta notablemente con el del Complejo de Ordenes, que se encuentra en la parte norte del sector estudiado, poniendo de manifiesto la gran importancia de los accidentes tectónicos postmetamórficos que limitan ambas zonas.

The Central Galician Schist Area (NW Spain) was affected by Hercynian regional metamorphism, developed simultaneously with the different deformation phases and that reached its maximum during the F_2 - F_3 interphase. Several metamorphic zones have been established (clorite, biotite, garnet, staurolite, andalusite and sillimanite-K feldspar) and its spatial distribution shows the existence of an elongated area of low metamorphic degree transverse to the regional structural trends (WSW-ENE). There is a close relationship between metamorphism and the granitoids of alkaline tendency. These granitoids were emplaced in mesozonal levels and their intrusion gave place to a change in the geothermal gradient due to the rising of temperatures in their surrounding areas. As a consequence, the initial biotite-garnet-staurolite parageneses, characteristic of intermediate-low pressure metamorphism, were replaced near the granitoids by a biotite andalusite low pressure paragenesis. The Lalín and Forcarei units are considered as a part of the CGSA and they seem to lack evidence for the polymetamorphic character attributed to them by several previous investigators, their tectonometamorphic evolution being comparable to the one which affected the remainder of the rocks of the CGSA. The metamorphism of the CGSA is quite different from that of Ordenes Complex, the unit placed on the northern part of the studied area, showing the great importance of the postmetamorphic tectonic contact between both zones.

Jorge L. Marquínez, Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Eildert Klein, Geoprin S. A. c/ Alonso Cano 85, Madrid-3. Manuscrito recibido el 15 de abril de 1982.

La región galaica constituye la parte más interna de la Cadena Herciniana en el NO de la Península Ibérica. El área situada al O del Antiforme del Olló de Sapo (correspondiente al Sec-

tor N de la Zona Centro Ibérica, Julivert y otros 1972) está constituida por un conjunto de rocas de edad Paleozoica o Precámbrico-Paleozoica con una historia tectono-metamórfica claramente relacionable con el resto de las zonas del NO de la península, al que se superponen las unidades de Cabo Ortegal, Ordenes, Morais, Bragança y Malpica-Tuy, cuya historia parece ser más compleja. Las rocas que forman el substrato sobre el que se apoyan estas unidades, que ocupan la mayor parte de esta región, presentan una granitización muy intensa a la que se asocia un metamorfismo térmico que ha borrado en muchos puntos la historia metamórfica previa. No obstante existe una extensa área en el centro de Galicia, que ocupa la parte oriental de la provincia de Pontevedra y el occidente de la de Orense, en la que la granitización está menos desarrollada, conservándose una amplia extensión con predominio de rocas metasedimentarias pelítico-arenosas, apropiadas para reconstruir la evolución del metamorfismo en este sector de la Cadena.

Meerbeke y otros (1973) y Marquínez (1981) utilizan la denominación de «Area Esquistosa de Galicia Central» (AEGC) para esta región, aunque los primeros autores excluyen la «Unidad de Lalin» (Hilgen 1971). El presente trabajo se refiere a la evolución del metamorfismo en esta AEGC incluyendo en ella toda la franja de rocas que se extiende desde Santiago de Compostela hacia el S-SE, siguiendo la dirección de las estructuras hercinianas, hasta las granodioritas de Avión y Ribadavia (Fig. 1). Geológicamente, el límite N de esta zona lo constituye el Complejo de Ordenes, encontrándose a E y O extensos macizos graníticos pertenecientes a la serie de tendencia alcalina (Capdevila y Floor 1970).

Un esquema general de la geología de esta zona puede encontrarse en los trabajos de Hilgen (1971), Meerbeke y otros (1973), González Lodeiro y otros (1974), Minnigh (1975), Marquínez 1981, Klein y Hilgen (en prensa), Klein (en prensa), Divar y otros (en prensa) y González Lodeiro y otros (en prensa). Existen también algunos datos en trabajos anteriores a la década de los 70, principalmente los de Carlé (1950), Parga Pondal (1956, 1963) y Navarro Alvargonzález y otros (1959).

El conjunto de rocas metasedimentarias de esta área forma una potente secuencia en la que han sido definidos tres grupos litológicos (Marquínez op. cit.):

–Grupo de Nogueira: constituye la base de la sucesión visible en este sector y en él, predominan los esquistos grafitosos y esquistos micáceos con abundantes intercalaciones de cuarcitas negras en algunos tramos.

–Grupo de Paraño: está constituido por una monótona sucesión de esquistos micáceos y cuarzosos en la que se encuentran además algunos tramos de esquistos púrpura («lie de vin») y escasos niveles de vulcanitas ácidas, esquistos feldespáticos e incluso grafitosos.

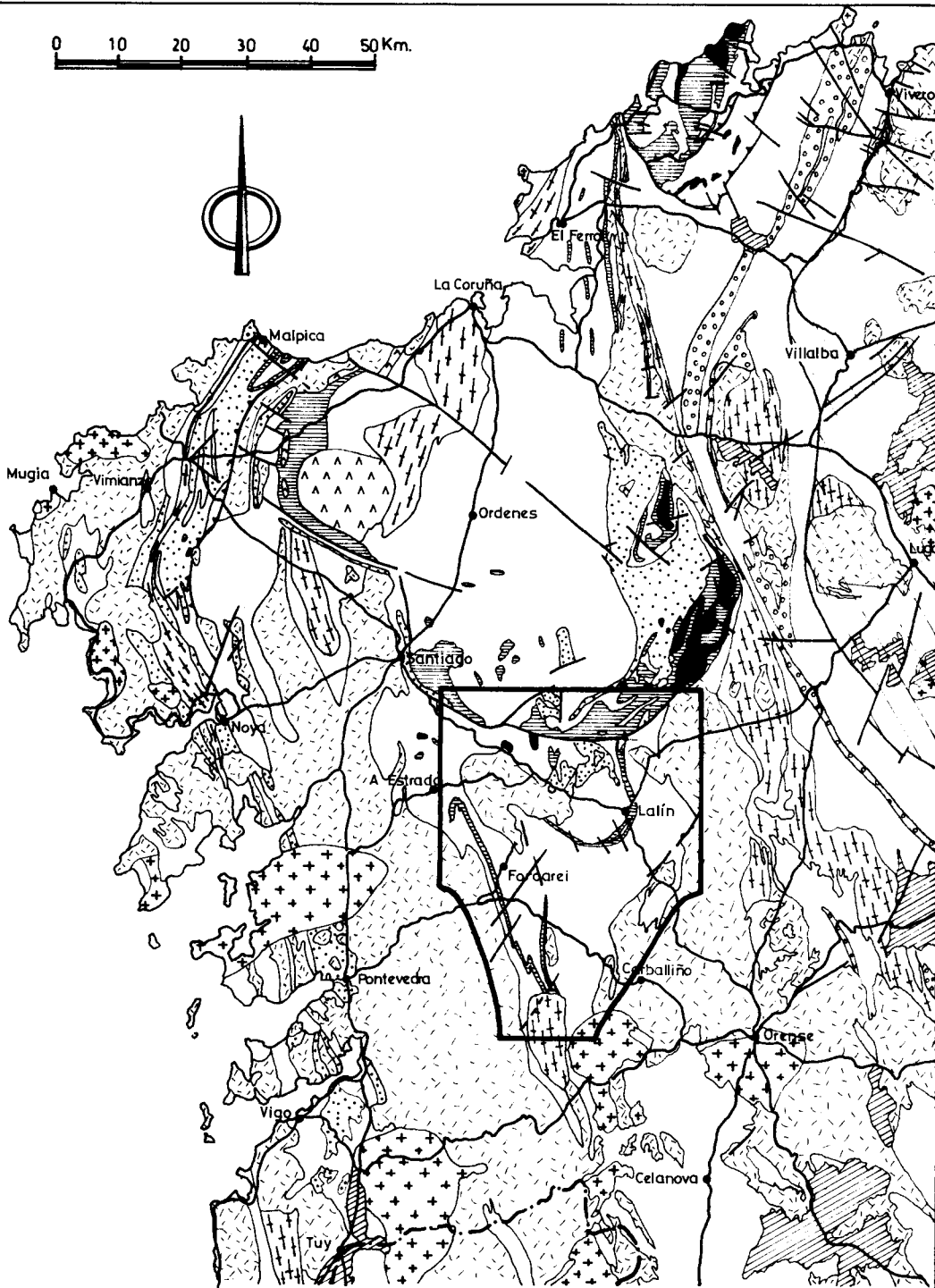
–Grupo Lalin-Forcarei: es litológicamente el más variado presentando abundantes cambios de facies; hacia la base predominan los esquistos micáceos con intercalaciones de anfibolitas, paragneises y ortogneises, sobre los que se apoya un potente conjunto de esquistos feldespáticos y paragneises, con alguna intercalación metavolcánica ácida. En los tramos más altos del sinforme de Lalin existen ortogneises y, en una posición más incierta, anfibolitas flaser e incluso peridotitas serpentizadas. Diversos autores han considerado que las rocas de este grupo constituyen una unidad polimetamórfica superpuesta al Grupo de Paraño (Hilgen 1971; Minnigh 1975...).

