



IGME

96

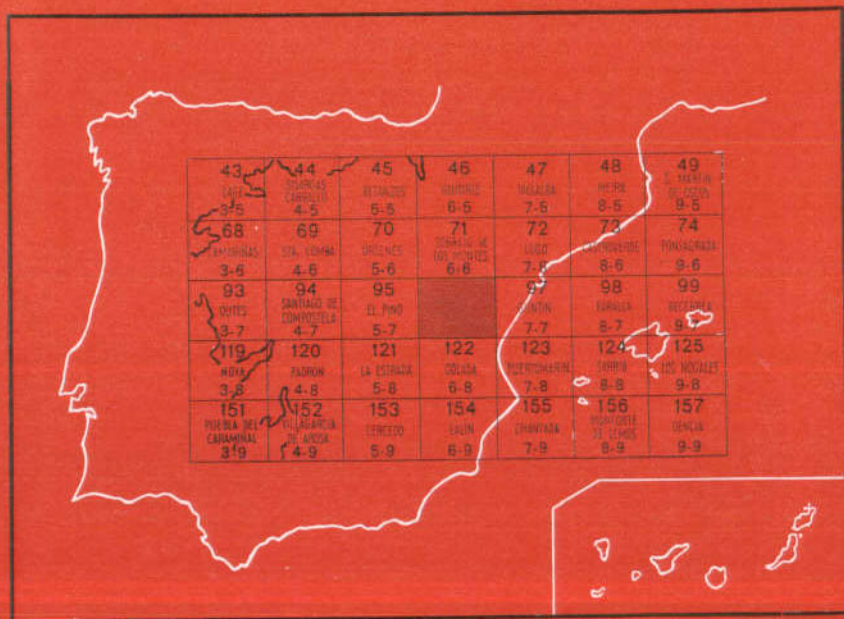
6-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARZUA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ARZUA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, mediante el equipo técnico que a continuación se relaciona:

Dirección del Proyecto: Don Fernando García Salinas, Dr. Ingeniero de Minas.

Coordinación: Don José Abril Hurtado, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión: Don Argimiro Huerga Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Geología de Campo y Gabinete: Don Octavio Apalategui Isasa; don José Abril Hurtado; don Domingo Pliego Dones (colaborador temporal), Licenciados en Ciencias Geológicas.

Rocas Ultrabásicas: Don Octavio Apalategui Isasa, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Asimismo, ha colaborado tanto en la etapa de campo como de gabinete E. Martínez García (Departamento de Geología Estructural de la Universidad de Salamanca), y Moisés Iglesias P. de León (Universidad de Salamanca). Trabajos anteriores en esta zona o zonas próximas han sido realizados, entre otros, por PARGA-PONDAL (1956-1966), VOGEL (1967), MAASKANT (1970), ENGELS (1972), VAN ZUUREN (1973), WARNAARS (1967), FERRERA (1964), ANTHONIOZ (1969-1970), y por último, y concretamente en la zona de Mellid, HUBREGTSE (1973).

INFORMACION 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.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 11 019 - 1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La presente Hoja núm. 96 (06-07), Arzúa, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se halla situada en el ángulo NO. de la Península Ibérica, y comprendida entre las coordenadas 4° 10' y 4° 30' de longitud O. (Madrid) y 42° 50' y 43° 00' de latitud N.

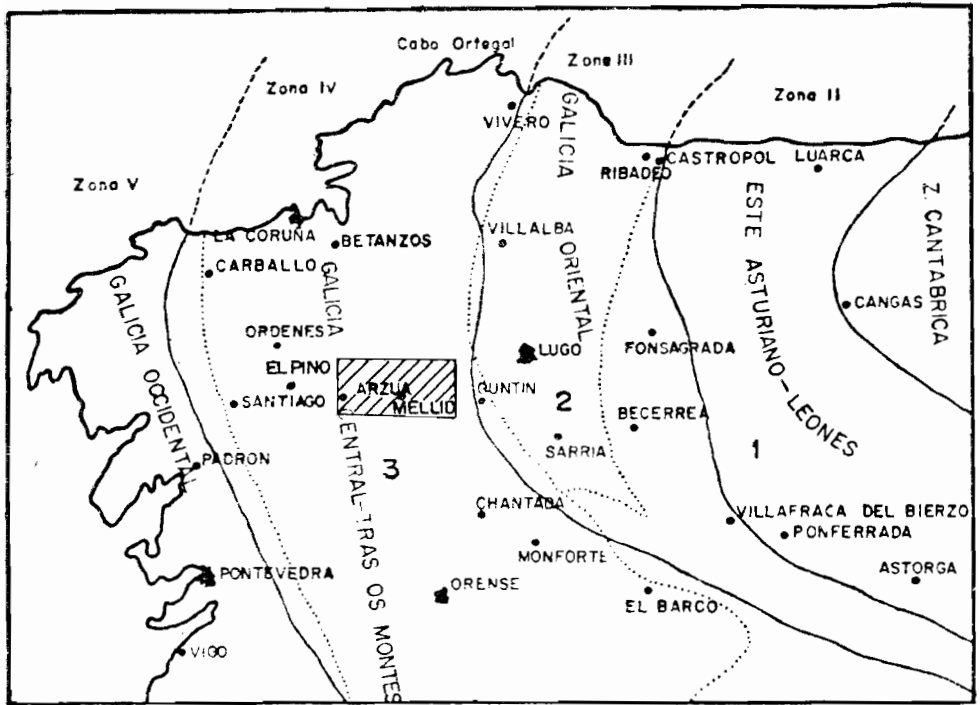
Geográficamente esta Hoja se sitúa en el borde SE. de la provincia de La Coruña, quedando dentro del área en estudio la comarca natural de «Tierra de Mellid», la cual queda limitada al Norte por la línea Mellid-Arzúa (1), y al Sur por el río Ulla.

Climatológicamente es una de las zonas más húmedas de España, alcanzando la precipitación anual en el período 1931-1960 un valor medio de unos 1.300 mm. Los meses más lluviosos corresponden a diciembre y enero, con una precipitación mensual media de unos 160-170 mm., siendo julio el mes más seco, con una precipitación media inferior a los 30 mm. El número medio anual de días de lluvia para el mismo período de tiempo es de unos 140-150 días. La temperatura media anual en el período 1931-1960 es de unos 11-12° C.

Geológicamente la Hoja puede considerarse situada en la zona Galicia Central-Tras os Montes, definida por MATTE en 1968, y que se caracteriza por:

- a) La ausencia de afloramientos Devónico-Carboníferos.

(1) Arzúa: X=234.750; Y=934.070.



Cuadrícula de la Hoja 1:50.000, núm. 06-07.
 Límite aproximado de zonas paleogeográficas.
 Límite aproximado de dominios tectónicos.
 Dominio de pliegues de plano axial subvertical.
 Dominio de pliegues tumbados.
 Dominio de pliegues tumbados y replegados.

Figura 1.—Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica, y dominios tectónicos principales (MATTE, P., 1968).

- b) La presencia de un Ordovícico Superior y un Silúrico esquistoso muy potente (hasta 4.000 m.).
- c) La ausencia total de Cámbrico en ciertos puntos de la zona.
- d) La presencia de un Precámbrico porfiróide.
- e) Y, por último, la presencia de un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido de rocas básicas metamorfozadas (Véase fig. 1).

Los principales materiales que afloran en la presente Hoja son los gneises y esquistos de Ordenes, que se sitúan al parecer sobre un grupo de rocas básicas y ultrabásicas, que se denominará en la presente Memoria «Complejo de Mellid» (1). Entre ambos se sitúa un ortogneis procedente de un granito pegmatóide, que al parecer intruye aprovechando la superficie de contacto entre ambas formaciones. Por último, y separando las rocas antes mencionadas, que constituyen el dominio de la «Serie de Ordenes», de los esquistos y gneises del dominio del «Olló de Sapo» que afloran en el borde NE. de la Hoja, aparece un macizo de granitos y granodioritas que cicatrizan probablemente algún accidente tectónico de gran importancia (Macizo de Chantada-Taboada).

La morfología de la zona está muy condicionada por la litología de los materiales, situándose las cotas más elevadas en las metabasitas del «Complejo de Mellid» y en el ortogneis, donde se alcanzan alturas de 800 m.

Dentro de la formación de los esquistos de Ordenes, y sólo en el borde noroccidental de la Hoja puede verse restos de una antigua superficie de erosión de cotas entre los 400 y 450 m., en la cual se excava la red hidrográfica actual. El nivel de base de la presente Hoja está determinado por la cota más baja del cauce del río Ulla, arteria hacia donde vierte gran parte de la escorrentía de la zona. Dicho río discurre paralelo al borde sur de la Hoja, con dirección Este-Oeste. En el sector Norte se localizan las zonas de mayor relieve, materializando éstas la divisoria entre los cauces del Ulla y del Tambre.

1 ESTRATIGRAFIA

Debido a que muchas de las rocas que afloran en la zona de estudio son rocas ígneas que han estado sometidas, al menos, a la actuación de una fase de deformación acompañada de metamorfismo, van a ser estudiadas dentro del presente capítulo de estratigrafía, procurando que su relación con las unidades vecinas quede suficientemente definida.

En definitiva, el criterio que se ha seguido es el de incluir en el pre-

(1) Mellid: X=246.760; Y=931.930.

sente capítulo todas las rocas ígneas que hayan sufrido, cuando menos, una etapa de deformación y metamorfismo.

Por otra parte, algunas de las discusiones que se establecen en el capítulo de Estratigrafía parece, a primera vista, que deberían tratarse en el capítulo de Tectónica; no obstante, debido a la íntima relación entre los problemas de tipo estratigráfico y tectónico y la repercusión que las hipótesis de trabajo adoptadas en un capítulo provocan en el otro, creemos que justifica este planteamiento.

Desde el punto de vista estratigráfico, es necesario dividir la Hoja en estudio en varios dominios como consecuencia de las marcadas diferencias litoestratigráficas, puestas ya de manifiesto por PARGA PONDAL (1956, 1960, etc.) y los trabajos de la Escuela de Leiden. Se van a considerar, pues, dos dominios: Dominio del «Ollo de Sapo» y dominio de la «Serie de Ordenes». Ambos dominios se ponen en contacto por medio de un gran accidente tectónico cicatrizado por los granitos del macizo de Chantada-Taboada.

1.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Ocupa el borde noreste de la Hoja, en una extensión aproximada de unos 6 km². Constituye el flanco occidental de un anticlinal tardío de eje NNO.-SSE., en cuyo núcleo aflora la formación «Ollo de Sapo» (Anticlinal de «Ollo de Sapo»).

De base a techo aparece la secuencia que a continuación se estudia.

1.1.1 GNEIS OJOSO «OLLO DE SAPO» DE GRANO GRUESO (PC ζ)

Se trata de una roca grisácea, compacta, de fractura irregular, y con porfidoblastos de feldespato.

Son gneises y gneises orbiculares cuando el grado de metamorfismo es mayor. Ocasionalmente, en los gneises orbiculares se encajan venas leucocratas que pueden representar movilizaciones migmatíticas incipientes; este fenómeno ha sido observado en las proximidades del contacto con los granitos anatéticos asociados a esta formación.

Los gneises se caracterizan por presentar cuarzos azulados de hasta 1 cm. de diámetro y feldespatos subidiomorfos de hasta 10 cm. como máximo, inmersos en una matriz micacítica.

La potencia de la formación no se puede precisar al desconocerse el muro de la misma, pero la potencia de los materiales aflorantes se estima en unos 200 metros.

1.1.2 GNEIS OJOSO «OLLO DE SAPO» DE GRANO FINO (PC w)

Encima de la litofacies de grano grueso yace una serie gneílica carente de megacrístales y que se ha denominado «Ollo de Sapo» de grano fino.

En origen se puede considerar, al igual que la facies de grano grueso, como grauwackas feldespáticas asociadas a efusiones de lavas ácidas, y que han dado lugar a gneises orbiculares de grano fino, entre los que se intercalan algunos tramos de esquistos micacíticos, cuarcitas y arcosas.

La potencia mínima de la formación dentro de la Hoja puede estimarse en unos 50 m. Respecto a su edad, sólo se puede decir que es infraordovícica. Hay datos que parecen apuntar hacia una edad precámbrica, al haberse visto series parecidas debajo del Cámbrico en Miranda do Douro (Portugal), en las vertientes meridionales de la Cordillera Central y en la Sierra Segundera (BARD et al 1972). No obstante, hay autores que le atribuyen edad cámbrica, al encontrarla asociada con una serie que podría ser correlacionable con la «Serie de Villalba» (MARTINEZ, E., 1973). Esta última hipótesis encajaría muy bien con la existencia de una fase asintica, representando la serie «Olló de Sapo» el producto de la desmantelación de dicho orógeno. No obstante y en virtud de lo expuesto en estudios anteriores, realizados también por GEOTEHIC en la zona, se va a considerar en el presente trabajo como de edad Precámbrico alto.

1.1.3 ESQUISTOS ORDOVICICOS (O_{12}^1)

Directamente sobre el «Olló de Sapo» de grano fino, y posiblemente discordante, se sitúa un conjunto de esquistos, realizándose el paso de una a otra formación sin que aparezcan los tramos cuarcíticos en la base de la suprayacente, como sucede en el otro flanco de este mismo pliegue (Hoja 07-07, Guntín). Se trata de unos esquistos micáceos, que en los tramos inferiores engloban algunos cristales cuarzo azulado y plagioclasas, al mismo tiempo que intercalan niveles de cuarcitas feldespáticas de algunos centímetros de potencia.

En las zonas más internas hay gran cantidad de cuarzo de exudación, a veces en venas de hasta 50 cm. de espesor. Hacia el techo aparecen localmente algunos lentejones ferríferos de origen oolítico y de poca potencia, por lo que carecen de interés económico.

La potencia de esta serie es imposible determinarla al estar laminada por los granitos del macizo de Chantada-Taboada; no obstante, se puede estimar de unos 200 metros como mínimo. Su edad es posiblemente Skiddawiense, por correlación como los datos obtenidos en Sanabria (SEILACHER, A., 1964).

1.2 DOMINIO DE LA «SERIE DE ORDENES»

Dentro de este dominio se distinguen, de base a techo, tres grandes grupos de rocas:

— Rocas del «Complejo de Mellid».

- Esquistos de Ordenes.
- Ortogneis de Sobrado.

