



Instituto Geológico
y Minero de España

20153

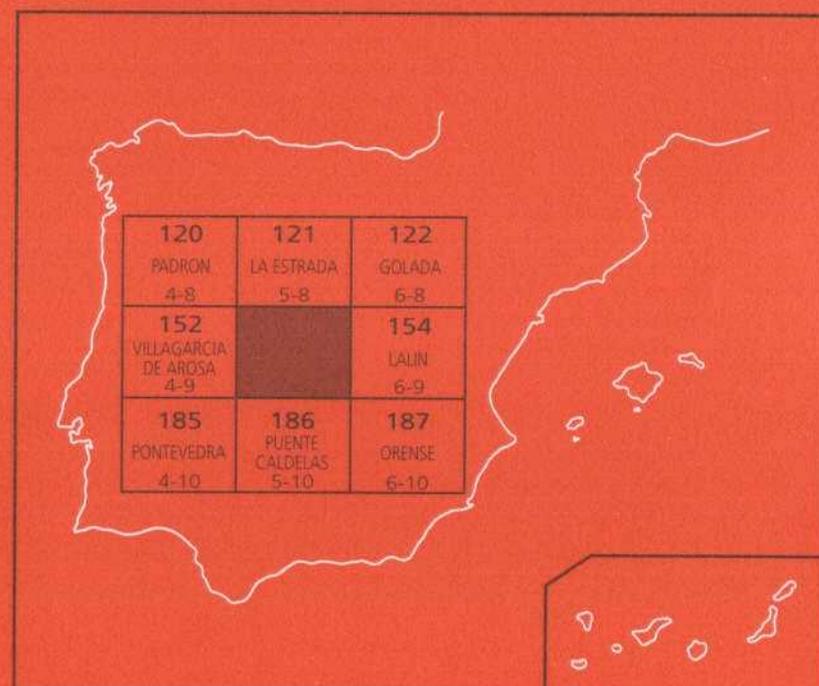
153

5-9

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



CERDEDO

ISBN 84-7840-442-2



9 788478 404421



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CERDEDO

Segunda serie. Primera edición 1982
Reimpresión 2002

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S.A., dentro del programa MAGNA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de Campo, Gabinete y Memoria: E. Klein.

Colaboración y Asesoramiento: J. D. Hilgen (Universidades de Leiden y Amsterdam, Holanda); D. E. S. Arps (Univ. de Leiden, Holanda).

Coordinación: B. Calvo Pérez.

Supervisión IGME: A. Huerga Rodríguez.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Web: <http://www.igme.es>
ISBN: 84-7840-442-2
Depósito Legal: M-25738
NIPO: 241-97-002-3
Primera Edición 1982
Reimpresión 2002

Impreme: Gráficas Chile, S.A.L. - C/. Chile, 27 - 28016 MADRID

0 INTRODUCCIÓN

0.1 SITUACIÓN

La Hoja de Cerdedo, correspondiente al número 153/05-09 del M.T.N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada en la Provincia de Pontevedra, con la excepción del extremo SE, que penetra en la de Orense.

Geológicamente se sitúa en la zona axial de la Cadena Hercínica del Macizo Ibérico. Desde el punto de vista paleogeográfico pertenece a la clásica zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o a la zona Galicia Media Tras-os-Montes definida por MATTE (1968), quien la caracteriza por los siguientes aspectos:

- a) Ausencia de afloramientos devónico-carboníferos.
- b) Presencia de un Ordovícico superior y un Silúrico esquistoso muy potente (hasta 4.000 m.).
- c) Ausencia total de Cámbrico en ciertos puntos de la zona, donde el Arenig llega a reposar directamente sobre el Precámbrico porfiroide.
- d) Presencia de un Precámbrico porfiroide (Olló de Sapo).
- e) Y, por último, la presencia de un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido de rocas básicas metamórficas.

Estructuralmente se sitúa en un dominio tectónico que, según MATTE (1968), se caracteriza por la existencia de pliegues hercínicos tumbados y replegados (fig. 1).

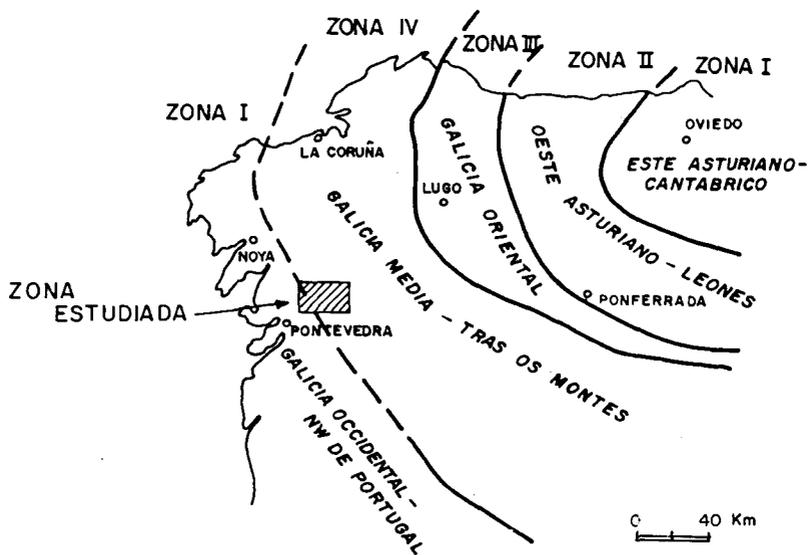


Fig. 1.- Las diferentes zonas paleogeográficas del NO de la Península Ibérica. MATTE (1968).

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los primeros trabajos geológicos en el NO de la Península fueron realizados por SCHULTZ en 1832, publicando en 1834 el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia". Dentro de esta primera etapa de investigaciones cabe citar también a BARROIS (1882) que establece las bases de la estratigrafía y a HERNÁNDEZ SAMPELAYO que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1942.

De los trabajos más recientes hay que citar los de LOTZE (1945, 1956a, 1956b, 1958) y los de PARGA PONDAL (1958, 1960, 1963a, 1967), especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000 publicado en 1963 y su "Carte géologique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique" a escala 1:500.000, publicada bajo su dirección y en consonancia con los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del N de Portugal, celebrada en 1965.

Es a partir de 1963 y con la publicación en esta fecha del mapa citado anteriormente por PARGA PONDAL, cuando comienzan a publicarse numerosos trabajos de más detalle, como son los de la Universidad de Leiden (Holanda) que desde 1954 venía trabajando en el Noroeste de la Península, y de otros muchos más.

De estos trabajos hay que citar, por el interés de carácter general que ofrecen para el conocimiento de la geología de Galicia, los de ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978), ARPS (1970), ARPS *et al.* (1977), BARD (1978), BARD *et al.* (1971), van CALSTEREN (1977 a, 1977 b), CAPDEVILA *et al.*, KONING, MATTE, PRIEM *et al.* y den TEX.

Se destacan, por referirse de un modo más directo a la geología de la región estudiada, los trabajos de: HILGEN (1967, 1971, 1976), van MEERBEKE (1972), van MEERBEKE *et al.* (1973), MINNIGH (1974, 1975, 1978), NAVARRO ALVARGONZÁLEZ & VALLE DE LERSUNDI (1959) y PARGA PONDAL & MARTÍN CARDOSO (1948).

0.3 MORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA

Desde el punto de vista hidrográfico la Hoja pertenece a las cuencas de los ríos Miño (extremo SE), Ulla (bordes septentrional y oriental de la Hoja), Lérez y Umia. Los últimos dos ríos nacen en la Hoja, sobre el flanco occidental de la llamada "Dorsal galaica" de BIROT & SOLE SABARIS (1954), para desembocar en las Rías de Pontevedra y de Arosa respectivamente.

El relieve es accidentado (altitud máxima de 1.017 m.: San Benito (x: 560.500; y: 4.716.400); altitud mínima de 95 m. aproximadamente: valle del río Lérez), y testifica una compleja evolución policíclica, con rejuvenecimientos hasta en los tiempos más recientes, durante la cual fallas y fracturas, principalmente de direcciones NNE-SSO, jugaron un papel preponderante en la modelación del paisaje.

En el marco de esta Memoria solamente es posible hacer algunas observaciones sobre los principales caracteres geomorfológicos de la zona estudiada.

Pueden reconocerse cuatro etapas importantes en la génesis geomorfológica, en base a las siguientes superficies de erosión:

l) Restos de una superficie de erosión con una altitud de 900-1.000 m., en la parte oriental de la Hoja (San Benito, 1.017 m., x: 560.500, y: 4.716.400; Uceiro, 1.007 m., x: 565.400, y: 4.710.700). Es probable que esta superficie se extendiera en direcciones occidentales sobre la mayor parte de la región estudiada y que cumbreros como la de Cadavo, 803 m. (x: 541.400; y: 4.715.400), Outeiro Grande, 779 m. (x: 549.900; y: 4.717.200), Murada, 729 m. (x: 551.000; y: 4.713.800) y Seixo, 1.014 m. (x: 551.900; y: 4.705.900) constituyan restos de esta superficie de erosión superior, inclinada, con toda probabilidad, al Oeste. Toda esta región puede concebirse como un "horst" extenso y complejo, no "monolítico", sino parcelado a su vez en numerosos bloques separados, siendo los principales elementos que limitan estos bloques los del conjunto de fallas y fracturas de dirección NNE-SSO ("tectónica de teclas de piano", BIROT, 1950). El juego de las fallas y fracturas se observa, por ejemplo, con gran nitidez en el flanco occidental del horst parcial del Seixo

(x: 551.900; y: 4.705.900), donde el valle notablemente rectilíneo del Arroyo del Seixo pone de manifiesto la presencia de una fractura según la cual un accidente epirogénico levantó el bloque del Seixo unos 300 m. con respecto al bloque a su lado occidental. El borde oriental de la superficie de erosión superior fue descrita por BIROT y SOLE SABARIS (1954) como parte de su "Dorsal Galaica" y por NONN (1966) como parte de su "Tierra de Montes". Según este autor representaría un nivel de erosión residual preeógeno.

II) Una superficie de erosión con una altitud entre 500 y 600 m., rodeando el "horst" antes mencionado y que podría correlacionarse con la importante penillanura de Chantada (BIROT y SOLE SABARIS, 1954) que se instala entre 500-700 m. de altura sobre grandes extensiones de la Galicia más oriental. La superficie sólo se manifiesta en el borde oriental de la Hoja, en el Dominio de la Unidad de Lalín, pero NONN (1966) la reconoce también dentro del "horst" antes mencionado, por ejemplo, en el Dominio de la Unidad de Forcarey. Le atribuye una edad eógena. Los resultados de aquel período de erosión dentro del área del horst son complejos, debido al juego de las numerosas fallas y fracturas y la presencia de las rocas plagioclásicas de la Unidad de Forcarey, que se alteran con relativa facilidad. Aquí el ciclo eógeno no dio lugar al desarrollo de una superficie de erosión continua y bien nítida, como más al Este, sino a un fuerte ataque de la superficie de erosión superior preexistente, tanto desde "dentro" como desde "fuera", borrándola en gran parte, así como también los escarpes de falla que originalmente limitaban el "horst". El ataque desde dentro del "horst" sólo permitió el desarrollo de una serie de superficies de erosión locales.

Aparte de las dos superficies ya mencionadas, NONN (1966) reconoce otras dos más:

III) Una superficie aquitaniense a 400-440 m. de altura, bien desarrollada, p.e., en la región entre las poblaciones de Nigoy (x: 544.500; y: 4.722.000), Codeseda (x: 546.200; y: 4.718.900) y Arca (x: 541.800; y: 4.719.400), (una cuenca de hundimiento triangular según BIROT y SOLE SABARIS, 1945), donde se extiende una llanura con pocos afloramientos de roca viva y numerosos depósitos aluviales cuaternarios, que contrasta claramente con las regiones adyacentes.

IV) Una superficie tortoniense en los alrededores de La Estrada a 200-250 m. de altura. Aunque no está representada en la Hoja, su sinuosa vertiente meridional se encuentra en la región de Tabeirós (x: 544.100; y: 4.723.800), Godoy (x: 546.700; y: 4.724.000) y Golfariz (x: 524.200; y: 4.749.000), en el borde septentrional de la Hoja, donde constituye un elemento morfológico muy claro. Es entre Nigoy (x: 544.500; y: 4.722.000) y Codeseda (x: 546.200; y: 4.718.900) donde un afluente del río Ulla (el Liñares), con su nivel de base tortoniense, casi llega a capturar el curso superior del río Umia: el interfluvio entre Ulla y Umia constituido aquí por la superficie aquitaniense, sólo se levanta unos 10 m. sobre el cauce del río Umia, cuyo valle muestra en este punto una disimetría muy acusada. Según NONN (1966) la zona estudiada se caracteriza por un fuerte levantamiento, que afectó a la región

desde el Terciario y que probablemente continuó hasta el Cuaternario (terrazas elevadas en el curso inferior del río Lárez, fuera de la Hoja). La intensidad y larga duración de este levantamiento constituirían las características más notables, que dieron a la zona de la cual forma parte la presente Hoja, su acento morfológico peculiar.

1 ESTRATIGRAFÍA

1.1 INTRODUCCIÓN

Se han considerado tres dominios:

- 1) Dominio de la Unidad de Lalín. La Unidad de Lalín fue definida por HILGEN (1971). Se caracteriza litológicamente por la presencia de anfibolitas, ortogneises, rocas calcosilicatadas y metasedimentos plagioclásicos y es de presunto carácter polimetamórfico y alóctono.
- 2) Dominio de la Unidad de Forcarey. La unidad de Forcarey se asemeja en muchos aspectos a la Unidad de Lalín, pero los datos de campo disponibles en este momento no acreditan la suposición de que el contacto entre la Unidad de Forcarey como definida en el presente estudio y los metasedimentos subyacentes, sea de carácter tectónico.
- 3) Dominio de rocas externas y de rocas no diferenciadas con respecto a las Unidades de Lalín y de Forcarey, tanto con rocas que no pertenecen a dichas unidades como con materiales cuya posición estratigráfica no está clara. Parece útil, antes de entrar en más detalles en el estudio de las diferentes unidades, hacer algunas observaciones generales acerca de su datación, problema difícil, ya que ninguna unidad ha suministrado fósiles.

Las dificultades estriban en varias circunstancias:

- 1) Se encuentran aisladas y alejadas de las series de cronología definida que afloran en Galicia oriental.
- 2) Su situación en la zona paleogeográfica Galaico-Castellana más o menos individualizada, probablemente desde el Precámbrico, dificulta una comparación con dichas series, que pertenecen a otras zonas paleogeográficas.
- 3) Su grado de metamorfismo a menudo mesozonal hace difícil una comparación con dichas series, que tienen generalmente un grado de metamorfismo más bajo.

Lo que es cierto es que son de edad prehercínica y lo que es menos probable es que abarquen rocas de edades devónica y carbonífera, ya que la zona Galaico-

Castellana se caracterizaría por la ausencia de afloramientos de estas edades (MATTE, 1968).

Cabe subrayar, por fin, que ni la presencia de signos de un metamorfismo de alta presión ni el ocupar una posición alóctona, constituyen en sí criterios suficientes para atribuir a unidades en las cuales se observan tales fenómenos, una edad precámbrica o cámbrica.

En el Complejo de Ordenes, van CALSTEREN (1977) determinó en base a dataciones radiométricas una edad devónica superior (350 m.a.) para el sistema que se cerró a finales del metamorfismo en facies granulítica.

Por otra parte, ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978) señalan que el momento del emplazamiento de los "Complejos polimetamórficos y policíclicos", como el de Ordenes, en su posición alóctona, debe ser postsilúrico o hasta postdevónico, admitiendo que los datos obtenidos en los complejos norteportugueses de Braganza-Vinhais y de Morais-Lago, son aplicables también a la parte más septentrional de la zona Galaico-Castellana. De lo que acaba de decirse se deduce que es necesaria una gran cautela en la datación de las unidades. Por lo tanto, en los apartados correspondientes siempre se les ha atribuido una edad dentro de márgenes amplios.

1.2 DOMINIO DE LA UNIDAD DE LALÍN

1.2.1 Introducción

Rocas de esta unidad ocupan el extremo NE de la Hoja. Forman parte de una unidad arqueada que se extiende por las Hojas de La Estrada (121/05-08), Lalín (154/06-09) y Golada (122/06-08) y que fue definida por HILGEN (1971) como una unidad polimetamórfica y alóctona que, mediante un contacto tectónico, yacería discordantemente sobre las rocas de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcítics (PC-Sξ).

Litológicamente la Unidad se distingue de los esquistos circunyacentes por la abundancia de paragneises, anfíbolitas y ortogneises.

Aunque las isogradas de metamorfismo pasen el contacto entre la Unidad de Lalín y los esquistos sin sufrir alteraciones, los minerales índices nunca llegan a ser tan vistosos como en la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcítics.

Las rocas de la Unidad están fuertemente alteradas. Crestones, tan típicos en la Unidad de los esquistos, faltan casi por completo, con la excepción de la región del Monte Chamor (x: 561.600; y: 4.722.300). Únicamente, a veces, destacan de la superficie algunas lajas aisladas de paragneises. El conjunto constituye una penillanura ("Superficie de Chantada") fértil y densamente poblada, que contrasta nítidamente con la región adyacente de los esquistos.

1.2.2 Esquistos micáceos, paragneises esquistosos y paragneises (PC-Sξ-ζ)

Los principales materiales que componen la Unidad son esquistos y paragneises bimicáceos y rocas de tipo intermedio (esquistos gneísicos y gneises esquistosos). Los paragneises pueden diferenciarse en dos tipos principalmente, entre los cuales existen todos los pasos:

- a) Un gneis de grano fino o medio, equigranular, casi masivo y por lo general con un bandeo mineralógico paralelo muy regular, y
- b) Un gneis de grano medio a fino con porfiroblastos de plagioclasa. No es raro que ya con la lupa se observe el carácter fuertemente poiquiloblástico de la plagioclasa, sugiriendo más la presencia de pequeñas manchas cuarzo-feldespáticas sacaroideas que de porfiroblastos. A menudo los porfiroblastos se destacan en una matriz oscura, dando origen a gneises oscuros ocelados muy típicos.

Los esquistos y paragneises derivan de rocas sedimentarias pelíticas y arenopelíticas-grauváquicas respectivamente.

Cabe mencionar también la presencia de unas capas delgadas de rocas calcosilicatadas masivas de color gris verdoso. Representan probablemente intercalaciones margosas.

1.2.3 Anfibolitas (ξA)

Principalmente hacia la base, suponiendo la serie normal, se intercalan entre los esquistos y paragneises niveles de anfibolitas. Son por lo general rocas casi masivas de color verde oscuro hasta negro. Pueden tener porfiroblastos de plagioclasa. En la zona periférica de la Unidad llegan a constituir capas casi masivas con potencias de hasta 30 m., pero la escasez de afloramientos hace difícil seguirlas en el campo, en contraste con la Unidad de Forcarey, razón por la cual se han representado dentro de envolventes.

Hacia el centro van disminuyendo tanto en potencia como en número y en el extremo NE de la Hoja su espesor no sobrepasa unos metros, por lo cual había que exagerar mucho su representación en la cartografía. Las anfibolitas han sido encontradas hasta en el extremo occidental de la estrecha banda de esta Unidad que forma la separación entre los granitos y la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos.

Se alteran a barros en colores rojo-anaranjados muy vivos y vistosos.

De las anfibolitas se supone un origen ortoderivado (emisiones o intrusiones estratiformes de rocas básicas: HILGEN, 1971; Hoja de Lalín, 154/06-09, 1974). En la

Hoja de Lalín, donde las anfíbolitas alcanzan su máximo desarrollo, se han observado bordes enfriados y texturas piroclásticas, confirmando su origen ortoderivado, siempre según el autor arriba citado.

Algunas anfíbolitas, especialmente aquellas que muestran pasos a las rocas calcosilicatadas, podrían ser de origen paraderivado.

1.2.4 Ortogneis (o ζ)

Hacia el borde de la Unidad también se encuentran algunas intercalaciones de ortogneis leucocrático de grano fino y casi masivas (potencias centimétricas o métricas).

Corresponden probablemente a emisiones volcánicas ácidas.

1.2.5 Cuarzita (Y)

Asociada a la zona de contacto con la unidad infrayacente se encuentra una capa delgada (o unas capas) de ortocuarzita impura con fenómenos de milonitización (HILGEN, 1971), cuyo espesor no llega a sobrepasar 1 m., por lo cual su representación cartográfica está muy exagerada. Sin embargo, la importancia atribuida por dicho autor a la capa (o las capas), que se situaría(n) en una zona caracterizada por la presencia de un plano de cabalgamiento, parece justificar la exageración.

La cuarzita deriva de areniscas cuarzosas.

1.2.6 Correlación y edad

La Unidad fue indicada con la notación PC-CA en la Hoja colindante de Lalín (154/06-09) y según sus autores podría ser equivalente a la "Serie de Porto" de edad Cámbrico inferior a Precámbrico que aflora al noroeste de Puebla de Sanabria (MARTÍNEZ GARCÍA & CORRETGE, 1970) o quizá infrayacente a dicha Serie.

PARGA PONDAL (1956, 1963) incluyó la Unidad en su Grupo de Rocas básicas del Lopolito.