Todos estos materiales se encuentran afectados por una deformación polifásica de edad herciniana que ha sido acompañada de metamorfismo y granitización.

La primera fase de esta deformación se evidencia exclusivamente por la presencia de relictos de una primitiva esquistosidad bien sea entre superficies de la segunda esquistosidad (que es la más penetrativa actualmente) o dentro de blastos metamórficos posteriores a F_1 y anteriores a F_2 .

Durante la segunda fase se originan pliegues pequeños, asimétricos y vergentes al E, a los que acompaña una esquistosidad que es la anisotropía más penetrativa a todas las escalas. Durante una tercera fase, tanto en esta anisotropía como en superficies de referencia anteriores, se originan pliegues a gran escala, acompañados de pliegues menores, de un grado de evolución variable. Esta etapa es la responsable

0 10 20 30 40 50 Km.



- | | | | |
|-----------------------|-------------------------|------------------------------|-----------------------|
| Metasedimentos | Gillo de Sapo | Ortogneises | Rocas básicas |
| Rocas ultrabásicas | Gabro | Granodioritas precoces | Granodioritas tardias |
| Granitos de dos micas | Terciario y Cuaternario | Zona asturoccidental-leonesa | |

de las grandes estructuras de la zona (Informe de Forcarei y Lalín y Antiforme de El Candán). Finalmente existen fracturas y kink-bands que constituyen un conjunto de estructuras más tardías de menor entidad.

El AEGC está limitada al norte por importantes accidentes postmetamórficos (principalmente la falla de Pico Sacro) que ponen en contacto esta región con el Complejo de Ordenes. En el sector Sur de este complejo se encuentran rocas de litología y grado de metamorfismo variados, pertenecientes a distintas unidades definidas por González Lodeiro y otros (en prensa). Las características geológicas de estos materiales contrastan notablemente con las del AEGC, como puede deducirse de los trabajos de Zuuren (1969), Maaskant (1970), Hubregtse (1973) y Kuijper (1979, 1981) entre otros.

EL METAMORFISMO EN EL AREA ESQUISTOSA DE GALICIA CENTRAL

Todos los materiales del Area Esquistosa de Galicia Central están afectados por metamorfismo de grado variable, desarrollado simultáneamente a la deformación e intruidos por abundantes granitoides pertenecientes a la serie de tendencia alcalina (Capdevila y Floor 1970). Teniendo en cuenta las distintas bandas metamórficas separadas en el Macizo Hespérico por Bard y otros (1971), la zona estudiada se encuentra dentro de la de Santa Comba-Santiago-Verín, aunque como se deduce de los datos expuestos en el presente trabajo, la validez de esta división es dudosa, ya que no existe una banda metamórfica claramente diferenciada, tanto desde el punto de vista espacial como respecto al tipo y gradiente geotérmico del metamorfismo.

Los primeros datos importantes sobre el metamorfismo de esta área se encuentran en el trabajo de Meerbeke et al. (1973) a los que se han sumado posteriormente nuevas precisiones en algunas publicaciones posteriores.

En el presente trabajo se ha estudiado el metamorfismo en rocas pelíticas y pelítico-arenosas y se ha construido un mapa de metamor-

fismo en el que se distinguen, en base a la presencia de los correspondientes minerales índice, las siguientes zonas: clorita, biotita, granate, estauroлита, andalucita y sillimanita-feldespato potásico (Fig. 2). Se han indicado además las áreas con abundancia de inyecciones graníticas y las áreas migmatíticas.

En este mapa se observa que existe un cierto paralelismo entre las distintas isogradas, si se exceptúa la de la andalucita que se encuentra en torno a los granitoides y corta en ocasiones a otras isógradas. Del mismo modo, no existen discontinuidades importantes que afecten al trazado de estas líneas, exceptuando algunas fracturas poco notables y el gran accidente tectónico que limita la zona por el norte, poniéndola en contacto con las rocas del Complejo de Ordenes.

En términos generales las áreas menos metamórficas se encuentran en la parte central de la zona, siguiendo una banda irregular de dirección transversal a las estructuras (OSO-ENE), aumentando el grado de metamorfismo al aproximarse a los granitos de tendencia alcalina. Esta área alargada, de bajo grado de metamorfismo, se encuentra interrumpida por dos máximos que siguen la dirección general de las estructuras. El más occidental coincide con el núcleo del antiforme del Candán (de fase 3) y, el oriental, con la zona de apuntamientos graníticos de Lalín.

En el extremo NO del mapa existe una zona con sillimanita-feldespato potásico que aparece precedida en el metamorfismo progrado por una zona con inyecciones graníticas y una zona migmatítica.

Dentro de las zonas de metamorfismo del AEGC, reseñadas en el mapa, se han reconocido una serie de asociaciones minerales características de cada una de ellas. Estas asociaciones son las siguientes:

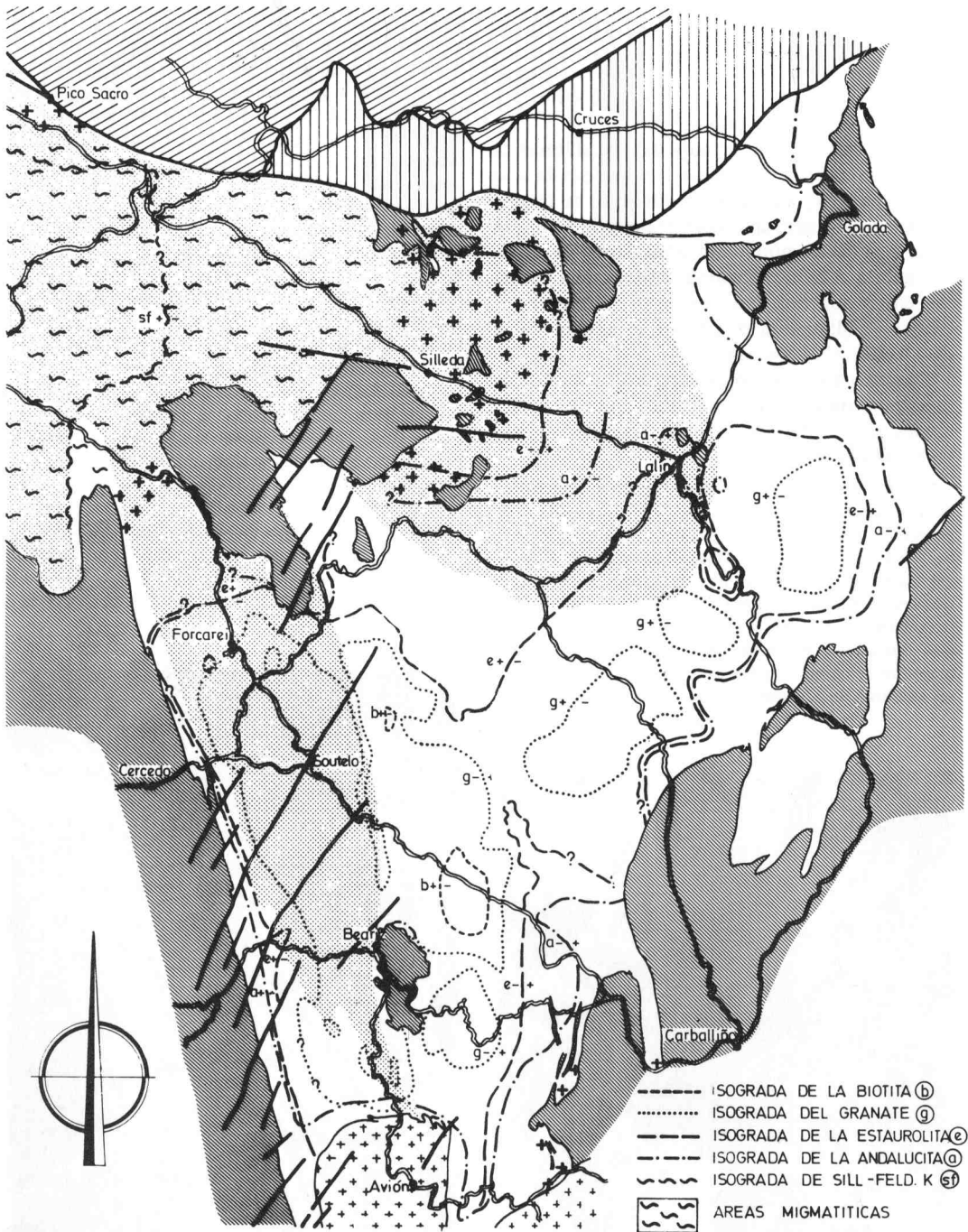
Zona de la clorita: cuarzo + sericita + clorita ± albita.