Este dominio ocupa la casi totalidad de la zona en estudio, y es aquí donde se centran los principales problemas petrológicos y estratigráficos. La relación entre el «Complejo de Mellid» (1) y la «Serie de Ordenes» queda enmascarada por la intrusión del «Ortogneis de Sobrado», que se emplaza siguiendo más o menos este plano de discontinuidad. De todas formas se cree que la «Serie de Ordenes» ocupa una posición estratigráfica superior a las rocas del «Complejo de Mellid», apoyándose directamente y de forma más o menos concordante sobre éstas.

1.2.1 ROCAS DEL «COMPLEJO DE MELLID»

Se engloban dentro de este complejo una serie de rocas básicas, tipo peridotita, y/o serpentinita y anfibolita, con algunos metasedimentos de muy limitada superficie de afloramiento, que aparecen entre el ortogneis y el gran accidente tectónico representado por los granitos del macizo Chantada-Taboada. El principal afloramiento de estas rocas se ubica en la zona de Mellid, de donde recibe la denominación.

Un segundo afloramiento de estos materiales, de forma más o menos triangular, aparece hacia el centro de la mitad sur de la Hoja, en el núcleo de una antifirma fallada, donde queda laminado la casi totalidad del flanco occidental.

A continuación se describen los materiales del conjunto que presentan sensible semejanza con los de los restantes complejos básicos del NO. de la Península, estudiados entre otros por FERREIRA, M. R. P. (1965), ANTONIOZ, P. M. (1969), ZUUREN, V. (1969), HILGEN, J. P. (1971), VOGEL, D. E. y WARNAARS, F. W. (1967), ENGELS, J. P. (1972) y últimamente HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973), así como la DIV. GEOL. IGME en la Hoja núm. 7, Ce-deira (1974).

Desde el punto de vista morfológico, hay que señalar que las peridotitas dan generalmente zonas de relieve acusado, y aunque la roca esté generalmente muy serpentinizada produce suelos de escasa potencia; son, pues, zonas casi deshabitadas y sólo aptas para el pastoreo.

Las anfibolitas que afloran asociadas a las peridotitas dan generalmente formas deprimidas de relieve; se trata, en general, de afloramientos bastante meteorizables, por lo que sobre ellos se desarrollan potentes suelos de alteración de color rojo ocráceo, aptos para soportar extensas áreas de cultivo.

Debido a las distintas fases de deformación (dos, al menos, acompañadas de metamorfismo), la intensa fracturación y el cabalgamiento que han

(1) Mellid: X=246.760; Y=931.930.

afectado a la zona en estudio es muy difícil llegar a tener una idea clara de la estratigrafía de la serie (lo que supondría disponer de un control estructural riguroso de todas las etapas de deformación); pese a ello, a continuación se expone la que se estima secuencia estratigráfica normal dentro del «Complejo de Mellid», de base a techo.

1.2.1.1 Rocas ultrabásicas serpentinizadas ($M\sigma$ o (Σ))

En este litotipo se agrupan una serie de rocas formadas principalmente por olivino y piroxeno, pero que en su mayor parte se presentan serpentinizadas. Inicialmente debieron ser rocas de tipo dunita, wehrlita o harzburgita. Son rocas originalmente granudas, aunque cuando están alteradas suelen presentar una textura en malla. Se recubren, en general, de una pátina externa de unos 0,15 mm., de color café con leche.

Con frecuencia se encuentran cabalgantes sobre las anfibolitas, apareciendo en el límite de separación de ambas formaciones un tramo de unos 0,5-2,5 m. de potencia de esquistos con clorita y talco formados por metamorfismo dinámico. Este fenómeno es especialmente observable en la pista de Villamor a Vilouriz (1), y en las antiguas explotaciones de asbesto, situadas en las faldas del Monte Castro (2).

Otro punto muy interesante para estudiar este contacto se halla en las proximidades de Pumares (3). Aquí aparecen las peridotitas y serpentinas sobre la masa anfibólica, si bien el contacto no es neto, ya que existe una zona de tránsito de unos 20 m. de potencia donde yacen masas abudinas de peridotitas dentro de las anfibolitas, rodeadas por esquistos de clorita, en los que la esquistosidad regional se adapta a dichos budines.

Esto podría interpretarse como una zona de mezcla tectónica, posiblemente debido a una etapa de cabalgamientos previa a la fase asociada a la esquistosidad de flujo (fase II).

Este contacto mecanizado presenta ciertas diferencias con los anteriores expuestos. Posiblemente se trata de cabalgamientos prehercínicos, cuya intensidad ha podido ser superior a los generados durante la orogénesis hercínica.

En ningún caso se cree haber visto la base de esta formación, con lo cual sólo puede ser calculada la potencia de los tramos visibles, cifrada en unos 200-250 metros.

El aspecto de estas rocas en el campo es más bien masivo, con un desarrollo muy débil de los planos de esquistosidad. Hacia el techo y a

(1) Vilouriz: X=253.420; Y=935.080.

(2) Monte Castro: X=253.150; Y=939.470.

(3) Pumares: X=241.080; Y=925.840.

medida que se aproxima el contacto con las anfibolitas suprayacentes estos planos van haciéndose más patentes, adquiriendo la masa rocosa un aspecto bandeado, debido a una diferenciación mineral que se estima de origen tectónico (Pista de Bragaña a Peñeizo).

1.2.1.2 Anfibolitas

Estas rocas, que aparecen asociadas a las rocas ultrabásicas, por un lado, y a los metasedimentos, por otro, presentan una gran variedad litológica, y la relación y posición estratigráfica de los distintos tipos que pudieran definirse es uno de los problemas más arduos de la presente Hoja. Afloran en franjas paralelas, generalmente con dirección NNE.-SSO. en el gran afloramiento al E. de Mellid. En el segundo afloramiento, ya mencionado, de estos materiales, la dirección va cambiando describiendo un amplio cierre sinclinal, tardío, casi desdibujado por las posteriores fases de distensión, y que permiten enlazarlas con los materiales del primer afloramiento.

En conjunto son rocas orientadas, con una foliación visible con frecuencia bastante marcada, como consecuencia de un reajuste mineral de origen tectónico, presentando a veces la roca un aspecto bandeado. Estratigráficamente se sitúan encima en las peridotitas y debajo de los metasedimentos.

1.2.1.2.1 Anfibolitas «en copos» o «flocons» (ξ A)

Afloran siempre en relación con las rocas ultrabásicas y parecen situarse inmediatamente sobre ellas, como se observa en el Monte Castro y en general en todo el cabalgamiento hercínico más externo.

El siguiente cabalgamiento parece ratificar esta hipótesis, aunque los hechos no son muy claros al realizarse el contacto peridotitas-anfibolitas mediante una gran fractura de dirección NE.-SO. Macroscópicamente son rocas moteadas, de color verdoso, de grano medio a grueso, algo foliadas, y formadas casi exclusivamente por feldespatos y anfíboles. Asociadas a zonas de fractura, aparecen intensas recristalizaciones de minerales, formándose anfibolitas de grano grueso, con cristales que a veces alcanzan los 5 cm.

No se descarta la posibilidad de que afloren otros núcleos gabroides, como el definido por el triángulo Mangueiro, San Julián del Monte y Paradela (1), KONING, H., y WARNAARS, F. W., estudiaron otros macizos similares en Galicia, a los que asignan una edad posthercínica, debido a que en su mayor parte no han sido deformados, atribuyendo las débiles alteraciones que presentan una fase hidrotermal de magma más que a una etapa de metamorfismo.

(1) Paradela: X=252.180; Y=930.000.

No se han diferenciado en la cartografía por ser rocas de composición y textura parecidas a las del macizo que los engloba.

1.2.1.2.2 *Anfibolitas granatíferas y pyrigarnitas (1)*

Este grupo de anfibolitas granatíferas, a veces con piroxenos, aparece en relación espacial clara con los metasedimentos del «Complejo de Mellid», pareciendo situarse por debajo de ellos, como puede apreciarse en los cortes de Filgueira (1) a Pezobre (2), y en la pista entre Novelas (3) y Belmil (4), en el afloramiento de metabasitas de la mitad sur de la Hoja.

Estratigráficamente y al igual que las anfibolitas «en copos», se estima su posición encima de las peridotitas y debajo de los metasedimentos.

La potencia de esta formación es prácticamente inestimable al aparecer siempre laminada por cabalgamientos, fallas; no obstante, en las zonas donde aflora hay que asignarle una potencia visible mínima de unos 500 metros.

Las relaciones entre ambos tipos serán estudiadas en el capítulo de petrología.

Macroscópicamente estas rocas son de color verdoso, generalmente de grano medio a fino, compactas, de fractura irregular y borde cortante; gran número de granates muestran un claro bandeado de origen tectónico. La roca está formada por granates, anfíboles y plagioclasas, casi exclusivamente.

1.2.1.3 **Metasedimentos del «Complejo de Mellid»**

Asociado a las rocas básicas y ultrabásicas del «Complejo de Mellid», aparece una serie de afloramientos de metasedimentos que han podido agruparse, de acuerdo con los datos petrológicos, en dos litotipos: Esquistos en facies de pizarras verdes, y gneises con distena.

1.2.1.3.1 *Esquistos en facies de pizarras verdes (PC ξ_2)*

Afloran en una banda de unos 800 metros de anchura, situándose entre el Complejo básico de Mellid y los granitos del macizo de Chantada-Ta-boada, y recorriendo la Hoja de NNE. a SSO.

Especialmente se encuentran relacionados con las anfibolitas, y al parecer se sitúan concordantemente y en tránsito gradual sobre ellas.

En casi todo el afloramiento aparecen las anfibolitas sobre los metase-

(1) Filgueira: X=243.070; Y=928.080.

(2) Pezobre: X=240.930; Y=927.920.

(3) Novela: X=243.225; Y=927.800.

(4) Belmil: X=241.080; Y=926.440.

dimentos, lo cual hace pensar que el sector constituye un flanco invertido. Solamente en la mitad sur de la Hoja y debido a una serie de fracturas que aumentan la extensión del afloramiento aparece la serie normal, que permite relacionarla con el otro flanco mediante un pliegue isoclinal posiblemente de fase II (corte de la carretera local a Pedraza, entre Laboreiro (1) y Ambreijo (2)).

Se trata de rocas de color gris-amarillento foliadas, generalmente de grano fino, y con gran abundancia de moscovita. En las zonas próximas a los granitos del macizo de Chantada-Taboada hay claros indicios de metamorfismo de contacto.

Desde el punto de vista estratigráfico se estima que estos materiales constituyen la base de la «Serie de Ordenes», la cual quedaría laminada en parte por los grandes cabalgamientos que emplazan todo el complejo de rocas de Mellid y en parte por los granitos del macizo Chantada-Taboada.

Esta hipótesis se apoya fundamentalmente en los datos de cartografía amablemente cedidos al IGME por la empresa Río Tinto-Patiño. Síntesis Geológica a escala 1:200.000 del IGME, cartografía de HUBREGTSE publicada por el Instituto Geológico de Leiden (1973) y las observaciones propias realizadas en el campo. De todo ello se deduce que existe continuidad cartográfica entre los esquistos de la «Serie de Ordenes» y los definidos por aquí como esquistos en facies de pizarras verdes. De todas formas este problema puede encontrar una solución, definitiva cuando se realice la cartografía de las Hojas situadas inmediatamente al Sur (Hojas 06-08 y 05-08).

1.2.1.3.2 *Gneises con distena* (PC ξ_1)

En el segundo afloramiento de las rocas del «Complejo de Mellid», aparecen unos metasedimentos, a veces con distena, en clara relación espacial con las anfibolitas (tipo granulitas) y con el ortogneis. En los puntos donde los contactos han sido bien observados, estos metasedimentos parecen situarse sobre las anfibolitas y debajo del ortogneis. De todas formas el contacto metasedimento-ortogneis parece que ha sido mecanizado por esfuerzos tectónicos, como lo demuestra la existencia de una nueva generación de distena asociada a este contacto. Posiblemente se trate de la misma etapa de cabalgamiento hercínico, como parece poner de manifiesto el estudio de los contactos anfibolitas-peridotitas. Estratigráficamente parece que estos sedimentos pertenecen a la «Serie de Ordenes», tratándose en definitiva de unos tramos próximos a la base de dicha formación, al estar especial-

(1) Laboreiro: X=250.650; Y=928.800.

(2) Ambreijo: X=254.450; Y=929.855.

mente relacionados con las anfibolitas y por tanto equivalentes a los definidos como esquistos en facies de pizarras verdes.

La individualización de estos metasedimentos y los de la «Serie de Ordenes», se debió realizar durante el emplazamiento del ortogneis, el cual no aprovechó totalmente la discontinuidad «Serie de Ordenes-Complejo de Mellid», sino que dejó pequeños retazos de esquistos de Ordenes asociados a las rocas básicas y ultrabásicas.

Es posible que los esquistos de «Ordenes» asociados a las rocas básicas del «Complejo de Mellid» hayan evolucionado de forma distinta ante las etapas posteriores del metamorfismo (M_2 y M_3) al estar incluidas entre la masa granítica por un lado y las metabasitas por otro. Esto explicaría las notables diferencias petrológicas que se observan. Por otra parte, el salto de metamorfismo con los esquistos de Ordenes podría ser también debido a la actuación de la gran falla que pone en contacto el ortogneis con dichos materiales.

1.2.2 ESQUISTOS DE ORDENES (PC-S)

Se trata de esquistos y esquistos cuarcíticos, con algún nivel algo más arenoso y esporádicos lentejones decimétricos de esquistos o gneises anfibólicos. En definitiva se trata de una serie bastante homogénea desde el punto de vista petrológico, lo cual ha impedido la diferenciación de tramos dentro de ella.

Aflora en el borde occidental de la Hoja, ocupando una extensión aproximada de unos 120-125 km² y quedando limitada al Este por el ortogneis de Sobrado. Morfológicamente la «Serie de Ordenes» configuraba una penillanura de unos 400-450 m. sobre el nivel del mar, con desarrollo de potentes suelos, en la cual se excava la red hidrográfica actual. Restos de esa antigua superficie de erosión aparecen en el borde NO. de la Hoja (carretera local de San Esteban del Campo (1) a Gandora (2). Esta superficie de erosión está mejor representada hacia el O. (Hoja de El Pino, 05-07).

Los materiales de esta serie están totalmente transpuestos por la esquistosidad de flujo de fase II (S_2), que borra la casi totalidad de las estructuras sedimentarias; éstas se conservan, aunque muy débilmente, en la zona oriental del afloramiento de Ordenes, gracias al menor grado de metamorfismo.