HILGEN (1971), en su definición y descripción de la Unidad, dio énfasis al carácter polimetamórfico y alóctono, que, junto a la presencia en su seno de ortogneises blastomiloníticos, especialmente de tipo peralcalino, recuerda a la "Fosa Blastomilonítica" de den TEX & FLOOR (1967).

Posteriormente ha sido comparada con los Complejos de Cabo Ortegá, Ordenes,

Braganza-Vinhais y Morais-Lago (ANTHONIOZ & FERRAGNE, 1978). Sin embargo, el carácter algo distinto de la Unidad de Lalín en comparación con los mencionados Complejos, aconseja prudencia al correlacionarla con éstos, ya que faltan algunos de sus rasgos más típicos. En la Unidad de Lalín, por ejemplo, no se conocen signos de un metamorfismo catazonal (facies granulita o eclogita). Son muy escasas, o incluso podrían faltar, rocas ultramáficas metamórficas, como peridotitas más o menos serpentinizadas y no se han observado anomalías gravitatorias correspondientes a este tipo de rocas. A su vez, no se han encontrado en los Complejos los ortogneises peralcalinos de la Unidad de Lalín y de la "Fosa Blastomilonítica".

En la bibliografía se han encontrado dos dataciones absolutas de ortogneises que afloran dentro de la Unidad de Lalín (PRIEM *et al.*, 1970). Se trata de muestras procedentes de fuera de la presente Hoja y de tipos algo distintos de los reconocidos en el sector de la Unidad de Lalín objeto de estudio en el presente trabajo. Los citados autores suponen una edad de 460-430 m.a., para los acontecimientos que dieron origen a la roca de que derivan los ortogneises. Esto pondría el límite superior para la edad de los metasedimentos en el Ordovícico superior, pero KUIJPER (1979) señala que en este caso no se cumplían los requisitos para la determinación de una isocrona, con lo que se pone en duda el valor de las dataciones citadas.

1.3 DOMINIO DE LA UNIDAD DE FORCAREY

1.3.1 Introducción

Se define como una unidad litoestratigráfica caracterizada por:

- a) La presencia en la base (aparente, ya que siempre es posible que la serie esté invertida), de una zona con cuarcitas tableadas, anfibolitas, ortogneises y rocas calcosilicatadas.
- b) La relativa abundancia de rocas plagioclásicas (esquistos plagioclásicos hasta paragneises esquistosos).

Atraviesa oblicuamente la Hoja en forma de una amplia faja bordeada por dos zonas guías de litología característica, siguiendo rigurosamente la dirección hercínica.

Para no perder la visión general se dará una sinopsis de la Unidad antes de entrar en más detalles. En el borde occidental de la Unidad es posible reconocer de muro a techo:

- 1) Una zona rica en cuarzo con dos niveles guía de ortocuarcita tableada.
- 2) Una zona anfibolítica dentro de la cual se distinguen:

- a) Tres subzonas ricas en anfibolitas;
 - b) Un nivel guía de ortogneis de dos micas algo planar, y
 - c) Capas delgadas de ortogneis leucocrático casi masivo y de rocas calcosilicatadas (no representadas en la cartografía).
- 3) Una zona central con esquistos micáceos cuarcíticos y plagioclásicos.

Todas las capas y subzonas son casi perfectamente paralelas entre sí; aunque sus espesores y las distancias que las separan son variables, los cambios en potencias son siempre muy suaves.

En el borde oriental de la Unidad aflora, al igual que en el borde occidental, la cuarcita en forma de dos niveles guía. Sin embargo, las anfibolitas, los ortogneises leucocráticos casi masivos de grano fino y las rocas calcosilicatadas se han encontrado sólo en algunas estaciones.

Las rocas plagioclásicas se alteran con relativa facilidad y es en el Dominio de la Unidad de Forcarey donde se instala en su forma más clara la superficie de erosión de supuesta edad eógena. (NONN, 1966), sobre el "horst" de la "Tierra de Montes" que ocupa la Hoja (véase apartado 0.3).

La zona anfibolítica del borde occidental marca una zona fértil con numerosos pueblos, que destaca claramente en las fotos de satélite, presentando una gran semejanza con la Unidad de Lalín. La zona con relativa abundancia en esquistos micáceos y cuarcíticos se caracteriza por crestones y es poco fértil, mientras que la zona rica en esquistos plagioclásicos, se presenta, otra vez, como una faja fértil.

Las ortocuarcitas, anfibolitas, ortogneises y rocas calcosilicatadas quedan restringidos a la aparente base de la Unidad y su distribución geográfica es indicación de que representa una estructura más o menos simétrica.

Corresponde con toda probabilidad a una sinforma de la tercera fase de deformación F_3 , de edad hercínica (véase apartado 3.5).

No disponemos de indicaciones de campo de que el paquete de rocas constituido por las Unidades de Forcarey y de los Esquistos micáceos y cuarcíticos esté interrumpido por un contacto tectónico de importancia. Al contrario, parece que exista un paso gradual en la litología entre ambas unidades, especialmente en el flanco oriental de la Unidad de Forcarey y en este trabajo el contacto, por definición, ha sido colocado inmediatamente debajo de una o unas capas de ortocuarcita tableada por lo general de fácil reconocimiento, de tal manera que las anfibolitas quedan incorporadas dentro de la Unidad de Forcarey. Se define aquí como una unidad litoestratigráfica, aunque en este momento no es posible descartar la posibilidad de que constituya también una unidad estructural pre- F_2 , como se expondrá en el

apartado 3.3, donde se tratará de la posible aloctonía de la Unidad en cuestión. De resultar alóctona, podría ser necesario un reajuste en la colocación del contacto con la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos.

1.3.2 Cuarcita tableada (T)

Borde occidental

En un tramo cuarzoso de aproximadamente 100 m. de anchura con esquistos cuarcíticos, aparecen una o unas capas de cuarcita impura u ortocuarcita. Por lo general está presente sólo una capa principal, con una potencia de hasta 3 m. A veces hay dos a muy poca distancia (± 15 m.) la una de la otra e incluso pueden intercalarse entre los esquistos cuarcíticos más capas delgadas de cuarcita (10-30 cm.).

En algunos puntos aflora al Este de la zona anfibolítica una capa de hasta 2 m. de espesor de cuarcita impura. Al parecer, esta capa llega a alcanzar más importancia hacia el Sur y es la que se ha representado en la cartografía de la Hoja de Puente-Caldelas (154/6-9; en prensa).

Borde oriental

En el borde oriental de la Unidad de Forcarey se han reconocido dos capas principales de ortocuarcita tableada. Aquí es la capa exterior que está menos desarrollada. Al igual que las demás capas de ortocuarcita cartografiadas, se encuentra en una zona de metasedimentos generalmente ricos en cuarzo, pero en este caso se distingue a menudo con menos nitidez de las rocas cuarcíticas adyacentes, por lo cual resulta más difícil su cartografía. Es solamente en tramos que adquiere la naturaleza de una ortocuarcita pura y entre estos tramos su continuación no está exenta de cierto grado de incerteza. Su potencia no sobrepasa los 3 m.

La capa interior representada en la cartografía se compone en realidad en muchos puntos de dos capas con potencias de hasta 9 m., separadas por unos 40 m. de esquistos micáceos cuarcíticos, que no han sido representadas separadamente por razones técnicas de cartografía. Son ubicación de algunas canteras abandonadas de tamaño medio.

Litológicamente, la faja de metasedimentos comprendida entre las dos capas de ortocuarcita cartografiadas en el flanco oriental de la Unidad de Forcarey, se asemeja mucho a los esquistos micáceos y cuarcíticos de fuera, resolviendo la única diferencia importante en la presencia de anfibolitas en dicha faja.

El cambio litológico de metasedimentos pobres en plagioclasa a los más ricos en plagioclasa se realiza principalmente a partir de la capa interior y la sucesión de metasedimentos a los dos lados del contacto nos da la impresión de que se trata de un paso gradual en la litología.

La cuarcita, de coloración blanquecina algo amarillenta o azulada, presenta a menudo un bandeado oscuro, fino y regular, paralelo a planos estructurales con moscovita, que originan su fácil partición en tablas. Constituyen excelentes niveles guías.

Estas rocas derivan de areniscas cuarzosas.

1.3.3 Anfibolitas (ΞA)

Separada de la cuarcita tableada por un tramo (50-150 m. de anchura) de esquistos micáceos con plagioclasa, sigue en el borde occidental de la Unidad una zona muy característica con anfibolitas, ortogneises y rocas calcosilicatadas. Dentro de esta zona las anfibolitas se concentran en tres subzonas, separadas por esquistos micáceos y plagioclásicos, entre los cuales las capas de anfibolita faltan o son muy escasas. El espesor de las subzonas puede variar de 25 hasta 150 m. Dentro de ellas las anfibolitas pueden constituir capas casi masivas de hasta 60 m. de potencia. Se intercalan entre las anfibolitas paragneises biotíticos y, a veces, unos niveles (10-40 cm.) de ortogneis leucocrático de grano fino y de rocas calcosilicatadas gris-verdosas. Las anfibolitas son casi siempre masivas, de coloración verde oscura hasta negra y es frecuente la presencia de pequeños porfiroblastos de plagioclasa. Se observan pasos a paragneises oscuros, pero, por lo general, las capas de anfibolita están limitadas nítidamente.

En el flanco oriental las anfibolitas se han encontrado sólo en 4 puntos. Al Este de Fixó (x: 557.700; y: 4.713.100) constituyen una zona de 30 m. aproximadamente de anchura y en Codesas (x: 559.800; y: 4.709.600) aparecen en una zona con un espesor mínimo de 10 m. El hallazgo de piedras sueltas al N de San Xusto (x: 560.000; y: 4.708.700) revela que también aquí deben estar presentes.

En las restantes estaciones S de Nercellas (x: 556.750; y: 4.720.400) y SO de Vilaverde (x: 557.600; y: 4.717.900) la anfibolita se presenta como una o dos capas de muy poca potencia (10-40 cm.).

No es fácil aclarar con exactitud el origen de las anfibolitas. A diferencia de la situación en la Unidad de Lalín, no se han observado caracteres texturales que constituyan indicaciones directas para deducir un origen ortoderivado. Sólo es posible dar unas indicaciones indirectas para su origen, como es su gran parecido con las rocas citadas de dicha Unidad, para las que se admite un origen ortoderivado (HILGEN, 1971; Hoja de Lalín, 154/6-9, 1974), su gran extensión lateral y la típica asociación de anfibolitas de carácter básico y ortogneises de carácter ácido en las zonas anfibolíticas, que sugiere la existencia de un vulcanismo bimodal, característico para ambientes geosinclinales. Es posible que la Unidad de Forcarey represente una serie de carácter más o menos fliuchoide (grauvacas, rocas arenopeliticas y calco silicatadas) de tipo eugeosinclinal, con vulcanismo ácido y básico, cuyas emisiones se encontrarían representadas, actualmente, en los ortogneises y las anfibolitas.

1.3.4 Ortogneises (o^č)

En el flanco occidental de la estructura que constituye la Unidad, aflora entre la primera y segunda subzona anfíbolítica, contando de muro a techo, una capa muy característica de un ortogneis gris de dos micas y de grano medio en la que los feldspatos tienden a formar pequeños porfiroblastos de hasta 5 mm. de diámetro. Este es de textura casi masiva, hasta algo linear o planolinerar. La capa es masiva y su potencia varía de 0,80 a 60 m.; muestra a menudo un bandeo litológico paralelo muy regular que a su vez es paralelo a la dirección de la capa. Tiene siempre contactos muy nítidos sin que se observen pasos progresivos a paragneises. En ningún caso se ha observado un contacto entre ortogneis y anfíbolita; siempre están separados por esquistos o paragneises. Constituye, al igual que la cuarcita, un excelente nivel guía.

Aparte del ortogneis mencionado anteriormente, aparecen en la zona anfíbolítica capas delgadas de un ortogneis leucocrático, de grano fino y de textura casi masiva, que tiene mucha semejanza con los ortogneises de tipo "metavolcanita" descritos en la Unidad de Lalín.

Al Norte del río Umia y en el borde oriental, la capa masiva descrita primeramente no se ha encontrado, pero sí estas últimas capas delgadas de ortogneis leucocrático de grano fino. Para el origen de los ortogneises nos remitimos al apartado anterior (1.3.3).

1.3.5 Esquistos micáceos, cuarcíticos y esquistos con porfiroblastos de plagioclasa (PC-S_g)

El resto de la Unidad está compuesto por esquistos micáceos cuarcíticos y plagioclásicos, los últimos a veces tan ricos en porfiroblastos de plagioclasa que deben llamarse gneises. Los porfiroblastos pueden alcanzar un diámetro de hasta 9 mm. y se presentan en su forma más vistosa en los esquistos verdosos fuera de la isograda de granate; al aumentar el grado de metamorfismo pierden vistosidad. Pueden ser idiomorfos u ovoides, incoloros, blancos, rojizos o negros (inclusiones de opacos). Los ejemplares más grandes (mayores de 3 mm.) suelen concentrarse en capas de forma algo irregular y muy difusa. Los esquistos micáceos, cuarcíticos y plagioclásicos son los equivalentes metamórficos actuales de sedimentos pelíticos y arenopelíticos cuarzosos hasta grauváquicos antiguos.

1.3.6 Correlación y edad

La Unidad de Forcarey corresponde esencialmente a la llamada Unidad Superior ("Upper Unit") de MINNIGH (1978), estudiada con más detalle por dicho autor en la Hoja de Puente-Caldelas (186/5 10). Según él la "Unidad Superior" posee una estructura de sinforma y podría representar una unidad alóctona. Corresponde con

parte de los "Esquistos verdes albíficos y micaesquistos grises" (PC-O_p), de los autores de dicha Hoja (I.G.M.E., en prensa) que le asignan, sin discutirlo, una edad que va desde el Precámbrico al Ordovícico.

Es difícil averiguar la edad de la Unidad. No resulta muy viable una comparación con el Paleozoico inferior del borde oriental exterior de la zona Galaico-Castellana. Si bien la cuarcita tableada pudiese corresponder a la cuarcita armoricana del Ordovícico inferior, la presencia, en la Unidad de Forcarey, de anfibolitas, la aparente ausencia de fósiles, de esquistos con coloración característica de tono "lie-de-vin" y de rocas grafitosas, hacen poco satisfactoria tal comparación litológica. Parece más probable que pertenezca al Precámbrico, comparable, hasta cierto punto, con, por ejemplo, la serie de Villalba (Hoja de Villalba, 47/7-5, 1975) con sus cuarcitas tableadas, anfibolitas (en este caso en copos) y paragneises pelíticos.

La comparación entre las unidades de Forcarey y de Lalín muestra semejanzas:

- a) Ambas unidades tienen en su aparente base capas de ortocuarcita.
- b) Se caracterizan por la presencia de anfibolitas, ortogneises y rocas calcosilicadas. En la Unidad de Lalín estas rocas se encuentran concentradas hacia la aparente base de la sucesión, mientras en la Unidad de Forcarey se presentan exclusivamente en el muro.
- c) Abundancia de rocas plagioclásicas.
- d) Además, ambas unidades contienen un tipo de granate pre-esquistosidad principal (granate de Tipo I; véase apartado 2.3.2).

De ser idénticas, sus edades deberían de ser las mismas. Para una discusión de la edad de la Unidad de Lalín nos referimos al apartado 1.2.6.

Por fin cabe mencionar la existencia de cierta similitud entre la Unidad de Forcarey y el Complejo de Santiago, descrito por van ZUUREN (1969) y DE PABLO MACÍA & MARTÍNEZ CATALÁN (Hoja de Santiago, 94/4-7). El Complejo de Santiago constituye el borde externo del Complejo de Ordenes, siendo el contacto entre los dos complejos de carácter tectónico. Posee esquistos con porfiroblastos de albita, anfibolitas y ortogneises blastomiloníticos. Además, se ha observado el ya mencionado granate Tipo 1. Según DE PABLO MACÍA & MARTÍNEZ CATALÁN (en prensa), el Complejo de Santiago constituiría una estructura alóctona.

En resumen, podemos decir que el Complejo de Santiago y las Unidades de Forcarey y de Lalín muestran cierta semejanza litológica y petrológica (presencia de ortogneises, anfibolitas, metasedimentos plagioclásicos, granate de Tipo 1) y no se descarta la posibilidad de que dichas unidades representen tramos separados de un mismo grupo litoestratigráfico.

1.4 DOMINIO EXTERNO Y DE ROCAS NO DIFERENCIADAS CON RESPECTO A LAS UNIDADES DE LALÍN Y DE FORCAREY

Este dominio comprende dos unidades:

- a) Una unidad de rocas que se distinguen claramente de las de las Unidades de Lalín y de Forcarey, con respecto a las cuales constituyen las rocas nítidamente externas.
- b) Una unidad de esquistos y paragneises (PC-S) cuya posición estratigráfica con respecto a las otras unidades de la Hoja se desconoce o es dudosa.

Esta colección heterogénea da al dominio un carácter artificial y su razón de existencia se sitúa primordialmente en el deseo de no aumentar más el número de dominios reconocidos en la presente Hoja.

1.4.1 Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos

Rocas de esta unidad se encuentran en el Este de la Hoja, entre la Unidad de Lalín y la de Forcarey, donde ocupan una superficie considerable y en una zona estrecha entre la Unidad de Forcarey y el complejo granítico en el Oeste. Es una unidad monótona que se compone casi exclusivamente de esquistos micáceos y cuarcíticos y en la que otros tipos de rocas son de muy escasa importancia cuantitativa.

1.4.1.1 *Esquistos micáceos y cuarcíticos* (PC-S₁)

El aspecto macroscópico de los esquistos depende del grado de metamorfismo. En la parte SE, de bajo grado de metamorfismo, los materiales pelíticos de la Unidad se presentan como esquistos con moscovita y clorita, sin biotita, o con unos pequeños cristales dispersos de este mineral. Son blandos, de grano fino hasta muy fino, tienen aspecto filitoso ("pizarras" en lenguaje local), con planos de esquistosidad de brillo satinado y muestran colores gris claros o, si tienen mucha clorita, gris verdoso ("esquistos verdes"). Sus equivalentes de grado de metamorfismo más alto son esquistos micáceos de grano fino a medio, con porfiroblastos de biotita, granate o estaurólita, según la isograda dentro de la cual se encuentran. Dentro de la isograda de estaurólita no es rara la presencia de los tres últimos minerales índices en la misma muestra, (ejemplos típicos, por ejemplo, a la salida septentrional de Moa (x: 564.300; y: 4.715.100), al lado del camino a Vilatuxe) y esquistos con vistosos porfiroblastos idiomorfos de estaurólita, a menudo con características maclas en cruces oblicuas y dimensiones hasta 2 cm., son bien visibles al lado de la pista al monte San Benito (x: 560.500; V: 4.716.400). En las zonas de contacto de los granitos, los esquistos suelen ser de grano más grueso (hasta de grano medio) y a veces se observan porfiroblastos prismáticos violáceos no muy nítidos de andalucita.

Junto a los esquistos micáceos se hallan esquistos cuarcíticos con pasos a cuarcitas micáceas y raramente a cuarcitas impuras. Capas de ortocuarcita son escasas y de poca potencia (10-30 cm.). En la parte SE los esquistos micáceos filitosos pueden contener pequeños porfiroblastos de albita (con diámetro de hasta 1 mm.) y en la misma esquina también son bastante corrientes capas más samíticas con abundante albita. Los porfiroblastos de albita raramente sobrepasan 1 mm. de diámetro, pero hay que señalar que blastos más grandes, del tipo de los observados en rocas de la Unidad de Forcarey, aunque escasos y nunca de tamaño tan grande, no faltan por completo (p.e. en Candoso, x: 562.900; y: 4.707.600). Aquí conviene señalar que ni la presencia de porfiroblastos de plagioclasa ni su tamaño pueden servir como criterios muy fiables para la clasificación estratigráfica de muestras aisladas.

Ampelitas faltan casi por completo, habiéndose hallado sólo unas capas muy finas, de potencias centimétricas.

La potencia del conjunto es muy difícil de apreciar, debido a que se desconoce el estilo y la intensidad de su plegamiento; la potencia visible es de unos 4.000 m.

La alteración diferencial pone en relieve las capas más cuarcíticas, que constituyen crestones más o menos agudos (p.e. muy claro entre Acibeiro, x: 557.400; y: 4.718.800 y el Puerto del Candán, x: 559.500; y: 4.719.100). Estos resaltes dan al paisaje un acento peculiar, muy en contraste con la parte adyacente de la Unidad de Forcarey donde los crestones faltan o son apenas destacables.

Las rocas antes mencionadas representan los derivados metamórficos de sedimentos pelíticos y samíticos a veces algo feldespáticos, con intercalaciones de subarcosas.

1.4.1.2 *Ortogneis* (oζ)

Una faja con rocas relativamente ricas en plagioclasa y feldespato potásico fue hallada a poca distancia al Sur de la carretera Forcarey-Codeseda y al Oeste de la ortocuarcita tableada de la Unidad de Forcarey; es posible que represente un ortogneis. Su espesor no llega a alcanzar 10 m. Podría ser de origen volcánico-detritico y constituir el equivalente de las metavolcanitas que dentro de la continuación de la misma Unidad hacia el Este fueron cartografiadas en la Hoja de Lalín (154/6-9, 1976).