Zona de la biotita: cuarzo + moscovita + clorita + biotita ± albita.

Zona del granate: cuarzo + moscovita + biotita + granate ± clorita ± albita.

Zona de la estauroлита: cuarzo + moscovita + biotita + estauroлита ± granate ± oligoclasa.

Zona de la andalucita: cuarzo + moscovita +



0 5 10K.m.

Granitos de dos micas
 Granodioritas

Dominio de las unidades de Santiago, Lalín y Forcarei
 Grupo Paraño y Nogueira

Unidad de Betanzos-Arzúa
 Unidades de Villa de Cruces y Sierra del Careón } Complejo de Ordenes

----- ISOGRADA DE LA BIOTITA (b)
 ISOGRADA DEL GRANATE (g)
 - - - - - ISOGRADA DE LA ESTAUROLITA (e)
 - · - · - ISOGRADA DE LA ANDALUCITA (a)
 ~~~~~ ISOGRADA DE SILL-FELD. K (sf)  
 [Wavy lines] AREAS MIGMATITICAS  
 [Crosses] ZONAS CON ABUNDANTES INYECCIONES GRANITICAS

biotita + andalucita  $\pm$  granate  $\pm$  estaurólita  $\pm$  oligoclasa.

*Zona de la sillimanita-feldespato potásico:* cuarzo + biotita + sillimanita + feldespato potásico + oligoclasa  $\pm$  moscovita.

En la zona de la andalucita, la sillimanita aparece coexistiendo estable con moscovita a lo largo de un área de amplitud variable, no identificada en el mapa, que correspondería a lo que se denomina comúnmente zona superior de la sillimanita. Las asociaciones observadas en estos casos son del tipo cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita  $\pm$  granate  $\pm$  andalucita  $\pm$  estaurólita  $\pm$  oligoclasa.

Los minerales de interés para el estudio del metamorfismo en el AEGC así como sus relaciones con la deformación se describirían brevemente a continuación.

*Clorita.*—Es posible distinguir dos tipos principales de clorita, que denominaremos A y B. La clorita A se presenta en pequeños cristales tabulares que definen la  $S_1$  y/o la  $S_2$ . La clorita B es de formación a veces sincinemática tardía, pero principalmente postcinemática con la  $F_3$ . Crece como porfiroblastos subidiomórficos oblicuos a la  $S_2$ , a menudo en forma de agregados radiados compuestos de pocos individuos, sin aparente relación con las esquistosidades (Fig. 3), y en sombras de presión de otros porfiroblastos. Existe

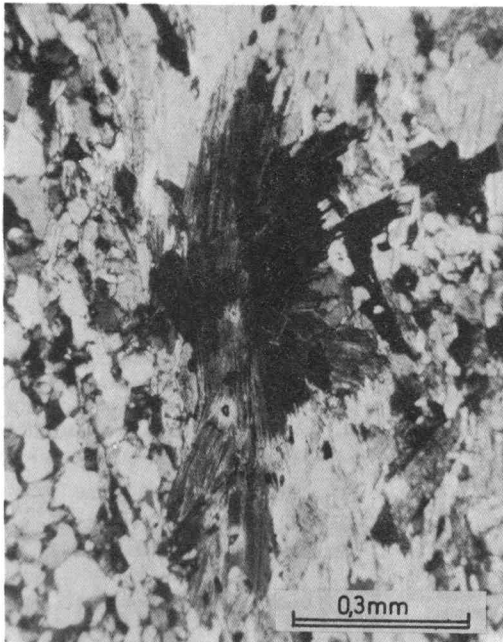


Fig. 3.—Agregado radial de cristales de clorita tardía (tipo B).

a su vez clorita como producto de la retromorfosis de biotita y granate.

*Moscovita.*—Existen dos tipos principales. El primero de ellos que denominaremos moscovita A define, al igual que la ya mencionada clorita A, la  $S_1$  y/o  $S_2$ . Es de grano fino en las rocas de más bajo grado de metamorfismo y de grano medio en las restantes. La denominada moscovita B aparece en cristales tabulares, frecuentemente orientados con sus planos (001) subparalelos a las superficies axiales de los pliegues de fase 3 (Fig. 4). Se encuentran también, generalmente en la zona de más alto grado de metamorfismo, porfiroblastos de moscovita con abundantes inclusiones. Estos últimos deben tener un origen relativamente tardío, como se deduce del hecho de sustituir a cristales de andalucita y sillimanita que se encuentran a veces incluidos en ella como relictos. Durante una fase de retrometamorfismo se origina moscovita de grano fino, con aspecto de sericita, a expensas de estaurólita, andalucita y sillimanita. Es posterior a la moscovita en porfiroblastos ya que sustituye a los relictos de sillimanita incluidos en ella.

*Biotita.*—Existen igualmente dos tipos diferenciados de biotita, A y B. La biotita A aparece en forma de cristales alargados orientados según la  $S_2$  y raramente según la  $S_1$ . La biotita B se presenta en porfiroblastos

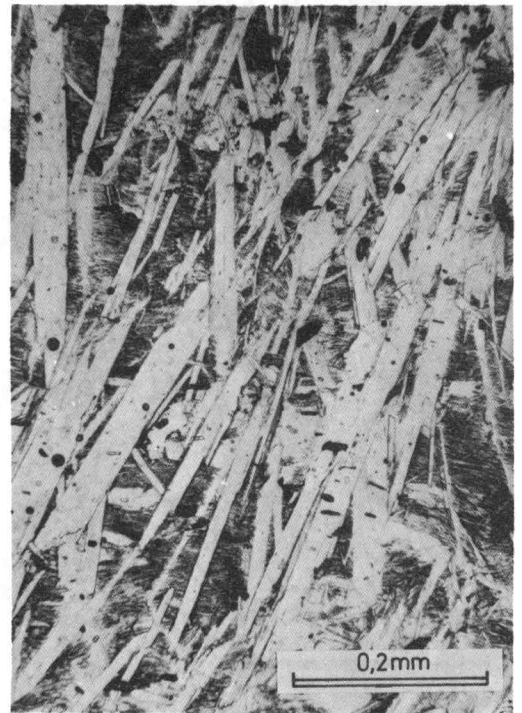


Fig. 4.—Moscovitas B orientadas subparalelamente a las superficies axiales de los pliegues de fase 3 y sobrepuestas a la segunda esquistosidad.

de mayor tamaño, frecuentemente poiquilíticos, con inclusiones que definen una  $S_1$  recta (Fig. 5) o ligeramente sigmoidal, concordante con la  $S_2$ .

**Plagioclasa.**—La plagioclasa es albita en las zonas de la clorita, biotita y granate, y oligoclasa a partir de la zona de la estauroлита, presentando frecuentemente

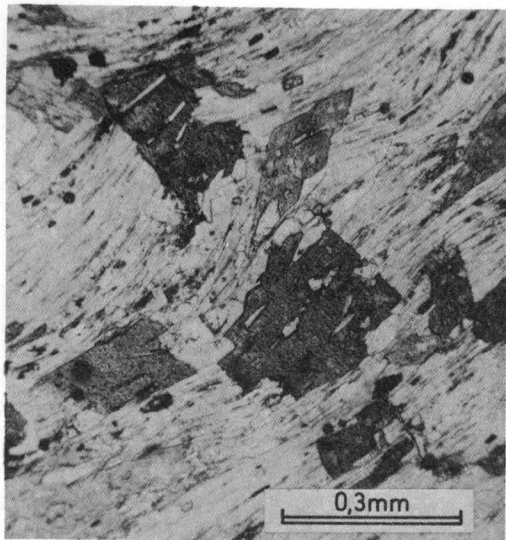


Fig. 5.—Porfiroblastos de biotita B sobreimpuestos a la segunda esquistosidad.

una zonación débil inversa. Tiene una marcada tendencia a formar porfiroblastos ovoides o alargados, especialmente en el Grupo de Lalín-Forcarei, en el que constituye un mineral principal de los esquistos feldespáticos y paragneises tan característicos para dicho grupo. Los porfiroblastos de albita suelen estar poco o nada maclados, mientras que los de oligoclasa muestran por lo general un maclado polisintético y contienen abundantes inclusiones (cuarzo, clorita, moscovita, biotita, granate I, opacos y turmalina) entre las cuales destacan las de cuarzo en «gotas». Estas inclusiones definen, por regla general, una  $S_1$  que en la mayoría de los casos es recta o sigmoidal, y concordante con la  $S_2$  (Fig. 6), indicando que la plagioclasa es a veces sincinemática tardía con respecto a la segunda fase de deformación, pero que ha crecido esencialmente entre las fases 2 y 3. Existen también localmente evidencias de cristalización de plagioclasa anteriormente a la fase 2, por lo que puede concluirse que el crecimiento de este mineral se ha extendido a través de gran parte del metamorfismo herciniano, culminando en la interfase  $F_2$ - $F_3$ .

**Granate.**—En esta región se han distinguido ya en anteriores trabajos dos tipos de granates (Hilgen 1971), cuya génesis e implicaciones han dado lugar a hipótesis controvertidas como veremos más adelante.

El granate de tipo I es normalmente de tamaño pequeño, xenomorfo o subidiomorfo y de aspecto turbio, debido a la presencia de numerosas inclusiones finísimas, en forma de polvo, que no muestran ninguna orientación preferente (Fig. 7A). Existe fre-

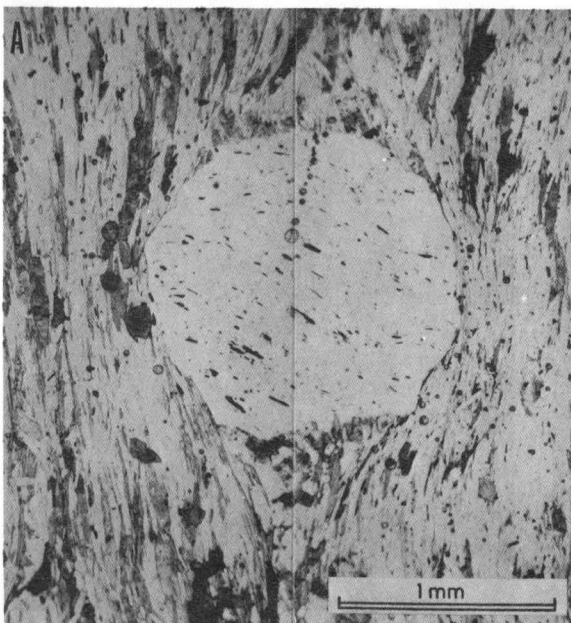


Fig. 6.—Porfiroblastos de plagioclasa, A: con inclusiones de opacos que definen una  $S_1$  previa a la  $S_e$  y B: con inclusiones que definen una  $S_1$  sigmoidal y concordante con la  $S_e$ .