Asociado a la fase IV, aparece una segunda esquistosidad de crenulación (S_4), casi imperceptible en los tramos más cuarcíticos, donde se manifiesta como una débil crenulación de los minerales micáceos y claramente visible en los tramos más esquistosos.

(1) S. Esteban del Campo: fuera de Hoja.

(2) Gandora: fuera de Hoja.

Hay que destacar el gran desarrollo que adquiere localmente esta segunda esquistosidad dentro de la «Serie de Ordenes», apareciendo como una esquistosidad de fractura muy desarrollada, casi vertical, ligeramente vergente al E., y que forma un ángulo de unos 30° aproximadamente con la esquistosidad de flujo de fase II (S₂). Estratigráficamente esta serie se sitúa por encima de las metabasitas que afloran próximas a Mellid y que llamamos «Complejo de Mellid».

La edad de estos materiales está comprendida entre la de las rocas del «Complejo de Mellid» (posiblemente Proterozoico) y la edad del ortogneis (Ordovícico alto). Aunque el límite superior no estaría bien definido si la intrusión de este ortogneis estuviera relacionada como piensa E. DEN TEX (en imprenta) con un fenómeno de distensión y abertura Oceánica. En definitiva se ha optado por asignarle una edad comprendida entre el Proterozoico y el Silúrico.

Cartográficamente, tanto el contacto peridotitas-anfibolitas como el de anfibolitas-metasedimentos se da en este estudio como un contacto acorde, contacto que mejor refleja las relaciones estratigráficas de las rocas anteriormente mencionadas.

1.2.3 «ORTOGNEIS DE SOBRADO»

Aflora más o menos en la zona central de la Hoja, disminuyendo progresivamente su afloramiento de Norte a Sur. Ocupa una extensión semejante a la de la «Serie de Ordenes», es decir, unos 125-130 km².

Desde el punto de vista de la deformación, se puede hacer una división de las rocas de este conjunto, consideradas a mesoescala: facies de borde y facies pegmatoide o central.

1.2.3.1 **Facies de borde** ($\begin{smallmatrix} b \\ x \end{smallmatrix} \gamma \eta'$)

Ocupa las zonas marginales del macizo. Se caracteriza por un desarrollo importante de los planos de esquistosidad; en esta litofacies la deformación principal de los minerales se manifiesta por un aplastamiento normal a los planos de esquistosidad y un estiramiento en dichos planos (ortogneis).

1.2.3.2 **Facies pegmatoide o central** ($\begin{smallmatrix} b \\ x \end{smallmatrix} \gamma \eta'$)

En esta zona no llegan a desarrollarse los planos de esquistosidad y la deformación de los minerales se manifiesta como una acusada cataclasis (ortogneis milonítico).

Estas facies diferenciadas dentro del ortogneis representan los dos estadios extremos de un proceso único. El paso de una a otra se hace de una forma insensible y en cartografía aparece como un típico contacto difuso.

La causa de esta diferenciación dentro del granito, que ha conducido a definir dos facies distintas, se puede hallar en parte, al menos, a una cristalización diferencial de centro a borde de plutón, y un diferente comportamiento mecánico subsecuente frente a posteriores esfuerzos. También es posible pensar que la deformación sufre un fenómeno de refracción ante un material competente, con lo cual la esquistosidad sólo se desarrollaría en las zonas periféricas de dicho plutón. Ambos mecanismos han podido ejercer influencia, aunque parece que el segundo podía tener un papel más preponderante.

Desde el punto de vista morfológico, las zonas de mayor relieve están asociadas a la facies pegmatóide del ortogneis, dando las cotas más elevadas de toda la Hoja (Monte Pilar (1) 801 metros). A la vez parece que se modela una pequeña penillanura, con cotas entre los 700 y 800 metros, donde se encaja la red hidrográfica actual. La facies de borde define relieves más deprimidos con desarrollo de potentes suelos, que son asiento de una densa comunidad agrícola.

Del estudio del ortogneis se deduce su procedencia de una roca granítica, con cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales más abundantes; también concurren, aunque con menor frecuencia, el feldespato potásico y la moscovita.

El macizo es claramente intrusivo, como pone de manifiesto la abundancia de enclaves de las rocas encajantes, sobre todo en la zona de borde (Pista de Eirije (2) a Prados (3) y pista Filgueira (4) a Fornelos (5) en el borde occidental). Es de destacar que los enclaves de esquistos suelen presentar recristalizaciones de epidota.

Aparecen también pequeños enclaves de metabasitas dentro del ortogneis, por regla general próximos a los contactos de ortogneis con las rocas del macizo de Mellid.

Dicho macizo aprovecha para su emplazamiento la discontinuidad definida por el contacto esquistoso de Ordenes-Metabasitas de Mellid.

También dentro del ortogneis y sin relación con las zonas de borde, aparecen rocas anfibólicas, posiblemente derivadas de rocas diabásicas asociadas a fracturas de dirección NE.-SO. y perfectamente correlacionables con las doleritas de Galicia Oriental.

Posiblemente, como ya se indicó el contacto del ortogneis con las rocas del «Complejo Mellid», que ocupan el afloramiento de la mitad sur de la

(1) Monte Pilar: X=246.900; Y=938.610.

(2) Eirije: X=251.760; Y=938.850.

(3) Prados: X=253.380; Y=939.880.

(4) Filgueira: X=239.000; Y=941.165.

(5) Fornelos: X=240.070; Y=941.630.

Hoja, está movilizado bajo esfuerzos tectónicos, lo que explicaría que el ortogneis aparezca más veces sobre anfibolitas, y otras sobre los metasedimentos.

La edad de estos materiales es, según E. DEN TEX et al 1971, Ordovícico Superior. Parece no haber sido afectado por la primera fase de deformación, ya que no hay indicios de un metamorfismo de alta presión. De todas formas puede que el metamorfismo acaecido durante M_1 en las metabasitas, afecte también al ortogneis sin alcanzar la facies granulítica, como consecuencia de su distinta composición mineral. Pese a todo parece más verosímil que se trate de un granito intruido con posterioridad a la primera fase de deformación y metamorfismo.

1.3 CUATERNARIO

Alcanzan, por lo general, muy poco desarrollo los materiales de esta edad. Consisten principalmente en depósitos aluviales, coluviones de ladera poco potentes no cartografiados y suelos eluviales que alcanzan su máximo desarrollo en la superficie de erosión definida dentro de la «Serie de Ordenes», entre las cotas 450-500 m.

1.3.1 DEPOSITOS ALUVIALES (Q AI)

Sólo han sido representados cuando alcanzan cierta entidad cartográfica. Están formados por limos y arcillas que engloban cantos subredondeados poligónicos y heterométricos, generalmente en trama abierta. No obstante, la proporción relativa de una y otra fracción es muy variable, pasando de gravas más o menos arcillosas a depósitos de arcillas y limos carentes de cantos.

1.3.2 SUELOS ELUVIALES (QE)

En general asociados a la «Serie de Ordenes» y en particular a los esquistos y gneises localizados en la superficie de erosión modelada en el borde noroccidental de la Hoja, entre las cotas 450 y 500 m., se desarrollan suelos de potencia variable, pero que a veces llega a superar los 5 metros. La composición es casi exclusivamente de cantos de cuarzo y materiales arcillosos, aunque son también muy frecuentes pequeños cristales de moscovita, que han resistido el proceso de alteración desde su desprendimiento de la roca madre.

2 TECTONICA

Al igual que en el apartado de estratigrafía, se va a estudiar la deformación en cada uno de los dos grandes dominios definidos en la presente Hoja. En este sentido se tropieza con el serio problema de la casi ausencia de datos dentro del dominio del «Olló de Sapo», debido a la pequeña extensión de su afloramiento (unos 6 km² en el borde NE. de la Hoja), y por tanto a la difícil correlación entre los dos dominios. No obstante, y haciendo uso de los estudios anteriormente realizados en la zona, se van a poder poner de manifiesto acusadas relaciones tectónicas entre ambos.

2.1 TECTONICA EN EL DOMINIO DE LA «SERIE DE ORDENES»

En primer lugar se esbozan las fases de deformación que afectan al área en estudio, para razonar, más tarde, como se manifiestan en cada uno de los distintos materiales. Se incluyen dentro de este dominio los granitos del macizo Chantada-Taboada.

De forma resumida se puede decir que se observan en la zona estudiada rasgos de varias fases de plegamiento, varias de cabalgamiento y varias de fracturación, aunque resulta obvio que las últimas fases son las que configuran las macroestructuras observables en el recinto estudiado.

2.1.1 FASE I (F₁)

No se ha podido observar en todo el sector estudiado ningún pliegue atribuible a esta fase. Por otra parte, a escala cartográfica es prácticamente imposible ponerla de manifiesto. Sólo a escala microscópica, y en contadas ocasiones se han podido observar en charnelas de fase II de los esquistos de Ordenes, restos de una esquistosidad anterior, prácticamente borrada por la esquistosidad de flujo asociada a dicha segunda fase.

Dentro de «Ordenes» y a escala microscópica hay otros indicios que permiten conocer mejor esta Fase, tales como la existencia de minerales claramente preesquistosos con respecto a la esquistosidad de flujo regional (S₂), que al parecer se generaron durante el metamorfismo de fase I (M₁) (granate, distena), y que permiten al menos esbozar una ligera idea de las características de este metamorfismo, que debió ser de alta presión.

También es presumible que las venillas de cuarzo, tan abundantes en los paragneises de la «Serie de Ordenes», se generaron durante esta misma fase de deformación, constituyendo pues cuarzos de exudación asociados a la fase I (F₁).

Dentro de las rocas ultrabásicas esta Fase se manifiesta por un acusado

bandeado mineral, y por la presencia de ciertos minerales metamórficos. Este hecho es especialmente visible en las anfibolitas granatíferas, en algunas de cuyas muestras se observa perfectamente una primera generación de anfíboles, y en algunos casos clinopiroxenos, lo que indica que durante esta etapa de metamorfismo (M_1) se alcanzó, al menos localmente, la facies granulita.

También en los metasedimentos con distena asociados a las rocas del «Complejo de Mellid» se observan paragénesis (sistema Ortosa) de un metamorfismo (M_1) que pudo alcanzar la facies granulita.

Finalmente, en algunas otras muestras se ha podido observar también la presencia de granate preesquistoso generado posiblemente durante el metamorfismo de fase I (M_1).

La edad de esta fase es presumiblemente anterior a la intrusión del ortogneis (Ordovícico Superior) y podría corresponder con la fase asintica. No obstante, esta interpretación queda sujeta a las posibles modificaciones que futuras y precisas dataciones radiométricas compartan.

2.1.2 FASE II (F_2)

Es, al parecer, la fase que ha alcanzado mayor desarrollo en la zona estudiada. Asimismo es la responsable de la esquistosidad de flujo visible en el campo, y le acompaña un metamorfismo intermedio de alta presión.

A escala mesoscópica y en la «Serie de Ordenes», se manifiesta esta fase por pliegues isoclinales apretados, visibles generalmente en venas de cuarzo de exudación de fase I, y en las intercalaciones samíticas dentro de «Ordenes». Estos pliegues presentan, como es natural, esquistosidad de flujo de plano axial, que al parecer se desarrolla aprovechando los planos de esquistosidad de fase I.

Son pliegues, al parecer, con vergencia E., puesto que las zonas situadas al O. van apareciendo progresivamente con mayor grado de metamorfismo. Presentan planos axiales subhorizontales o bien verticalizados por las fases posteriores, y sus ejes muestran una orientación aproximada N.-S.

El comportamiento de esta fase en las rocas del «Complejo de Mellid» es diferente. Aquí produce una esquistosidad menos desarrollada, coincidente con la esquistosidad de fase I (S_1), y solamente diferenciable en zonas de charnela, donde traspone al bandeado de fase I.

También durante esta fase se origina, al menos en las metabasitas, una nueva generación de anfíboles, observándose en algunas muestras que crecen ligeramente oblicuos al bandeado mineral.

En las proximidades de Vilasoa (1), junto al río Ulla, aparecen charnelas muy apretadas sinquistosa atribuibles a esta fase.

(1) Vilasoa: X=242.050; Y=925.490.

Hay que señalar también el hecho de que la esquistosidad de fase II (S_2) aparece en este Complejo más tendida que en los paragneises de «Ordenes», en contra de lo que cabría esperar, ya que al marchar hacia oriente se atravesarían niveles estructurales superiores. Esto se explica sólo por un comportamiento diferencial de ambas unidades, ante los esfuerzos de las fases tardías, las cuales tienen una manifestación mucho más patente en la «Serie de Ordenes». Como ya se apuntó, la verticalización de las esquistosidades en la «Serie de Ordenes» es un fenómeno en parte atribuible a la fase IV.

La fase II es también la responsable de la deformación más visible del ortogneis, deformación que, como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, varía desde las zonas marginales hacia el centro, a consecuencia de un posible fenómeno de refracción de la esquistosidad.

En la zona de borde de dicho ortogneis se ha podido fotografiar un pliegue de fase II en un dique aplítico diferenciado dentro de la masa granuda (Documentación Complementaria) en el punto de coordenadas $X=252.630$; $Y=940.850$.

Algunos autores afirman que el ortogneis está afectado también por la primera etapa de metamorfismo. En este estudio no se han encontrado indicios de un metamorfismo de alta presión, aunque esto podría ser debido a la distinta composición de las masas rocosas coexistentes. En resumen, se estima que la intrusión de este granito debió realizarse entre la primera y segunda fase aquí mencionadas, y de acuerdo con los datos radiométricos disponibles durante el Ordovícico Superior.

Al menos en las zonas marginales del ortogneis se alcanzan, durante esta segunda fase, unas condiciones de presión y temperatura que llevan la roca a la facies anfibolita. Aparecen, pues, ciertos minerales metamórficos, como granates y biotitas.

2.1.3 FASE III (F_3)

Se caracteriza por pliegues similares o cilíndricos, según los materiales, de dirección generalmente N. 20° - 35° , y algunas veces N. 60° , con plano axial que oscila entre horizontal y vertical, pero que siempre aparece trastocado por las fases tardías, y con desarrollo general de una esquistosidad de fractura más o menos incipiente de acuerdo con la naturaleza de las rocas.

Se trata de pliegues más amplios que los originados durante la segunda fase, y por tanto de características más superficiales. Están claramente representados y son observables en todos los dominios del recinto estudiado, ya que pliegan a la foliación originada durante la fase II, y la crenulan en zonas de charnela.