1.4.1.3 *Correlación y edad*

Los materiales de la Unidad se correlacionan con las Unidades Inferior y Media ("Lower Unit y Middle Unit") de la llamada "Región centro-galaica de Esquistos" (entre Forcarey, Lalín, Carballino y Avión), descritas por MINNIGH (1974, 1978) y en parte con las rocas descritas en la misma área por van MEERBEKE *et al.*

(1973). En parte, porque los últimos autores no diferenciaron la Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos respecto a la Unidad de Forcarey.

En cuanto a su edad, dichos autores sólo indican que probablemente pertenecen al Paleozoico inferior, sin puntualizar.

Las rocas de la formación se extienden hacia el Sur, por la Hoja de Puente-Caldelas (166/5-10), cuyos autores dan a la parte de bajo grado de metamorfismo el nombre de "Esquistos verdes albíticos y micaesquistos grises" (PC-O₁₀) y a sus equivalentes de grado de metamorfismo más alto el de "Esquistos verdes albíticos y micaesquistos grises con estauroлита y granate" (PC-O₁₀M). Ellos tampoco las diferencian de las rocas que constituyen la continuación hacia el Sur de la Unidad de Forcarey. En cuanto a su edad dicen, sin entrar en más pormenores, que se desconoce y que puede variar desde el Precámbrico al Ordovícico inferior.

La continuación de la Unidad por la Hoja de Lalín (154/6-9; 1976) fue denominada como "Esquistos con niveles finos de cuarcita" (PC-O). Aunque los autores se inclinan por una edad Infraordovícica, no dejan de señalar que su edad puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico. Según ellos, los niveles de esquistos carbonosos y metavolcanitas que más al Este se intercalan entre los esquistos, serían asimilables al Silúrico, por presentar una cierta analogía de facies, pero podrían igualmente pertenecer al Paleozoico más inferior. A la luz de la ya señalada incertidumbre acerca de las edades de los metasedimentos, parece más cauteloso dejar abierta la posibilidad de que la Unidad abarque rocas de una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico.

1.4.2 Unidad de los esquistos y paragneises

Rocas de esta Unidad se encuentran en un área al NO de Codeseda ("Lóbulo de Codeseda") y en unos retazos aislados situados dentro de regiones graníticas.

1.4.2.1 *Esquistos y paragneises* (PC-S)

Los materiales de la Unidad se componen principalmente de esquistos y paragneises de dos micas. En el "Lóbulo de Codeseda" han sido migmatizados intensivamente. Esquistos micáceos de grano relativamente grueso (hasta 5 mm.), y metatexitas bandeadas con una alternancia irregular a escala de muestra de un melanosoma micáceo y un leucosoma cuarzo-feldespático en forma de bolsas, lentes o capas con bordes difusos o nítidos, constituyen la parte mayor de los metasedimentos. El conjunto está fuertemente veteado, tanto concordante como discordantemente, por pegmatitas y granitos de dos micas. Los contactos con los granitos que rodean el lóbulo son de carácter muy difuso y parecen estar marcados por la existencia de una zona relativamente estrecha (unos cientos de metros) con diatexitas típicas que muestran un bandeo paralelo y regular de tipo "schlie-

ren" (por ejemplo, en Marcenlos, x: 546.400; y: 4.720.400) y que presentan pasos a granitos de anatexia nebulíticos con el mismo tipo de bandeado.

Los retazos entre o dentro de los granitos se componen de esquistos bimicáceos y paragneises de grano fino a medio. Pese a que se encuentran rodeados por rocas graníticas, fenómenos de migmatización no son corrientes. Están intruidos por numerosos filones aplopegmatíticos y diques de granitos.

En la faja estrecha de metasedimentos encajada en granitos que se extiende desde Lamosa (x: 539.800; y: 4.711.700) al NNO, fueron encontradas unas capas delgadas (hasta 30 cm.) de rocas calcosilicatadas con anfíbol y granate y en el retazo que se extiende entre Valladares (x: 552.800; y: 4.723.700) y Castro (x: 554.700; y: 4.720.400) una cuarcita impura que en unos puntos llega a ser una ortocuarcita. Los esquistos y gneises derivan con toda probabilidad de sedimentos pelíticos y arenopelíticos cuarzosos y las rocas calcosilicatadas de rocas margosas.

1.4.2.2 *Anfibolita (ξA)*

Las anfibolitas afloran en el borde oriental del Lóbulo de Codeseda, en una estrecha zona (espesor máximo \pm 150 m.) que se extiende desde Godoy (x: 546.700; y: 4.724.000) hasta el Este de Sobra da Coba (x: 546.500; y: 4.722.500) y, de forma muy reducida y fragmentaria, entre Codesal (x: 546.100; y: 4.719.900) y un punto al Oeste de Barro (x: 546.400; y: 4.718.400). La zona está constituida principalmente por capas de anfibolitas masivas o algo esquistosas (hasta unos metros de espesor); pueden intercalarse esquistos y paragneises biotíticos y además se han hallado unas capas de rocas calcosilicatadas de aspecto muy masivo y de color gris verdoso (hasta 40 cm. de espesor). La zona va acompañada de paragneises bastante homogéneos de grano fino hasta medio, que recuerdan a los paragneises del tipo a) de la Unidad de Lalín. Las anfibolitas tienen caracteres petrológicos totalmente coincidentes con las de la Unidad de Forcarey o de Lalín y para su origen se remite a la descripción de aquellas Unidades.

1.4.2.3 *Cuarcita negra (ΥV)*

Aparte de la ya mencionada zona de anfibolitas, el área migmatizada del "Lóbulo de Codesada" aloja unos afloramientos dispersos de cuarcita negra grafitosa de grano fino, representando con toda probabilidad los restos de una capa anteriormente continua pero borrada casi completamente por la migmatización. Tanto la zona anfibolítica como la zona con afloramientos de dicha cuarcita están, grosso modo, paralelas al contacto entre las migmatitas y granito e indican que también aquí el granito de dos micas es del tipo estructuralmente armónico, como es muy evidente en casi todo el resto de la Hoja.

1.4.2.4 *Correlación y edad*

Más aún que en las otras Unidades las rocas de ésta son difíciles de correlacionar y datar, debido a su aislamiento y alto grado de metamorfismo.

Las anfibolitas, rocas calcosilicatadas y los acompañantes paragneises de la estrecha zona situada al borde oriental del Lóbulo de Codeseda, son asimilables a las Unidades de Lalín y de Forcarey, donde tienen sus equivalentes correspondientes.

Es posible que la zona anfibolítica constituya el flanco oriental de otra estructura de sinforma, en cierto modo comparable con la de la Unidad de Forcarey. Esta hipótesis está basada en el hallazgo de una capa de ortocuarcita tableada al Este de las anfibolitas de dicha zona entre Godoy (x: 546.700; y: 4.724.000) y Vinseiro (Hoja de La Estrada), a muy poca distancia del borde Norte de la presente Hoja, sugiriendo que se trata de una sucesión esencialmente igual a la del flanco occidental de la sinforma de Forcarey.

Es difícil determinar, por lo demás, la medida en la que el resto de las rocas del "Lóbulo de Codeseda" es asimilable a la Unidad de Forcarey, ya que su alto grado de migmatización dificulta la aclaración sobre su posición estratigráfica.

Como todos los demás retazos de rocas de la Unidad, el Lóbulo contiene esquistos de grano relativamente grueso y paragneises de grano fino que podrían representar los esquistos de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-SĚ), y rocas plagioclásicas de la Unidad de Lalín o de Forcarey respectivamente.

Respecto al retazo alargado de metasedimentos entre los pueblos de Valladares (x: 552.800; y: 4.723.700) y Castro (x: 554.700; y: 4.720.400), que separa un granito de dos micas de un granito biotítico porfídico, existen indicios que hacen sospechar que contiene rocas de la Unidad de Forcarey. En algunos puntos ha sido encontrada una cuarcita impura que llega a ser, a veces, hasta ortocuarcita. En la parte NE las rocas son muy parecidas a las de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos, mientras en la parte SO muestran más semejanza con los paragneises de la Unidad de Forcarey. La capa de ortocuarcita tableada interior del flanco oriental de dicha Unidad podría traspasar oblicuamente, en dirección NNO-SSE, este retazo de metasedimentos.

1.5 CUATERNARIO (QA1)

Los materiales de esta edad consisten principalmente en depósitos aluviales arenosos y conglomeráticos. En la presente Hoja alcanzan poco desarrollo, probablemente debido a los repetidos rejuvenecimientos del relieve (véase apartado 0.3). Se instalan especialmente sobre la llanura situada entre Nigoy (x: 544.500; y: 4.722.000), Codeseda (x: 546.200; y: 4.718.900) y Arca (x: 541.800; y: 4.719.400), que, según NONN (1966), representaría una superficie de erosión de edad Aquitaniense. Al SE de Cachafeiro (x: 555.000; y: 4.713.400) un placer cuaternario

de casiterita dió lugar a una explotación muy breve de su contenido de valor económico.

2 PETROLOGÍA

Dentro de este capítulo se hace una división entre rocas plutónicas, filonianas y metamórficas, incluyendo dentro del primer grupo los ortogneises prehercánicos, que, aunque mostrando claramente efectos de deformación y metamorfismo hercánicos, por lo cual podrían ser concebidos como rocas metamórficas, revelan tan evidentemente su origen ígneo que en la presente Hoja se ha preferido incluirlos en dicho grupo.

2.1 ROCAS PLUTÓNICAS

Se divide en rocas prehercánicas y hercánicas. Las primeras se han transformado en ortogneises durante la orogenia hercánica.

2.1.1 Ortogneises prehercánicos

2.1.1.1 *Ortogneis de dos micas* (NY^1_{mb})

En la Hoja objeto de estudio, solamente ocupan un área de superficie reducida al O de los pueblos de Framiñán (x: 562.400; y: 4.724.000) y Jubín (x: 562.500; y: 4.723.400), donde constituyen un cuerpo no enteramente masivo, sino con algunas intercalaciones de metasedimentos.

Son gneises de dos micas, de grano medio, con textura nítidamente planar. Son equigranulares o algo glandulares, con ojos de feldespato o cuarzo de hasta 2 cm. de largo. Entre las facies equigranular y glandular existen todos los tipos intermedios. Suelen ser parduzcos, leucocráticos y ricos en moscovita.

Sus componentes principales son: cuarzo, plagioclasa algo sericitizada (albita-oligoclasa; 9-17 por ciento An), microclina intersticial y notablemente menos perfitica que la de los granitos de dos micas, moscovita y biotita algo alterada a clorita. Accesorios son: opacos, circón y apatito.

La textura es granuda hasta granudo-lepidoblástica y alotriomorfa. La alotriomorfía es acusada. La foliación tan clara que poseen estas rocas a escala macroscópica, no se corresponde con una trituración o foliación acentuada a escala microscópica. Esto se explica por la fuerte recrystalización sufrida por ellos durante el metamorfismo hercánico, originando un típico ortogneis blastomilonítico.

La moscovita es la mica predominante. La composición del ortogneis es la de un granito alcalino.

Ortogneises constituyen un componente litológico cuantitativamente importante en el sector de la Unidad de Lalín situado fuera de la presente Hoja, pero en este caso se trata de ortogneises biotíticos, sin o con muy poca moscovita. Aunque texturalmente muy parecidos, los ortogneises descritos en este apartado difieren claramente de aquéllos por el predominio de la moscovita sobre la biotita. Ya que ambos tipos están inyectados igualmente por granito de dos micas y su cortejo de pegmatitas, sin que esto suponga una aparición destacable de moscovita en el ortogneis biotítico, cabe pensar, por tanto, que la presencia de moscovita en el ortogneis de dos micas no resulta de una moscovitización tardía, sino de un rasgo original del precursor magmático de este tipo de ortogneis.

2.1.1.2 *Ortogneis glandular* ($_{\text{NG}}\gamma^1_{\text{mb}}$)

En la parte SO de la Hoja afloran unos retazos ortogneis glandular. Son los retazos de una antiforma que se pone de manifiesto en la Hoja de Villagarcía de Arosa (152/4-9; en prensa) y que en la presente Hoja está invadida por granitos de dos micas ($_{\text{3-4}}\gamma^2_{\text{mb}}$), borrando la estructura simétrica constituida por un núcleo central de ortogneis bordeado a sus lados por franjas de metasedimentos (en la Hoja antes mencionada).

Es una roca de marcado aspecto gneísico, con lechos micáceos fundamentalmente biotíticos que serpentean entre lentes y megacrístales subredondeados hasta ovoides de feldespatos muy característicos, que pueden alcanzar 6 cm. de largo. Los megacrístales se encuentran frecuentemente estirados en lentes, cuyos bordes se confunden con lechos cuarzo-feldespáticos que alternan con lechos micáceos.

A menudo los megacrístales ya muestran de visu, una textura sacaroidea, debido a la presencia de numerosas inclusiones de cuarzo y micas. La foliación principal de los gneises glandulares presenta a veces una crenulación muy clara de la F_3 .

Los contactos con los metasedimentos, que siempre acompañan al ortogneis, no son muy nítidos y parece que haya pasos a ortogneises carentes de megacrístales y paragneises; la franja más meridional, que se continúa por la Hoja de Puente-Caldelas (186/05-10), contiene intercalaciones de paragneises micáceos.

Los contactos con los granitos de dos micas de grano fino-medio ($_{\text{3-4}}\gamma^2_{\text{mb}}$) son siempre muy nítidos; dicho granito corta discordantemente la foliación del ortogneis, lo intruye en forma de numerosos diques discordantes y engloba enclaves del mismo, mostrando de una manera muy clara que es posterior a éste.

Microscópicamente presenta textura porfidoblástica a granoblástica deformada, con glándulas mono o policristalinas de microclina perfitica o de plagioclasa (albita-oligoclasa). Estas flotan en una matriz de grano fino-medio compuesta de cuarzo (frecuentemente alargado), plagioclasa, microclina, biotita y moscovita, en que

las micas tienden a formar lechos de continuidad variable y en que la biotita tiene un grado de orientación más acusado que la moscovita. Las glándulas monocristales se presentan como megacristales poiquiloblásticos; no muestran esquistosidad interna. La foliación principal rodea las glándulas, presentando a veces sombras de presión, por lo que puede decirse que son anteriores a ella.

La esquistosidad de crenulación no está muy marcada y se refleja en una orientación débil de moscovita, especialmente de los cristales más grandes.

Como accesorios se han observado clorita (secundaria), circón, turmalina y opacos. La composición es granítica.

La foliación, que está crenulada por F_3 , puede haber sido originada durante la fase F_1 y/o F_2 , por lo que puede decirse que bien representa una facies precoz hercínica o bien una facies prehercínica.

Su esquistosidad de flujo de carácter muy penetrativo y de desarrollo muy homogéneo en toda la masa de este ortogneis y, por lo general, más fuerte que en las "facies comunes deformadas" de las granodioritas precoces hercínicas (CAPDEVILA, 1968), en combinación con su gran parecido con ortogneises de edad prehercínica descritos en otros lugares de Galicia, nos llevan a inclinarnos para una edad prehercínica.

2.1.2 Rocas graníticas (s.l.) hercínicas

2.1.2.1 Introducción

Se agrupan en este término un conjunto de granitos de dos micas del tipo alcalino y granodioritas hasta dioritas del tipo calcoalcalino (véanse las clasificaciones de rocas granitoides de CAPDEVILA & FLOOR, 1970; FLOOR, 1970 y FLOOR *et al.*, 1970). Los granitos s.l. del tipo calco-alcalino tienen poca extensión en la presente Hoja. Se presentan en forma de pequeños cuerpos y enclaves de composición granodiorítica hasta diorítica en los granitos alcalinos y es probable que genéticamente estén relacionados con la llamada "granodiorita precoz" descrita en muchos lugares de Galicia.

A este mismo grupo podría pertenecer un granito adamellítico con gran predominio de biotita ($_{(2-3)Y^2}$) diferenciado en la Hoja, cuyo carácter más básico que el de los granitos de dos micas, permite distinguirlo. Sin embargo, la gran mayoría de los granitos son del tipo alcalino, de dos micas. Ocupan superficies considerables de la Hoja, especialmente en el N y O. En el NO el granito de dos micas se presenta a veces como un granito disarmónico, con contactos que no siguen las direcciones estructurales generales de los metasedimentos. En el O los granitos son de carácter claramente armónico, adaptándose perfectamente a las direcciones hercínicas, también, al parecer, en el "Lóbulo de Codeseda". Constituyen en aquella parte de

la Hoja un complejo granítico de grandes dimensiones con solamente unos retazos de metasedimentos y ortogneises prehercínicos. Dentro del complejo es posible reconocer una amplia gama de granitos de dos micas en base a pequeñas diferencias en, por ejemplo, granularidad, presencia o ausencia de megacrístales, tipo y tamaño de éstos, grado de deformación, foliación, índice de color, pero las relaciones mutuas entre las variedades son oscuras. A veces es posible observar relaciones intrusivas entre variedades, pero las deducciones sobre sus edades relativas realizadas en un punto llevan a menudo a contradicciones con respecto a deducciones realizadas en otro punto, mientras, que, para embrollar aún más esta situación, en un tercer punto las mismas variedades muestran pasos graduales de una a otra. Además, muchas veces suelen constituir una mezcla muy íntima por lo general no cartografiable a escala de la Hoja. Son éstas las causas por las que los intentos para subdividir el complejo occidental, sólo han permitido en el mapa la subdivisión en tres grandes subáreas, siendo los límites entre ellas de un carácter muy difuso y esquemático.

Todos los granitos estudiados llevan signos de deformación: a escala macroscópica se nota a veces una ligera filonitización y microscópicamente muestran siempre cuarzo con extinción ondulante (a veces muy fuerte), feldespatos fracturados y micas curvadas. Por eso pertenecerían todos al grupo de los granitos pre- o sincinemáticos con la tercera fase de deformación y faltarían los del grupo tardihercínico.

2.1.2.2 *Granodiorita precoz* ($p_{3-4}\gamma^2_b$)

Aflora este tipo de roca en algunos cuerpos alargados de dimensiones reducidas y paralelos a la foliación de los granitos de dos micas del complejo occidental, en los cuales se encuentran encajados. Los contactos con los granitos de dos micas son netos. La facies normal es una roca de grano fino hasta medio, de color gris oscuro, equigranular o algo porfídica, constituyendo plagioclasa, feldespato potásico o biotita los megacrístales. No es raro que muestren una foliación débil.

Además de los cuerpos cartografiados, rocas aparentemente del mismo tipo se encuentran en forma de numerosos enclaves en el granito de dos micas del complejo occidental, donde su presencia es especialmente notable en una zona de unos 3 km. de anchura al borde oriental del complejo, entre el río Lérez y el límite septentrional de la Hoja. Se presentan en forma de elipsoides alargados, lentes o bandas de 10-50 cm. de ancho, con contactos nítidos y casi siempre orientados estrictamente según la foliación de los granitos encajantes. Son raros los casos en que se observan enclaves oblicuos con respecto a la foliación o inyecciones de los granitos encajantes, penetrándolos. Pueden ser tan numerosas las bandas, que llegan a constituir un conjunto bandeado en que las rocas granodioríticas hasta dioríticas alternan con los granitos de dos micas. Algunos enclaves han sido encontrados en el granito porfídico biotítico ($p_{2-3}\gamma^2_b$).

El estudio petrográfico en lámina delgada proporciona los siguientes datos: textura

granuda hipidiomorfa, con tendencia a porfídica, a veces algo foliada debido a una orientación preferida de biotita y cuarzos alargados.

Plagioclasa (oligoclasa-andesina: An_{30-15}) con zonado irregular de carácter secundario, superpuesto a un zonado subidiomorfo normal y oscilante de carácter primario, maclas de Carlsbad primarias y de albita y periclina secundarias; cuarzos alotriomorfos, con una marcada extinción ondulante, a veces alargados; feldespato potásico normalmente alotriomorfo, porfídico hasta intersticial; la biotita se encuentra ligeramente cloritizada y contiene pocas inclusiones radioactivas comparada a la de los granitos encajantes; hornblenda verde, no siempre presente; como accesorios aparecen moscovita secundaria, apatito, circón y opacos.

La composición de la roca varía desde granodiorítica hasta cuarzo-diorítica o diorítica, con o sin hornblenda.

La clasificación de las granodioritas y su cortejo de rocas más básicas descrita en este apartado como "granodiorita precoz" es algo problemática, ya que no muestran la facies común de este tipo de rocas de tan frecuente aparición en Galicia, siendo ésta una granodiorita o granito de grano medio hasta grueso con grandes megacristales de feldespato potásico de varios cm. de largo. Las rocas estudiadas son de grano mucho más fino y de composición a menudo considerablemente más básica, mostrando más semejanza con los enclaves microgranudos que suelen encontrarse en la "granodiorita precoz" y que podrían representar enclaves comagmáticos de precursores básicos de la misma (CAPDEVILA & FLOOR, 1969). Se desconoce la relación genética entre el granito de dos micas y las rocas descritas en este apartado. Podría tratarse de restos de la "granodiorita precoz" y sus enclaves, englobados en el granito de dos micas o de enclaves básicos, cogenéticos, relacionados de una manera más directa con este último.