cuentemente un borde estrecho y exento de inclusiones, paralelo a los límites de los cristales, que sirve para definir un zonado muy característico (Fig. 7B).

La relación de los granates de tipo I con las deformaciones es difícil de establecer, observándose únicamente que están incluidos en metablastos del me-

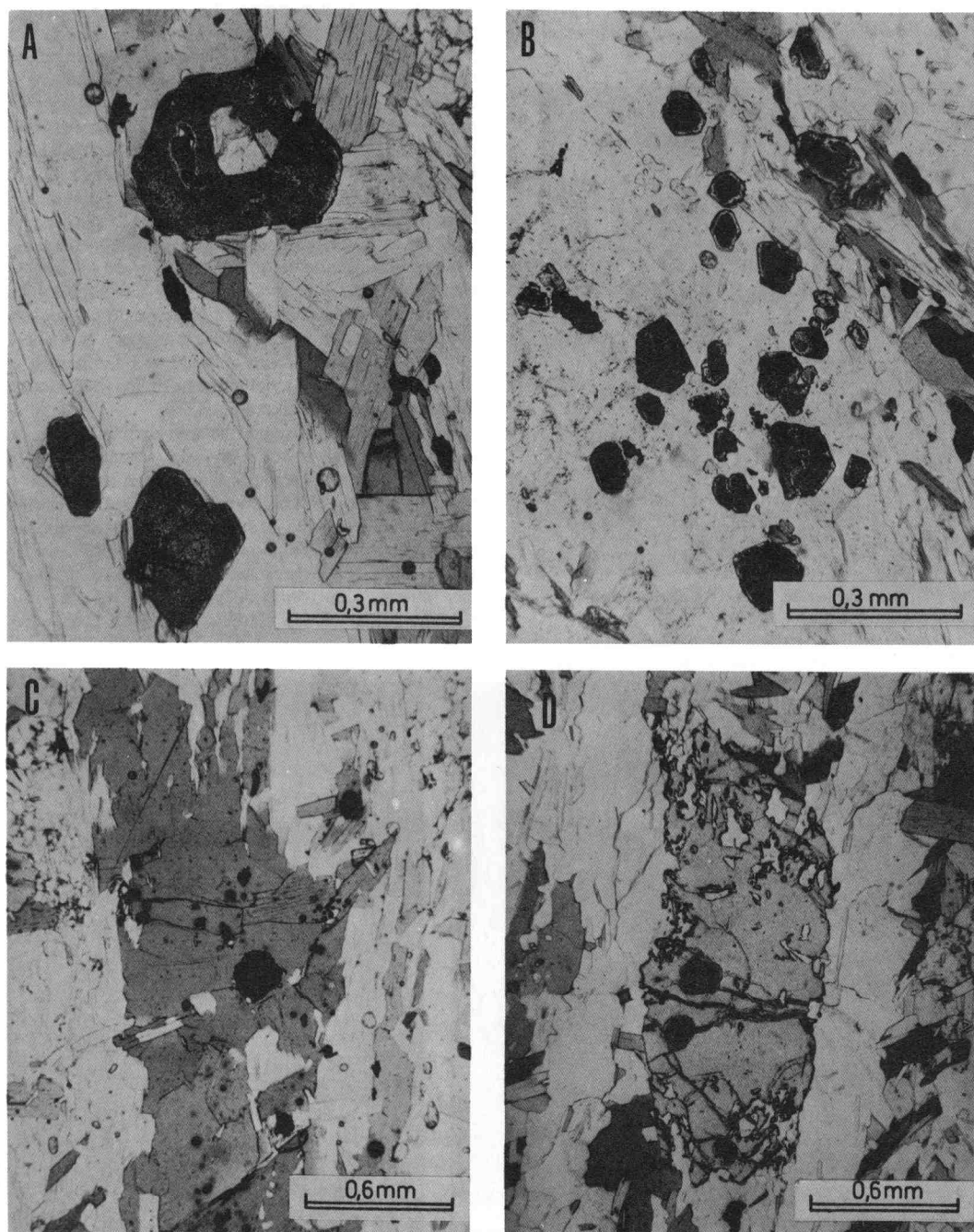


Fig. 7.—Granates de tipo I en paragneises del Grupo de Lalín. A. detalle de estos granates con aspecto turbio e inclusiones de opacos, cuarzo y clorita. B: grupo de granates en los que se aprecia claramente un borde externo pobre en inclusiones. C, D: granates I incluidos en profiroblastos de biotita y estaurolita respectivamente.



tamorfismo herciniano, preferentemente en los de plagioclasa, pero también en cuarzo, moscovita, biotita (Fig. 7C), estaurólita (Fig. 7D) y andalucita, indicando que son anteriores a éstos. Muestra a menudo signos de desestabilización, siendo sustituido en parte por biotita o clorita, lo que a veces da origen a vagas estructuras en atolón.

Los granates de tipo II son en general de mayor tamaño, constituyendo porfiroblastos idiomorfos que no presentan el aspecto turbio característico del tipo anterior (Fig. 8A). Frecuentemente contienen inclusiones que definen una  $S_1$  recta continua con la  $S_2$ , que indica que estos minerales han crecido principalmente en la interfase  $F_2$ - $F_3$ . En algunos casos la  $S_1$  es algo sigmoidal y existen sombras de presión poco desarrolladas, originadas en los últimos estadios de la  $F_2$ , lo que sugiere una cristalización sincinemática tardía con relación a la segunda fase de deformación.

En contados casos se observa que los granates de tipo II han crecido en dos etapas, manifestando un núcleo con una esquistosidad incluida ( $S_1$ ) que ha crecido anteriormente a la fase 2, sobre el cual sigue creciendo el granate con posterioridad a esta segunda fase (Marquínez 1981). En otras áreas de Galicia Occidental se conocen también granates de tipo II con varias etapas de crecimiento, como queda reflejado por su zonación química descrita por Gil Ibarguchi (1978).

Una variedad especial de granate de tipo II la encontramos en cristales esqueléticos crecidos en metasedimentos ricos en cuarzo (Fig. 8B).

La importancia dada por algunos autores a los granates de tipo I en cuanto a la evolución del metamorfismo en esta zona, obliga a realizar algunas consideraciones de interés. Así, debe

destacarse que estos granates se encuentran preferentemente en el sinforme de Lalín, aunque también han sido señalados en el de Forcarei (Minnigh 1975; Marquínez 1981; Klein y Hilgen en prensa; Monteserín en prensa). No obstante las características ópticas de los granates de Forcarei no encajan exactamente con las de tipo I, por lo que a falta de datos de análisis más resolutivos deben mantenerse ciertas reservas en estas correlaciones. Igualmente han sido citados granates comparables en la Unidad de Santiago (Zuuren 1969; De Pablo Macía y Martínez Catalán en prensa). Su distribución se limita, por tanto, a las unidades caracterizadas por la frecuente presencia de metasedimentos feldespáticos.

Estos granates de tipo I han sido comparados con granates semejantes de la «Fosa Blastomilonítica» (Hilgen 1971; Minnigh 1975), para los cuales se ha supuesto una edad preherciniana (Floor 1966; Den Tex y Floor 1967; Arps 1970) y han servido como argumento para suponer que las rocas del Grupo Lalín-Forcarei son polimetamórficas y alóctonas (Hilgen 1971, 1981; Minnigh 1975).

Sin embargo, en el AEGC no existen razones suficientemente convincentes para atribuirles una edad preherciniana, pudiendo únicamente observarse que están incluidos en metablastos crecidos durante la fase 2 o en la interfase  $F_2$ - $F_3$ , por lo que podrían ser de edad herciniana, como ya fue sugerido por Marquínez 1981;

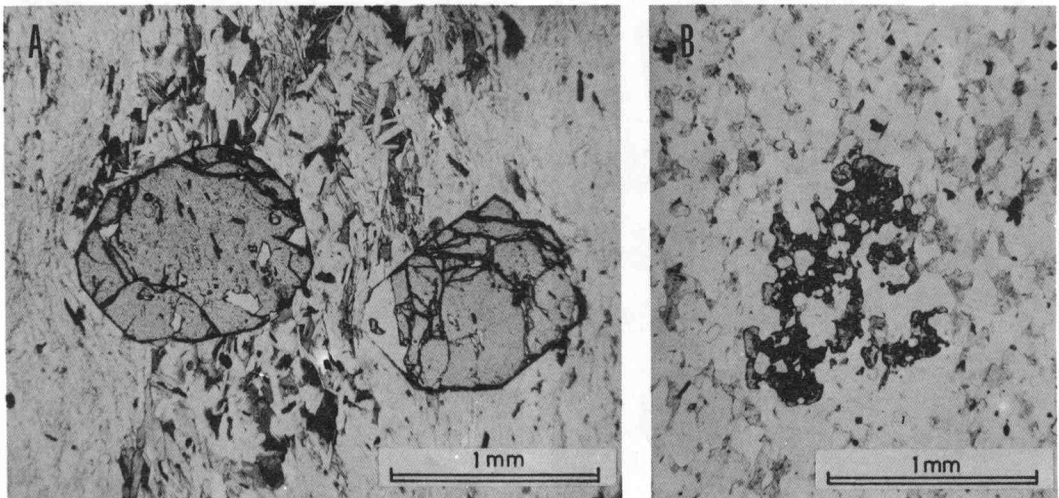


Fig. 8.—A: granates tipo II en esquistos del Grupo de Paraño. B: cristal de granate II esquelético en matareniscas del mismo grupo.

Klein y Hilgen en prensa y González y otros, en prensa.

En este sentido, es probable que los granates tipo I aparezcan asociados a las paragenesis minerales originadas en la interfase  $F_1$ - $F_2$  o incluso durante la  $F_1$  con: cuarzo + clorita + moscovita  $\pm$  biotita, correspondientes a un metamorfismo de grado bajo.

Por otra parte, el hecho de que los granates tipo I se encuentren restringidos a las rocas del Grupo Lalín-Forcarei y a la Unidad de Santiago, puede deberse a un control químico para la aparición de estos minerales, lo que parece sugerir también la estrecha zona con granate que sigue un nivel estratigráfico, próximo a la base del Grupo de Forcarei, al E de Soutelo (Fig. 2). Las observaciones de Zuuren (1969) respecto a la naturaleza espesartínica de los granates tipo I en la Unidad de Santiago, encajan con estas hipótesis.

**Estaurolita.**—Se presenta en porfiroblastos subidiomorfos o idiomorfos, en ocasiones algo orientados según la  $S_2$ . Existen frecuentemente inclusiones de cuarzo y opacos que, algunas veces, son tan numerosas que dan al mineral un aspecto esquelético. Estas inclusiones definen en general una  $S_1$  recta, continua con la  $S_2$ , la cual suele aparecer crenulada por la fase 3 fuera del cristal, indicando un crecimiento interfase

$F_2$ - $F_3$  (Fig. 9A). En algunos casos la  $S_1$  es algo sigmoidal, sugiriendo una cristalización sincinemática tardía con la fase 2.

**Andalucita.**—Aparece en la mayor parte de los casos en porfiroblastos con abundantes inclusiones de granate, estaurolita y especialmente de biotita. Las inclusiones de estaurolita pueden tener bordes idiomorfos, pero se presentan también en forma de pequeños relictos xenomorfos de cristales mayores, en parte sustituidos por la andalucita (Fig. 9B).

Aunque los porfiroblastos de andalucita muestran una tendencia a orientarse paralelamente a la  $S_2$ , la esquistosidad interna recta, correspondiendo a la  $S_2$ , la inclusión de granate II y la sustitución de la estaurolita, demuestra que es postcinemática con respecto a la segunda fase de deformación y anterior o sincinemática precoz respecto a la fase 3. La denominada andalucita B es de crecimiento más tardío. Se presenta como porfiroblastos sin aparente orientación preferente e incluye pliegues helicíticos de fase 3, representando un típico mineral de metamorfismo de contacto en las aureolas de ciertos granitoides epizonales.