En la «Serie de Ordenes» esta fase se manifiesta como pliegues de la esquistosidad, visibles tanto a escala mesoscópica como cartográfica, e in-

cluso a veces microscópica; de aspecto generalmente similar, con desarrollo de una esquistosidad de fractura más o menos vertical.

Estos pliegues se van haciendo más apretados a medida que se marcha desde el centro al borde de la formación de Ordenes. En las proximidades del contacto de la «Serie de Ordenes» con el ortogneis, aparece una zona de esquistos cuarcíticos, donde esta fase se presenta con mayor virulencia incluso con una esquistosidad de crenulación por fracturación muy desarrollada de plano axial subvertical y dando pliegues muy apretados y con un fuerte cabeceo de la esquistosidad de fase II (S_2) y de la estratificación (S_0), tanto hacia el Norte como hacia el Sur (ver fotografías de Documentación Complementaria).

Especialmente esta zona de mayor desarrollo de los pliegues de fase III, está relacionada con la facies pegmatoide del ortogneis, que debe ponerse en contacto mecánico con la «Serie de Ordenes», laminando la facies de borde de dicho macizo granítico.

También se han podido observar pliegues de esta fase en los metasedimentos de «Ordenes» en la carretera local de Lalin a Puente de San Justo, próximo al borde occidental de la Hoja. El pliegue es de apariencia cilíndrica, con plano axial subhorizontal y ligeramente replegado por la fase IV. En definitiva, se puede afirmar que la manifestación de esta fase en la «Serie de Ordenes» se caracteriza:

- 1) Por un cambio progresivo de la dirección axial de estos pliegues, que pasan de una dirección N. 20 E. hasta N. 60 E. a medida que se consideran zonas más meridionales y occidentales de la Hoja. Ello es debido a la actuación de la fase IV que describe una amplia sin forma, la cual va a cerrarse hacia el sur. Esta estructura aparece perfectamente reconocible en la Hoja de EL PINO (05-07).
- 2) Por un levantamiento progresivo del plano axial de los pliegues, a medida que se consideran zonas cada vez más orientales, posiblemente sea también la actuación de la fase IV la causante de este hecho.

En las rocas del «Complejo de Mellid» se ha encontrado gran número de estos pliegues; son pliegues generalmente similares, a veces cilíndricos apretados, y de plano axial verjente al E.

Se han podido fotografiar buenos ejemplos en el km. 7,200 de la carretera Mellid a Lalin, en una pequeña cantera (1), situada junto a la carretera, y en las proximidades de Vilasoa (2) junto al río Ulla (véanse fotografías en Documentación Complementaria).

(1) Cantera: X=246.184; Y=930.240.

(2) Vilasoa: X=242.050; Y=925.490.

Cartográficamente se ha señalado un pliegue de fase III (F_3) que dobla una superficie de cabalgamiento anterior. Se trata de un pliegue anticlinal sobre un flanco invertido de un posible pliegue de fase II (F_2) al aparecer las anfibolitas en el núcleo de dicho pliegue.

En el ortogneis esta fase se manifiesta por pliegues cilíndricos bastante apretados, y sólo visibles, como es natural, en la facies de borde que es donde se desarrollaron estructuras planares durante la segunda fase de deformación. Se puede citar como ejemplo el pliegue observado en las márgenes del río Salgüeira, junto al pliegue de fase II antes mencionado. El pliegue presenta una dirección N. 20 y cabecea 18° al norte (ver fotografía en Documentación Complementaria).

Asociado a esta fase se produce también la deformación de los granitos del macizo de Chantada-Taboada, manifestándose como una orientación de los minerales constituyentes. Esta deformación es más visible en las granodioritas, donde los megacristales de feldespato contribuyen a ponerla de manifiesto. También en los granitos alcalinos se observa por la orientación de los minerales micáceos.

2.1.4 FASE IV (F_4)

Se caracteriza esta fase por la generación de pliegues cilíndricos de gran radio de curvatura; son pliegues de plano axial vertical o subvertical, y están preferentemente representados allí donde la fase III originó pliegues de plano axial subhorizontal.

En la «Serie de Ordenes» la actuación de esta fase es más patente en el borde occidental de la Hoja, dando pliegues cilíndricos muy amplios, de dirección axial N.-S. y ejes subhorizontales. En el borde oriental la acción de esta fase queda solapada con la actuación de la fase III al coincidir la dirección de aplastamiento de dicha fase con el eje cinemático C de la fase IV.

También se han visto pliegues de fase IV en los metasedimentos del «Complejo de Mellid», en la pista de San Miguel de Agra a Sejo (1).

En el ortogneis esta fase se manifiesta por pliegues perfectamente visibles a escala cartográfica; buen ejemplo de estas macroestructuras es la antiformal de metabasitas, que ocupa el borde centro sur de la Hoja.

Al pasar a las zonas ultrabásicas, los efectos de esta fase se amortiguan, dando lugar a pliegues muy laxos y de gran radio de curvatura.

Es especialmente visible esta fase en los planos de los cabalgamientos, que describen amplias antiformas y sinformas, dando paso respectivamente a la aparición de anfibolitas y peridotitas.

[1] Sejo: X=241.755; Y=923.945.

En el macizo granítico de Chantada-Taboada, la acción de esta fase es casi imperceptible, quedando enmascarada por los efectos de la fase III (F₃) y de la fase de cabalgamientos hercínica.

2.1.5 FASES DE CABALGAMIENTO

2.1.5.1 Fase de cabalgamiento I

Anterior a la fase II, responsable de la esquistosidad visible en el ámbito estudiado, hay ciertos indicios que hacen sospechar la existencia de una fase anterior de cabalgamientos.

Básicamente esta hipótesis se basa en la existencia, en algunos contactos, entre las peridotitas y/o serpentinitas con las anfibolitas, de una posible zona de mezcla tectónica afectada a su vez por la esquistosidad regional.

2.1.5.2 Fase de cabalgamiento II

Esta fase está perfectamente representada en casi todo el ámbito estudiado, sobre todo en las rocas del «Complejo de Mellid», donde las acusadas diferencias litológicas contribuyen a ponerlas de manifiesto.

A escala cartográfica tiene una repercusión importante, habiéndose podido reseñar una serie de frentes de cabalgamientos que asientan a las peridotitas y/o serpentinitas y anfibolitas, bien sobre peridotitas, esquistos o anfibolitas de otros frentes de cabalgamiento.

Los cabalgamientos suelen ser tales, que sólo muestran uno de los flancos de antiguos pliegues tumbados, que se pueden suponer de fase II, y es generalmente el flanco normal el que cabalga, apoyándose sobre otros cabalgamientos que a su vez muestran la serie normal; excepción de lo que antecede es el caso del frente más externo del «Complejo de Mellid», donde las peridotitas en flanco normal se apoyan sobre las anfibolitas y esquistos de un flanco invertido.

En la base de las formaciones cabalgantes suelen aparecer cloritosquistos y talcoquistos, originados por metamorfismo dinámico a partir de peridotitas.

En la «Serie de Ordenes» se han encontrado pequeños pliegues rotos y cabalgados ligeramente por las charnelas, atribuibles a esta fase. A escala cartográfica es prácticamente imposible verla, debido a la gran homogeneidad litológica de los materiales afectados.

También es perfectamente visible esta fase de compresión en los granitos del macizo de Chantada-Taboada, donde se manifiesta, por una cataclasis muy desarrollada en el borde occidental de dicho macizo, y que disminuye progresivamente hacia el E., solapándose los efectos de esta compresión con los acontecidos durante la tercera etapa de deformación.

Las venas pegmatíticas presentan un fino diaclasado subhorizontal, asimilable también a esta fase. También los contactos metasedimentos ortogonales en el afloramiento de metabasitas del borde sur de la Hoja aparecen mecanizados, y relacionados con fenómenos de altas presiones, achacables a esta fase de cabalgamiento, como lo pone de manifiesto la presencia de una generación de distena posterior a la esquistosidad regional.

Cronológicamente estos cabalgamientos son posteriores a la segunda fase de deformación, pues los frentes de cabalgamiento cortan a la esquistosidad regional. La relación temporal con la tercera fase de deformación (F₃) también es clara, al estar los frentes de cabalgamiento plegados por esta fase, como se puede apreciar en la cartografía adjunta. Los puntos más indicados para observar este fenómeno se hallan en las proximidades de San Julián del Monte (1), y sobre todo en el corte entre Filgueira (2) y Pezobre (3).

Posiblemente asociado a esta fase se produce un fenómeno de reajuste de los minerales metamórficos pasando la roca de la facies anfibolita, alcanzada durante el metamorfismo de fase II a la facies de esquistos verdes. Este fenómeno es claramente observable en las anfibolitas «en copos» del Macizo de Mellid. Debido a la íntima relación en el espacio entre el proceso de retrometamorfismo y la serpentización de las rocas ultrabásicas se cree que ambos fenómenos han debido de generarse simultáneamente, y se hallan asociados a esta fase de deformación.

2.1.6 FASES DE DISTENSION

Anteriormente a la segunda fase de cabalgamiento hay que pensar en la existencia de una fase de distensión de gran envergadura, de dirección aproximada Este-Oeste, que ocasionaría el gran accidente tectónico relacionado con la Intrusión de los granitos del macizo de Chantada-Taboada.

Posteriormente a la fase IV aparecen al menos dos etapas de fracturación importantes, que originan dos sistemas de fracturas más o menos ortogonales, bien desarrolladas en todo el sector estudiado.

El primer sistema está formado por grandes fallas normales de dirección aproximada NE-SO. y con saltos superiores a veces a los 150-200 metros. Es un sistema muy desarrollado en toda Galicia.

El segundo sistema origina fracturas de dirección NNO-SSE., que desplazan los planos de fractura del primer sistema. Son de menor envergadura y los saltos pueden cifrarse entre 50 y 100 metros.

(1) San Julián del Monte: X=251.920; Y=937.080.

(2) Filgueira: X=243.070; Y=928.080.

(3) Pezobre: X=240.930; Y=927.920.

Estos sistemas no parecen conjugados, pues ambos aparecen como dextrorsos en algunos casos.

Estas fracturas han jugado recientemente y son las causantes del rejuvenecimiento del actual relieve gallego.

2.2 TECTONICA EN EL DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO» Y CORRELACION CON LOS OTROS DOMINIOS

Dentro de este dominio, a continuación se describen las distintas fases de deformación observadas, y se intenta correlacionarlas con las ya expuestas en el dominio de la «Serie de Ordenes».

Como dato más relevante hay que señalar que no se ha visto en la zona estudiada ninguna estructura asimilable a fenómenos de cabalgamiento debido sin duda a la pequeña extensión de afloramiento del dominio. No obstante, más al E. han sido localizadas estructuras que, como ya se verá, han debido funcionar como cabalgamientos más o menos generalizados.

2.2.1 FASE I (F₁)

Anterior a la primera fase de deformación, definida por Ph. MATTE en es poco clara, y de existir habría que pensar que su actividad metamórfica la existencia de una fase de deformación acompañada de esquistosidad y que sólo sería visible al microscopio.

De todas formas, la presencia de esta fase en los esquistos ordovícicos es poco clara, y de existir habría que pensar que su actividad metamórfica ha disminuido considerablemente con respecto al dominio de la «Serie de Ordenes». Por otra parte, MATTE, CAPDEVILLA, MARCOS, IGME (Hojas de Guntín y Baralla), no han podido ponerla de manifiesto en los materiales del Paleozoico Inferior en los dominios más externos del geosinclinal Astur-Gallego.

Por el momento hay que indicar que esta fase no aparece en los materiales ordovícicos y por tanto debe ser preordovícica, posiblemente asíntica.

2.2.2 FASE II (F₂)

Es en esta zona la causante de la esquistosidad de flujo, perfectamente visible en el campo, y a la cual le acompañan pliegues tumbados, con amplio desarrollo del flanco invertido. No se ha podido observar ninguna estructura cartografiable, no obstante, se han visto pequeños pliegues sin-esquistos con dirección de eje aproximada N.-S. La vergencia es hacia el E. (MATTE, Ph., 1968), y la esquistosidad está verticalizada y plegada por las fases posteriores.

2.2.3 FASE III (F₃)

Esta fase es claramente visible a todas las escalas, y es la causante de las megaestructuras cartografiadas en este dominio, tales como el anticlinal del «Olló de Sapo» en cuyo flanco occidental se hacen estas consideraciones. Asociada a la segunda fase y solamente en las zonas de charnela aparece una segunda esquistosidad de crenulación. Los planos axiales son verticales o subverticales con dirección aproximada N. 150 E. y la lineación L₃ aparece generalmente horizontal.

Esta fase es correlacionable con la tercera fase estudiada en «Ordenes», presentando los pliegues una cierta similitud, aunque con pequeñas diferencias, tales como:

- 1) Son ligeramente más apretados en la «Serie de Ordenes».
- 2) El plano axial de estos pliegues aparece vertical o subvertical en este dominio, mientras que en el de la «Serie de Ordenes» y en el «Complejo de Mellid» aparece buzando entre 20° y 55°.

2.2.4 FASE IV (F₄)

Esta fase no tiene desarrollo visible en este dominio. Esto es debido, posiblemente, a que los planos de referencia que se pueden observar (esquistosidad y estratificación) estaban verticalizados durante la acción de esta fase, lo cual originaría durante la fase IV un aplastamiento según dichos planos, y con ello los afectos de la fase IV se solaparían con los originados durante las fases II y III. En tal caso sólo se podrá poner de manifiesto por superficies de referencia perpendiculares a S₀ y S₂, y siempre que el alargamiento no se realice en una única dirección. También es posible que en un progresivo avance hacia el E. los efectos de esta fase se hagan prácticamente insensibles. De todas formas, la correlación de esta fase en uno y otro dominio se hace dudosa.

Como se acaba de ver, la correlación de las fases de plegamiento en ambos dominios no plantea grandes problemas. La nota más destacable es, en general, una sensible disminución de la intensidad de la deformación hacia el E. en las distintas fases, acompañada con frecuencia de una verticalización de las estructuras.

2.2.5 FASES DE CABALGAMIENTO

Ya Ph. MATTE en 1968 dedujo la existencia de grandes cabalgamientos en Galicia Occidental que a su juicio debieron funcionar entre la primera y segunda fases definidas por él mismo, y asociados a una generación de distena. Esta hipótesis está confirmada por los datos de A. MARCOS, quien

en 1971 y 1973 pone de manifiesto la existencia de una fase de cabalgamiento (fase II de MARCOS, A.) anterior a otra fase de plegamiento (fase III de MARCOS), en la cuenca Paleozoica de Asturias oriental.