La última hipótesis aparece menos viable porque los granitos de dos micas que encajan las rocas granodioríticas y las más básicas, son del tipo alcalino. De este tipo se supone (ARPS *et al.*, 1977) que en Galicia se ha originado a niveles relativamente poco profundos mediante un proceso de palingénesis, por lo cual parece menos probable que estén asociados con las inclusiones básicas que las granodioritas, para los cuales se supone una procedencia desde niveles más profundos con temperaturas más altas. ARPS *et al.* (1977) señalan que las granodioritas para su emplazamiento han aprovechado fracturas llegando hasta niveles profundos durante una fase de tensión cortical, justo antes de aparecer la gran masa de los granitos de dos micas del tipo alcalino. Queda como hipótesis la idea de que la presencia de rocas básicas, representando probablemente restos englobados del cortejo magmático de las "granodioritas precoces" indicaría la existencia de una fractura que limitase el complejo granítico al E y responsable del salto en el grado de metamorfismo que podría existir entre el área migmatítica y los esquistos en el extremo septentrional de la Hoja. (Véase también apartado 2.3.3).

2.1.2.3 Granito biotítico porfídico de grano medio a grueso ($_{p2-3}\gamma^2_b$)

La roca en cuestión constituye, en el centro de la mitad septentrional, un cuerpo bien circunscrito con respecto a las rocas metasedimentarias circunyacentes. Se trata de un granito adamellítico de grano medio a grueso de carácter nitidamente porfídico, con megacristales de microclina que llegan a alcanzar hasta 4 cm. de longitud y cuya presencia confiere al granito una foliación perfectamente paralela a la dirección regional hercínica. La orientación de enclaves de rocas granodioríticas hasta dioríticas ("precursores básicos" de CAPDEVILA, 1969) paralela a la foliación y una ligera filonitización local con la misma dirección hacen pensar que, al igual que en algunos granitos del complejo granítico occidental, la foliación es el resultado combinado de una orientación de flujo y de una deformación correspondiente a la F_2 . A pesar de que se ha llamado granito biotítico no es raro encontrar facies de dos micas. La presencia, a veces abundante, de moscovita es muy irregular y parece relacionarse a las numerosas inyecciones de pegmatitas y bolsos pegmatoides ligados de toda probabilidad al granito de dos micas colindante ($_{3-4}\gamma^2_{mb}$), por lo cual la presencia de moscovita se considera como de carácter secundario. La facies original sería la de un granito (sl.) biotítico, suposición cuya validez se ve acrecentada por el carácter más básico de su plagioclasa en comparación con los otros granitos de la Hoja.

El contacto con las rocas metasedimentarias es siempre muy nítido. Al revés, el contacto con el granito de dos micas de grano fino-medio ($_{3-4}\gamma^2_{mb}$) es extremadamente irregular y algo difuso. El último granito, que parece rellenar el cuerpo del granito biotítico, intruye en forma de numerosos apófisis y diques de grano algo más fino que la facies normal en el granito biotítico, demostrando de una manera muy clara que es más joven que aquél.

Se caracteriza por disyunción en bolos de dimensiones métricas a decamétricas que se levantan poco sobre el terreno.

La textura es granuda, equigranular hasta porfídica e hipidiomorfa hasta alotriomorfa.

La composición mineralógica fundamental es cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita. La moscovita puede quedar restringida a proporciones accesorias en unas muestras mientras en otras puede ser un constituyente principal. Los accesorios observados son opacos, apatito, circón y otros minerales radioactivos, esfena, rutilo, granate, clorita y sericita.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos con límites irregulares y fuerte extinción ondulante.

La plagioclasa constituye dos tipos:

- 1) Cristales primarios subidiomorfos, con zonación normal, poco marcada y difu-

sa. Están maclados según las leyes de albita y de periclina. Su composición varía desde An_{15} a An_{38} (oligoclasa-andesina). Su sericitización es bastante fuerte, generalmente más intensa en las zonas internas, respetando los bordes ácidos y a veces poniendo de manifiesto una zonación idiomorfa que ya no se refleja en la composición actual por haber sido borrada por procesos secundarios.

- 2) Cristales secundarios, xenomorfos, lobulados y mirmequíticos, de composición albitica y crecidos a expensas de la microclina. Suelen agruparse en agregados de varios cristales.

La microclina presenta maclado en enrejado irregularmente distribuido dentro de un mismo cristal. Muestra tendencia a formar megacristales maclados según la ley de Carlsbad, débilmente pertitizados y con pocas inclusiones de plagioclasa y cuarzo. Es nítidamente xenomorfa, en parte de origen tardío por haber sustituido la plagioclasa mirmequítica tardía.

La biotita presenta tonalidades marrones rojizas o pardas y está algo cloritizada (clorita con sagenita); tiene pocas inclusiones, tanto de apatito como de accesorios radioactivos.

La moscovita parece haber crecido esencialmente sobre la biotita. A menudo se observan planos de exfoliación sucios de inclusiones de titanita que pueden proceder de la transformación de biotita.

El granate, accesorio de algún interés por ser de un tipo menos corriente, se presenta en muy poca cantidad en forma de cristales subidiomorfos, algo redondeados y, al parecer, corroidos por plagioclasa.

Los principales rasgos distintivos de este tipo de granito se resumirán brevemente:

- a) Albitización fuerte, con formación de plagioclasa xenomorfa mirmequítica sobre microclina.
- b) Moscovitización fuerte de la biotita.
- c) Signos nítidos de deformación de tipo cataclástico: cuarzo con bordes dentados y fuerte extinción ondulante, feldespatos fracturados y micas curvadas.
- d) Plagioclasa bastante básica (hasta An_{38}).
- e) Textura relativamente alotriomorfa, principalmente por causa de la albitización que reduce la microclina a cristales intersticiales y que da origen a albita-oligoclasa xenomorfa.
- f) Microclina poco pertítica.

Es de carácter algo más básico que los granitos de dos micas de la Hoja y se puede preguntar si no podría tratarse de una "granodiorita precoz" transformada en gran parte en granito adamellítico, por ejemplo bajo influencia del granito de dos micas colindante de edad más reciente, pero resulta difícil explicar por qué exactamente en el granito biotítico los enclaves básicos microgranulados tan característicos para "las granodioritas precoces" son mucho más escasos que en granitos de carácter más ácido del complejo granítico occidental.

2.1.2.4 Granito de dos micas de grano medio a grueso ($_{2-3}Y^2_{mb}$)

Aflora en la parte SE del complejo granítico occidental.

Es un granito bastante homogéneo de dos micas y de grano medio a grueso. Su facies común es de un granito algo porfídico con numerosos pequeños megacristales tabulares de feldespato potásico (hasta 4 cm. de largo) que definen una foliación neta. Localmente puede mostrar una faceta algo gneisica con una foliación aún más neta y megacristales con extremidades redondeadas, indicando importantes deformaciones tectónicas. El contenido en biotita es bastante variable; hay facies en que la biotita predomina claramente. También existen facies más equigranulares y facies más leucocráticas con cristales de biotita relativamente grandes (hasta 1 cm. de diámetro).

Su contacto oriental es paralelo a la dirección de las formaciones y estructuras regionales. Tiene contactos muy netos con la serie metamórfica adyacente y es evidentemente intrusivo. Localmente el contacto es mecánico, con una débil cataclasis del borde del cuerpo. Desarrolla un metamorfismo de contacto acentuado, indicado por la presencia de andalucita, y ha dado origen a un cortejo desde pegmatitas hasta filones pneumatolíticos en parte mineralizados y explotados, debido a su contenido en casiterita y columbita-tantalita.

El contacto con el granito de dos micas de grano fino a medio ($_{3-4}Y_{mb}$) es neto en el Sur, pero pierde gradualmente su nitidez hacia el Norte, hasta que se une al contacto septentrional que, grosso modo, sigue el valle del río Lérez y de su afluente el río Castro en dirección E-O. Es un contacto de carácter fuertemente esquemático, indicando solamente una línea de demarcación entre el área meridional en que el granito en cuestión es relativamente homogéneo y el área septentrional, caracterizada por su gran inhomogeneidad.

Sus componentes principales son cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-albita), microclina, biotita y moscovita. Los accesorios observados son apatito, rutilo, circón y opacos.

Al microscopio muestra mucha semejanza con el granito de dos micas de grano fino-medio ($_{3-4}Y^2_{mb}$) y, ya que su descripción microscópica consistiría en gran parte en una repetición de la de aquel granito, parece más útil destacar en lo siguiente los rasgos en que se distingue un poco de aquél.

Su textura es granuda, alotriomorfa hasta hipidiomorfa, equigranular hasta algo porfídica.

Su deformación es fuerte y se manifiesta en la extinción ondulante muy marcada del cuarzo, que tiene bordes altamente irregulares. A veces llega a desarrollarse una incipiente textura en mortero.

La plagioclasa tiene una composición que varía entre $An_{22}-An_0$, es pues, algo más básica que en el granito de dos micas de grano fino-medio.

La microclina no tiene el carácter tan xenomorfo e incluso intersticial que posee en el granito de grano más fino, sino que aparece en cristales menos irregulares, con las mismas dimensiones que las de los otros componentes principales, o algo más grandes. En este caso suelen estar macladas según la ley de Carlsbad. Es algo más perfitica, con pertita de tipo "string" y "vein" y a veces se reconoce una orientación poco marcada de inclusiones de plagioclasa y cuarzo según su hábito cristalográfico ("textura de Frasl").

La moscovita se presenta no sólo en cristales normales, sino también en una forma tardía de pequeñas escamas crecidas sobre los bordes de otros cristales y que ocasionalmente llegan a constituir hileras vagas paralelas a la foliación, que en este caso resulta, por lo menos en parte, debido a una deformación.

La composición es granítica, con plagioclasa algo más básica y una proporción de feldespato potásico algo más grande que en el granito de dos micas de grano más fino ($_{3-4}Y^2_{mb}$).

2.1.2.5 Granito de dos micas de grano fino a medio ($_{3-4}Y^2_{mb}$)

Bajo esta denominación se han unido los granitos de dos micas de grano fino a medio de la mitad septentrional de la Hoja y del extremo SO, donde forman parte del complejo granítico occidental.

Son muy parecidos entre sí y la única diferencia macroscópica que merece ser mencionada es que la foliación en los de la esquina SO es clara y en los del borde septentrional vaga o ausente.

Es una roca granítica de grano fino a medio, de dos micas en proporciones iguales o con predominio de moscovita. Fundamentalmente es equigranular, aunque el feldespato muestra una tendencia a formar pequeños megacristales que, sin embargo, no resaltan mucho de la matriz y nunca son muy numerosos. Las facies con predominio de moscovita suelen ser leucocráticas; los cristales de la mica blanca llegan a alcanzar un diámetro de 1 cm.

En el Norte aflora en los "stocks" bien circunscritos de Castro Montás (x: 563.000;

y: 4.722.000) y de Masgalán de Arriba (x: 559.000; y: 4.719.500) y en un macizo de superficie considerable que se extiende principalmente por la Hoja de La Estrada (121/5-8) y cuya parte meridional se encuentra localizada en la Hoja estudiada.

Los contactos con las rocas metasedimentarias son siempre muy netos. En varios puntos se ha observado la presencia de andalucita o sillimanita en estas rocas, próximo a los contactos.

Se adapta fundamentalmente a la estructura regional hercínica, lo que, por ejemplo, es muy claro en la zona del Pico Valiñas (x: 556.600; y: 4.717.800). Al Norte de Corrospedriños (x: 559.000; y: 4.721.800) el contacto con los metasedimentos no sigue la dirección general tan manifiesta en la Hoja y parece que aquí el contacto notablemente rectilíneo corta discordantemente la esquistosidad, que no obstante, en una buena parte de este tramo es paralela al contacto.

En el SO se adapta a las estructuras hercínicas, pero en detalle las corta discordantemente, tanto en los metasedimentos como en el ortogneis glandular.

El contacto con el granito biotítico porfídico ($p_{2-3}Y^2_b$) es muy irregular y de carácter evidentemente intrusivo; solamente al Sur de Castro (x: 554.700; y: 7.720.400) es muy neto y de carácter tectónico, situándose en el flanco de un valle rectilíneo.

Su delimitación frente al área del granito de dos micas inhomogéneo ($p_{2-3}Y^2_b$) es muy esquemática, lo que es muy comprensible, ya que constituye uno de los dos componentes principales de aquel área.

Se incluyen en este grupo dos pequeños afloramientos aislados, situados uno al O de Entrecastelo (x: 547.000; y: 4.721.500) y otro al Sur de Seto y Fondo da Vila (x: 548.800; y: 5.721.500). Ambos cuerpos parecen cicatrizar fallas.

Es uno de los granitos más homogéneos de la Hoja. Las inclusiones de xenolitos son muy escasas y la variabilidad en facies es de poca importancia; se trata de facetas correspondientes a pequeñas diferencias en granularidad y grado de nitidez de la foliación. Además se caracteriza por ser el granito que más intruye en otros tipos de rocas, en forma de numerosos diques y apófisis a veces a distancias considerables (kilométricas) de los cuerpos masivos, y por el cortejo de pegmatitas que posee. La aureola de pegmatitas y apófisis está muy desarrollada alrededor del "stock" de Castro Montás y la región al Norte de dicho cuerpo es tan rica en inyecciones graníticas que es probable que aquí nos encontremos en la región apical de un enlace subterráneo entre el "stock" y el macizo cercano.

La mineralogía fundamental consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita.

Como accesorios se observaron apatito, circón, opacos, rutilo y clorita.

Las principales características microscópicas son: textura granuda, equigranular y

alotriomorfa hasta hipidiomorfa. Son notables la alotriomorfía y los acusados fenómenos de sustitución.

El cuarzo tiene siempre extinción fuertemente ondulante y a menudo está fracturado. Suele contener microlitos aciculares de rutilo, a veces en grandes cantidades; probablemente son éstos responsables de las tonalidades azules del cuarzo en el granito fresco.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida (An_{12-0}), con zonación difusa, raramente algo oscilante, o sin zonar; tiene sericitización preferente en los núcleos, respetando los bordes ácidos, que a veces tienen aspecto de "bordes de decalcificación", especialmente en contacto con microclina. Se observan maclas según las leyes de albita y periclina. Plagioclasa mirmequítica es poco frecuente.

Inclusiones irregulares de microclina, con aspecto de antiperthita en manchas ("patch antiperthite") podrían indicar una sustitución muy acusada de feldespato por plagioclasa.

El feldespato potásico es microclina con maclado en enrejado desigualmente definido y, a veces, zonación. Es completamente xenomorfa, hasta intersticial. Los cristales más grandes pueden estar maclados según la ley de Carlsbad. Es algo perthítica, con perthitas de los tipos "string" y "patch". La plagioclasa la sustituye en alto grado.

La moscovita se presenta en varias formas, principalmente como cristales de dimensiones más grandes que las de los otros componentes, con límites morfológicos bastante netos, o muy irregulares y con aspecto de xenoblastos poikilíticos con inclusiones de cuarzo. Intercrecimientos simplectíticos con cuarzo en el contacto con feldespato no son raros. Otras formas se encuentran en los núcleos de las plagioclasas: sericita en escamas finas y cristales más gruesos con secciones en listones. Una generación aún más tardía parece presentar pequeñas moscovitas que muestran una tendencia para crecer sobre los límites entre cristales. La moscovita sustituye a todos los demás componentes principales.

La biotita está siempre muy cloritizada; la clorita resultante contiene a menudo sagenita. Son escasas tanto las inclusiones de apatito, como los halos pleocroicos.

El apatito sugiere a veces una textura de sinneusis. la composición es granítica; a veces predomina la moscovita sobre la biotita y la albita sobre el feldespato potásico.

2.1.2.6 Granito de dos micas inhomogéneo ($2-4\gamma^2_{mb}$)

Representa la mayor parte del complejo granítico occidental.

En un principio se puede decir que no se trata de un tipo único de granito, sino de

una mezcla no cartografiada de granitoides descritos en otros apartados, siendo sus constituyentes el granito de dos micas de grano medio-grueso ($_{2-3}Y^2_{mb}$), el de dos micas de grano medio a fino ($_{3-4}Y^2_{mb}$), y las inclusiones básicas descritas en el apartado sobre la granodiorita precoz. En este aspecto, el granito descrito en el presente apartado carece de individualidad petrológica. No será sorprendente, pues, encontrar en el área ocupada por esta mezcla una amplia gama de facies, yendo de los tipos constituyentes “puros” ya mencionados, a tipos híbridos que dificultan la aclaración de las relaciones mutuas, como ya fue señalado en la introducción (apartado 2.1.2.1).

Solamente se ha logrado verificar que los pequeños cuerpos cartografiados y los numerosos enclaves de las rocas granodioríticas hasta dioríticas son anteriores al granito encajante.

El contacto con la Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-Sξ) tiene las mismas características que las ya mencionadas para el existente entre el granito de dos micas de grano-medio a grueso ($_{2-3}Y^2_{mb}$) y esta misma Unidad, más al Sur, es decir, es un contacto neto, algo tectonizado, con una aureola de metamorfismo de contacto caracterizada por la presencia de andalucita y un cortejo de filones pegmatíticos, con la diferencia que aquí no están mineralizados.

El contacto oriental guarda su nitidez hasta el “Lóbulo de Codeseda”.

El contacto con el área migmatítica es difuso; sin embargo es posible localizarlo dentro de una zona de unos cientos de metros de anchura. Aquella zona se caracteriza en muchos sitios por la presencia de una diatexita con bandeado paralelo y regular de tipo “schlieren”. En la parte septentrional del área granítica se encuentran a menudo inclusiones de metasedimentos en estadios de transformación más o menos avanzados, desde esquistos algo migmatizados hasta metatexitas y, además, partes diatexiticas con pasos a granitos nebulíticos y granitos relativamente homogéneos con “schlieren” biotíticos.

A su vez, granitos bastante homogéneos, tanto del tipo de dos micas de grano fino a medio ($_{3-4}Y^2_{mb}$) como del tipo de grano medio a grueso ($_{2-3}Y^2_{mb}$), a veces con megacristales y enclaves microgranudos al igual que los que pueden observarse en el complejo granítico occidental, constituyen pequeñas masas bien descritas en el área migmatítica, de las cuales las más grandes se han cartografiado.

El granito descrito en este apartado muestra cierta semejanza con los granitoides migmatíticos de otras zonas de Galicia, especialmente en sus facies contaminadas, y se podría plantear, si en la parte Norte del complejo granítico occidental, la relación aparentemente íntima entre el granito inhomogéneo y las migmatitas no indicaría una génesis por anatexis in situ. Sin embargo, existen indicaciones que el granito no es autóctono, especialmente en su borde oriental. Aquí el contacto es muy neto. Los metasedimentos no están migmatizados salvo a escala muy reducida, muy cerca del contacto (“migmatización de contacto”) y el granito ha originado

una aureola de metamorfismo de contacto con andalucita superpuesta a un metamorfismo hercínico regional con granate y estaurólita de la facies de las anfibolitas con almandino. Estos fenómenos no se explican satisfactoriamente por una anatexia in situ. Además, los pequeños cuerpos de granito inhomogéneo que se encuentran localizados en las migmatitas del Lóbulo de Codeseda, al igual que más al Sur, pueden contener enclaves básicos microgranudos. La presencia de los enclaves, que deben ser comagmáticos bien con respecto al granito, bien con respecto a la granodiorita precoz (véase apartado 2.1.2.1), tampoco se corresponde fácilmente con una anatexia in situ, sino indica un transporte vertical dentro de, o con un magna y por estas razones nos inclinamos a rechazar un origen puramente autóctono para el granito inhomogéneo; debe ser, por lo menos en parte, de carácter parautóctono.

Es difícil averiguar hasta qué punto el carácter inhomogéneo del granito es reflejo de un estadio de "inmadurez" en el proceso evolutivo de migmatización, anatexia parcial y palingénesis que, a partir de metasedimentos pelíticos y psamíticos, finalmente resulta en la génesis de masas considerables de granitos relativamente homogéneos y francamente intrusivos, o, en otras palabras, hasta qué punto el granito inhomogéneo merece ser llamado "granito migmatítico". Cierto es que su inhomogeneidad es debida, por lo menos en parte, a la intrusión de varias facies, con toda probabilidad sinmagmáticas y a la contaminación con rocas ígneas más básicas (granodioritas precoces) y metasedimentos.

Estas consideraciones, junto con el carácter híbrido del contacto del complejo granítico, claramente intrusivo al E, difuso en el "Lóbulo de Codeseda", y los pasos graduales a granitos para los cuales la denominación migmatítica es muy poco viable ($_{2-3}Y^2_{mb}$ y $_{3-4}Y^2_{mb}$) (Si por este término entendimos un granito que muestra claramente su herencia anatexítica, quedando siempre arbitrario lo que hay que entender por claro) han llevado a preferir el término puramente descriptivo de "granito inhomogéneo".

2.1.2.7 Observaciones generales sobre el complejo granítico occidental

Pese a que el complejo granítico occidental fue subdividido en tres grandes subáreas, es claro que constituye un conjunto a escala de batolito. Sus bordes exteriores no sufren ningún cambio al pasar de una subárea a otra. La subdivisión en tres áreas está muy esquematizada, pero no carece de realidad geológica, siendo las dos subáreas meridionales de un carácter claramente más homogéneo que la tercera. La posibilidad de reconocer subáreas en el conjunto batolítico sugiere que un mecanismo de emplazamiento expuesto por OEN ING SOEN (1960) para explicar fenómenos batolíticos en el Norte de Portugal, hubiera sido el responsable de las diferencias observadas. Según dicho autor no es raro encontrar en los batolitos indicaciones de un emplazamiento mediante un proceso de "stopping" a gran escala, en que bloques kilométricos delimitados por fallas juegan un papel importante ("major stopping").