**Sillimanita.**—Se presenta casi exclusivamente en forma de fibrolita, cuyas relaciones con las deformaciones son difíciles de apreciar, observándose cierta tendencia a formar haces paralelos a la  $S_2$ . La sillimanita cristaliza en ocasiones en torno a andalucita A, reemplazándola. En otros casos se encuentra nu-

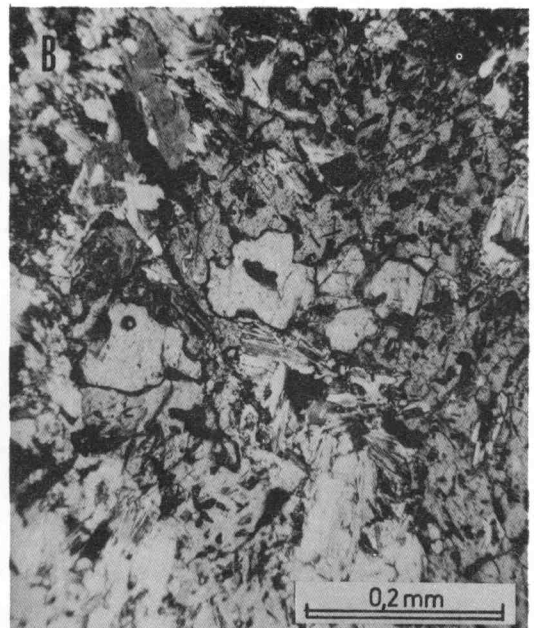
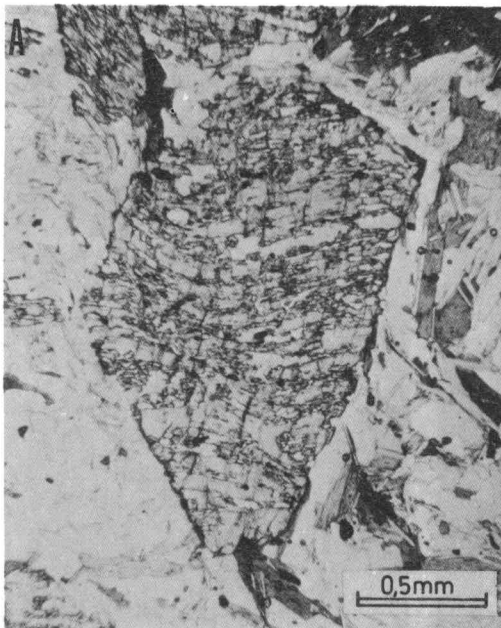


Fig. 9.—A: porfiroblasto de estaurolita con abundantes inclusiones orientadas según la  $S_2$ , que se encuentra crenulada fuera del cristal. B: relictos xenomorfos de estaurolita dentro de un cristal de andalucita.

cleada sobre biotita o incluida dentro de porfiroblastos de moscovita.

RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACIÓN

Las relaciones entre la cristalización metamórfica y la deformación se expresan esquemáticamente en la Fig. 10. Se indica con  $F_1$ ,  $F_2$  y  $F_3$  la cristalización simultánea a las fases de deformación principales y con  $I_{1-2}$ ,  $I_{2-3}$  la cristalización que tiene lugar en las interfases correspondientes.

En general, los minerales con hábito alargado o planar (clorita A, moscovita A, biotita A) que definen las esquistosidades  $S_1$ ,  $S_2$  o  $S_3$ , han

avión y Carballino, estos porfiroblastos crecen algo anteriormente, encontrándose aquí relaciones sin  $F_2$  tardías. Todos estos minerales se encuentran en ocasiones englobados en andalucita, que crece por tanto con posterioridad a ellos, aún en la interfase  $F_2$ - $F_3$  y durante la  $F_3$ . En cuanto a la sillimanita, que se presenta principalmente en la variedad de fibrolita, es difícil precisar el momento de su cristalización, aunque su relación con la andalucita sugiere una edad  $I_{2-3}$  tardía a sin  $F_3$ .

La edad de los granates de tipo I es un problema más difícil. Se encuentran frecuentemente englobados en otros minerales como biotita, plagioclasa, estauroлита, etc., lo que implica una edad anterior a estos porfiroblastos. Por otra parte, Marquínez (1981) ha descrito en los esquistos de Paraño granates zonados con un núcleo originado en la  $I_{1-2}$  y una parte externa de edad  $I_{2-3}$ . Así, parece indudable que durante  $I_{1-2}$  han crecido ya granates, sin poder descartar la posibilidad de que esta cristalización se hubiera iniciado durante la  $F_1$ .

De todas estas relaciones se deduce que la cristalización metamórfica se inicia durante la primera fase de deformación, prolongándose hasta la tercera fase, aunque el máximo corresponde a  $I_{2-3}$ . Puede verse a la vez como las paragénesis minerales se van sucediendo temporalmente al avanzar el metamorfismo progrado, cristalizando las asociaciones de más alto grado en la  $I_{2-3}$  y al principio de la  $F_3$ . Estos datos, por otra parte, son coherentes con la edad establecida para los granitos de dos micas en base al estudio de las zonas de contacto y la relación de su cortejo filoniano con la deformación, cuyo emplazamiento es en esta zona, en términos generales, simultáneo a la fase 3.

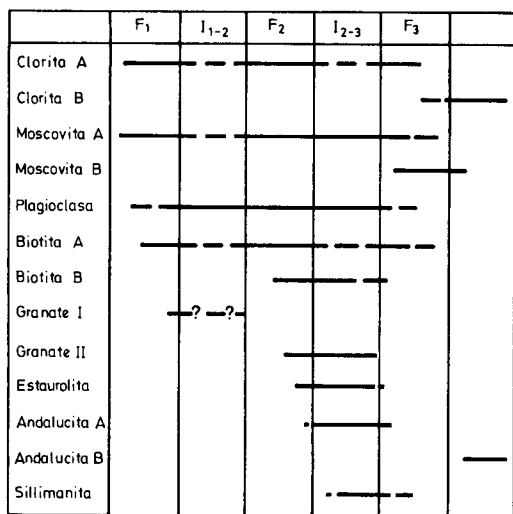


Fig. 10.—Esquema de las relaciones cronológicas entre la cristalización metamórfica y las distintas fases de deformación.

cristalizado simultáneamente a la deformación que ha originado la esquistosidad correspondiente, aunque en ocasiones se observa un crecimiento mimético de moscovita y biotita en la interfase  $F_2$ - $F_3$  principalmente. Las plagioclasas tienen una historia de cristalización muy larga, encontrándose porfiroblastos de este mineral desde pre  $F_2$  hasta sin  $F_3$ . Por otra parte, la paragénesis originada durante la  $F_1$  incluye ya albita en pequeños cristales.

La mayoría de los porfiroblastos de biotita, granate II y estauroлита engloban a la  $S_2$ , habiendo sido esta posteriormente crenulada o reaplastada durante la fase 3. Sin embargo en el Sur de la zona, en un área comprendida entre

CAMBIOS MINERALÓGICOS Y CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Dentro del AEGC se encuentran una serie de asociaciones minerales que caracterizan el metamorfismo progrado a partir de las cuales se han definido las siguientes zonas: clorita, biotita, granate, estauroлита, andalucita, sillimanita-feldespato potásico. En la Fig. 11 se muestran los cambios mineralógicos progresivos en las rocas pelítico-arenosas de esta región. Los datos relativos al granate se refieren principalmente al

| Zonas        | Clorita | Biotita | Granate | Estaurolita | Andalucita | Sill - FK |
|--------------|---------|---------|---------|-------------|------------|-----------|
| Minerales    |         |         |         |             |            |           |
| Clorita      |         |         | ---     | ?           |            |           |
| Moscovita    |         |         |         |             |            | ---       |
| Biotita      |         |         |         |             |            |           |
| Granate      |         |         |         |             |            |           |
| Estaurolita  |         |         |         |             |            |           |
| Andalucita   |         |         |         |             |            |           |
| Sillimanita  |         |         |         |             |            |           |
| Feldespato K |         |         |         |             |            |           |

Fig. 11.—Cambios mineralógicos progresivos en las rocas pelítico-arenosas del Area Esquistosa de Galicia Central.

granate almandínico (tipo II), que debe proceder de una de las reacciones siguientes:

$\text{clor} + \text{biot}_1 + \text{Q} = \text{gte} + \text{biot}_2 + \text{H}_2\text{O}$  (Chakraborty y Sen 1967) o  $\text{clor} + \text{mosc} + \text{Q} = \text{gte} + \text{biot} + \text{H}_2\text{O}$  (Thomson y Norton 1968)

El granate tipo I, probablemente rico en Mn (según Zuuren 1969), debe aparecer en estadios anteriores del metamorfismo y, su presencia en algunas áreas, no implica que se hayan alcanzado las condiciones necesarias para la formación de almandino.

La zona de la estaurolita, como puede apreciarse en el mapa de la Fig. 2, es muy reducida en ocasiones o puede incluso llegar a desaparecer, encontrándose la andalucita muy próxima a la zona del granate. Es frecuente encontrar en estas zonas relictos de estaurolita dentro de cristales de andalucita (Fig. 9B) que los sustituyeron según la reacción  $\text{ets} + \text{mosc} + \text{Q} = \text{And} + \text{biot} + \text{H}_2\text{O}$  (Hoschek 1969). Este hecho explica la presencia de una fase en exceso en algunas de las asociaciones de la zona de la andalucita, encontrándose en estos casos la estaurolita como una fase mataestable.

En la Fig. 11 se ha indicado la cristalización de la andalucita tipo A, quedando excluida la andalucita tipo B, crecida en relación con los granitoides emplazados en niveles epizonales (granitoides de Avión, Ribadavia y Beariz). Ambos tipos han sido incluidos en una sola isograda (Fig. 9) aunque, como puede deducirse fácilmente, la andalucita B se encuentra restringida a las proximidades de los granitoides mencionados.

La sillimanita, formada probablemente a partir de andalucita, aparece inicialmente en presencia de moscovita primaria, dando lugar a una «zona superior de la sillimanita» que, no obstante, no ha sido posible diferenciar en el mapa de la Fig. 2.

Con base a los datos expuestos hasta el momento puede intentarse precisar las condiciones que imperaron durante el proceso metamórfico. En un diagrama presión-temperatura en el que se sitúan algunas curvas de equilibrios minerales más representativas (Fig. 12), pueden verse las condiciones correspondientes a los estadios finales del metamorfismo. Estas se establecen en base a 2 hechos fundamentales: 1) El proceso de desestabilización de la estaurolita para transformarse en andalucita y la formación subsecuente de sillimanita a partir de andalucita, indica que se ha traspasado la curva (3), correspondiente a la reacción  $\text{est} + \text{mosc} + \text{Q} = \text{And} + \text{biot} + \text{H}_2\text{O}$ , a una presión inferior a unos 4 Kb. 2) La aparición de movilizados migmáticos en el metamorfismo progrado, previamente a la

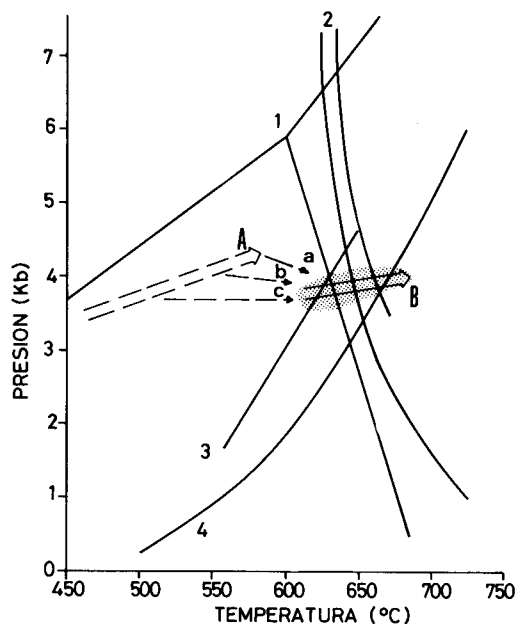


Fig. 12.—Representación de las condiciones P-T del metamorfismo en base a algunas de las curvas de equilibrio más indicativas: 1) punto triple  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ . Límites de fase distena-andalucita y distena-sillimanita intermedios entre Richardson et al. (1968, 1969) y Althaus (1967, 1968) in Winkler (1976). 2) Inicio de la anatexia en gneises (Winkler 1976). 3)  $\text{est.} + \text{mosc.} + \text{Q} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{biot.}$  (Hoschek 1969). 4)  $\text{mosc.} + \text{Q} = \text{Feld. K} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$  (Helgeson et al. 1978). La trayectoria A corresponde al gradiente geotérmico del metamorfismo regional que conduce a la aparición de paragenesis con almandino-estaurolita. La trayectoria B representa el gradiente geotérmico resultante al superponerse el efecto térmico provocado por la intrusión de los granitoides. Las flechas a, b y c indican los posibles caminos seguidos en la evolución del metamorfismo para el cambio de unas condiciones a otras.

aparición de paragénesis con sillimanita-feldspato potásico y la desestabilización de la moscovita, indica que se ha cruzado la curva de fusión de rocas graníticas a una presión no inferior a 3,5 Kb.

Estos datos sugieren unas condiciones de 3,5 a 4Kb para 650°C de temperatura (los resultados pueden variar en función del punto triple elegido para la estabilidad de los silicatos de aluminio) que corresponde a un gradiente de un metamorfismo de baja presión similar al tipo andalucita-sillimanita de Miyashiro 1961.

No obstante, como ya se ha mencionado, existen en las zonas más alejadas de la influencia térmica de los granitos, asociaciones con almandino y estauroлита estables, algo anteriores en el tiempo, que implican la existencia de un metamorfismo con un gradiente de presión más elevada, correspondiente quizás a un tipo de presión intermedia-baja. Estos hechos han sido ya puestos de manifiesto por otros autores en el Macizo Hespérico (Gil Ibaruchi 1978; Martínez 1974; Bastida y Pulgar 1978 y Martínez Catalán 1980). En general en las áreas muy granitizadas del Hercínico de la Península Ibérica las condiciones finales del metamorfismo encajan en un tipo de baja presión, con paragénesis frecuentes de andalucita-cordierita, encontrándose en ocasiones relictos de estauroлита que sugieren una evolución más compleja. Por el contrario, en áreas menos granitizadas como la que nos ocupa, se encuentran zonas con paragénesis de almandino-estauroлита estables, limitándose las asociaciones con andalucita a las zonas próximas a los granitos.

#### EVOLUCIÓN DEL METAMORFISMO

En la zona estudiada el metamorfismo alcanza durante la primera fase de deformación condiciones de la facies de los esquistos verdes, encontrándose asociaciones de esta edad con clorita y biotita. Los primeros granates datados son los núcleos de granates II encontrados en los esquistos de Paraño y que cristalizaron en la  $I_{1-2}$ . Es posible también que ya durante la primera fase, en rocas con una composición química adecuada, cristalizaran granates de tipo I, lo que como ya se ha indicado no implica que se alcanzaran aún las condiciones necesarias para la formación de almandino.

En el curso del metamorfismo progrado y si-