De lo dicho se deduce que la segunda fase de cabalgamiento definida en el presente estudio es correlacionable con los cabalgamientos definidos por Ph. MATTE y A. MARCOS durante la actuación de la orogénesis hercínica.

Por otra parte la correlación de la primera fase de cabalgamiento en uno y otro dominio es prácticamente imposible, al no haberse localizado al menos hasta el momento ninguna estructura de este tipo en los dominios más externos de Galicia y/o Asturias.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Al abordar este tema el estudio realizado tropieza con una ausencia casi total de datos paleontológicos y de dataciones absolutas; es preciso, por tanto, recurrir a los criterios de correlación tectónica y estratigráfica y extrapolar datos disponibles de zonas afines.

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

El esquema general de reconstrucción de la evolución de la zona estudiada podría esquematizarse de la forma que a continuación se esboza. Las rocas del «Complejo de Mellid» representarían un trozo de corteza aceánica, sobre la cual comienza una sedimentación de tipo geosinclinal de composición pelítica, representada actualmente por los materiales de la «Serie de Ordenes». La edad de este Complejo es posiblemente Precámbrica, de acuerdo con una datación radiométrica realizada por VOGEL, D. E., y ABDEL-NOMEN, A. A. (1971) en un anfíbol de maldogita en el Complejo de Cabo Ortegá, que dio un valor de 900 ± 30 m.a.

Estos datos concuerdan hasta cierto punto con el hecho de estar afectados los materiales del «Complejo básico de Mellid» de un metamorfismo prehercínico.

Posteriormente a esta etapa de sedimentación se sucede una primera etapa de compresión, acompañada de un metamorfismo probable de alta presión.

La datación de esta primera fase de compresión es muy problemática. Todo hace pensar, según los criterios de correlación tectónica con zonas más externas de Galicia, que se trata de una fase de edad asíntica, ya que no se ha observado la discordancia Caledónica en las zonas estudiadas.

No obstante, no se descarta la posibilidad de que esta fase sea Caledónica, como sostiene MARTINEZ, E. (1973), y que los ortogneis ordovícicos

sean manifestaciones de dichas fases orogénicas. Es presumible que el problema de la evolución prehercínica en Galicia hallará soluciones aceptables cuando las dataciones radiométricas llevadas a cabo en la zona alcancen un número y una fiabilidad adecuados.

Como ya se apuntó en los capítulos de Estratigrafía y Tectónica, se sospecha la existencia de una fase de cabalgamiento anterior a la fase II, perteneciente probablemente al mismo ciclo que la fase I.

En definitiva, se adjunta en la existencia de una posible fase asíntica, que originaría dos etapas de compresión, la primera daría pliegues similares tumbados y estaría acompañada de un metamorfismo de alta presión. La segunda se manifestaría en forma de cabalgamientos.

Después de la actuación de la orogénesis asíntica se sucede una época de calma, acompañada al menos en las zonas más externas del geosinclinal gallego de una sedimentación de elevada energía, que no aparece dentro del dominio de la «Serie de Ordenes»; esto hace suponer que esta zona debió actuar como umbral durante la sedimentación del Paleozoico Inferior, o bien que estos sedimentos han sido totalmente desmantelados. Esta época de calma, que parece prolongarse durante todo el Paleozoico Inferior, es interrumpida en el Ordovícico Superior (430-460 m.a.) por la intrusión de un granito calcoalcalino, posiblemente relacionado con un proceso de abertura de la corteza.

Aparte de los fenómenos caledónicos mencionados debe proseguir el período de calma hasta alcanzar el intervalo Devónico Superior-Carbonífero Medio, momento en que empiezan a actuar las fases hercínicas.

3.2 EVOLUCION HERCINICA

La primera fase hercínica (fase II) tiene un gran desarrollo a todas las escalas. Origina pliegues similares muy apretados, con vergencia hacia el E. y dirección de ejes N.-S. El plano axial de los pliegues aparece trastocado por las fases tardías, pero originalmente debería ser subhorizontal. Esta fase es la responsable de la esquistosidad de flujo regional, que traspone prácticamente todas las rocas, rejugando posiblemente los planos creados durante el primer metamorfismo, y de un metamorfismo intermedio de alta presión.

Esta segunda fase es correlacionable, en función de lo visto en dominios más externos del geosinclinal gallego, con la primera fase definida por MATTE, Ph. (1968) y a la cual le asigna una edad Hercínica (Carbonífero Superior).

Posteriormente a la fase II se sucede una etapa de relajamiento en el orógeno hercínico, produciéndose importantes accidentes tectónicos, que van a ser cicatrizados por intrusiones graníticas; tanto las granodioritas como los granitos alcalinos del macizo Chantada-Taboada van a encontrar

a través de estas zonas de debilidad de la corteza el camino ideal para su emplazamiento. Las granodioritas y granitos de este macizo están deformadas y corresponden a las granodioritas precoces de la nomenclatura de CAPDEVILA, R. (1969).

Le sucede a esta etapa una nueva fase de compresión, que se va a manifestar con forma de cabalgamientos y que está ampliamente representada en todo el ámbito estudiado. Asociado a esta fase aparece un fenómeno de retrometamorfismo, especialmente visible en las metabasitas del «Complejo de Mellid».

Se asigna a esta fase edad Hercínica y se cree asimilable a la fase de los cabalgamientos hercínicos expuestos por MARCOS, A. (1971) y MATTE, Ph. (1968), en los dominios más externos del geosinclinal Astur-Gallego. Le sucede a esta etapa de cabalgamientos otra de plegamientos, caracterizada por pliegues a veces cilíndricos, pero generalmente similares con un desarrollo incipiente de la esquistosidad.

Son pliegues de características más superficiales que los originados durante la segunda fase, y se caracterizan por un levantamiento de su plano axial a medida que se va hacia el E., llegando a presentarse totalmente verticalizadas (Anticlinal del «Olló de Sapo»). Esta fase se estima que es Hercínica y asimilable a la fase II de MATTE, Ph. (1968) y a la fase III de MARCOS, A. (1973).

Por último, y dentro de la actuación hercínica, hay que señalar una fase final de compresión, acompañada de plegamiento (fase IV) cuya intensidad no es igual en todo el dominio estudiado. Dando pliegues cilíndricos más o menos laxos y con gran radio de curvatura, e incluso llegando a hacerse imperceptibles los efectos de esta fase, en zonas cada vez más orientales.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Posteriormente debieron acaecer al menos dos etapas de distensión, la primera de ellas de dirección NE-SO. y la segunda ortogonal, ambas tardihercínicas y que rejuegan actualmente, contribuyendo con otros sistemas al rejuvenecimiento del relieve de la región, en los últimos momentos de la era Terciaria. Los depósitos continentales que se originan durante los movimientos del Plioceno y Pleistoceno, no tienen representación dentro del dominio estudiado, pero sí en zonas próximas, suavizando los relieves creados. Por último, parecen existir indicios de un proceso muy débil de elevación, con el consiguiente encajamiento de los ríos que cruzan la Hoja, en cuyos cauces pueden observarse, muy esporádicamente, retazos aislados de una terraza elevada entre 1 y 2 m. sobre el nivel actual del río, consecuencia de las ligeras fluctuaciones del nivel de base del mismo a escala regional.

3.4 EVOLUCION METAMORFICA

Acompañando a las distintas fases de deformación que han actuado sobre la zona, se originaron, como consecuencia de un reajuste termodinámico, una serie de minerales, distintos en cada caso, y que dan idea de las condiciones de presión y temperatura alcanzadas.

Durante la primera fase de metamorfismo, de posible edad asíntica, se alcanzó, al menos localmente, la facies granulita; se trataba de un metamorfismo de alta presión.

Las rocas máficas evolucionaron a granulitas con dinopiroxeno, granate, plagioclasa y cuarzo; las rocas ultrabásicas lo hicieron a lherzolitas y/o piroxenitas con espinela, y por último las rocas félsicas se transformaron en gneises con granate, distena, moscovita y biotita, tendiendo hacia las granulitas sin moscovita.

Según E. DEN TEX et al (1972) la presión debió alcanzar los 11-14 Kb y la temperatura debió ser superior a los 700°, admitiendo así que se había sobrealcanzado la curva de fusión incongruente de la moscovita.

Durante la segunda fase de metamorfismo, que se cree de edad Hercínica, y de características intermedias, se alcanzó posiblemente la facies anfibolita, no descartando la posibilidad de que en algunos sectores se alcanzase sólo la facies esquistos verdes, produciéndose, por tanto, sobre el zócalo precámbrico un fenómeno de retrogradación local, generalmente a la facies anfibolita con hornblenda azul-verdosa.

Por último, y asociada quizá a los cabalgamientos hercínicos, hay otra etapa de actividad térmica, en la que se alcanza la facies esquistos verdes, originándose retrogradación de las anfibolitas y serpentización de las peridotitas.

En definitiva, actualmente se puede dividir la presente Hoja en tres zonas de distinto grado de metamorfismo:

- Unidad de alto grado, donde quedan incluidas las peridotitas con espinela, anfibolitas granatíferas y/o pirigarnitas, y los gneises con distena. Estas rocas conservan el metamorfismo alcanzado durante la primera fase.
- Unidad de grado intermedio, donde se engloban la facies de borde del ortogneis, la mayor parte de rocas anfibolíticas con textura en capas, y la casi totalidad de las peridotitas sin espinela. Estas muestran posiblemente el metamorfismo alcanzado durante la segunda fase.
- Unidad de bajo grado, que la constituyen los materiales de la facies central del ortogneis y la casi totalidad de los esquistos de Ordenes, rocas que señalan el metamorfismo alcanzado durante la segunda o tercera fase.

4 PETROLOGIA

Dentro de este capítulo se hace una división entre rocas metamórficas y rocas ígneas, incluyéndose en el primer grupo aquellas rocas (tanto de origen sedimentario como ígneo) que hayan sufrido al menos una fase de metamorfismo. En el segundo grupo se incluyen las restantes rocas ígneas que se encuentran en el ámbito de la Hoja y de las que las rocas graníticas del macizo de Chantada-Taboada son el máximo representante.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Cabe distinguir dos dominios, claramente diferenciados:

- Dominio del «Ollo de Sapo».
- Dominio de la «Serie de Ordenes».

4.1.1 DOMINIO DE «OLLO DE SAPO»

Dentro del dominio del «Ollo de Sapo» aparecen las siguientes formaciones:

4.1.1.1 Formación «Ollo de Sapo» (PC ζ , PC w)

Se pueden diferenciar dos facies distintas dentro del ámbito de la Hoja, según que presenten o no megacrístales de feldespato potásico.

- El «Ollo de Sapo» de grano grueso es una roca porfiroide, constituida por megacrístales heredados, de cuarzo y feldespato, y una matriz muy fina formada por minerales de neoformación (esencialmente micas).

Microscópicamente se observa una esquistosidad marcada por la orientación de las micas que, por lo general, ocupan más del 50 por 100 del total de la roca. Es de destacar la aparición de «kink-bands» micrométricos y una crenulación de tipo «strain slip» en los cristales de las micas.

La composición mineralógica de esta roca es la siguiente: cuarzo (en ocasiones azulado), feldespato potásico, plagioclasa (An > 10 por 100), moscovita, biotita y una serie de minerales accesorios, entre los que más frecuentemente aparecen: apatito, circón, turmalina, opacos y más raramente un conjunto de minerales índice de metamorfismo: sillimanita, estauroлита y granate.

- El «Ollo de Sapo» de grano fino es una metagrauwacka feldespática,

en la que tanto el cuarzo como el feldespato potásico provienen, como en el «Ojo de Sapo» de grano grueso, de rocas ígneas ácidas (granitos, dacitas o riodacitas).

La composición mineralógica es análoga a la de la facies de grano grueso, aunque en las proporciones relativas de material pelítico son más abundantes en la facies de grano fino, mientras que en la facies de grano grueso predominan los componentes arcósicos.

4.1.1.2 Esquistos ordovícicos (O_{12}^1)

Se trata de una serie constituida por esquistos y pizarras micacíticas que proceden de materiales pelíticos ricos en hierro y aluminio, y que intercalan esporádicos niveles de cuarcita feldespática de potencia centimétrica.

La variedad petrológica más común está constituida por esquistos moscovíticos que presentan textura lepidoblástica y cuya composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, moscovita y una serie de minerales accesorios, entre los que son más frecuentes: apatito, epidota, circón, opacos y, ocasionalmente, concentraciones relativamente abundantes de turmalina.

4.1.2 DOMINIO DE LA «SERIE DE ORDENES»

Se encuentran en él la casi totalidad de las rocas que describen en el presente estudio, y se han subdividido en tres grandes grupos: «Complejo de Mellid», «Esquistos de Ordenes» y «Ortogneis de Sobrado».

4.1.2.1 Complejo de Mellid

Se han diferenciado en él las siguientes variedades petrológicas.

4.1.2.1.1 Rocas ultrabásicas serpentinizadas ($M\sigma$ o (Σ))

Se incluye en este apartado un conjunto de rocas formadas inicialmente por olivino, orto y/o clinopiroxenos, y en menor cantidad anfíboles; aunque en la actualidad estos minerales se presentan en su mayoría fuertemente serpentinizados.

Rara vez se ha observado en las muestras estudiadas una paragénesis mineral lo suficientemente poco alterada como para permitir hacer una clasificación de las rocas; aunque en la mayoría de las ocasiones los componentes principales son olivino y piroxenos (hiperstena y en ocasiones piroxenos monoclinicos, probablemente augita) en porcentajes más o menos similares, lo que permitiría clasificar a las rocas como harzburgitas o wehrilitas. Ocasionalmente en algunas muestras la proporción de olivino llega a ser tan elevada que permitiría clasificar a la roca como una dunita; pero

probablemente todos estos términos correspondan a diferenciaciones locales (según el predominio de uno u otro mineral) de un macizo de peridotitas olivínico-piroxénicas.

Estas rocas han sufrido un fuerte proceso de serpentización, en el que se originan un conjunto de minerales secundarios, que en la mayoría de las muestras estudiadas enmascaran casi completamente la composición inicial de la roca. Este fenómeno de serpentización ha seguido (expresándolo de una forma muy simplificada) el siguiente proceso:

- Destrucción de la malla de los minerales ferromagnesianos y formación de serpofita.
- Cristalización, a partir de la serpofita, de los siguientes minerales: antigorita, crisotilo, clorita, anfíbol, talco y carbonatos (en este mismo orden).