Una explicación de las diferencias entre las subáreas por denudación diferencial debida al juego de fallas tardías parece menos viable, ya que el límite entre las dos subáreas meridionales corta a una falla tardía que se sitúa en el valle del Arroyo de Cabaleiros, al sur de Pedre (x: 546.500, y: 4.709.000).

De la diferencia en el grado de deformación entre el granito de dos micras de grano medio-grueso ($_{2-3}Y^2_{mb}$) y el de grano fino-medio ($_{3-4}Y^2_{mb}$) podría deducirse que el primero sea de edad algo más antigua por haber sido afectado más por la tercera fase de deformación (F_3). Sin embargo, es necesario señalar que la deformación algo más fuerte parece ser más el resultado de un fenómeno general de la parte oriental del complejo que un carácter típico del granito de grano medio-grueso. La presencia de granito de grano medio-grueso sin orientación, asociado con partes pegmatoides, en el granito de grano fino-medio indica que el problema es más complicado. Lo más probable es que se trata de una intrusión múltiple de granitos muy emparentados y que la misma facies puede presentarse varias veces durante la génesis del complejo.

En algunos puntos hay fenómenos de cataclisis en el granito en una faja de unos metros de ancho o de milonitización en una zona más estrecha aún (15 cm.), que indican que el contacto no es solamente intrusivo, sino lleva también signos de una tectonización.

La hipótesis de que el contacto sería de carácter puramente tectónico, debe rechazarse por varias razones:

- 1) La existencia de una aureola de metamorfismo de contacto que parece cortar las isogradas de los minerales índices típicos del metamorfismo regional.
- 2) La presencia de un cortejo de filones pegmatíticos hasta neumatolíticos en el borde extremo del complejo. YPMA (1966), en un análisis de su minerología, llega a la conclusión de que los filones se originaron a partir de una masa fundida y que el granito emparentado debe encontrarse cerca, lo que apunta hacia una relación genética entre el complejo y su cortejo filoniano.
- 3) La existencia en los esquistos de algunos filones concordantes de granito, a poca distancia del contacto (menos de 100 m.).

De lo que acaba de decirse debe ser claro que el complejo granítico afectó profundamente a su roca encajante y que el contacto es primordialmente de carácter intrusivo. Sin embargo no se descarta la posibilidad de que el granito aprovechase para su emplazamiento una falla preexistente y que movimientos, principalmente verticales, continuasen posteriormente al emplazamiento. Suponer la existencia de una falla facilitaría la explicación de la presencia de los numerosos enclaves microgranudos, que presumiblemente provienen de niveles más profundos, y del contacto o del paso abrupto entre el área migmatítica y los esquistos al Sur de Godoy

(x: 546.700; y: 4.724.000), que podría representar un salto en el grado de metamorfismo (véase apartado 2.3.3).

2.2 ROCAS FILONIANAS

2.2.1 Cuarzo (q)

Son frecuentes las venas de cuarzo que atraviesan los materiales de la Hoja, especialmente en las áreas con filones ácidos mineralizados de la parte oriental, donde suelen acompañar los depósitos metalíferos en forma de filones estériles de 10-100 cm. de espesor de cuarzo lechoso con cantidades muy pequeñas de mica blanca y feldespato.

2.2.2 Doleritas (ϵ^3)

Afloran en diques de hasta varios metros de ancho. En algunos casos es evidente que se encuentran cicatrizando fallas o fracturas.

Suelen presentarse los diques en forma muy alterada. La roca compacta posee tonalidades verdosas. A veces constituye bolos de 20-30 cm. de diámetro, dispersos en un suelo de alteración de tono anaranjado, que a primera vista podría tomarse por el de una anfibolita.

Debido a la fuerte alteración, son escasos los afloramientos in situ de este tipo de roca; son casi siempre puntuales y muestran que los diques tienen contactos muy irregulares, con frecuentes desplazamientos transversales decimétricos, por lo cual es difícil medir el rumbo general de un dique.

En algunos puntos se observaron bordes enfriados muy nítidos, con facies de borde afanítica, de aspecto casi hialino, y facies subofítica de grano fino hacia el centro.

Las muestras estudiadas al microscopio revelan solamente la presencia de productos tardíos resultantes de una fuerte alteración de probable carácter deutérico: albita (?), un filosilicato coloreado con propiedades ópticas entre las de biotita y clorita, sericita, leucoxeno, una ceolita fibro radial y microdrusas de cuarzo tardío. Se reconoce con dificultad una textura intersertal en las facies de grano más grueso y una textura porfídica en la facies afanítica, con unos fenocristales idiomorfos de plagioclasa completamente sericitizada.

2.2.3 Diorita con hornblenda de grano medio a grueso ($2-3\eta^2h$)

Corresponde a un afloramiento puntual de un cuerpo en forma desconocida, pero

sin duda de dimensiones muy reducidas, situado en esquistos en el pueblo de Picáns (x: 547.200; y: 4.723.500). Se trata de una diorita de grano medio a grueso con abundantes (hasta 40 por ciento) cristales negros de hornblenda en una matriz blanca de plagioclasa. Muy notable es la granulometría de la roca, con cristales de hornblenda de hasta 30 mm. de largo, comunicando a la roca un aspecto pegmatítico. En el contacto con los esquistos se observa una facies de borde enfriado muy nítida de grano mucho más fino (menos de 1 mm.).

El estudio petrográfico en lámina delgada proporciona los siguientes datos: textura equigranular e hipidiomorfa. Componentes principales: plagioclasa fuertemente zonada con zonado secundario muy irregular, superpuesto en un zonado primario normal algo oscilante, con núcleos residuales de hasta An₆₀ (labradorita) dispersos en oligoclasa-andesina (An₄₀₋₁₈), maclada según las leyes de albita y periclina; hornblenda verde. Accesorios: apatito (abundante), opacos, biotita (aparentemente primaria), clorita, epidota, sericita y circón. Alteración fuerte, de probable carácter paupostiano, originando el zonado secundario de la plagioclasa, la formación de sericita, clorita, epidota y, en el seno de los cristales de hornblenda, opacos pulverulentos y esqueléticos.

Dioritas del mismo tipo, pero de grano medio, se hallan ligadas a un dique de lamprófidio al NO de Escariz (x: 543.800; y: 4.721.800), mostrando de manera convincente la edad tardía de la roca en cuestión. En este punto presentan pasos a cuarzdioritas.

Filonos de cuarzdiorita de hornblenda, de grano grueso y de aspecto pegmatítico han sido descritos por van ZUUREN (1969) en el Complejo de Ordenes. Según este autor se trataría de filones pegmatíticos que representan un metatecto básico originado durante la migmatización hercínica de rocas metabásicas. En la presente Hoja el contexto geológico de los filones es muy distinto y si la explicación para su génesis suministrada por van ZUUREN es correcta, sería necesario distinguir dos fases distintas en la generación de filones dioríticos de aspecto pegmatítica en la zona considerada.

2.2.4 Lamprófidios (FL)

Se han localizado tres filones de este tipo de roca al NO del pueblo de Escariz (x: 543.800; y: 4.721.800). Se componen de rocas mesocráticas de grano medio a fino algo porfídicas, con dos generaciones de biotita, una generación constituyendo los cristales de la matriz y la otra pequeños megacristales. La presencia de minerales ferromagnesianos en dos generaciones constituye una de las particularidades más típicas de las rocas de la asociación lamprófida.

Uno de los filones de lamprófidio se halla ligado a una diorita de hornblenda que tiene gran parecido con la diorita descrita en el apartado 2.2.3, de que se distingue

principalmente por su tamaño de grano medio. Al parecer, la diorita intruye de manera muy irregular en el lamprófidio.

Es probable que tanto los filones de dolerita, como los de lamprófidio y los afloramientos de dioritas de hornblenda sean manifestaciones de un mismo magmatismo tardío o posthercínico, de un tipo que en muchos lugares del mundo se encuentra asociado a provincias de intrusiones plutónicas graníticas. En SCHERMERHORN (1959) se hallan numerosas referencias a fenómenos ígneos del mismo tipo básico tardío en el Macizo Hespérico de Portugal, donde tienen más importancia cuantitativa y, por consecuencia, están mejor estudiados que en Galicia. En caso de estar genéticamente relacionados con el magmatismo hipabisal posthercínico del SO de la Península, de que el famoso "Dique de Alentejo" ("Dique de Plasencia") es una de las manifestaciones más vistosas, los filones podrían ser de edad Triásico superior a Jurásico medio, o incluso Cretáceo (TEIXEIRA & TORQUATO, 1975; SCHERMERHORN *et al.*, 1978).

2.2.5 Pegmaplitas (FP)

Intimamente asociados con los granitos existen abundantes filones de pegmaplitas, inyectados tanto en los granitos como en las rocas encajantes de éstos. Son especialmente numerosos en el área migmatizada del extremo NO de la Hoja, donde constituyen un componente litológico tan abundante que no han podido ser representados en la cartografía. (En esta zona suelen ser, además de una potencia reducida, con menos de 50 cm. de espesor, y de una individualidad mal definida).

Constan esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, turmalina y granate. Se caracterizan por una distribución irregular a escala de afloramiento, de las facies pegmatíticas y aplíticas dentro de un mismo filón, de manera que generalmente no es posible hablar de un filón francamente pegmatítico o aplítico. La facies aplítica suele contener pequeños cristales de granate violeta ya visibles macroscópicamente; en la facies pegmatítica son mucho más raros, pero en algunos puntos han llegado a aparecer cristales idiomorfos de hasta 7 mm. de diámetro. Su hábito es a menudo deltoidicositetraédrico, en contraste con los granates de los metasedimentos que muestran predominantemente el hábito dodecaédrico. El estudio bibliográfico demuestra que su presencia en rocas pegmaplíticas es muy corriente en Galicia y concretamente en el trabajo de BIZQUARD *et al.* (1970) se hallan más datos, tanto mineralógicos como químicos, sobre granates en aplitas de Galicia.

Aparte de la zona migmatítica, es posible distinguir tres áreas en que los filones afloran con más frecuencia:

- 1) La faja de metasedimentos del extremo SO de la Hoja. Son casi exclusivamente concordantes y a menudo están algo filonitizados, al igual que los diques con-

cordantes de aplogranitos con los cuales están asociados. Alcanzan espesores de hasta 25 m., formando a veces resaltes en el paisaje.

- 2) Una zona de esquistos paralela al contacto con el complejo granítico occidental. Son filones esencialmente concordantes; en la parte meridional se hallan ligados a ellos mineralizaciones de Sn y Nb-Ta, al igual que las descritas por HENSEN (1967) para la región de Doade (Puente-Caldelas, 186/5-10), algunos km. más al Sur, dentro de la misma zona. Según este autor, los minerales principales son albita, cuarzo, feldespatos potásico pertitizado y moscovita; los accesorios son casiterita, columbita-tantalita, berilo, los silicatos de litio espodumena y petalita (a veces en entrecrecimientos simplectíticos) y el fosfato de litio montebrasita. Como productos de alteración hidrotermal se observaron bertrandita, cookeita y montmorillonita rosa. Su potencia puede alcanzar unos 20 m.
- 3) El dominio de la Unidad de Lalín. Aquí son principalmente discordantes. Constituyen filones o lentejones con potencias hasta 30 m. (NO de Soutullo; x: 565.900.; y: 4.722.400) y al parecer algunos de las masas más vistosas se encuentran en puntos de intersección de filones de direcciones NE-SO y ONO-ESE. En el extremo NE dan origen a un paisaje de relieve alomado con cerros redondeados, cuyos núcleos están constituidos por masas pegmatíticas.

2.2.6 Pegmatitas de litio (FP_{Li})

Se ha diferenciado este tipo de pegmatita por la particularidad de que presenta, de visu, cristales, a veces abundantes, de espodumena. Los cristales pueden alcanzar 30 cm. de largo; son subidiomorfos, tabulares hasta prismáticos y no es raro observar que se orientan perpendicularmente a las paredes del filón.

Aparecen estos filones en una zona de rumbo NNE-SSO entre Moa (x: 564.300; y: 4.715.100) y Gresande (Hoja de Lalín, 6-9/154, 1974).

Son principalmente discordantes, pero un filón concordante con respecto a las anfíbolitas se extiende entre Vilatuxe (x: 566.600; y: 4.717.500) y Gondoriz Pequeño (x: 565.800; y: 4.718.100).

Aparte de la espodumena ya mencionada contienen albita, feldespatos potásico, cuarzo, moscovita y pueden presentarse, además, casiterita, berilo, apatito, turmalina, topacio, piritita, calcopiritita, arsenopiritita y molibdenita (HILGEN 1967; Hoja de Lalín, 154/6-9).

En los filones al N de Bustelos (x: 562.100; y: 5.715.500), explotados por su contenido en casiterita y wolframita, aparece según HILGEN (1967) también espodumena en cantidades pequeñas y parece que constituyan un paso intermedio entre el tipo algo litífero de Doade (HENSEN, 1967) y el tipo rico en litio de la zona des-

crita en este apartado. La presencia de pegmatitas con litio no es raro en la provincia estañífera del Macizo Hercínico.

2.2.7 Filones ácidos mineralizados (Fa)

Se trata de filones neumatolíticos hasta hidrotermales con casiterita y wolframita en el extremo SE de la Hoja y de yacimientos de casiterita con fenómenos de greisificación en una franja de esquistos paralela al contacto con el complejo granítico occidental. La descripción de los primeros se hará en el apartado 5.2, y la de los segundos se hizo en el apartado 2.2.5 y se completará en el capítulo de geología económica (apartado 5.2).

2.3 ROCAS METAMÓRFICAS

En este párrafo se incluyen:

- 1) Una breve petrografía de las rocas metasedimentarias y de las de probable origen ígneo-sedimentario o ígneo (ortogneises y anfibolitas) que constituyen capas perfectamente concordantes respecto a la estratificación original de los metasedimentos.
- 2) Algunas observaciones sobre la posible existencia de un metamorfismo prehercínico, y
- 3) Algunas observaciones generales sobre el metamorfismo hercínico.

2.3.1 Petrografía de las rocas metamórficas

A continuación se describen someramente los principales rasgos microscópicos de las diferentes rocas metamórficas. Su descripción macroscópica ya se hizo en el capítulo sobre estratigrafía (Cap. 1).

2.3.1.1 Unidad de Lalín

Esquistos micáceos, paragneises esquistosos y paragneises (PC-Sξ-ζ)

Son las rocas más abundantes dentro de la parte de la Unidad de Lalín que se extiende por la presente Hoja.

Son gneises y esquistos bimicáceos cuya mineralogía fundamental consta de cuarzo, moscovita, biotita y oligoclasa. Además pueden presentarse los minerales índices granate (tanto Tipo I como Tipo II) y estaurólita, y, en los alrededores del granito de dos micas de grano medio a fino ($3.4\gamma^2_{mb}$), andalucita o sillimanita.

La plagioclasa en los gneises es muy característica por constituir poikiloblastos ovoides o irregulares con marcada textura en criba, siendo sus inclusiones micas y cuarzos subredondeados. Pueden indicar una vaga esquistosidad interna recta o algo sigmoidal. Suelen mostrar un zonado inverso y difuso poco marcado.

Los esquistos micáceos son esencialmente iguales a los de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos.

En las rocas pelíticas y samíticas de la Unidad de Lalín, especialmente en las últimas, son muy característicos los granates del Tipo I. En su forma más típica se presentan como granates fuertemente anubarrados de pequeño tamaño y de formas muy irregulares ("reabsorbidos"), apareciendo como inclusiones en cuarzo, biotita, estauroлита y plagioclasa (véase también apartado 2.3.2).

Anfibolitas (ξA)

Son bastante variables tanto en su mineralogía como en su textura. La textura varía desde granuda sin orientación hasta nematoblástica, con una orientación preferente de los anfíboles muy marcada.

La mineralogía fundamental es anfíbol + plagioclasa. Algunas variedades contienen además biotita como constituyente principal. Como accesorios pueden encontrarse: cuarzo, epidota-clinozoisita, esfena, opacos, apatito y como productos secundarios sericita, clorita, feldespato potásico, zoisita, óxidos de hierro y leucoxeno.

El anfíbol es hornblenda verde, con hábito de prismático hasta acicular y marcado pleocroismo: α =amarillo ligero hasta incoloro, β =verde y γ =verde algo azulado. Esquema de absorción: $\alpha < \beta \approx \gamma$. El ángulo de extinción alcanza valores hasta 23° ($\gamma \wedge c$). En contados casos se observan cristales zonados con núcleos menos coloreados y bordes más verdes; el ángulo de extinción del núcleo es más grande que el del borde. Más corriente es una ligera retrogradación en anfíbol actinolítico. La plagioclasa, poco maclada en general, muestra un zonado irregular, a menudo inverso. La composición es bastante variable: An₇₀₋₃₀ (labradorita-andesina). Se han observado porfiroblastos con numerosas inclusiones de esfena y anfíbol. En la muestra 0509GPEK175, la plagioclasa constituye agregados con secciones idiomorfas hexagonales o en listones que sin duda representan pseudomorfosis de fenocristales de algún mineral, con toda probabilidad de plagioclasa.

La plagioclasa se encuentra más o menos sericitizada.

La biotita, no siempre presente, suele mostrar una fuerte transformación en clorita + esfena (+ feldespato potásico).

Existen pasos a gneises anfibolíticos y rocas calcosilicatadas.

La textura blastoporfídica observada en la muestra 0509GPK175 es una fuerte indicación para un origen ortoderivado de por lo menos parte de las anfibolitas.

Ortogneises ($\alpha\zeta$)

Componentes principales: cuarzo, microclina, albita-oligoclasa (An_{15-7}) y a veces biotita. Accesorios: Moscovita, opacos, circón, turmalina, apatito, clorita (secundaria) y sericita (secundaria).

Textura alotriomorfa, granuda, con incipiente orientación, hasta granolepidoblástica.

Son leucocratos y en algunos casos la biotita no llega a constituir un componente principal. La orientación es débil, estando marcada por las micas y cuarzos algo alargados. La plagioclasa es poco zonada, con zonación normal. No se han observado texturas relictas que podrían proporcionar pruebas de su origen ígneo.

Cuarcitas (Υ)

Las cuarcitas revelan al microscopio una textura granoblástica, con granos de cuarzo en mosaico.

Siempre contienen pequeñas cantidades de circones subredondeados, opacos y micas, las últimas a veces en hileras muy delgadas de cristales paralelos entre sí. Los granos de cuarzo suelen presentar una ligera orientación con sus ejes dimensionales más largos paralelos a la esquistosidad marcada por las micas.

Con un aumento de la cantidad en micas pasan a cuarcitas micáceas y a esquistos cuarcíticos.

Pueden mostrar signos de cataclasis o milonitización (véase HILGEN, 1971), pero, según parece, se trata de fenómenos muy locales, siendo la deformación por lo general no más acusada que en los restantes metasedimentos.

2.3.1.2 Unidad de Forcarey

Esquistos micáceos, cuarcíticos y esquistos con porfiroblastos de plagioclasa (PC-S ξ_p)

Los esquistos micáceos y cuarcíticos son esencialmente iguales a los que aparecen en la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos, a cuya descripción nos referiremos más adelante.

Los esquistos con porfiroblastos de plagioclasa tienen como mineralogía fundamental: cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa. Como accesorios se encontraron granates (Tipo I y Tipo II), estaurrolita, opacos, apatito, circón, rutilo, turmalina, clorita y sericita. En las aureolas de metamorfismo de contacto pueden presentarse andalucita y/o sillimanita. Su textura es lepidoblástica hasta gneíscica. La plagioclasa en la parte meridional de la Hoja, de bajo grado de metamorfismo (facies de los esquistos verdes), aparece en porfiroblastos ovoides o subidiomorfos de albita. Las maclas son raras. Pueden ser cristales limpios, pero a menudo contienen inclusiones de cuarzo o de opacos pulverulentos (¿grafito?), que indican una esquistosidad interna (S_i) que puede ser recta o sigmoidal. Esta suele ser continua con la esquistosidad principal de la fase hercínica F₂, pero en raros casos se observa que es continua con la esquistosidad de crenulación de la fase hercínica F₃, indicando que la plagioclasa es en parte sincinemática con la F₃. La roca puede ser tan rica en albita que se compone de numerosos porfiroblastos dispersos en una matriz intersticial de micas.

Más al Norte, los porfiroblastos (albita-oligoclasa) son menos abundantes, de tamaño más pequeño, alargados y con textura poikiloblástica, plagados de pequeñas inclusiones, como los de la Unidad de Lalín.

Cuarcitas (Y)

Las cuarcitas son fundamentalmente iguales a las de la Unidad de Lalín, a cuya descripción nos remitimos.

Se han observado en algunas muestras la presencia de una pequeña cantidad de feldespatos potásico.

Anfibolitas (ξA)

Son fundamentalmente iguales a las de la Unidad de Lalín.