guiendo probablemente el camino A en la Fig. 12, se alcanzó al final de la segunda fase de deformación el grado medio de metamorfismo, desarrollándose claramente en la interfase  $F_2$ - $F_3$  paragénesis con biotita-almandino-estauroлита en las zonas de mayor intensidad metamórfica. A partir de este momento, y en los focos térmicos del metamorfismo, se produce la intrusión de los granitoides de la serie de tendencia alcalina, iniciándose un proceso de telescoping de las masas graníticas que provoca un rápido aumento de temperatura en su entorno y una modificación de los equilibrios anteriores, originándose nuevas paragénesis con andalucita y biotita en vez de granate-estauroлита (o biotita-estauroлита) (trayectoria B, Fig. 12).

La aparición de estas nuevas paragénesis se traduce en un cambio en el gradiente metamórfico con el tiempo. Según la zona afectada este cambio puede realizarse, tal como se indica en la Fig. 12, mediante un simple aumento de la temperatura, a presión constante, o bien con un aumento de la temperatura acompañado de una disminución de la presión (flechas c, b y a). El climax del metamorfismo se alcanza así en la  $I_{2-3}$  y al principio de la  $F_3$ , disminuyendo rápidamente las condiciones P-T a partir de este momento. Durante la  $F_3$  se alcanzan aún en algunos puntos temperaturas suficientes para la cristalización de moscovita, clorita o incluso biotita que definen en ocasiones una esquistosidad bien desarrollada, aunque en muchas zonas la  $F_3$  es claramente post-cristalina. Se observan así mismo procesos de retromorfosis de minerales previos (sericitación de andalucita, cloritización de biotitas y granates, etc.) que deben originarse durante la fase 3, aunque no hay evidencias al respecto.

#### EL COMPLEJO DE ORDENES Y SU RELACION CON EL AREA ESQUISTOSA DE GALICIA CENTRAL

Las rocas del Complejo de Ordenes que están en contacto con el AEGC (Fig. 2), pertenecen a las Unidades de Villa de Cruces y de Betanzos-Arzúa (González Lodeiro y otros, en prensa). En la primera unidad los materiales se componen principalmente de esquistos verdes derivados en gran parte de vulcanitas básicas. Son de bajo grado de metamorfismo (facies de

los esquistos verdes) y se caracterizan por las asociaciones:

cuarzo + clorita + albita + anfíbol actinolítico + epidota-clinozoisita + esfena  $\pm$  biotita  $\pm$  esilpnomelana.

Las rocas de la Unidad de Betanzos-Arzúa que afloran al N de la Falla de Pico Sacro forman parte de varias subunidades, de las cuales las dos más importantes son la de los Esquistos de Ordenes y la de las Metabasitas en facies anfíbolítica, localmente en facies granulítica. En el sector de los Esquistos de Ordenes que se encuentra dentro del área representada en la Fig. 2, las asociaciones observadas son: cuarzo + biotita + moscovita  $\pm$  granate  $\pm$  oligoclasa  $\pm$  estaurólita  $\pm$  distena (subfacies distena-almadino-moscovita de la facies de las anfíbolitas con almandino) que corresponden a un metamorfismo de tipo Barrow, de presión intermedia (González Lodeiro y otros, en prensa). En las Metabasitas existen asociaciones con:

oligoclasa-andesina + hornblenda  $\pm$  biotita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  epidota  $\pm$  granate  $\pm$  piroxeno.

El piroxeno se presenta sólo muy localmente e indica, en coexistencia con la plagioclasa y el granate, la facies granulítica.

Debe destacarse así mismo la ausencia en este sector de granitoides hercínicos de la serie de tendencia alcalina y de sus derivados tardíos aplitico-pegmatíticos, tan abundantes en el AEGC.

Por otra parte, los datos sobre el metamorfismo del Complejo de Ordenes que pueden encontrarse en los trabajos de Zuuren (1969), Maaskant (1970), Hubregtse (1973), Kuijper (1979, 1981) y González Lodeiro y otros (en prensa), entre otros, ponen de manifiesto la existencia de una evolución metamórfica compleja, con episodios de alto grado y presión intermedia a alta, que contrasta notablemente con el AEGC.

Todos estos hechos evidencian la gran importancia del accidente tectónico postmetamórfico que delimita el Complejo de Ordenes por el Sur. En este sentido, es muy probable que la Falla del Pico Sacro enmascare un importante cabalgamiento anterior, que ha sido el responsable de la superposición de las distintas unidades que constituyen el Complejo de Ordenes sobre los materiales pertenecientes al AEGC.

## DISCUSION

Dejando aparte las unidades pertenecientes al Complejo de Ordenes, cuya historia geológica como se ha visto parece ser más compleja, la evolución del metamorfismo en el AEGC puede explicarse como un proceso continuo desarrollado paralelamente a las distintas etapas de deformación hercínianas.

Esta hipótesis no concuerda con las interpretaciones hechas por algunos autores precedentes (Hilgen 1971; Minnigh 1975; Arps y otros 1977 entre otros) que consideran al Grupo Lalín-Forcarei como dos unidades polimetamórficas superpuestas a los materiales de los grupos Paraño y Nogueira (Fig. 2). Algunos de estos investigadores (Hilgen 1971) han invocado incluso argumentos estructurales referentes al supuesto carácter poliorogénico de la Unidad de Lalín, que han sido discutidos por Marquínez (1981).

En cuanto al carácter polimetamórfico, la presencia de granates de tipo I en la Unidad de Lalín, comparables para Hilgen (1971) a los existentes en la «Fosa Blastomilonítica», han llevado a este autor a correlacionar el metamorfismo de ambas unidades y en consecuencia, de acuerdo con Floor (1966) Den Tex y Floor (1967) y Arps (1970), a postular un carácter polimetamórfico para las rocas de Lalín. Minnigh (1975) ha extendido estas conclusiones en base a los mismos supuestos para la serie superior del sinforme de Forcarei.

No obstante, no se encuentran en los materiales del Grupo Lalín-Forcarei elementos que permitan deducir la existencia de paragenesis mesozonales de un gradiente de presión elevado, como ocurre frecuentemente en la «Fosa Blastomilonítica» (Van Der Wegen 1978; Gil Iburguchi y Ortega en prensa). Por el contrario, todas las asociaciones minerales encontradas encajan en un metamorfismo de presión intermedia-baja y pueden relacionarse con las fases de deformación existentes en todos los materiales del AEGC, que son además comparables con las fases hercínianas descritas en muchos puntos del Macizo Hespérico. La distribución de los mencionados granates de tipo I en las rocas del Grupo Lalín-Forcarei y su posible origen, ha sido discutido ya en capítulos anteriores de este mismo trabajo, en los que se proponen algunas interpretaciones alternativas para la presencia de estos minerales. De este modo,

aunque el problema exige aun datos más precisos sobre algunas de las cuestiones planteadas, parece más exacto por el momento interpretar la evolución del metamorfismo y la deformación

de esta región, en base a un único ciclo orogénico hercíniano, como ya ha sido propuesto por Marquínez (1981) y González Lodeiro y otros (en prensa).

## BIBLIOGRAFIA

- Arps, C. E. S. (1970).—Petrology of a part of the western Galician basement between the rio Jallas and the ria de Arosa (NW. Spain) with emphasis on zircon investigations. *Leidse Geol. Meded.*, 46, 57-155.
- Arps, C. E. S., Calsteren, P. W. C. van, Hilgen, J. D., Kuijper, R. P. y Den Tex, E. (1977).—Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geol. Meded.*, 51, 63-94.
- Bard, J. P., Capdevila, R. y Matte, Ph. (1977).—La structure de la chaîne hercynienne de la mesète ibérique: comparaison avec les segments voisins. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 1*, *Inst. Fr. Petrol.*, ed. Technip, Paris.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 10, 75-124.
- Capdevila, R. y Floor, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, 215-225.
- Carle, W. (1950).—Resultado de las investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V, Madrid.
- Chakraborty, K. R. y Sen, S. K. (1967).—Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhkum, Bihar. *Contrib. Min. Petrol.*, 16, 210-232.
- Den Tex, E. y Floor, P. (1967).—A blastomylonitic and polymetamorphic «Graben» in western Galicia (NW Spain). En: *Etages Tectoniques. Ed. La Baconnière*, Neuchâtel.
- Divar, J. y Iglesias, M. (en prensa).—Golada (122), Mapa geológico de España, E. 1 : 50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Floor, P. (1966).—Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 36 1-203.
- Gil Ibarguchi, J. I. (1978).—Etude pétrographique de la région Muxia-Finisterre (NW de l'Espagne). *Thèse impubl.* Univ. Pierre et Marie Curie. Paris.
- Gil Ibarguchi, J. I. y Ortega, E. (en prensa).—Características del metamorfismo en el sector septentrional de la Unidad de Malpica-Tuy y terrenos adyacentes (Galicia Occidental, España).
- González Lodeiro, F., Iglesias, M. y Martínez Catalán, J. R. (1974).—Lalín (154). Mapa geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J. R. y Pablo Macía de, J. G. (en prensa).—Lugo (8/2-2). Mapa geológico de España, E. 1 : 200.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Helgeson, H. C., Delany, J. M., Nesbitt, H. W. y Bird, D. K. (1978).—Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. Jour. Sci.*, 278A, 1-229.
- Hilgen, P. (1971).—The Lalín Unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain). *Konin. Nederl. Akad. Wten.*, B (4), 1-10.
- Hoschek, G. (1969).—The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, 22, 208-232.
- Hubregtse, J. J. M. W. (1973).—Petrology of the Mellid area, a Precambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 9-31.
- Julivert, M. Fontbote, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Klein, E. (en prensa).—La Estrada (121). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Klein, E. y Hilgen, J. D. (en prensa).—Cerdedo (153). Mapa geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Kuijper, R. P. (1979).—U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). *Verhand. ZWP Lab. Isotopen-Geol.* Amsterdam, 5, 101 p.
- Kuijper, R. P. (1981).—Petrology of the Teijeiro Area: part of the early Paleozoic high-grade metamorphic Sobrado-Teijeiro complex (Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.* 52. (1), 77-86.
- Maaskant, P. (1970).—Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, 237-325.
- Marquínez, J. L. (1981).—Estudio geológico del Area Esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (1), 135-154.
- Martínez, F. J. (1974).—Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 7, 1-50.
- Martínez Catalán, J. R. (1981).—Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 1-317.
- Meerbeke, G. L. E. van, Hilgen, J. D. y Floor, P. (1973).—Preliminary results of the investigation of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49 (1), 33-37.
- Minnigh, 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.
- Monteserín, V. (en prensa).—Puente Caldelas (186). Mapa geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Navarro Alvarogonzález, A. y Del Valle de Lersundi, J. (1959).—Bosquejo geológico de la mitad norte de la provincia de Pontevedra. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 53, 87-106.
- Pablo Macía, J. G. de y Martínez Catalán, J. R. (en prensa).—Santiago de Compostela (94). Mapa geológico de España, E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Parga Pondal, I. (1956).—Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Meded.*, 21, 468-484.
- Parga Pondal, I. (1963).—Mapa petrográfico-estructural de Galicia. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- Parga Pondal, I. (Ed.) (en prensa).—Mapa Geológico del Macizo Hespérico, E. 1:500.000.
- Thompson, J. B. y Norton, S. A. (1968).—Paleozoic regional

- metamorphism in New England and adjacent areas. *En* Zen, E. An. et al. (eds.) *Studies of Appalachian Geology*. Interscience Publisher, J. Wiley & Sons, New York.
- Wegen, G. van der (1978).—Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, Western Galicia, Spain. *Scripta Geol.*, 45, 1-95.
- Winkler, H. G. F. (1976).—Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York Inc.
- Zuuren, A. van (1969).—Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 45, 1-71.