Las rocas de macizo ultrabásico se presentan asociadas a los dos tipos de metabasitas existentes en el «Complejo de Mellid» (en facies anfíbolitas y/o de esquistos verdes, o en las pirigarnitas). El proceso de serpentización es más acusado en las muestras asociadas a las metabasitas, y mucho menor en las muestras asociada a las pirigarnitas, pues no aparecen clorita, talco, anfíboles ni carbonatos. Además es de destacar la presencia en estas últimas peridotitas de una espinela verdosa (posiblemente crónica) que se transforma en minerales opacos.

No se ha observado ninguna diferenciación mineralógica tajante para asignar diferente edad geológica (HUBREGTSE, 1973) entre los dos tipos esenciales de rocas ultrabásicas anteriormente definidas; por los datos que se han obtenido cabe pensar que la diferenciación se ha producido por un proceso asociado a las diferentes etapas de metamorfismo y a las dislocaciones producidas en la última etapa de cabalgamiento hercínicos; ya que en la base de estos frentes de cabalgamiento aparecen talco-esquistos y esquistos de anfíbol magnesiano, que no tienen representación cartográfica a la escala del presente estudio.

Un hecho a destacar es que el proceso de serpentización progresa paralelamente al retrometamorfismo observado en las metabasitas; este hecho lleva a la conclusión de que el proceso de serpentización está íntimamente ligado al retrometamorfismo acaecido posiblemente durante los cabalgamientos hercínicos. Con esta hipótesis se puede suponer que se dispone del calor suficiente para que se desarrollen las reacciones típicas de la serpentización, pero es difícil obtener el agua necesaria, para este proceso, a partir de unas rocas que han sufrido anteriormente dos etapas de metamorfismo, y durante las cuales se ha alcanzado la facies anfíbolita y probablemente la facies granulita la única vía de solución para explicar los hechos es que se tratase de agua de origen subálveo que ha profundizado en la masa rocosa a través de fracturas o zonas de fractura.

También podría pensarse, en principio, que el proceso de serpentización estuviera originado por un fenómeno de tipo hidrotermal asociado a la intrusión de los granitos alcalinos del macizo de Chantada-Taboada, pero los datos de campo contradicen esta hipótesis al no observarse ninguna relación cartográfica entre los granitos y el proceso de serpentización.

4.1.2.1.2 *Anfibolitas* (ξA, Γ)

Desde un punto de vista petrológico se pueden diferenciar diversas litologías dentro de este grupo de rocas.

a) *Anfibolitas granatíferas y pirigarnitas*

Se incluyen dentro de este grupo un conjunto de rocas anfibólicas, cuya principal característica es la presencia de granate y clinopiroxeno.

Las anfibolitas con clinopiroxeno presentan petrológicamente las siguientes características: Presencia de un clinopiroxeno de color verdoso de la serie diópsido, hedembergita (60-70 por 100 Fe), con el que coexiste establemente un anfíbol monoclinico de la serie de la hornblenda. Las plagioclasas que, en ocasiones, aparecen como mineral accesorio, tienen un contenido en anortita del 27 al 32 por 100, y presentan frecuentemente procesos de sausrización. El granate presenta frecuentes inclusiones poiquiloblásticas. Como minerales accesorios aparecen: clinozoisita, escapolita, circón y esfena, y como minerales secundarios epidota y clorita.

Este tipo de anfibolitas se ha clasificado como pirigarnitas (según MEH-REST) y se considera, según el mismo autor, que se ha alcanzado la facies granulita, cuando el porcentaje de ferromagnesinos supera el 40 por 100. Así pues, se puede considerar que estas rocas han alcanzado, durante la primera fase de metamorfismo (M_1), la facies granulita, subfacies hornblenda-clinopiroxeno-granate.

Las anfibolitas granatíferas sin piroxeno derivan de las rocas anteriormente descritas por un proceso de retrometamorfismo asociado a la segunda fase de deformación (F_2) y dan unas rocas anfibólicas en facies anfibolita almandínica.

Mineralógicamente se observa la transformación de la hornblenda de la facies granulita (de color marrón) en una hornblenda verdosa y la desaparición del clinopiroxeno, lo que indica un descenso en el grado de metamorfismo; el resto de los minerales son: plagioclasa ($An > 15$ por 100), granate y cuarzo. Los minerales accesorios más frecuentes son: esfena, apatito y circón, así como epidota como mineral secundario.

Este tipo de rocas, más frecuentes que las pirigarnitas, presentan un bandeado acusado y textura blastomilonítica y nematoblástica con claras recristalizaciones.

b) *Anfibolitas en copos o «flocons»* (ξ A)

Son rocas metabásicas en las que los anfíboles aparecen como cristales tabulares en capas, y en una mesostasis de plagioclasa, epidota y ocasionalmente clorita.

Microscópicamente presentan textura nematoblástica en unas ocasiones, y en otras granuda alotriomorfa. Los componentes principales son: anfíbol monoclinico, plagioclasa, epidota (secundaria en su mayoría) y cuarzo; los minerales accesorios son: esfena, apatito, circón y clorita.

El anfíbol que aparece en estas rocas es de dos tipos; unas veces es hornblenda, lo que indica que la roca está en facies anfíbolita, y otras es un anfíbol decolorado de la serie actinolita-tremolita y que se origina por un proceso de retrometamorfismo de las anfíbolitas; este último tipo de anfíbol es indicativo en estas rocas de la facies esquistos verdes.

Se trata de rocas metabásicas que han sufrido varias etapas de metamorfismo, en las que se han alcanzado, como mínimo, la facies anfíbolita y que han sufrido, posteriormente, un proceso de retrometamorfismo (quizá por procesos metasomáticos) que aparece ligado a la última etapa de cabalgamientos.

4.1.2.1.3 Relaciones entre las rocas del «Complejo de Mellid»

Según HUBREGTSE, el conjunto de peridotitas y anfíbolitas que ocupan el borde occidental del gran afloramiento de rocas básicas y ultrabásicas representa una generación de rocas diferentes de las demás del «Complejo de Mellid». Separa las anfíbolitas granatíferas y las pirigarnitas de las anfíbolitas «flocons» y de las rocas ultrabásicas asociadas a ellas; estando afectadas las primeras por una fase más de deformación y metamorfismo, durante la que se alcanza la facies granulita. En consecuencia, esta idea asigna al primer grupo de rocas edad Precámbrica, y a la segunda, edad Paleozoica. El grave inconveniente que presenta esta hipótesis es el explicar la íntima relación espacial entre peridotitas y anfíbolitas de distintas generaciones, separadas por una etapa de deformación y metamorfismo.

Según los datos que se han obtenido en el presente estudio cabe pensar que ambos tipos de anfíbolitas se generan simultáneamente y que las diferencias petrológicas que presentan son debidas, fundamentalmente, a las distintas etapas de metamorfismo, cuya intensidad aumenta a medida que se marcha hacia los dominios más internos de los orógenos hercínicos y caledónicos y en parte también a la acción de la última fase de cabalgamiento que sacó a superficie las masas rocosas que debieron ocupar zonas más profundas, y que, por tanto, alcanzaron un mayor grado de metamorfismo; esta hipótesis estaría de acuerdo con los datos de campo, los que

se concluye un aumento de metamorfismo de Este a Oeste. Finalmente, y debido a la última relación espacial entre las anfibolitas granatíferas y las pirlarnitas con el ortogneis, no se descarta un posible comportamiento diferencial de estos materiales, ante la actividad térmica de la segunda y la tercera etapa de metamorfismo. Por último, hay que indicar que en el capítulo de Tectónica se aclara cómo todas estas rocas están afectadas por las mismas fases de deformación.

4.1.2.1.4 *Metasedimentos del «Complejo de Mellid»*

Como se indicó en el capítulo de Estratigrafía, se pueden distinguir asociadas a las metabasitas del «Complejo de Mellid» y en función de datos petrológicos, dos tipos de metasedimentos.

a) *Esquistos en facies de pizarras verdes (PC ξ_2)*

Son rocas con una foliación muy desarrollada, de grano fino, que presentan los siguientes minerales principales: cuarzo, moscovita, biotita y clorita (esta última generalmente secundaria) y como minerales accesorios: apatito, circón, granate y esfena. Al microscopio presentan textura lepidoblástica y, a veces, blastomilonítica. La roca se puede clasificar como un esquisto micáceo, procedente del metamorfismo regional de sedimentos pelíticos arcillosos. Hay ciertos niveles que se podrían clasificar como metaarcosas o metagrauwackas y proceden del metamorfismo regional de sedimentos más arenosos.

Pertenecen a la facies esquistos verdes, presentando como principales minerales índice clorita y albita; pero hacia la mitad sur del afloramiento se observa la presencia de estaurólita y granates, lo que indica un mayor grado de metamorfismo alcanzando ya la facies anfibolita.

Estos esquistos están afectados, en parte, por un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitos del macizo de Chantada-Taboada; este hecho se manifiesta por una orientación mineral poco marcada y por la presencia de ciertos minerales tardíos que cortan a la esquistosidad. Estos minerales son andalucita y clorita que aparecen como porfidoblastos con textura helicítica y con numerosas inclusiones de cuarzo.

b) *Gneises con distena (PC ξ_1)*

Se pueden distinguir, dentro de estos materiales, dos claras variedades petrológicas:

- 1) Esquistos micáceos con textura lepidoblástica, que presentan como minerales principales: cuarzo, biotita, moscovita y granate, y como

minerales accesorios apatito, circón y plagioclasa; es frecuente, asimismo, encontrar clorita de alteración de biotita.

- 2) Esquistos y gneises con distena. Estas rocas presentan una textura y composición mineral análoga a las anteriormente descritas, salvo en el hecho de la aparición de distena, que en ocasiones llega a presentarse como componente principal, así como la aparición de ortosa como mineral accesorio.

Especialmente, estos metasedimentos están relacionados con las pirigarnitas y anfibolitas de alto grado de metamorfismo. Este hecho, así como la presencia de distena y ortosa, indican un alto grado de metamorfismo que podría haber alcanzado la facies granulita, aunque la intensidad del retrometamorfismo posterior presenta la roca en facies anfibolita. La distena y el granate aparecen en dos generaciones de cristales, que corresponden a cada una de las fases de metamorfismo. Durante el retrometamorfismo se genera moscovita a expensas de los cristales de cianita, y en las plagioclasas el retrometamorfismo se manifiesta por una disminución del contenido en anortita, que pasa de un 25 por 100 a un 17 por término medio. En resumen, se podría decir que las dos variedades petrológicas definidas obedecen a un proceso de diferenciación metamórfica.

4.1.2.2 Unidad de la «Serie de Ordenes»

Desde el punto de vista petrológico se trata de una serie bastante monótona de esquistos micáceos con intercalaciones de esquistos arenosos, y más rara vez de gneises anfibólicos.

La variedad petrológica más frecuente está constituida por esquistos micáceos (con una o dos micas), con textura lepidoblástica, que presentan como minerales principales: cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa, y como minerales accesorios circón, apatito, granate y turmalina; es frecuente la clorita procedente de la alteración de las biotitas. Estas rocas proceden del metamorfismo regional (facies esquistos verdes y facies anfibolitas) de sedimentos pelíticos.

Las intercalaciones más frecuentes son de esquistos arenosos con textura lepidoblástica y que tienen como minerales principales: cuarzo, plagioclasa, moscovita y ocasionalmente biotita; como minerales accesorios se encuentran: apatito, circón y clorita (de alteración de la biotita). Estas rocas proceden del metamorfismo regional (facies esquistos verdes) de sedimentos detríticos areniscosos (arcosas y/o grauwackas).

Otro tipo de intercalaciones en los esquistos son las de gneises anfibólicos, que se presentan en pequeños lentejones entre los esquistos que los rodean. Son rocas con textura nematoblástica y ocasionalmente lepidoblástica; los minerales principales que presentan son: anfíbol monoclinico y

plagioclasa (sausuritizada en parte), y como minerales accesorios epidota, esfena y opacos.

Las rocas presentan una esquistosidad de flujo, marcada por una alternancia de niveles micáceos y otros cuarcíticos, que se genera durante la segunda fase de deformación. Por regla general esta esquistosidad está trastocada por la actuación de la última fase hercínica, hecho que se pone de manifiesto a escala microscópica por una crenulación de los minerales micáceos. Localmente, esta fase da una esquistosidad de fractura muy desarrollada, que divide a la roca en microlitones.

4.1.2.3 Ortogneis de Sobrado (${}^b_N \gamma \eta^1$, ${}^b_x \gamma \eta^1$)

Como se indicó en el capítulo de Estratigrafía, es necesario distinguir, dentro del ortogneis, dos facies, una marginal (${}^b_N \gamma \eta^1$), en la que la deformación es máxima por aplastamiento, y una facies central (${}^b_x \gamma \eta^1$) deformada por cataclasis. El proceso de diferenciación de ambas facies ya fue discutido en el capítulo de Estratigrafía, por lo que el presente capítulo se centrará en su estudio petrológico, este estudio permite asegurar que los componentes minerales en una y otra facies presentan ciertas diferencias, como se observa en el cuadro adjunto, obtenido de un estudio de diez mues-

| | Mineral | Facies de borde | Facies central |
|------------------------------|---------------------|-----------------|----------------|
| Minerales Principales | Cuarzo | 10 | 10 |
| | Plagioclasa | 10 | 6 |
| | Biotita | 10 | 6 |
| | Moscovita | 4 | 6 |
| | Microclina | 3 | 7 |
| Minerales Accesorios | Moscovita | 4 | 3 |
| | Feldespato potásico | 5 | 2 |
| | Plagioclasa | 0 | 4 |
| | Biotita | 0 | 4 |
| | Apatito | 10 | 9 |
| | Circón | 10 | 8 |
| | Epidota | 6 | 3 |
| | Clorita | 8 | 1 |
| | Esfena | 3 | 0 |
| | Granate | 6 | 2 |
| | Rutilo | 1 | 0 |

tras de cada facies. Los hechos más destacables que se pueden concluir de este cuadro son los siguientes:

- El ortogneis de facies central presenta en su composición una gran cantidad de feldespato potásico (en relación 3:1 con la plagioclasa), en conjunto tienen menos biotita que la facies de borde, presentándose la moscovita en mayor proporción que la biotita, por lo que se le puede asignar una composición de tipo granítico.
- El ortogneis de la facies de borde tiene una mayor proporción de plagioclasa (en ocasiones supera al feldespato potásico) y la biotita aparece en proporciones muy superiores a la moscovita, por lo que se le puede asignar una composición granodiorítica.