Parecen ser más corrientes las variedades con porfiroblastos de plagioclasa. Los porfiroblastos son del mismo tipo que los observados en los esquistos de la Unidad de Forcarey: ovoides, casi sin maclas y con numerosas inclusiones (en este caso de opacos, esfena y anfíbol) que indican una esquistosidad interna (S_i) que puede ser recta, pero que en otros casos hace patente una textura rotacional. Igualmente que las anfibolitas de la Unidad de Lalín, pueden mostrar pasos a gneises anfibolíticos y rocas calcosilicatadas.

Las texturas palimpsésticas observadas en las anfibolitas de la Unidad de Lalín no se encontraron, por lo menos de forma clara, en las de la Unidad de Forcarey, pero la riqueza en esfena, expresándose en un alto contenido en TiO₂ en algunos análisis químicos (hasta 2,88 por ciento), apunta hacia su origen ortoderivado.

Ortogneis (oç) (nivel guía)

Componentes principales: cuarzo, microclina, albita-oligoclasa (An_{15-7}), biotita (a veces accesoria).

Accesorios observados: apatito, opacos, circón (en cristales turbios), rutilo, esfena, ¿anatasa? y fluorita (intersticial).

Textura granuda hasta granolepidoblástica, porfídica. Matriz con distinto grado de heterogranularidad.

La microclina aparece en pequeños porfiroblastos xenomorfos, a veces maclados según la ley de Carlsbad. Es muy pertítica y bastante limpia, con algunas inclusiones subredondeadas de cuarzo.

La plagioclasa, con ligera zonación normal, está poco maclada.

Substituye a la microclina en forma de cristales lobulados mirmequíticos.

El cuarzo tiene extinción fuertemente ondulante y bordes muy irregulares; a veces muestra una textura en mortero.

Son leucocratos, a veces con biotita en proporciones muy bajas.

La marcada heterogranularidad, con la textura en mortero, señala una fuerte deformación. Recristalizaciones posteriores les confieren una textura blastomilonítica.

Rocas calcosilicatadas

Las rocas calcosilicatadas tienen textura granoblástica y bandeada. Se han encontrado como constituyentes principales los siguientes minerales: cuarzo, plagioclasa (andesina-labradorita), anfíbol verde (en parte en cristales arracimados), granate, epidota-clinozoisita, escapolita y diópsido. Sus accesorios son opacos, apatito y esfena. Minerales secundarios son zoisita y sericita.

2.3.1.3 Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos

Esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-Sç)

Son esquistos con textura lepidoblástica, a menudo bandeada, con alternancia de capas compuestas casi exclusivamente por micas y por cuarzo respectivamente. Componentes siempre presentes son cuarzo y moscovita. Pueden presentarse además, según el grado de metamorfismo regional, clorita, biotita, granate y estaurolita. En las rocas más samíticas no es raro observar albita o oligoclasa en pequeñas cantidades.

Como accesorios se han observado opacos, rutilo, esfena, circón, apatito y turmalina. Esta última como mineral principal en turmalinitas bandeadas en el contacto de pegmatitas y filones ácidos mineralizados.

Todos los minerales principales, salvo cuarzo, pueden constituir porfiroblastos. Los de albita, granate y estaurolita suelen ser subidiomorfos-idiomorfos. Las estaurolitas y los granates engloban a menudo inclusiones, especialmente de cuarzo y opacos, que pueden indicar una esquistosidad interna (S_i). Esta S_i puede ser recta o hace patente una débil estructura rotacional. Puede ser paralela u oblicua a la esquistosidad exterior principal. La esquistosidad de crenulación de la fase F_3 se moldea alrededor de la estaurolita y granate. Estos fenómenos indican que son fundamentalmente posteriores a la esquistosidad principal y precinemáticos con la F_3 . Para los blastos de albita véase el apartado sobre la Unidad de Forcarey.

La clorita parece ser, en gran parte, producto de metamorfismo retrógrado. Blastos sin deformación paralelos a los planos axiales de la crenulación de F_3 indican que son tardicinemáticos con F_3 , al igual que parte de las moscovitas y biotitas.

Los porfiroblastos de granate son del Tipo II.

No es raro observar que la estaurolita los engloba parcialmente. La estaurolita suele ser alargada y orientada paralela a la esquistosidad principal. En la aureola de metamorfismo de contacto de los granitos se observa a veces andalucita o sillimanita.

2.3.1.4 Unidad de los esquistos y paragneises

Esquistos y paragneises (PC-S)

Los esquistos micáceos y los paragneises plagioclásicos no migmatizados no dan motivo a observaciones especiales, semejándose a los ya descritos en apartados sobre otras unidades. Lo mismo sucede con las anfibolitas (ξA) y rocas calcosilicatadas, que tienen gran parecido con sus equivalentes de la Unidad de Forcarey.

Los elementos típicos de la unidad que se describen en este párrafo son las migmatitas y cuarcitas grafitosas.

Las migmatitas son muy variables en cuanto a su textura y composición. El leucosoma tiene textura granoblástica, alotriomorfía, a veces algo orientada, mientras que el paleosoma muestra una textura gneísica hasta lepidoblástica. La composición del leucosoma es granítica, con cuarzo, microclina, albita-oligoclasa, biotita y moscovita como componentes principales y sillimanita, granate, opacos, turmalina, circón, esfena, clorita, rutilo y sericita como accesorios. Se parece mucho a los granitos de dos micas, pero el débil bandeado, alto grado de alotriomorfía y la presencia de sillimanita o granate pueden servir como caracteres distintivos.

El melanosoma se compone de los mismos minerales, pero en diferentes proporciones, constituyendo biotita y sillimanita a veces los componentes principales en rocas del tipo restito.

Muy característica para las rocas migmatizadas del "Lóbulo de Codeseda" es la asociación sillimanita + feldespato potásico. La sillimanita se presenta exclusivamente en su variedad fibrolita, estando siempre íntimamente asociada a las micas, dentro o alrededor de las cuales aparece en forma de haces de pincel.

Blastos de moscovita que cortan transversalmente la esquistosidad principal replegada, contienen a veces agujas de fibrolita que hacen patente una textura helicítica, por lo cual tienen que ser tardi o post F_3 . Una forma todavía más tardía de mica blanca aparece en cristales aciculares pseudo morfos de sillimanita, incluidos en blastos moscovíticos.

Cuarcitas grafitosas (rV)

Son rocas muy compactas, observándose al microscopio un mosaico equigranular de cuarzos muy finos y abundante grafito intersticial. Como accesorios figuran moscovita, opacos no carbonosos y circón. Las micas y los cuarzos algo alargados indican una esquistosidad.

2.3.2 Metamorfismo pre o eohercínico

Existen en la presente Hoja indicaciones petrológicas que apuntan hacia la existencia de un metamorfismo pre o eohercínico. HILGEN (1971), en su trabajo sobre la Unidad de Lalín, describió un tipo de granate, llamado Tipo I, que según dicho autor muestra semejanza con granates descritos en metasedimentos de la "Fosa Blastomilonítica".

Un tipo de granate con gran parecido con el Tipo I de la Unidad antes mencionada se ha encontrado en la Unidad de Forcarey de la presente Hoja y, además, en su extensión meridional por la Hoja de Puente-Caldelas (186/5-10) ("Upper Unit" de MINNIGH, 1978) y en su posible prolongación septentrional por la Hoja de Santiago (94/4-7). (En la Unidad de Forcarey se ha encontrado en un esquisto algo plagioclásico, con andalucita, sillimanita y granate Tipo II, de la zona anfibolítica en Fragoso (x: 547.600; y: 5.724.000), dentro de la isograda del granate hercínico. Son pequeños cristales que se encuentran incluidos en moscovita, biotita y cuarzo). Dada la importancia de este tipo de granate para una interpretación geológica de la presente Hoja, parece útil resumir sus características y compararlas con las de granates evidentemente hercínicos, llamado Tipo II, utilizando el esquema de MINNIGH (1978).

	Tipo I	Tipo II
Dimensión	generalmente 1 mm	1-3 mm.
Hábito	normalmente redondeado	idiomorfo
Corrosión	presente	nunca observada
Inclusiones	escasos	corrientes
Núcleos anubarrados	ocasionalmente presentes	nunca presentes
Productos de alteración . .	clorita	limonita

Los granates del Tipo I se han encontrado como inclusiones en blastos de la fase principal del metamorfismo hercínico, los del Tipo II no.

MINNIGH (1978), en su descripción de la "Upper Unit" (continuación hacia el Sur de la Unidad de Forcarey de la presente Hoja), menciona la desintegración de granates con dimensiones originales de unos cm., resultando agregados de pequeños granos subredondeados del Tipo I y señala que no existe prueba de que el granate Tipo I es de edad prehercínica.

Cabe mencionar, por fin, la presencia de agregados con diámetro de más de 5 cm., compuestos de granates con las características del Tipo I en algunos lentejones o filones de cuarzo concordantes con la S_2 , que se encuentran en paragneises esquistosos de la Unidad de Lalín en el Monte Chamor (x: 561.600; y: 4.722.300). Estos, de frecuente aparición en los esquistos y paragneises, se consideran como productos de segregación originados en rocas ricas en cuarzo con anterioridad a la F_2 , ya que pueden estar replegados por esta fase de deformación. El granate Tipo I constituye la única indicación petrológica conocida hasta ahora para deducir la existencia de un metamorfismo de edad pre- F_2 en las Unidades de Lalín y de Forcarey. Su semejanza con granates de la "Fosa Blastomilonítica" interpretados como relictos de un metamorfismo prehercínico (den TEX & FLOOR, 1967; ARPS, 1970; ARPS *et al.*, 1977) ha sido un argumento para deducir un carácter polimetamórfico para la Unidad de Lalín y su aloctonía (HILGEN, 1971).

Sin embargo la existencia de los dos tipos, que en sus formas más típicas son de hecho muy distintos, podría explicarse también como un fenómeno de plurimetamorfismo, sea de edad hercínica, sea de edad "hespérica" (KUIJPER, 1978) y no necesariamente de polimetamorfismo. Es posible, por ejemplo, que el granate Tipo I, que en su forma más típica es claramente anterior a la biotita, moscovita y plagioclasa de la fase principal del metamorfismo hercínico, esté relacionado genéticamente con la primera fase tectónica F_1 de edad pre o eohercínica, reconocible mediante la S_0 en la Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos (ver apartado 3.2). Su distribución restringida a las Unidades de Lalín y Forcarey podría explicarse en este caso por distintas condiciones geoquímicas en la roca madre.

Parece recomendable esperar a que posteriores estudios más en profundidad sobre el granate de Tipo I, abarcando, entre otros problemas, la relación entre el granate Tipo I y la isograda del granate Tipo II, su relación con las esquistosidades

y la existencia de tipos aparentemente intermedios, puedan aclarar definitivamente este tema, antes de asignar a su presencia la importancia que podría poseer para la interpretación geológica de la presente Hoja y posiblemente de regiones colindantes (véase también apartado 3.3).

2.3.3 Observaciones generales sobre el metamorfismo hercínico

En los metasedimentos de la Hoja estudiada es posible reconocer las siguientes asociaciones típicas, ordenadas según su grado creciente de metamorfismo:

Cuarzo + moscovita + clorita (+ albita).

Cuarzo + moscovita + biotita (+ albita) (+ clorita).

Cuarzo + moscovita + biotita + granate (+ albita).

Cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurólita (+ oligoclasa).

Cuarzo + biotita + moscovita + sillimanita + feldespató potásico (+ granate) (+ oligoclasa).

La inexistencia de distena y la aparición de la asociación sillimanita-feldespató potásico hacen muy probable que las asociaciones enumeradas representen zonas de un metamorfismo regional de baja presión. Una presión relativamente alta dentro del tipo de presión baja queda reflejada por el par estaurólita-almándino y la aparente ausencia de cordierita.

Las tres primeras asociaciones forman parte de la facies de los esquistos verdes y las dos últimas de la de las anfíbolitas.

Las isogradas de la biotita, granate, estaurólita y, en parte, también de andalucita, se han representado en la figura 2.

No se ha hecho representación gráfica de todas las posibles isogradas, debido a que su exacta delimitación exigiría una recolección y estudio microscópico de muestras excesivamente exhaustivos, muy por encima del objeto de este trabajo. La isograda de la clorita no se ha representado debido a que dentro de la isograda de la biotita la distribución de los dos minerales es muy irregular. Además, el estudio microscópico sugiere que la clorita es en gran parte de origen retrógrado.

La presencia de andalucita se limita a las zonas de contacto de los granitos. No es fácil determinar si ésta es producto del metamorfismo regional (tipo Northern New Hampshire) o del metamorfismo de contacto, ya que existe paralelismo, a grandes rasgos, entre los contactos y las isogradas del metamorfismo regional, dificultándose la interpretación del problema. Parece que la isograda de la andalucita corte la de la estaurólita, por lo cual nos inclinamos a considerar la andalucita de la presente Hoja como un mineral índice de metamorfismo de contacto.

Fuera del área migmatítica, la sillimanita se presenta siempre a muy poca distan-

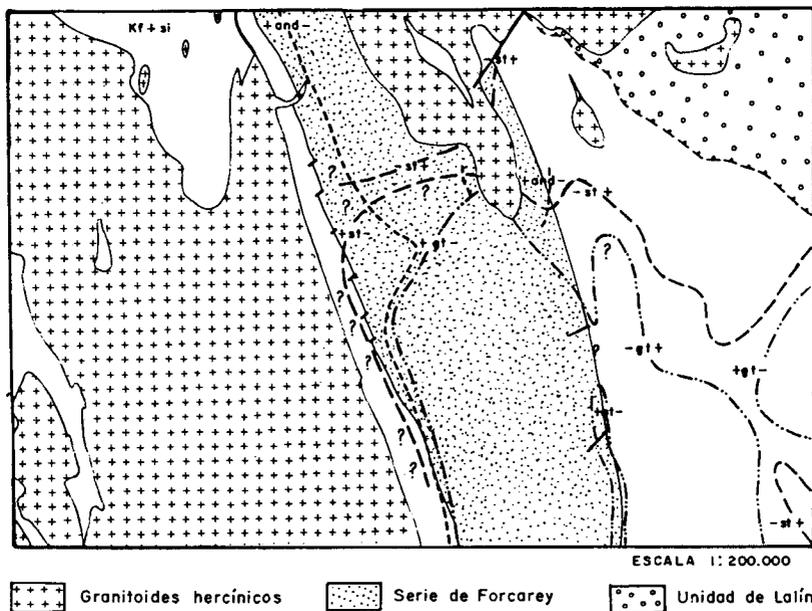


Fig. 2.- Bosquejo de isogrados.

cia del contacto con el granito o sus apófisis y en enclaves, por lo cual un origen por metamorfismo de contacto parece probable.

Otro problema es el paso o salto en el grado de metamorfismo entre el área migmatítica, con la asociación feldespato potásico + sillimanita característica de la subfacies más alta de la facies de las anfibolitas, y la Unidad de los esquistos (PC-S ξ), donde aparece el granate como mineral índice de máximo grado de metamorfismo. La escasez de afloramientos y las malas condiciones de observación en la región (bosque denso) obligan a la máxima cautela. En cualquier caso, si no es un salto en el grado de metamorfismo, por lo menos parece ser un paso brusco. En el apartado 2.1.2.7 ya se expuso que podría relacionarse con una falla.

Es posible reconocer tres esquistosidades en la presente Hoja (vease también capítulo 3). La primera, llamada S₁, por van MEERBEKE *et al.* (1973), se indica por la orientación de cristales de filosilicatos, casi exclusivamente visible al microscopio. Su relación con los otros minerales índices se desconoce, porque los puntos en que se observa están dentro de la isograda de la biotita.

La esquistosidad principal está marcada por las micas fundamentalmente. A menudo está crenulada por F_3 y se desarrolla una esquistosidad de crenulación generalmente menos penetrativa que la esquistosidad principal. Los porfiroblastos de albita, biotita, granate y estauroлита suelen incluir la S principal, indicada por inclusiones de cuarzo, micas u opacos, que normalmente es recta, pero que en otros casos, no raros, hace patente una estructura rotacional. La esquistosidad interna puede ser continua con respecto a la esquistosidad principal. Pero otras veces es discontinua, tanto con respecto a la esquistosidad principal como con respecto a la esquistosidad de crenulación. (En contados casos la S, en porfiroblastos de albita parece ser continua con la S crenulación). De ahí se deduce que los porfiroblastos han crecido fundamentalmente durante la interfase entre las dos fases principales de plegamiento F_2 y F_3 y que a veces han sido rotados durante F_3 , causando la discontinuidad entre S, de los porfiroblastos y la esquistosidad externa (S principal).

Durante la fase F_3 tuvo lugar una fuerte recrystalización del cuarzo y de los filosilicatos, borrando en gran parte la esquistosidad anterior (o las esquistosidades anteriores). Parte de los filosilicatos recrystalizados indican, de manera más o menos clara, la esquistosidad de crenulación, paralela a los planos axiales de los micropliegues de F_3 .

Es probable que la recrystalización sea, en parte por lo menos, tardicinemática con la fase F_3 , como parecen indicar, por ejemplo, los pliegues de crenulación helicíticos, indicados por fibrolita, que localmente se encuentran incluidos en porfiroblastos de moscovita orientados según planos axiales de pliegues de F_3 (área de las migmatitas).

En el área SE de bajo grado (zona de clorita-moscovita de la facies de los esquistos verdes del metamorfismo hercínico principal) existen indicaciones de que el metamorfismo durante la fase F_3 no sólo originó una recrystalización del cuarzo y de las micas ya existentes, sino que fue de carácter algo progrado, con neoformación de biotita en forma de porfiroblastos oblicuos con respecto a la esquistosidad principal. Estos porfiroblastos se disponen, de un modo no muy neto, en los planos axiales de los micropliegues de la fase F_3 . Al igual que la mayoría de los filosilicatos recrystalizados durante la fase F_3 , los porfiroblastos carecen de signos de deformación, por lo cual tendrían que ser tardicinemáticos con F_3 .

La neoformación de la biotita podría relacionarse con un metamorfismo tardío reconocido por HILGEN (1976). Sería de baja presión y de carácter más térmico que el metamorfismo hercínico principal. Dicho autor reconoce la serie de moscovita-biotita-cloritoide(*)-andalucita-sillimanita y la atribuye a un metamorfismo comparable al antiguo tipo Abukuma de MIYASHIRO (1961). Debido a la falta de datos, no es posible trazar la isograda de la biotita tardía y se desconoce hasta qué punto se desvía de la de la biotita del metamorfismo hercínico principal.

(*) Observado en el Coto de Zobra, x: 565.300, y: 4.714.200; HILGEN, comunicación personal.

Para terminar se da un esquema provisional de las tres fases de metamorfismo que pudieran haber afectado a las rocas de la presente Hoja.

Denominación	Edad relativa	Tipo	Minerales índices, etc.
M ₁	preo o eohercínica	¿Presión intermedia?	Granate del tipo, ¿distena?
M ₂ (fase hercínica principal)	Fundamentalmente interfase F ₂ y F ₃	Baja Presión	Albita-clorita-moscovita-biotita-granate del tipo II-estauroлита-(sillimanita + feldespato potásico)
M ₃	Sin hasta tardicimático con F ₃	Baja presión Más térmico que M ₂	Albita-clorita-moscovita-biotita-cloritoide-andalucita-sillimanita. Recristalización.

3 TECTÓNICA

3.1 INTRODUCCIÓN

Para evitar confusión con los numerosos sistemas de denominación de esquistosidades existentes en Galicia, parece útil exponer los términos usados en la presente Hoja, tanto en el mapa como en la Memoria y sus posibles correlaciones. Son:

S₃: Estratificación original.

S₀: Esquistosidad más antigua (solamente observada en algunas muestras). Es la S₀ de van MEERBEKE *et al.* (1973) y de MINNIGH (1978). Corresponde a la primera fase de deformación F₁, reconocida en la presente Memoria.

S principal (de campo): Corresponde fundamentalmente a la fase F₂ de la presente Memoria.

S crenulación (de campo): Corresponde a la tercera fase de deformación F₃ de la presente Memoria. Está ligada a micropliegues macroscópicamente visibles, que afectan a la S principal. Podría corresponder con la S₂ de MATTE (1968) y la S₃ de las Hojas de Lalín (154/6-9) y Puente-Caldelas (156/5-10).

A continuación se describen las fases de deformación, con las características estructurales que los identifican.

3.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (F₁) (Pre o eohercínica)

En algunos puntos dentro de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos, se pueden observar al microscopio arcos poligonales definidos por filosilicatos. Estos arcos se encuentran dentro de microlitones que están delimitados por una esquistosidad de crenulación que corresponde a la esquistosidad principal a escala regional. Es idéntica a la S₀ de van MEERBEKE *et al.* (1973) y de MINNIGH (1974).

Esta S₀ representa un estadio de plegamiento anterior a la fase hercínica principal (F₂) y es probable que solamente se ponga de manifiesto en las charnelas de los pliegues que admiten a la esquistosidad de crenulación mencionada (esquistosidad principal de campo) como plano axial.

Esquemáticamente, la orogenia hercínica se caracteriza desde un punto de vista tectónico por dos fases de deformación principales (MATTE, 1968).

La interpretación de esta S₀ resulta en principio problemático, pues a primera vista la esquistosidad principal que se observa en el campo se asimila a la S₁ hercínica, por lo que si esto fuese cierto, la S₀ debería corresponder a una esquistosidad antehercínica. Otra explicación podría ser la dada en otras zonas gallegas (por ejemplo, Hoja de Santiago 94/04-07; en prensa) en donde la S₀, mencionada anteriormente, se asimila a la S₁ y la principal (de campo) se hace corresponder con una originada posteriormente, pero antes de la segunda fase, a causa de los últimos efectos de la primera fase de deformación hercínica. En dicha Hoja se ha llamado la esquistosidad posterior S'₁; estaría relacionada con grandes cabalgamientos.

3.3 POSIBLE ALOCTONÍA DE LAS UNIDADES DE LALÍN Y FORCAREY

HILGEN (1971) hace mención, en su descripción y definición de la Unidad de Lalín, de algunas indicaciones, tanto tectónicas como petrológicas, que en principio podrían apuntar hacia la existencia de una fase de cabalgamiento, responsable de la presunta aloctonía de dicha Unidad. Estas indicaciones son:

- La presencia de los granates turbios (Tipo I) ya descritos en el capítulo anterior de Petrología. Su semejanza con granates descritos como relictos de un metamorfismo prehercínico en la "Fosa Blastomilonítica" (ver apartado 2.3.2) ha sido interpretada como una indicación para el carácter polimetamórfico de la Unidad de Lalín y, ya que yace sobre terrenos en que falta este tipo de granate, para su posición tectónica anormal. (véase apartado 2.3.2).
- La aparición de una cuarcita en la base de la Unidad, con estructuras y texturas de tipo milonítico.
- La existencia de direcciones E-O dentro de la Unidad, definidas tanto por un ban-

deado litológico como por una esquistosidad de flujo, que no siguen las directivas generales de la orogenia hercínica.

Estas indicaciones han llevado a dicho autor a deducir una posición alóctona para la Unidad de Lalín. Representaría un complejo polimetamórfico y policíclico que yacería tectónicamente encima de rocas más recientes, mediante un plano de cabalgamiento asociado a la cuarcita milonitizada. Se ha comparado con otros complejos de carácter alóctono del NO de la Península Ibérica, como los de Cabo Ortegal, Ordenes, Braganza-Vinhais y Morais-Lagoa (ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978).

El emplazamiento de la Unidad de Lalín debe ser anterior al metamorfismo principal hercínico, ya que sus isogradas pasan sin sufrir alteración alguna de la unidad subyacente de los Esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-Sξ) a la Unidad de Lalín.

Sobre el origen y el mecanismo de emplazamiento de los complejos polimetamórficos y policíclicos no existe acuerdo de opinión. Las hipótesis más defendidas son: la que supone que los complejos son "klippes" de mantos de corrimiento conservados en sinformas hercínicas y la que les asigna a éstos un origen parautóctono, debido a diapirismo asociado a un "mantle plume". Para una más detallada información sobre las distintas hipótesis planteadas al respecto, remitimos al artículo de den TEX (en prensa, b).

En el capítulo sobre la estratigrafía se expuso la semejanza litológica entre la Unidad de Forcarey y la Unidad de Lalín y lógicamente se plantea la pregunta de si la Unidad de Forcarey no podría representar otra unidad alóctona al igual, o incluso la misma, que la Unidad de Lalín.

De hecho, existen unas indicaciones que pudieran apuntar hacia tal posibilidad. Son las siguientes:

- 1) La presencia de granate de Tipo I en ambas (véase apartado 2.3.2).
- 2) La simetría imperfecta de la sinforma ocupada por la Unidad de Forcarey, con la fuerte reducción cuantitativa en su flanco oriental de las anfíbolitas, ortogneises y rocas calcosilicatadas. La reducción podría ser de origen tectónico y en este caso los escasos afloramientos de anfíbolita en dicho flanco corresponderían a lentejones tectónicos.

Por otra parte, faltan indicaciones más directas que pudieran favorecer la validez de la hipótesis de que la Unidad de Forcarey ocupara una posición alóctona. La zona en que se ubica la base de la Unidad carece aparentemente de fenómenos que indiquen una tectonización fuera de lo normal debida a la presencia de un contacto tectónico. La cuarcita tableada no posee signos claros de cataclasis o milonitización como lo muestra en algunos puntos la cuarcita asociada al supuesto plano de cabalgamiento de la Unidad de Lalín. Además, la sucesión litoestratigráfica no

muestra un cambio brusco, pasando de la Unidad de los Esquistos micáceos y cuarcíticos a la Unidad de Forcarey. Las cuarcitas ocupan, al parecer, una posición estratigráfica normal, intercalando una zona rica en cuarzo, con cuarcitas impuras y esquistos cuarcíticos.

Para resumir, existe la posibilidad de que la Unidad de Forcarey representase una unidad polimetamórfica y autóctona, como ya fue señalado por MINNIGH (1974, 1978), pero el escaso número de trabajos realizados sobre la Unidad de Forcarey, hace que, aunque resulte atractivo su correlación con la Unidad de Lalín, sea necesario esperar a que posteriores estudios más en profundidad que la que permite un trabajo del carácter del presente, confirme o no esta suposición.

Con posterioridad a la fecha de entrega al I.G.M.E. de la primera redacción de la presente Memoria, han aparecido nuevos datos acerca del problema de la aloctonía de las Unidades de Lalín y Forcarey, que hacen deseable la siguiente adición:

Se trata de un estudio de MARQUÍNEZ(*) (1981) sobre la zona de Lalín-Forcarey-Beariz y nuevos datos petrológicos aportados por HILGEN(**) (1981).

Aunque ambos autores comportan la misma opinión sobre la identidad de las Unidades de Lalín y Forcarey (MARQUÍNEZ habla del Grupo de Lalín-Forcarey), no están de acuerdo sobre su posición estructural.

Para MARQUÍNEZ se trata, en términos generales, de una sucesión continua de unidades litoestratigráficas dentro del conjunto de metasedimentos que afloran en la zona. Han sido sometidas a una deformación polifásica y acontecimientos metamórficos, ambos de edad hercínica. Subraya la ausencia de interrupciones tectónicas de importancia dentro de la sucesión y el tránsito gradual que desde el punto de vista litológico existe entre el Grupo de Lalín-Forcarey y las rocas subyacentes.

El crecimiento de los granates de Tipo I se relaciona con los primeros estadios de crecimiento de los granates de Tipo II, siendo esta etapa de edad hercínica.

HILGEN presentó nuevos datos petrológicos sobre la composición química de los granates del Tipo I y mencionó provisionalmente el descubrimiento de distena en la Unidad de Lalín.

(*) MARQUÍNEZ, J.L. (1981).- Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Forcarey-Beariz), *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, pp. 135-154.

(**) HILGEN, J.D. (1981).- La Unidad de Forcarey-¿otro parautoctono en la zona esquistosa central de Galicia? *Conferencia con motivo de la VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular*, Madrid, septiembre de 1981.

Estudios con la microsonda revelaron una composición química de los granates de Tipo I que apunta hacia un crecimiento bajo condiciones de presión más alta que la reinante durante el crecimiento de los granates de Tipo II. El hallazgo de fenómenos de un metamorfismo de presión relativamente alta en las rocas que ahora ocupan sinformas hercínicas tardías (F_3) y de las cuales cabe suponer que, por lo tanto, corresponderían a los niveles más superficiales en el caso de ser autóctonas, mientras aparentemente faltan en las rocas subyacentes, constituye una anomalía petrológica, para la cual la aloctonía de las Unidades de Lalín y Forcarey podría suministrar la explicación.

Parece, por lo tanto, que exista una contradicción entre los datos de campo, como los aportados en esta Memoria y por MARQUÍNEZ y los de carácter puramente petrológico, hablando éstos en favor y aquéllos en contra de la aloctonía de las Unidades de Lalín y Forcarey. Una solución para el problema podría ser que se trata de una secuencia invertida (véase MINNIGH, 1978), pero, como ya señaló este autor, no se dispone de datos estructurales que podrían corroborar esta hipótesis.

3.4 SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (F_2) (Hercínica)

Afecta a los materiales de los tres dominios diferenciados, y a los ortogneises.

3.4.1 Pliegues

No se han observado macroestructuras debidas a esta fase. Los mesopliegues también son difíciles de localizar. Pero en los aislados casos en que aparecen, son, de acuerdo con MINNIGH (1975), isoclinales. Esto coincidiría con las directrices generales de las macroestructuras, que aunque no localizadas, en caso de existir, deberían ser isoclinales, vergentes al E y con planos axiales subhorizontales, de acuerdo con otras regiones gallegas de la zona Galaico-Castellana, como por ejemplo, los Esquistos de Ordenes (MATTE & CAPDEVILA, 1978).

3.4.2 Esquistosidad

El plano de esquistosidad originado durante esta fase es por lo general el más visible en las rocas de la Hoja y en ésta ha sido denominada esquistosidad principal.

Corresponde a una esquistosidad generalmente de flujo. En la gran mayoría de los casos en que no se observa la crenulación de la esquistosidad S_0 , la esquistosidad principal de campo podría representar dicha S_0 , la esquistosidad posterior de la fase F_2 , o ambas en caso que coinciden, siendo la imposibilidad de identificarla la razón para denominarla con el término descriptivo de esquistosidad principal. La S principal suele ser subparalela a la estratificación sedimentaria.

Las direcciones que presentan en la mayor parte de la superficie estudiada oscilan entre N 150° E y N-S, con buzamientos de medios a elevados hacia el O, por lo general. La excepción se presenta dentro de la Unidad de Lalín, en donde no sigue estas directrices. Aquí sus direcciones y buzamientos son mucho más variables.

Por último conviene decir que es la superficie fundamental de referencia, para deducir las estructuras posteriores, ya que se desarrolla en la casi totalidad de las rocas de la Hoja.

3.5 TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (F₃) (Hercínica)

Corresponde a la Fase 2 de MINNIGH (1978).

Afecta a la totalidad de las rocas de la Hoja, a excepción de los filones tardíos y, lógicamente, de los depósitos cuaternarios.

3.5.1 Pliegues

Desde el punto de vista macroestructural son los representados en la cartografía. Concretamente dentro de la zona estudiada, coinciden con la sinforma que constituye la Unidad de Forcarey.

Es la estructura más importante de la Hoja, ya que de alguna manera define tectónicamente a esta Unidad.

La dirección de esta sinforma es aproximadamente N 160° E, con una geometría no muy apretada y una vergencia suave hacia el O, que más al Norte aumenta algo.

Existen también, asociados con esta macroestructura, abundantes meso y micropliegues coherentes con ella y que en muchos casos pueden ser utilizados como criterios de polaridad tectónica para apoyar, o incluso deducir esta macroestructura.

Especialmente en el E de la Hoja se observan numerosos micropliegues asimétricos con flancos occidentales más largos que los flancos orientales. MINNIGH (1974), en un análisis de los micro y mesopliegues dentro de la Hoja de Puente-Caldelas (186/05-10), ha podido distinguir tres zonas en los metasedimentos al E del complejo granítico occidental. Una zona occidental con pliegues asimétricos caracterizados por flancos orientales más largos, una zona central con pliegues más o menos simétricos y una zona oriental, correspondiente a la mitad oriental de la presente Hoja, con los micropliegues asimétricos ya mencionados.

Según dicho autor los micro y mesopliegues reflejan una megaestructura en sinforma; representarían pliegues parasitarios de la misma.

La estructura de sinforma se ve confirmada por la litología, gracias a la presencia de la cuarcita tableada y otras rocas típicas que sirven como niveles guía. En el Sur, fuera ya de la Hoja, la sinforma se cierra; allí tiene buzamientos axiales hacia el N.

3.5.2 Esquistosidad

En la cartografía ha sido definida como esquistosidad de crenulación, ya que siempre que aparece lo hace crenulando a la o las de fases anteriores.

Especialmente se desarrolla en los metasedimentos y dentro de éstos en sus niveles más pelíticos. Generalmente es mucho menos penetrativa que la esquistosidad antes descrita.

Es plano axial de los pliegues de esta misma fase, lo cual se comprueba en las meso y microestructuras.

Su dirección oscila alrededor de N 160° E y sus buzamientos, siempre más verticalizados que los de la esquistosidad principal, son hacia el O. Solamente en una zona al E del contacto con el alargado cuerpo granítico de Pico Valiños (x: 556.600; y: 4.717.800) la esquistosidad muestra buzamientos al E.

En las rocas graníticas hercínicas aparece representada, cuando se hace patente, por una orientación mineralógica de los componentes de la roca. Pero en éstas es también frecuente una orientación de flujo primaria, lo que dificulta la identificación de ambas foliaciones. Por esta razón se ha representado en la cartografía, dentro de este tipo de materiales, un sólo símbolo de orientación que abarca los dos casos anteriores.

3.5.3 Lineaciones

Cuando se observa la esquistosidad de crenulación, es bastante frecuente que aparezca asociada la lineación de intersección correspondiente entre esta esquistosidad y la anterior (o anteriores).

Esta lineación es paralela a los ejes de los pliegues de esta misma fase (N 160° E aproximadamente) por lo que en la cartografía ambas han sido representadas bajo el mismo símbolo. Normalmente aparecen cabeceando valores suaves, con predominio neto de buzamientos al S (hasta 30° en el San Benito, x: 560.500; y: 4.716.400).

3.6 FASES TARDÍAS Y FRACTURAS

Bajo este título se engloban pliegues de tipo "kink-band" y "chevrón" y fracturas que

afectan tardíamente a los materiales de la Hoja y lógicamente también a las estructuras originadas durante las fases de deformación anteriores.

Posteriormente a las fases de plegamiento hercínicas aparecen sistemas de fracturación, de que los más destacables son de dirección NNE-SSO, ENE-OSO y ESE-ONO. Especialmente el primer sistema es de carácter muy general en el Macizo Hespérico (PARGA, 1969).

Es raro observar fenómenos de cataclasis o de arrastre. Las fracturas son del tipo normal y del tipo desgarre. La existencia de muchas de las últimas se deduce debido a los niveles guía de la Unidad de Forcarey; por lo general no es posible seguir las de un flanco a otro de la sinforma ocupada por dicha Unidad. Las fracturas normales se hacen patentes especialmente en el Sur del complejo granítico occidental donde su juego ha dado origen a una tectónica de bloques (véase apartado 0.3).

La inclusión de las fracturas en este párrafo no quiere decir que todas sean tardí o posthercínicas. Por ejemplo, la falla N-S que pasa entre Serrapio (x: 546.000; y: 4.709.700) y Pedre (x: 546.500; y: 5.709.000) parece estar cicatrizada en el Norte por un granito hercínico ($_{3-4} \gamma^2_{mb}$) mientras más al Sur, al Este de Serrapio bordea una "minicuena" tectónica con aluviales cuaternarios, indicando que su historia pudiera extenderse desde por lo menos los tiempos hercínicos hasta el Cuaternario.

Lineamientos tectónicos antiguos con reactivaciones hasta en los tiempos más recientes se conocen de otras regiones del Macizo Hespérico, como por ejemplo, al Norte de Portugal (SCHERMERHON, 1959).

4 HISTORIA GEOLÓGICA

La escasez de datos cronológicos exactos sobre las distintas unidades que componen la Hoja impide fijar con exactitud la edad de los acontecimientos que ocurrieron en la evolución geológica de la región, sobre todo antes de la orogenia hercínica. El esquema evolutivo que en este apartado se expone es en consecuencia de un carácter muy aproximado, apoyándose forzosamente de un modo importante en publicaciones de diferentes autores que han realizado trabajos sobre Galicia.

4.1 CICLO ANTEHERCÍNICO

Los metasedimentos de la presente hoja se dividen en dos grupos principales:

- 1) Los derivados de rocas pelíticas y arenopelíticas-arauváquicas, asociados a anfibolitas y gneises ácidos de presunto origen ortoderivado, que indican la posible existencia de un volcanismo bimodal (Unidades de Lalín y de Forcarey). Es posible que estas rocas representen un ambiente con rasgos más o menos eugeosinclinales.

- 2) Los derivados de rocas pelíticas y samíticas, que señalan condiciones marinas posiblemente de profundidad intermedia. (Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos).

Se desconocen sus edades; sus caracteres litológicos no permiten correlacionarlas con exactitud con unidades de cronología definida.

La historia geológica del Macizo Hespérico en Galicia se caracterizaría por una sedimentación casi continua, en condiciones marinas predominantemente de baja profundidad, desde el Precámbrico superior hasta el Carbonífero. Rocas más antiguas se conservarían sólo en complejos infracrustales cata o mesozonales, que en la Hoja estudiada parecen faltar.

Movimientos de carácter fundamentalmente epirogenético también más o menos continuos serían responsables de una diferenciación dentro de la zona de sedimentación entre áreas menos profundas y surcos de mayor subsidencia. Igualmente durante toda la historia sedimentaria se habría manifestado un volcanismo bimodal (KUIJPER, 1978; den TEX, en prensa, a).

La persistencia de los principales factores que determinaron la historia sedimentaria (progresiva subsidencia general, movimientos epirogenéticos superpuestos de carácter menos general y volcanismo bimodal) durante todo el período que va desde el Precámbrico superior hasta el Paleozoico superior y la probabilidad resultante que se repiten secuencias litológicas parecidas, hacen difícil el reconocimiento de unidades litológicas altamente típicas, y, por tanto, la correlación.

Sin embargo, las dataciones absolutas de ortogneises graníticos de la Unidad de Lalín (Ny^{1}_{mb}) pueden indicar un límite superior para la edad de las rocas del primer grupo. Tendrían que ser anteriores al Ordovícico superior, siempre con las reservas que implica la observación de KUIJPER (1979) (véase apartado 1.2.6).

Las actividades ígneas reconocidas en el NO de la Península y datadas por PRIEM *et al.* (1970) como de edad Ordovícico (460-430m.a.), podrían estar representadas por los precursores ígneos de los dos tipos de ortogneises que se han cartografiado en la presente Hoja.

4.2 CICLO HERCÍNICO

Los acontecimientos magmáticos y tectometamórficos que se desarrollaron a partir del Carbonífero inferior y que constituyen la orogenia hercínica, son más conocidos que los del ciclo descrito anteriormente, debido a la inexistencia de otra orogenia que enmascarase los resultados de éste.

a) Primera fase de deformación (F₁)

Pese a la incertidumbre que existe sobre la edad de la primera fase de deforma-

ción reconocible en la presente Hoja, se ha incluido aquí provisionalmente dentro del ciclo hercínico, ya que en muchas zonas de Galicia se han reconocido tres fases principales de desarrollo de una esquistosidad hercínica, por lo cual se considera como lo más probable de que también en la Hoja objeto de estudio las tres esquistosidades y sus correspondientes fases de deformación sean atribuibles al ciclo hercínico.

Durante esta fase se desarrolla la esquistosidad S_0 que en algunos puntos de la Hoja aún se conserva dentro de microlitones delimitados por la esquistosidad de la segunda fase de deformación.

Podría estar relacionada con el metamorfismo que dio origen al granate Tipo I.

b) Segunda fase de deformación (F_2)

Se origina la esquistosidad principal que afecta a la mayoría de las rocas de la Hoja. Si suponemos que las Unidades de Lalín y de Forcarey representan unidades alóctonas, esta etapa podría estar relacionada con su emplazamiento (cabalgamiento). De cualquier manera, su emplazamiento tiene que ser anterior a la fase principal del metamorfismo hercínico, ya que sus isogradas pasan sin interrupciones los contactos de las Unidades de Lalín y de Forcarey.

c) Intrusión de granodioritas precoces con sus enclaves comagmáticos

Podrían haber aprovechado fracturas profundas originadas durante una fase de tensión cortical para su emplazamiento. Es posible que las unidades $3-4Y^2$ y $P2-3Y^2$ pertenezcan a este grupo calcoalcalino.

d) Clímax del metamorfismo hercínico (epi-mesozonal y de tipo de presión baja) en la interfase F_2 - F_3 , durante la cual se forman fundamentalmente los porfiroblastos de albita, biotita, granate y estauroлита. El grado de metamorfismo más alto (facies de las anfibolitas) se alcanza en las áreas de migmatización, donde se generan granitos, autóctonos a principios del proceso, parautóctonos y alóctonos después.

e) Intrusión de la masa principal de los granitos. Representan productos avanzados de la migmatización (granitos de dos micas parautóctonos y alóctonos de composición alcalina $2-4Y^2_{mb}$, $2-3Y^2_{\eta b}$ y $3-4Y^2_{mb}$). Un metamorfismo de contacto o un plutometamorfismo comienza a superponerse al metamorfismo regional.

f) Tercera fase de deformación (F_3)

Las macroestructuras representadas en la Hoja corresponden a esta fase. Es también responsable del desarrollo de una esquistosidad de crenulación, de abundan-

tes micropliegues y de una ligera deformación penetrativa de las rocas graníticas (s.l.).

El metamorfismo hercínico se extiende hasta esta fase de deformación (albita, clorita, moscovita, biotita y probablemente cloritoide, andalucita y sillimanita).

g) Fases tardías

Relacionados con ellas aparecen muy localmente micropliegues de tipo "kink-band" y "chevrón". Es probable que también la intrusión de los diques básicos (doleritas ϵ^3 y lamprófidos FL) se sitúe en la fase hercínica tardía, aunque no se descarta la posibilidad que algunos sean posthercínicos.

4.3 CICLO POSTHERCÍNICO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después corresponden a deformaciones epirogenéticas de estilo marcadamente frágil, protagonizadas por un juego de fallas verticales y de desgarre.

El levantamiento progresivo y el juego de las fracturas constituyen factores importantes en la morfogénesis del área, los cuales continúan manifestándose, hasta los tiempos recientes.

5 GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1 CANTERAS

Son muy escasas las canteras activas en la Hoja. Las únicas rocas que a escala muy pequeña siguen explotándose son el granito de dos micas del pequeño "stock" de Castro Montás (x: 563.000; y: 4.722.200) y los esquistos micáceos algo plagioclásicos de tonos grises y verdes y de bajo grado de metamorfismo ("pizarras") entre Las Santas (x: 561.900; y: 4.706.300) y Regueiro de Arriba (x: 562.500; y: 4.706.200). Ambos tipos de rocas se utilizan en la construcción, las "pizarras" especialmente para techar.

Canteras abandonadas son mucho más numerosas. En la cuarcita tableada del borde oriental y en la capa masiva de ortogneis del borde occidental de la Unidad de Forcarey existen varias canteras donde dichas rocas, de partición fácil y regular, se explotaron para su uso como piedra ornamental y de construcción (piedra de revestimiento y sillería).

Áridos se produjeron en algunas canteras grandes hoy inactivas, tanto en granitos

de dos micas como en esquistos plagioclásicos de bajo grado de metamorfismo de la Unidad de Forcarey.

A escala muy pequeña se utiliza el jabre ("lem" granítico) como yacimientos granulares.

5.2 MINERÍA

La presente Hoja es asiento de numerosas explotaciones abandonadas, la mayoría de dimensiones muy pequeñas. A menudo se trata sólo de un filón delgado explotado muy superficialmente por nativos, pero existen también varios campos de filones donde pozos, galerías e instalaciones derribadas testifican importantes actividades mineras en el pasado.

Es posible reconocer cuatro tipos de yacimientos:

1) Yacimientos de casiterita y wolframita asociados a filones neumatolíticos hasta hidrotermales de cuarzo, con clevelandita, mica blanca, turmalina y clorita. La roca ganga típica está compuesta de turmalinitas bandeadas de grano fino. Se encuentran en el SE de la Hoja, en los flancos del Monte Testeiro (o Uceiro) (x: 565.400; y: 4.710.700) y del Penedo Coco (x: 561.700; y: 4.712.800) y al NE de Grovas (x: 560.200; y: 4.714.400), donde se sitúan cuatro minas y numerosos filones dispersos. La mina de Trigueira (x: 563.900; y: 4.711.500), equipada con maquinaria moderna, es la única donde de vez en cuando se reanudan las actividades. Su gran inaccesibilidad debe ser un factor fundamental a considerar para hacer su explotación rentable.

Un poco fuera del área, pero perteneciendo al mismo tipo, está la mina de Calvos, al N de Quintelas (x: 556.600; y: 4.712.200).

La zona con yacimientos de este tipo es la continuación hacia el Norte de la importante área de Beariz (Hoja Puente Caldelas, 186/5-10) que fue objeto de estudios por parte de CASTROVIEJO (1974,1975).

2) Yacimientos de casiterita y columbita-tantalita asociados a filones pegmatíticos hasta neumatolíticos con fenómenos de greisenificación.

Se trata de filones esencialmente pegmatíticos que se localizan en esquistos con andalucita en una faja paralela al contacto con el complejo granítico occidental, a unos 700 m. del mismo. En la presente Hoja se ubican en la zona dos minas abandonadas, una al O de San Miguel (x: 553.700; y: 4.708.600) y otra al O de Devesa de Abajo (x: 554.400; y: 4.706.000).

Constituye aquí el extremo septentrional de una franja más larga, que se continúa por la Hoja de Puente-Caldelas (186/5-10), donde ha dado lugar a una minería

importante y sobre la cual HENSEN (1967) ha trabajado. La zona de pegmatitas se continúa hacia el N, pero parece ser estéril al N de San Miguel (x: 553.700; y: 4.708.600).

3) Cabe mencionar la presencia de filones de pegmatita litiníferos en el borde oriental de la Hoja (PARGA PONDAL & MARTÍN CARDOSO, 1948; HILGEN, 1967). Al S de Vilatuxe (x: 566.600; y: 4.717.500) han dado lugar a una pequeña explotación, hoy abandonada, de espodumena.

4) Un placer cuaternario de casiterita al SE de Cachafeiro (x: 555.000; y: 4.713.400) ha sido explotado durante algunos meses en 1978, al parecer sin gran éxito, ya que en 1979 su explotación ha sido abandonada.

5.3 HIDROGEOLOGÍA

La baja permeabilidad de las rocas presentes, tanto de los granitos como de los metasedimentos cristalinos y el escaso desarrollo de depósitos cuaternarios hacen probable la formación de acuíferos de alguna importancia.

En el substrato metamórfico las zonas con mejores posibilidades se encuentran en los dominios de las Unidades de Lalín y de Forcarey y el área de las migmatitas del "Lóbulo de Codeseda", donde la relativa abundancia de rocas feldespáticas da origen a suelos de alteración potentes. Existen varios ejemplos de contactos, diques, filones, fallas y fracturas que originan el afloramiento del nivel freático, dando origen a un manantial, pero los caudales de éstos son siempre pequeños.

Los acuíferos más importantes parecen situarse en las áreas graníticas, a primera vista muy en contradicción con la impermeabilidad de los granitos, pero el desarrollo de mantos de "lem", formados por alteración "in situ", y un sistema de diaclasas en su seno aumentan considerablemente las posibilidades de almacenamiento y circulación de aguas subterráneas. Pese a la aparente falta de acuíferos importantes el problema de abastecimiento no es acusado, debido a la baja demanda hídrica en la Hoja y el elevado índice pluviométrico.

6 BIBLIOGRAFÍA

ABRIL HURTADO, J. *et al.* (1978).- "Mapa geológico y Memoria de la Hoja de El Pino (9515-7)". *División de Geología del I.G.M.E.*

ALDAYA, F. *et al.* (1973).- "Presencia de una nueva fase de deformación probablemente pre-hercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia central, Zamora y Salamanca)". *Stud. Geol. Salamanca*, 6; pp. 29-48.

ANTHONIOZ, P.M.; FERRAGNE, A. (1978).- "Le précambrien polymétamorphique

allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne? ". En: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del seminario de estudio cerámicos de Sargadelos*, 27; pp. 23-42. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

ARPS, C.E.S. (1970).- "Petrology of a part of the western Galician basement between the Río Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations". *Leidse Geol. Med.*, 46; pp. 57-155.

ARPS, C.E.S. *et al.* (1977).- "Mafic and related complexes in Galicia; an excursion guide". *Leidse Geol. Med.*, 51; pp. 63-94.

BARD, J.P. (1978).- "Contribution au probleme de la signification des ceintures métamorphiques dans les orogenes antemésozoïques: éléments d'approche dans la virgation Galicio-Armoricaine". En: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del Seminario de Estudios cerámicos de Sargadelos*, 27; pp. 69-92. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. (1971).- "La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins". *Publ. Inst. frans. de Pétrol.*, 1 (4); pp. 1-68.

BARROIS, Ch. (1882).- "Recherches sur les terrains anciens de Asturies et la Galice". *Mém. Soc. Géol. Nord*, 2 (1), 630 p.

BIROT, P. (1950).- "Le Portugal (étude de géographie régionale)". *Colin, Paris*, 222 p.

BIROT, P.; SOLE SABARIS, L. (1954).- "Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Ibérique". *Mémoires et Documents C.N.R.S.*, t. 4; pp. 7-61.

BIZOUARD, H.; CAPDEVILA, R.; GAVEN, C. (1970).- "Microanalyse de grenats d'aprites et de granites de Galice orientale". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 81; pp. 299-304.

BUIKSKOOL TOXOPEUS, I.M.A.; HAALBOS, P.E.M.; OVERMEEREN, F.A. van (1978).- "An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain)". En: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*; núm. 27; pp. 93-110. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

CALSTEREN, P.W.C. van (1977a).- "A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B 80; pp. 156-168.

CALSTEREN, P.W.C. van (1977b).- "Geochronological, geochemical and geophy-

sical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)". *Verhandeling Nr. 2, Z.W.O. Laboratorium voor Isotopengeologie, Amsterdam*; 74 p.

CAPDEVILA, R. (1965).- "Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne". *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, 80; pp.157-174.

CAPDEVILA, R. (1966).- "Sur la présence des sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo-Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262; pp. 2193-2196.

CAPDEVILA, R. (1967).- "Extension du métamorphisme régional hercynien dans le nord-ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies y León)". *C. R. Som. Géol. Fr.*, 7; pp. 277-279.

CAPDEVILA, R. (1968a).- "Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice nord-orientale. (Espagne)". *C. R. Aca. Sci. Paris*; 266; pp. 309-312.

CAPDEVILA, R. (1968b).- "Les types de métamorphisme intermédiaires de basse pression dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*; 266; pp. 1924-1927.

CAPDEVILA, R. (1969).- "Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de la Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)". *Thèse, Fac. Sciences, Montpellier, France*. 430 p.

CAPDEVILA, R.; VIALETTE, J. (1965).- "Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (NW de l'Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*; 260; pp. 5081-5083.

CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970).- "Les différents types des granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min.*, 81; pp. 215-225.

CAPDEVILA, R.; VIALETTE, Y. (1970).- "Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (nord-ouest de l'Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*; 270; pp. 2527-2530.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G.; FLOOR, P. (1973).- "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". *Bull. Soc. Géol. France*, 1973, 15 (3); pp. 209-228.

CARLE, W. (1950).- "Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia". *Publicaciones extranjeras sobre geología de España. Instituto Lucas Mallada*, núm. 5; pp. 59-90.

CASTROVIEJO, R. (1974, 1975).- "Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y sus yacimientos minerales de Sn y W". *Bol. Geol. y Min.*, t. 85(5) y t. 86(2,3,4).

ENGELS, J.P. (1972).- "The catazonal polymetamorphic rocks at Cabo Ortegal (NW Spain). A structural and petrofabric study". *Leidse Geol. Med.*, 48; pp. 83-133.

ENGELS, J.P. *et al.* (1974).- "Precambrian complexes in the Hercynian orogen of the Northwestern Iberian Peninsula". *Progr. Int. Corrél. Géol. Précambrien des zones mobiles de l'Europe. Conférence Liblice 1972*; pp. 163-174.

FERRAGNE, A. (1966a).- "Sur l'existence d'une série volcano-détritique silurienne au nord de Celanova (province d'Orense, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*; 262; pp. 832-834.

FERRAGNE, A. (1966b).- "Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatization de la serie de Celanova (province d'Orense, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*; 263; pp. 480-482.

FERRAGNE, A. (1966c).- "Aperçu sur les formations granitiques de la province d'Orense". *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 103 (4); pp.1-7.

FERRAGNE, A. (1972).- "Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense". *Thèse, Univ. de Bordeaux*, I, pp.1-204.

FLOOR, P. (1970).- "Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest peninsulaire". *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3); pp. 345-248.

FLOOR, P.; KISCH, J.J.; OEN ING SOEN (1970).- "Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal". *Bol. Geol. y Min.*, 81; pp. 242-244.

GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1974).- "Mapa geológico y Memoria de la Hoja de Lalín (154/6-9)". *División de Geología del I.G.M.E.*

GONZÁLEZ, F. *et al.* (1976).- "Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Orense (187/6-10)". *División de Geología del I.G.M.E.*

HENSEN, B.J. (1967).- "Mineralogy and petrography of some tin-, lithium- and beryllium-bearing albite pegmatites near Doade, Galice (Orense)". *Leidse Geol. Med.*, 39; pp. 249-259.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1915).- "Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo". *Bol. Inst Geol.*, 34; pp. 81 -172.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1935).- "El sistema Cambriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 41; pp. 291-525.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942).- "El sistema Siluriano". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 45; 789 p.

HILGEN, J.D. (1967).- "Verslag van een economisch-geologische kaartering in het gebied rondom Lalín en Silleda in Galice, NW Spanje". *Tesis de licenciatura, Univ. de Leiden*. (Sin publicar).

HILGEN, J.D. (1971).- "The Lalín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet. B.* 74; pp. 298-407.

HILGEN, J.D. (1976).- "Algunas observaciones sobre el metamorfismo hercínico en la parte septentrional de la zona esquistosa de Galicia central. Contribución a la IV Reunión sobre la geología del Oeste peninsular, Salamanca".

I.G.M.E. (1970).- "Mapa geológico de España. E. 1:200.000. Orense (17/2-3)".

I.G.M.E. (1974).- "Mapa de rocas industriales. E. 1:200.000 Orense. Hoja y Memoria (17/2-3)".

KEASBERRY, E.J. (1979).- "An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Ordenes complex (NW Spain)". *Geol. en Mijnb.*, 58 (1); pp. 65-70.

KEASBERRY, E.J.; CALSTEREN, P.W.C. van; KUIJPER, R.P. (1976).- "Early Palozoic mantle diapirism in Galicia". *Tectonophysics*; 31; t. 61-65.

KONING, H. (1966).- "Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)". *Leidse Geol. Med.* 36; pp. 235-242.

KUIJPER, R.P. (1979).- "U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain)". *Verh. nr. 5, Z.W.O. Laboratorium voor/Isotopen Geologie, Amsterdam*, 101 p.

LOTZE, F. (1945).- "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotkt Forsch.*, 6; pp. 78-92.

LOTZE, F. (1956a).- "Das Präkambrium Spaniens". *N. Jb. Geol. Pal., H.* 8; pp. 373-380.

LOTZE, F. (1956b).- "Ueber Sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur Assyntischen Faltung". *Geotektonisches Symposium z. ehren v. H. Stille*. F. Enke Verl., Stuttgart; pp. 128-139.

LOTZE, F. (1958).- "Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums". *Geologie, Jg. 7*, H. 3-6; pp. 727-750.

LOTZE, F.; SDZUY, K. (1961).- "Das Kambrium Spaniens. T I: Stratigraphie". *Abh. Akad. Wiss. Math. Naturw. Klasse*, 6; pp. 285-498.

MARTÍNEZ GARCÍA E.; CORRETGE, L. (1970).- "Nota sobre la serie metamórfica Porto-Villavieja". *Studia Geol. Esp.*, 1; pp. 47-58.

MATTE, Ph. (1968).- "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Géologie Alpine*, 44; pp. 157-280.

MATTE, Ph. (1969).- "Les kink-bands, exemple de déformation tardive dans l'Hercynien du nord-ouest de l'Espagne". *Tectonophysics*, 7 (4); pp. 309-322.

MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. (1967).- "Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique: gandes nappes ou extrusions?". *C. R. Acad. Sc. Paris*; 264; pp. 2268-2271.

MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R. (1978).- "Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la série de Ordenes-Betanzos (Galicie occidentales)". En: Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos* 27; pp. 193-201. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

MEDINA VALDERRAMA, L.F. (1970).- "Contribución al conocimiento petrológico de Galicia". *Bol. Geol. y Min.*, 81 (4), pp. 1-38.

MEERBEEKE, G.L.E. van (1972).- "Verslag van een verkenningskaartering in de centraal Galicische Schistzone ten zuiden van het Lalín complex". *Tesis de Licenciatura, Universidad de Leiden*, 1ª parte (sin publicar).

MEERBEKE, G.L.E. van; HILGEN, J.D.; FLOOR, P. (1973).- "Preliminary results of the investigations of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 49; pp. 33-37.

MINNIGH, L.D. (1974).- "Structurele petrologie van een gebied gelegen in de centrale Galicische schistzone tussen Orense en Pontevedra (NW Spanje)". *Doctoraalscriptie voor het 1e en 2e bijvak, Universidad de Leiden*. (Sin publicar).

MINNIGH, L.D. (1978).- "Tectonic and petrographic aspects of an area SE of the Lalín unit (prov. Orense and Pontevedra, NW Spain)". En: Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27, pp. 203-217. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

MIYASHIRO, A. (1961).- "Evolution of metamorphic belts". *J. Petrol.* 2; pp. 277-311.

MONTESERIN LÓPEZ, V.; PÉREZ ROJAS, A. (en prensa).- "Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Puente-Caldelas (186/5-10)". *División de Geología del I.G.M.E.*

NAVARRO ALVARGONZÁLEZ, A.; VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).- "Bosquejo geológico de la mitad norte de la provincia de Pontevedra". *Notas y Com. Inst Geol. y Minero de España*, 53; pp. 87-106.

NONN, H. (1966).- "Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude morphologique". *Publ. Fac. des Lettres de l'Université de Strasbourg*, T. III; pp 1.591

OEN ING SOEN (1960).- "The intrusion mechanism of the late Hercynian, post-tectonic granite of Northern Portugal". *Geol. en Mijnbouw*, 39; pp. 257-296.

PABLO MACIA, J.G. de; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (en prensa).- "Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Santiago de Compostela (94/4-7)". *División de Geología del I.G.M.E.*

PARGA PONDAL, I. (1958).- "El conocimiento geológico de Galicia". *Ed. Citania, Buenos Aires*, 19 p.

PARGA PONDAL, I. (1960).- "Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia". *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 59; pp. 333-358.

PARGA PONDAL, I. (1963a).- "Mapa petrográfico estructural de Galicia". *Inst. Geol. y Min. de España*.

PARGA PONDAL, I. (1963b).- "Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico". *Trabajos Lab. Geol. de Lage*, núm. 14; pp.99-104.

PARGA PONDAL, I. (1966).- "La investigación geológica en Galicia". *Leidse Geol. Med.*, 36; pp.207-210.

PARGA PONDAL, I. (1967).- "Carte géologique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique escala 1:500.000". *Dir. General de Minas e Serv. Geol. de Portugal*.

PARGA PONDAL, I.; MARTÍN CARDOSO, G. (1948).- "Die Lithium pegmatite von Lalín, Prov. Pontevedra, Galizien". *Schw. Min. Petr. Mitt*, 28; pp. 324-334.

PARGA, J.P. (1969).- "Vulcanismos del Paleozoico inferior en el NW de la Península Ibérica". *Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo*.

PARGA, J.P. (1969).- "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos Lab. Geol. de Lage*, núm. 37; pp.1-15.

PARGA, J.P. (1970).- "Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos antemeso-

zoicos y sus relaciones con otras áreas europeas". *Bol. Geol. y Min.*, 81 (2-3); pp. 115-143.

PARGA, J.P.; VEGAS, R. (1972).- "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, B. 61, H.1; pp. 44-69.

PRIEM, H.N.A. *et al.* (1970).- "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula". *Ecl. Geol. Helv.*, 63; pp. 255-274.

RIBEIRO, A. (1970).- "Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 54; pp. 115-138.

RIBEIRO, A.; RIBEIRO, M.L. (1972).- "Rochas hiparalcalinas de região de Macedo de Cavaleiros (Tras-os-Montes oriental)". *Rev. Fac. Ciências Univ. Lisboa, Série 2C*, 17; pp. 201-321.

RIEMER, W. (1966).- "Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia". *Not. y Com. Inst Geol. y Min. España*, 81; pp. 7-20.

RIES, A.C.; SHACKLETON, R.M. (1971).- "Catazonal complexes of NW Spain and N Portugal: remnants of a hercynian thrust plate". *Nature*, 234 (47); pp. 65-79.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1959).- "Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37; pp. 5-617.

SCHERMERHORN, L.J.G. *et al.* (1978).- "Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean". *Journ. of Geology*, 86; pp. 299-309.

SCHMITZ, U.; WALTER, R. (1974).- "Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel. Bericht ueber neuere Untersuchungen (1965-1972). Teil I: NE Spanien, Zentral Spanien, S Spanien". *Zbl. Geol. Paläont*, Teil 1, H 1/2; pp. 72-124.

SCHULTZ, G. (1834).- "Mapa petrográfico del Reyno de Galicia". *F. de la Torre ed.*, Madrid.

SCHULTZ, G. (1835).- "Descripción geognóstica del Reyno de Galicia". *Collado Imp.*, Madrid.

TEIXEIRA, C.; TORQUATO, J.R. (1975).- "Nouvelles données sur l'age du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Placencia". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19; pp. 99-101.

TEX, E. den (1972).- "A synopsis of the geology of Western Galicia". En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne I*, 3; pp. 1 -13. *Editions Technip*, Paris.

TEX, E. den (1978).- "El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Varisca en Galicia occidental". En: Geología de la parte norte del Macizo Ibérico; *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27; pp. 139-151. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).

TEX, E. den (en prensa, a).- "A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia". *Geol. Mijnbouw*.

TEX, E. den (en prensa, b).- "Basement evolution in the Northern Hesperian Massif. A preliminary survey of some results obtained by the Leiden Research Group".

TEX, E. den; FLOOR, P. (1967).- "A blastomylonitic and polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW Spain)". En: *Etages Tectoniques*, pp. 169-178. Ed. La Baconnière, Neuchatel.

WALTER, R. (1963).- "Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest Spanien)". *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 1 17; pp. 360-371.

YPMA, P.J.M. (1966).- "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)". *Leidse Geol. Med.*, 36; pp.. 279-291.

ZUUREN, A. van (1969).- "Structural petrology of an area near Santiago de Compostela. (NW Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 45; pp. 1-71.