Ambas facies parece ser que derivan de un mismo cuerpo plutónico, y la diferenciación entre ellas se ha debido producir (tanto textural como mineralógicamente) durante la segunda fase de deformación metamórfica, llegándose a alcanzar, en las zonas marginales, la facies anfibolita, como lo demuestran las recristalizaciones de biotita y granate. En las áreas centrales se alcanza tan sólo la facies esquistos verdes con generación de moscovita y muy rara vez de biotita y de granate.

4.2 ROCAS IGNEAS

Se incluyen dentro de este capítulo todas las rocas ígneas que no hayan sufrido ninguna etapa de metamorfismo; queda, pues, reducido el estudio a las rocas graníticas del macizo de Chantada-Taboada, las leucogranodioritas del macizo de Apregación y las rocas básicas posthercínicas, así como a unos diques de cuarzo existentes en la mitad oriental de la Hoja.

4.2.1 ROCAS GRANITICAS DEL MACIZO DE CHANTADA-TABOADA

Ocupan una amplia banda en el extremo oriental de la Hoja. Esta franja granítica cicatriza un gran accidente tectónico que separa los dos grandes dominios de rocas metamórficas diferenciados en el presente estudio, el dominio del «Ollo de Sapo» y el dominio de la «Serie de Ordenes». Dentro de este macizo se pueden diferenciar dos tipos de rocas graníticas.

4.2.1.1 Granitos calcoalcalinos biotíticos ($l^b \gamma \eta^2$)

Se trata de la granodiorita precoz de Chantada-Taboada, definida en la Hoja de Guntín. Representa la mayor parte de los granitos del macizo y fueron los primeros en intruir, teniendo como rocas encajantes: los esquistos ordovícicos (O_{12}) del dominio del «Ollo de Sapo» al Este, y los metasedimentos en facies esquistos verdes del dominio de la «Serie de Ordenes»

al Oeste. Durante su emplazamiento arrastra trozos de esquistos de las formaciones encajantes, que no han sido asimilados y que presentan una dirección aproximada N-S.

La facies común de esta granodiorita está constituida por una roca de grano grueso de color gris oscuro con megacrystalos de feldespato potásico de 3 a 8 cm., grandes cristales de cuarzo y biotita más abundante que la moscovita. El estudio petrográfico en lámina delgada proporciona los siguientes datos: plagioclasa (oligoclasa-andesina) generalmente zonada; cuarzos alotriomorfos con una marcada extinción ondulante; feldespato potásico generalmente alotriomorfo y con frecuencia pertitizado; la biotita suele contener numerosas inclusiones de circón y a menudo se encuentra cloritizada; como minerales accesorios aparecen moscovita, apatito, rutilo, circón y opacos.

La media de los análisis modales efectuados en la roca es la siguiente:

| | |
|----------------------------|---------|
| Plagioclasa | 37,65 % |
| Cuarzo | 27,30 % |
| Feldespato potásico | 24,65 % |
| Biotita | 7,15 % |
| Accesorios | 3,25 % |

Los megacrystalos de feldespato presentan una clara orientación N-S., orientación que se acentúa a medida que se marcha hacia el contacto con las rocas ultrabásicas, presentando en las zonas próximas al contacto una marcada cataclasis y, en ocasiones, mezclas tectónicas.

El automorfismo de los feldespatos, la zonación oscilante de las plagioclasas, sus contenidos en anortita y circones relativamente altos, así como la aureola de metamorfismo de contacto intensa (como lo demuestra la presencia de andalucita y sillimanita en los enclaves de esquistos), aunque de pequeña extensión, indican que la formación e intrusión de estas granodioritas debió realizarse a altas temperaturas.

Por otra parte, la ausencia de un cortejo filoniano importante de aplitas y pegmatitas, así como la ausencia de minerales neumatolíticos y/o hidrotermales indica que el magma era relativamente pobre en componentes volátiles. CAPDEVILA, R., 1969; ARRIBAS, A. y GEOTEHIC, S. A., 1973, obtienen una edad de unos —320 m.a. para estas rocas.

4.2.1.2 Leucogranodioritas ($\frac{d}{2} \gamma^2$)

Intruyendo en las granodioritas descritas anteriormente, se presentan estas rocas de textura xenomorfa, donde no aparecen sinneusis marcadas (lo que indica un crecimiento casi contemporáneo de los minerales principales). Estas rocas no presentan ningún tipo de asimilación con las rocas anterio-

res, y el único efecto que producen en la roca encajante es el de una moscovitización tardía de la misma.

El estudio petrográfico en lámina delgada proporciona los siguientes datos: el cuarzo es siempre alotriomorfo con ocasionales inclusiones de accesorios; el feldespato potásico es microclina y aparece ocasionalmente corroído, las plagioclasas aparecen en cristales hipidiomorfos (albita-oligoclasa) y generalmente sin zonar; las biotitas son de tonos rojizos, lo que indica un alto contenido en titanio, la moscovita es la última en cristalizar y lo hace englobando a otros minerales; es frecuente que en los bordes se formen simplectitas con el cuarzo. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, granate, turmalina y opacos. Los resultados de los análisis dan la siguiente composición media:

| | |
|----------------------------|---------|
| Cuarzo | 33,15 % |
| Feldespato potásico | 25,65 % |
| Plagioclasa | 28,00 % |
| Moscovita | 8,85 % |
| Biotita | 3,25 % |
| Accesorios | 1,70 % |

Es frecuente encontrar asociados a los afloramientos de estos granitos una serie de filones de productos hidrotermales y/o neumatolíticos (aplitas, pegmatitas, turmalinas) lo que indica que el magma original debió ser rico en productos volátiles.

Además, el contenido en anortita de las plagioclasas, la presencia de microclina y la ausencia de sinneusis, indican que el magma original era de baja temperatura; este hecho, unido al alto contenido en volátiles permite asignar a estas rocas un origen anatético (CAPDEVILA, R., 1969).

4.2.2 ROCAS GRANITICAS DEL MACIZO DE APREGACION (b γ_{mb}^2)

Se emplaza este macizo en la zona axial del anticlinal del «Olló de Sapo», apareciendo todos los afloramientos de este granito relacionados con la formación porfiroide (PC ξ) y sin llegar a aparecer nunca en los esquistos ordovicicos (O_{12}^1) que la recubren.

La composición de este macizo es análoga a la descrita en las leucogranodioritas del apartado 4.2.1.2.

En la presente Hoja no se ha encontrado evidencia de que esta leucogranodiorita esté afectada por la primera fase hercínica; no obstante, parece ser que ha sido afectada por los últimos episodios de dicha deformación (Hoja de Lugo, 07-06, DIV. GEOL. IGME, 1973).

4.2.3 ROCAS BASICAS POSTHERCINICAS ($\begin{smallmatrix} b \\ a \end{smallmatrix} e^3$)

Se presentan en la región estudiada asociadas a zonas de fractura; ocasionalmente aparecen como diques, aunque lo más frecuente es que sean pequeños stocks fuertemente fracturados; estas fallas que afectan a las rocas básicas son generalmente fracturadas distensionales de dirección ENE.-OSO. y que cortan transversalmente a las estructuras, por lo que son claramente posthercénicas.

Presentan color verdoso, textura granuda con tendencia ofítica. La composición mineralógica presenta como elementos principales: plagioclasa (labradorita) uralitizada y con inclusiones de clinopiroxeno, clinopiroxeno ocasionalmente uralitizado. Como accesorios destacan: apatito, epidota (secundaria), cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol monoclinico (que suele generarse a partir del piroxeno). El cuarzo y el feldespato potásico parecen ser de cristalización tardía, pues aparecen rellenando los intersticios entre los demás minerales.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Una rápida panorámica de la zona cubierta por la presente Hoja, desde el mero punto de vista de la Geología Económica, pone de manifiesto la variada gama de materiales rocosos aflorantes en ella, asiento de numerosas, aunque pequeñas explotaciones activas en un pasado poco remoto. No revisten tanto interés, sin embargo, los yacimientos mineros, aunque no están ausentes numerosos intentos, con calicatas y socavones de pequeña envergadura. En relación con el agua subterránea también existen captaciones de cierto interés y áreas no explotadas, que podían constituir en principio zonas hidrogeológicamente favorables.

5.1 MINERIA

Desde este punto de vista hay que decir que no se han detectado, hasta el momento presente, yacimientos de mucho interés. Se debe destacar, sin embargo, que asociados a la base cabalgante de la formación peridotítica, se han descubierto y explotado pequeños yacimientos de amianto, actualmente abandonados.

Se conoce la existencia de notables anomalías de Ni dentro de los afloramientos de serpentinitas, aunque, al parecer, este mineral no es explotable al presentarse en formas minerales silicatadas (Río Tinto-Patiño com. prs.). Se estima, por otra parte, que podría tener interés llevar a cabo una pros-

pección geoquímica adecuada, para la detección de posibles áreas con anomalías positivas de Ti y Cr, dentro de los macizos ultrabásicos de la Hoja.

Desde el ángulo minero-metalúrgico podría ser interesante la prospección de dunitas dentro de estos mismos macizos, en la actualidad muy solicitadas, dadas sus variadas aplicaciones en el campo de las Rocas Industriales en general, y en particular para su utilización como fundente en Altos Hornos.

Frente a estas hipótesis hay que indicar que si bien el alto grado de metamorfismo y la deformación asociada en estas rocas ultrabásicas condiciona el tipo genético al que obedecen las posibles concentraciones minerales en estas masas rocosas, no obstante, se estima que, dado el carácter de estos complejos ultrabásicos, debe representar una notable dificultad el control estructural de estos concentrados minerales.

5.2 CANTERAS

En este aspecto la presente Hoja es asiento de una variada y rica gama de rocas y materiales de indudable interés económico.

Destacan las rocas básicas y graníticas con litotipos bastante distintos, y aplicaciones industriales igualmente muy variadas, aunque puedan agruparse en las siguientes categorías:

a) *Rocas ornamentales*

Destacan, entre las rocas graníticas, el ortogneis y la granodiorita, con unas condiciones favorables para el serrado y pulido de planchas. Las rocas peridotíticas tienen gran interés como roca ornamental, pero su alta tectonicidad, así como la falta de comunicación a los buenos afloramientos, motivan un alto coste de extracción de los materiales; por todo ello, esta industria aparece en franca decadencia en la región.

Se estima que las anfibolitas en copos podrían constituir materiales con excelentes características (color, textura y estructura) para ser explotadas como roca ornamental, en gran parte de sus afloramientos, bien comunicados en general.

b) *Rocas de construcción*

Reúnen favorables condiciones como tales los afloramientos de granito alcalino del macizo de Chantada-Taboada, en donde se ubican numerosas canteras dedicadas a obtener bloques paralelepípedicos de dimensiones y aplicaciones variadas, dentro del ramo de la construcción. Entre ellos merecen ser destacados los afloramientos próximos a Pambre (1), de donde se

(1) Castillo de Pambre: X=251.820; Y=925.730.

sacó piedra para la construcción del Castillo de Pambre, que actualmente se conserva en magníficas condiciones.

También las anfibolitas en copos se han utilizado con bastante éxito en la construcción en general.

c) *Aridos*

Posiblemente sean las anfibolitas granatíferas las mejor dotadas para la obtención de áridos en carretera. El grano fino, la elevada compacidad y la gran extensión de los afloramientos coopera hacia el buen desarrollo de masas canterables con pequeño costo de extracción.

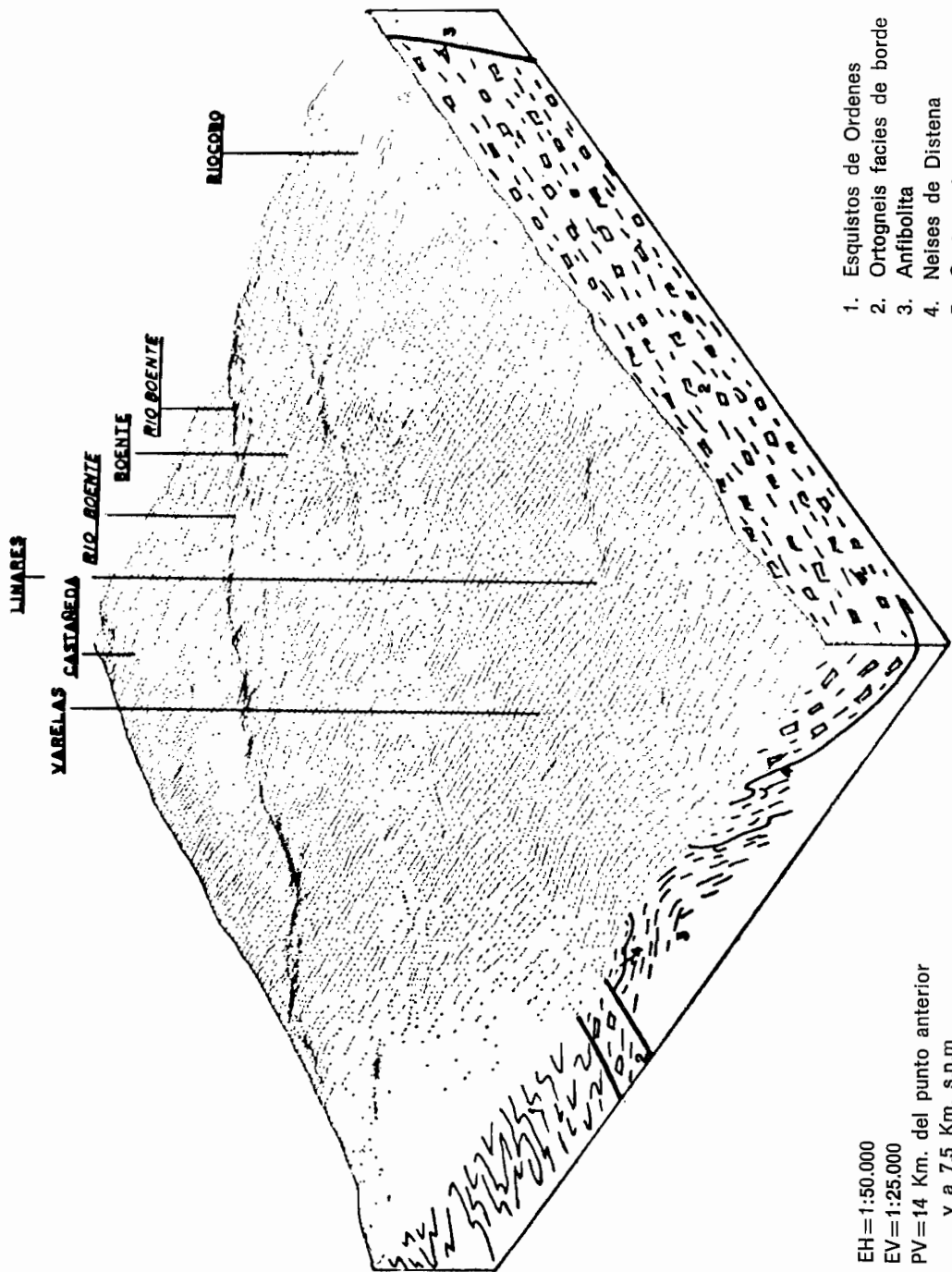
También se han utilizado materiales procedentes de los granitos y de la facies pegmatoide del ortogneis, pese a la elevada alterabilidad de los feldspatos y/o micas, y la textura granuda de estas rocas desfavorables para la obtención de granulometrías finas por trituración.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La impermeabilidad textural de las rocas del substrato ígneo y metamórfico de la presente Hoja, condiciona la inexistencia de acuíferos regionales de interés, y por tanto es prácticamente imposible pensar en el alumbramiento de grandes caudales de agua. Únicamente se han llevado a cabo pequeñas captaciones para exclusivo uso de pequeñas industrias (Serrerías de madera) y ganadero especialmente en zonas donde se han incrementado la permeabilidad intrínseca de la roca (zonas de fractura o diaclasado en granitos), o en zonas próximas a diques de cuarzo o filones.

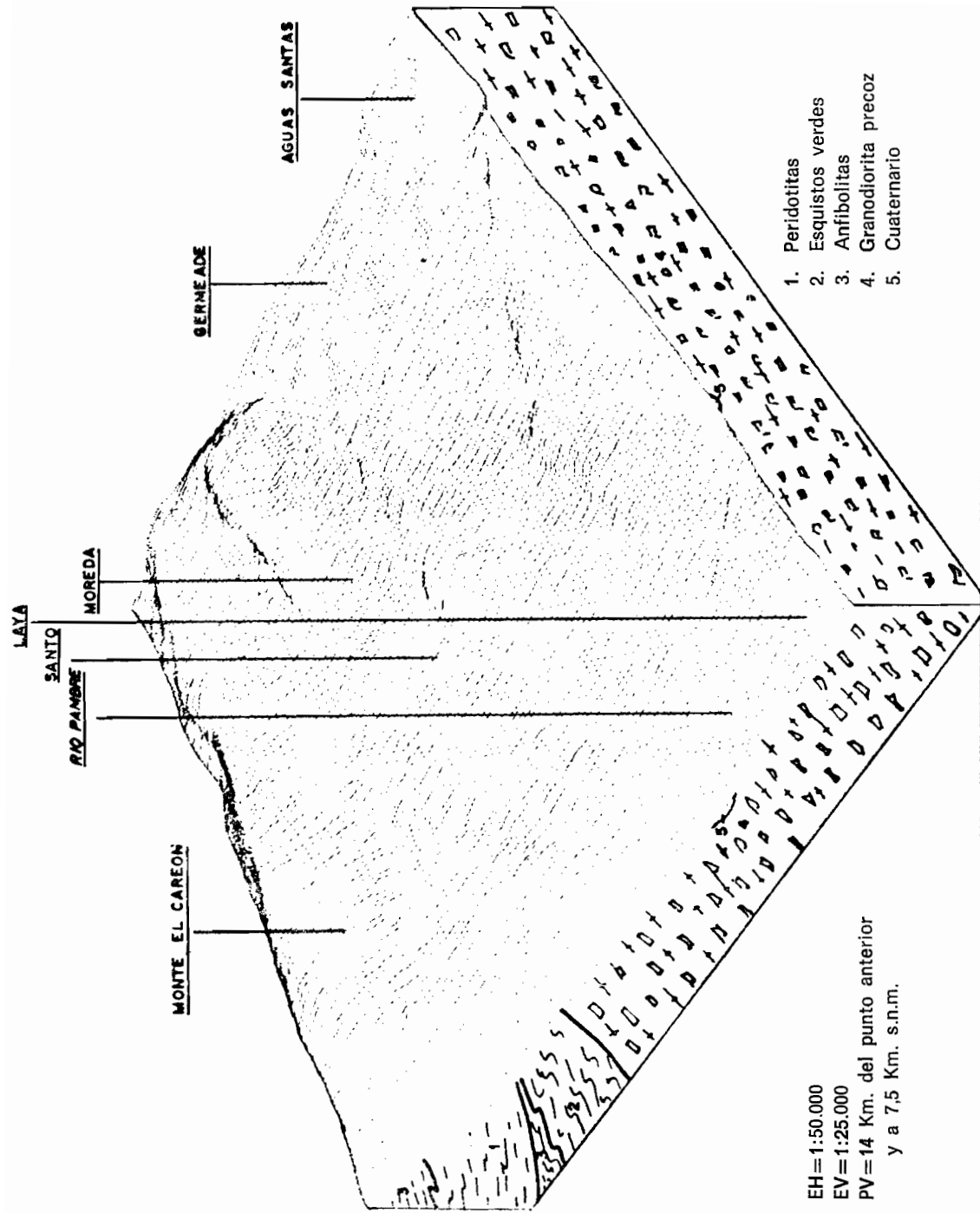
En cualquier caso, y gracias al elevado índice pluviométrico, las posibilidades de alumbramiento de aguas subterráneas para caudales domésticos en cualquier punto de la zona exige, como únicas condiciones, la presencia de un suelo de alteración potente (varios metros) y una topografía relativamente suave. Las captaciones mediante profundas zanjas en los esquistos de la «Serie de Ordenes» son las más frecuentes y eficaces, dada la enorme superficie cortada y drenada (ver fotografías en la Documentación Complementaria).

El problema de las reservas acuíferas en esta zona, una fácil solución mediante la construcción de embalses, en los que la problemática geotécnica de la cerrada y el vaso es muy reducida frente a los grandes volúmenes almacenables.



1. Esquistos de Ordenes
2. Ortogneis facies de borde
3. Anfibolita
4. Neises de Distena
5. Cuaternario

EH=1:50.000
 EV=1:25.000
 PV=14 Km. del punto anterior
 y a 7,5 Km. s.n.m.



EH=1:50.000

EV=1:25.000

PV=14 Km. del punto anterior
y a 7,5 Km. s.n.m.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y Centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica*, Vol. 6, pp. 29-48.
- ANTHONIOZ, P. M. (1966).—«Geologie sommaire de l'Unité de Morais (Tras os Montes, Portugal)». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 36, pp. 301-304.
- (1969).—«Etude géologique des complexes basiques de Bragança et Morais (Tras os Montes, Portugal)». *These Univ. Poitiers*.
- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeilles dans le NW de la P. Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 269, pp. 138-141.
- ARCE DUARTE, J. M., y FERNANDEZ TOMAS, J. (en imprenta).—«Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 8 (07-03) Vivero». *Publicaciones del IGME*.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1971).—«La structure de la chaîne Hercynienne de la Meseta Iberique comparaison avec les segments voisins». *Collection colloques et seminaires. Institut Français du Petrole*, tomo 1, vol. 4, pp. 61-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrian de la Meseta Iberique». *Coll Intern C.N.R.S.*, París, 192, pp. 315-335.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique». *Memoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord. Orientale (NW de l'Espagne)». *Universite de Montpellier*, These doctoral, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites hercyniens et leur distribution NW de l'Espagne». *Boletín Geológico y Minero*, tomo 81, vol. 2, pp. 101-111.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, I. (1965).—«Premières mesures d'âge absolu effectuées par la methode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo [NW de l'Espagne]». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 260, pp. 5081-5083.
- (1970).—«Estimation radiometrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (N-W de l'Espagen)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2527-2530.

- 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». *Not. y Comun. Inst. Geol. Min. España*, núm. 80, pp. 157-174.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1973).—«Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 98 (08-07), Baralla (MAGNA)». En prensa.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 97 (07-07), Guntín (MAGNA)». En prensa.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 98 (08-07), Baralla (MAGNA)». En prensa.
- ENGELS, J. P. (1972).—«The catazonal polygmetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geologische Mededelingen*. Deel 48, pp. 83-133.
- FERNANDEZ MARTINEZ, F., y MONTESERIN LOPEZ, V. (en imprenta).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 6 (05-03), San Salvador de Serantes». *Publicaciones del IGME*.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1972). «Memoria de la Hoja de Chantada (07-09)». *División de Geología del IGME*. (MAGNA.)
- (1972).—«Memoria de la Hoja de Nogueira de Ramuín (07-10)». *División de Geología del IGME*. (MAGNA.)
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le précambrien et le paléozoïque de la province d'Orense (NW de l'Espagne). Stratigraphie-tectonique-metamorphisme». *These doctorale Université de Bordeaux I*, pp. 1-249.
- FERREIRA, M. R. P. (1965).—«Geología e petrología de região de Robor-del-Vinhais». *Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, vol. 36, pp. 1-287.
- FLOOR, P. (1966 b).—«Los metasedimentos y gneises graníticos antehercynianos». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 36, pp. 223-234.
- (1968).—«Basament rocks or western Galicia as sources for the mineral Ría de Arosa». *Traba. Lab. Geol. de Lage*, núm. 34, pp. 77-84.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OENING SOEN (1970).—«Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal». *Bolet. Inst. Geol. Min. España*, vol. 83, pp. 242-244.
- FLOOR, P. (1966).—«Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: The Geliñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 1-203.
- HILGEN, J. P. (1971).—«The Lalín Unit: A new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain)». *Koninklijke Nederl. Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, Serie B, vol. 74, núm. 4.
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973).—«High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia NW Spain». *Leid. Geol. Meded.*, deel 49, af. 1 t. 1, pp. 9-31.

- KONING, H. (1967).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).—«Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica». *Public. extr. sobre Geología de España*, t. V, pp. 149-166. Madrid, 1950.
- (1945).—«Einige probleme der Iberischen Meseta». *Geotekl. Forsch*, 6, pp. 1-12.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 237-325.
- MAC PHERSON, J. (1881).—«Apuntes petrográficos de Galicia». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* 10, pp. 49-87.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase Herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XV, núm. 4, Oviedo, pp. 59-64.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincia de Zamora, León y Orense NO. de España)». *Separata de Studia Geológica*, V, pp. 7-106, Salamanca.
- MATTAUER, M. (1973).—«Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre». Collection Méthodes, Hermann. Paris.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoïque de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 243-245.
- (1964 a).—«Sur la volcanisme silurien du synclinal de Truchas». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 2, pp. 57-58.
- (1964 b).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 259, pp. 1981-1984.
- (1967).—«Le Precambrien supérieur schisto-gresseux de l'ouest des Asturies et ses relations avec les séries Precambriennes plus internes de l'Arc Galicín». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1769-1772.
- MATTE, Ph., et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le paleozoïque dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique grandes nappes ou extrusion». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 2268-2271.
- MATTE, Ph. (1969).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. du lab. de Geol. Fac. Sc. Grenoble*, vol. 44, pp. 1-128.
- (1969).—«Les kink-bands exemple de deformation tardive dans l'Hercynien du nord-ouest de la Espagne». *Tectonophysics-Elsevier Publishing Company*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322.
- MIYASHIRO, A. (1974).—«Classification, characteristics, and origin of ophiolites». Depart. of Geological Sciences, State University of New York.

- PARGA-PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 21, pp. 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la Géologie de "l'Olló de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du nor-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I., y LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1965).—«Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia». *Not. y Comun. Inst. Geol. Min. España*, núm. 78, pp. 221-236.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHURE, R.; HEBEDA, E., y VERDURMEN, E. (1970).—«Dating events or acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula». *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, núm. 1, pp. 255-274.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des massifs de Morais et Braganca (Tras-os-Montes)». *Com. Serv. Geol.*, Portugal, 104, pp. 115-138.
- RIBEIRO, A., y REBLO, A. (1966).—«Stratigraphie et structure de Tras-os-Montes Oriental Portugal». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 293-300.
- (1969).—«Problemes stratigraphiques et tectoniques de Tras-os-Montes Oriental». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 101-105.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 7-20.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971).—«Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrustplate». *Nature Physical Science*, vol. 234, pp. 65-68.
- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- SEILACHER, A. (1964).—«Biogenic sedimentary structures. In J. IMBRIE & N. D. NEWELL (Edit): Approaches to Paleocology, p. 296, Jhon Wiley and Sons Inc., New York.
- TEX, E. den (1966).—«Apercu petrologique et structural de la Galicie cristalline». *Leidse. Geol. Med.*, núm. 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den y FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Hist. Structu. Golle. Gascogne. Symp Inst. Fr. Pert. y C.N.E.O. Rueil-Malmaison*, t. 1, pp. 1-3-1 a 1-3-13
- TEX, E den, ENGELS, J. P., y VOGEL, D. E. (1972).—«A High-Pressure Intermediate-Temperature Facies Series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain)», 24 th IGC, Section 2 (Congreso de Geología del Canadá).
- VOGEL, D. E. (1966).—«Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal». *Leidse Geol. Med.*, Deel 36, pp. 243-254.
- (1967).—«Petrology of an eolomite and pyrigarnite bearing polymetamor-

- phic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain». *Leidse Geol. Med.* 40, pp. 121-213.
- VOGEL, D. E. and ABDEL-NOMEM, A. A. (1971).—«Radiometric evidence for Precambrian metamorphic event in NW Spain». *Geol. en Mijnb.* 50, pp. 749-750.
- VOGEL, D. E., y WARNAARS, F. W. (1967).—«Metaolivine gabbro from Cabo Ortegal (NW Spain): a case of incipient eclogitization?». *N. Jb. Min. Mh.*, pp. 110-115.
- WAARD, D. (1965).—«A proposed subdivision of the granulite facies». *Am. J. Sci.*, 263, pp. 455-461.
- WARNAARS, F. W. (1967).—«Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)». *Ph. D. thesis, Leiden Univ.*, 208 pp.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». *Springer-Verlag. New York Inc. Library of Congress Catalog Card Number 67-28351.*
- (1970).—«Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner. Mh. Jg. I*, 15, pp. 189-248.
- WINKLER, H. G. F. and SEN, S. K. (1973).—«Nomenclature of granulites and other high grade metamorphic rocks». *N. Jb. Min. Mh. H.*, 9, pp. 393-403.
- ZUUREN, A. VAN (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA