

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SOBRADO DE LOS MONJES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

En *Geología de campo y gabinete*: J. G. de Pablo Maciá y J. R. Martínez Catalán.

Con la *colaboración y asesoramiento* de: J. D. Hilgen, M. Iglesias Ponce de León y C. E. S. Arps.

En *Petrología*: M. T. Ruiz.

Coordinación: B. Calvo Pérez.

Supervisión del IGME: A. Huerga.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 38.178 - 1981

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja número 06-06/71 (Sobrado), correspondiente al M. T. N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada en su mayor parte dentro de la provincia de La Coruña, en su límite E con la provincia de Lugo. Aproximadamente una quinta parte de la superficie de la Hoja pertenece a la provincia de Lugo.

La morfología es, en casi la totalidad de su superficie, suave con formas más o menos redondeadas. Únicamente en su parte E, se encuentra el relieve que marca la Sierra de Coba da Serpe (838 m.), el cual corresponde al accidente topográfico más destacable.

Cabe citar también el encajamiento del río Mendo, en el relieve suave descrito anteriormente, que provoca una serie de barrancos y valles de laderas con pendientes acusadas, en la esquina NO de la Hoja.

En la Hoja concurren parte de tres cuencas hidrográficas importantes: la del río Mandeo, la del río Tambre y la del río Miño. Los dos ríos primeros recorren la Hoja, el primero al N y el segundo al SO. El Miño no llega a entrar en ella.

La Sierra de Coba da Serpe, constituye parte de la divisoria hidrográfica de la cuenca del río Miño.

Desde un punto de vista paleogeográfico, los terrenos de la Hoja pertenecen a la zona IV de MATTE (1968), Galicia Media-Tras os Montes, o zona III de LOTZE (1945), Zona Galaico-Castellana. Dentro de este dominio, en el área estudiada se pueden diferenciar claramente dos unidades: el anticlinorio del «Ollo de Sapo» y las rocas metamórficas e ígneas de la gran cuenca o complejo de Ordenes.

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los primeros trabajos geológicos en el NO de la Península fueron realizados por SCHULZ en 1832, publicando en 1834 el primer mapa petrográfico de Galicia. Dentro de esta primera etapa de investigación cabe citar también a BARROIS (1882), que establece las bases de la estratigrafía y a HERNANDEZ SAMPELAYO (1915, 1922, 1935a, 1935b y 1942) que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000.

De los trabajos más recientes han sido de gran utilidad para la confección del presente trabajo los de I. PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964 y 1967), especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1963, y sobre todo «La Carte Geologique du Nord-ouest de la Peninsula Iberique» a escala 1:500.000, publicada bajo su dirección y siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del N de Portugal celebrada en 1965. Los de los numerosos geólogos holandeses de la Escuela de Leiden y especialmente, por referirse de un modo más directo a la zona que nos ocupa, los de DEN TEX (1966), además de como director de todos los trabajos, KONING (1966), MAASKANT (1970), HUBREGTSE (1973), VAN CALSTEREN (1977), VAN RIESSEN (1971), HAMEL (1972), VAN OVERMEEREN (1972) y KUIJPER (1975). Por último, los de MATTE y los de CAPDEVILA (1968 y 1969, respectivamente), principalmente sus tesis doctorales. El primero sobre la estructura tectónica de la mitad oriental de Galicia y el segundo sobre la evolución metamórfica de esta misma región.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Este dominio fue definido, por primera vez, por PARGA PONDAL et al (1964) y la zona que ocupa se encuentra dentro de la zona IV (Galicia Media-Tras os Montes) de MATTE (1968).

Se sitúa en la zona oriental de la Hoja, ocupando aproximadamente un cuarto de la superficie total. Corresponde a la parte occidental del gran anticlinorio que constituye todo el dominio, en la que afloran únicamente materiales precámbricos y ordovícicos.

Su límite occidental lo constituye la granodiorita precoz muy deformada, siendo el contacto un desgarre de importancia regional. El límite oriental lo delimita en su mayor parte el granito de dos micas del macizo de Friol.

Todo el dominio presenta una dirección estructural NNO-SSE, que se mantiene a lo largo de toda la Hoja.

1.1.1 PRECAMBRICO

1.1.1.1 Neis glandular. «Olló de Sapo» de grano grueso (PCZ)

Ocupa los núcleos de los anticlinales importantes de la Hoja.

Sus afloramientos dan lugar a resaltes aislados en el terreno, de poca importancia, aunque muy característicos.

Son, de un modo esquemático, neises glandulares, de origen sedimentario, cuya roca precedente sería una matagrauwaca feldespática (CAPDEVILA, 1969).

Están compuestos por una matriz esquistosa que engloba abundantes megacristales de feldespato, que a veces sobrepasan los 10 cm. de longitud, y cuarzos de hasta 2-3 cm. como máximo y 0,5-1 cm. como media, que frecuentemente presentan un color azulado o violáceo muy típico. Los megacristales de feldespato aparecen desde perfectamente idiomorfos hasta muy deformados y redondeados. A veces se pueden observar fibras de crecimiento de cuarzo que han cristalizado en grietas de tensión durante la deformación.

En la zona Sur estas rocas aparecen migmatizadas, a veces muy intensamente. El contacto con el granito de dos micas del macizo de Friol es difuso en estas zonas, debido a la abundancia de inyecciones graníticas de dimensiones muy variables.

Se pueden observar intercalaciones de la facies de grano fino de espesores alrededor de 1 m. dentro de esta unidad.

El espesor de esta serie no ha sido hasta el momento posible de fijar, ya que no se conoce su base. De todos modos y de acuerdo con los datos regionales, cabe pensar en un mínimo de 500 m.

La edad de esta formación tampoco puede ser precisada con exactitud. Únicamente criterios de correlación regional pueden aproximarnos hacia su situación cronoestratigráfica. Dejamos la discusión de la edad del «Olló de Sapo» para un apartado específico, discutido un poco más adelante (1.1.1.3).

El «Olló de Sapo» de grano grueso procede según CAPDEVILA (1969) de la erosión de granitos y granodioritas porfiroides y lavas ácidas, correspondientes a un magmatismo calcoalcalino postorogénico de una vieja cadena precámbrica. Por tanto, los feldespatos son heredados. El estado de conservación de estos feldespatos revela un modo de transporte y sedimentación muy rápido, explicable por la presencia de un bloque en vías de levantamiento, y posiblemente durante un clima frío (PARGA PONDAL et al, 1964). Los granos de cuarzo tendrían un origen volcánico (cuarzos riolíticos).

1.1.1.2 Metagrauwacas feldespáticas. «Ollo de Sapo» de grano fino (PC ω)

Se sitúa inmediatamente encima del «Ollo de Sapo» de grano grueso. No da lugar, normalmente, a afloramientos importantes, salvo en alguna zona de la ladera E de la Sierra de Coba da Serpe.

Se puede definir, petrográficamente, como grauwacas feldespáticas, metamorfizadas durante la orogenia hercínica. Contienen abundantes granos de feldespato de tamaños que normalmente oscilan entre 1-5 mm. y cuarzos azules y violáceos, englobados en una matriz filítica de color verdoso.

Su potencia dentro de la Hoja es variable, llegando a desaparecer en la parte S. Su mayor espesor se localiza en la zona N, alcanzando alrededor de 150-200 m.

Se sitúa concordantemente sobre el «Ollo de Sapo» de grano grueso, al menos de un modo aparente, aunque no se debe descartar un posible origen a partir de la erosión de este último. El contacto suele ser neto entre ambos y frecuentemente se encuentra en él algún nivel de pizarras y cuarcitas. Su origen se supone similar al del «Ollo de Sapo» de grano grueso, es decir, a partir de la erosión de rocas graníticas y granodioríticas porfiroides y lavas ácidas, procedentes de un magmatismo precámbrico. Es interesante mencionar que en sus tramos superiores aparecen, a veces, unos niveles procedentes de la erosión de esta misma unidad, que han sido denominadas por CAPDEVILA (1969) «Ollo de Sapo remanie» (removilizado).

Su edad resulta difícil de precisar con exactitud. En el apartado siguiente se discute este tema conjuntamente con el «Ollo de Sapo» de grano grueso.

1.1.1.3 Edad de la formación «Ollo de Sapo»

Englobamos bajo este concepto al «Ollo de Sapo» de grano fino y al de grano grueso, partiendo de la base de que este último siempre se sitúa por debajo del anterior.

Los sedimentos más antiguos que se localizan sobre él pertenecen al Ordovícico Inferior, por lo que es evidente que su edad es ante-ordovícica. En Miranda do Douro (NE de Portugal), se localiza esta formación debajo del esquistograuwáquico que según MATTE y RIBEIRO (1967) pertenece en esta región al Cámbrico Superior. CAPDEVILA (1969) supone que la parte superior del «Ollo de Sapo» podría pasar lateralmente a la Serie de Villalba, la cual se sitúa debajo del Cámbrico.

Por tanto, podemos pensar que la edad del «Ollo de Sapo» fuese de Precámbrico Superior.

1.1.2 ORDOVICICO

1.1.2.1 Pizarras y esquistos grises (O₁p). Cuarcitas y areniscas (q)

Es la formación que tiene mayor representación superficial dentro del dominio. Ocupa los núcleos de los sinclinales de la Hoja.

Sus afloramientos son frecuentes, y dan lugar en el caso del sinclinal central al mayor relieve dentro de toda la Hoja, que corresponde a la Sierra de Coba da Serpe.

Son esquistos y pizarras grises y gris azuladas normalmente, pero también verdosas, satinadas, con intercalaciones de cuarcitas, areniscas y microconglomerados en niveles delgados. Es muy frecuente encontrar venas de cuarzo de exudación de varios centímetros de espesor normalmente, en especial hacia el muro de la serie. Su espesor dentro de la Hoja alcanza un máximo de 300 m. aproximadamente. Según MATTE (1968) esta formación tiene un espesor variable entre 200 y 600 m.

Estos materiales reposan unas veces discordantemente sobre el «Ollo de Sapo», tanto de grano fino como de grano grueso, y otras concordantemente sobre el nivel de cuarcitas y areniscas (q).

Este último nivel aparece de un modo discontinuo a lo largo de todo el dominio, separando el «Ollo de Sapo» de las pizarras y esquistos grises. Se sitúa discordantemente sobre la formación inferior y concordantemente con la superior, como ya se mencionó anteriormente. Su potencia es pequeña, no rebasando nunca los 30 m. Sus afloramientos son escasos debido a su débil espesor y cabe la posibilidad de que existan en algún punto no representado en la cartografía, por falta de afloramiento. De todos modos su carácter discontinuo parece evidente. Son petrológicamente cuarcitas, cuarcitas feldespáticas, areniscas y microconglomerados alternantes en capas de espesores decimétricos, que intercalan frecuentemente niveles delgados de pizarras y esquistos.

Sobre la edad de estas dos formaciones (O₁p y q) parece razonable atribuir la al Ordovícico Inferior, teniendo en cuenta los fósiles (crucianas) hallados en su parte basal (MATTE, 1968) al Sur de esta zona.

1.1.2.2 Cuarcitas y areniscas (O₁q)

Esta unidad sólo aflora en la esquina SE de la Hoja, constituyendo el núcleo del sinclinal más oriental del dominio.

Son cuarcitas y areniscas, en las que destacan algún banco ortocuarcítico de hasta dos metros de espesor, con niveles delgados intercalados de pizarras y esquistos.

En conjunto la formación no debe sobrepasar los 50 m. en el mejor

de los casos, aunque con exactitud es imposible de fijar, ya que no llega a aflorar su techo.

Reposan concordantemente sobre las pizarras y esquistos grises y quizá podrían corresponder a su techo. En este caso debería ser asimilada a la cuarcita armoricana. La ausencia del afloramiento del techo de la formación hace imposible afirmar esta hipótesis, mas aún no habiéndose localizado restos fósiles.

1.2 DOMINIO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS DE SOBRADO Y MELLID Y DE LA SERIE DE ORDENES

Este dominio lo constituyen las rocas del complejo de Sobrado, la parte más occidental de la banda de rocas básicas y paraneises que pertenecen al complejo de Mellid y los esquistos de Ordenes.

Esta región ha sido estudiada con anterioridad al presente trabajo por numerosos geólogos de la Universidad de Leiden, cuyos trabajos, fundamentalmente petrológicos, han facilitado enormemente la realización de la Hoja. Cabría citar a DEN TEX (1966), KONING (1966), MAASKANT (1970), HUBREGTSE (1973), VAN CALSTEREN (1977), VAN RIESSEN (1971), HAMMEL (1972), VAN OVERMEEREN (1972) y KUIJPER (1975).

Forma parte de la zona E del gran complejo de Ordenes, cuyo centro es ocupado por los esquistos de Ordenes, y su parte externa definida por un cinturón de complejos polimetamórficos individuales. Estos han sido denominados según las localidades más próximas y son: Sobrado, Mellid, Santiago, Bazar-Castriz y Agualada.

Los esquistos de Ordenes no muestran polimetamorfismo en esta región, por lo que se les supone más modernos que los complejos.

La edad de los complejos no se conoce con exactitud. Los únicos criterios que podemos utilizar, son la edad del ortoneis de Mellid, que es intrusivo en ellos, y las diferentes fases de metamorfismo que les afectan en relación con las sufridas por unidades externas.

La edad del ortoneis de Mellid, según las últimas dataciones (VAN CALSTEREN, 1977) es de 409 ± 24 m. a., lo cual le sitúa en el Silúrico. Por lo que los complejos tienen que ser al menos antesilúricos.

Las rocas de los complejos (paraneises, rocas máficas, serpentinitas) muestran haber sufrido al menos tres fases de metamorfismo (HUBREGTSE, 1973). La primera y segunda fases de metamorfismo alcanzan la facies granulita. Teniendo en cuenta que esta facies no ha sido alcanzada en ningún punto por el metamorfismo hercínico, las rocas de los complejos tienen que ser anteriores a aquellos materiales, que sólo han sufrido los procesos hercínicos, como por ejemplo la formación porfiroide del «Ollo de Sapo» o la serie areno-arcillosa de Villalba, ambas asimiladas hasta el momento al Precámbrico.

A partir de todo esto podemos deducir que las rocas que componen los complejos polimetamórficos son precámbricas, más antiguas que los sedimentos anteriormente citados («Ollo de Sapo» y serie de Villalba).

1.2.1 PERIDOTITAS SERPENTINIZADAS ($M\sigma_0(\Sigma)_1$)

Fundamentalmente se sitúan en el centro del complejo, rodeadas por las rocas máficas y los paraneises. Tienen representación superficial importante. Solamente se han localizado dos afloramientos más de este tipo de rocas, algo más al E, pero de mucha menor extensión.

Suelen dar lugar a abundantes afloramientos, debido a la gran dureza de la roca, y los terrenos que ocupa no son útiles para la explotación agrícola.

Son rocas de color verde, verde oscuro o negro. A veces muestran el bandeado típico de las peridotitas, así como la esquistosidad, y otras son sencillamente rocas de aspecto homogéneo sin direcciones, ni superficies características. Su espesor no se conoce, ya que no aflora la base de la formación, pero puede estimarse que como mínimo alcanzará los 500 m.

Petrológicamente son peridotitas total o casi totalmente serpentinizadas. Es frecuente encontrar crisotilo cristalizado, así como vetillas de asbesto.

Rodeándolas se puede ver, cuando el afloramiento lo permite, unos metros de talcoesquistos que marcan el contacto con el resto de las rocas. Estos se han podido formar por deslizamientos más o menos importantes en estas zonas.

El contacto con las rocas adyacentes lo suponemos intrusivo, ya que pensamos que tanto si han sido intrusivas, como si el conjunto forma parte de una suite ofiolítica, es la relación más probable independientemente de que con posterioridad hayan sufrido movimientos relativos aprovechando estas zonas.

1.2.2 ROCAS METABASICAS, INICIALMENTE EN FACIES GRANULITA, TOTAL O PARCIALMENTE RETROGRADADAS A FACIES ANFIBOLITA (Γ)

Forman, junto con los paraneises, la mayor parte del complejo de Sobrado.

Son bandas de espesores muy variados, que van desde algo más de 1 km. a decimétricas, intercaladas dentro de los paraneises y que salvo en los casos de mayor espesor no tienen una gran continuidad, dando lugar muchas veces a lantejones que desaparecen lateralmente.

Su alteración da lugar a unos suelos de color naranja o rojo característicos. A veces se les observa una clara foliación y otras se presentan masivas.

Son rocas máficas, que han sufrido un metamorfismo de alto grado de facies granulita, y que posteriormente han sido retrogradadas a facies inferiores. Pero esta retrogradación no ha sido uniforme, ocasionando un conjunto de rocas petrológicamente diferentes. Así, encontramos desde granulitas hasta anfibolitas típicas y neises anfibólicos, pasando por los estadios intermedios. A pesar de estas diferencias petrológicas, pensamos en una misma unidad original para estas rocas, y así han sido representadas en la cartografía. Únicamente las zonas en las que se observa una menor retrogradación, es decir, que en la actualidad son granulitas máficas, han quedado plasmadas mediante una sobrecarga. En muchos casos la escasa potencia de los niveles de estas rocas ha impedido su representación en el mapa.

Estas rocas pueden haber pertenecido a una suite ofiolítica de composición olvino-toleítica (HUBREGTSE, 1973) o haberse emplazado en forma de sills o coladas volcánicas dentro de la secuencia sedimentaria.

1.2.3 PARANEISES INICIALMENTE EN FACIES GRANULITA TOTAL O PARCIALMENTE RETROGRADADOS A FACIES ANFIBOLITA (PCξ)

Son las rocas más ampliamente representadas en los dos complejos. Dan a veces buenos afloramientos. Su color es muy variable, gris, marrón, amarillento y casi siempre se les aprecia una foliación.

Junto con el resto de las rocas de los complejos han sufrido metamorfismo de facies granulita. Posteriormente han sido retrogradados a facies de grados más bajos. Esto ha provocado una gran variedad de rocas, las cuales corresponden a los diferentes estadios dentro del proceso de retrogradación. Así, encontramos paraneises con distena que pueden representar relictos del metamorfismo de más alto grado por ellas sufrido y paraneises que muestran un metamorfismo claramente de facies anfibolita. A veces, también, se localizan bancos con glándulas de feldespatos.

Su espesor resulta muy difícil de precisar, teniendo en cuenta la falta de un conocimiento exacto de las deformaciones que les han afectado. De todas maneras puede pensarse que su potencia debería ser como mínimo unos 1.000 m.

Sobre su origen cabe pensar en una secuencia sedimentaria grauwáquica, probablemente con intercalaciones de vulcanitas ácidas que serían las que hubieran originado posteriormente los paraneises con glándulas de feldespatos.

1.2.4. ESQUISTOS DE ORDENES (PC-CA)

Ocupan una banda de 4 km. de anchura aproximadamente junto al límite

occidental de la Hoja. Algo más al E e intercalados en el ortoneis como enclaves de éste, existen también bastante afloramientos, algunos de ellos importantes.

Su alteración superficial es frecuente, por lo que los buenos afloramientos son escasos.

Son rocas de color verde a gris con una marcada esquistosidad de flujo hercínica a veces crenulada por otra posterior, que corresponden a esquistos, esquistos micáceos y esquistos con cuarzo y feldespato, que alguna vez intercalan niveles arenosos. Su espesor no se conoce con exactitud. Aparentemente alcanzan los 1.000 m., pero cabe la posibilidad de que existan pliegues isoclinales dentro de la serie que reducirían este espesor considerablemente.

La edad de esta formación es dudosa, pues no se han encontrado restos fósiles que permitan datarla con exactitud. Para DEN TEX (1966) y FLOOR (1965) sería precámbrica. Sin embargo, el carácter intrusivo del ortoneis de Mellid (o de Sobrado), en esta serie, que según las últimas dataciones tendría una edad de 409 ± 24 m. a. (VAN CALSTEREN, 1977), lo que le situaría en el Silúrico, nos permite pensar que su techo alcanzaría como máximo el Ordovícico, no obstante, el ortoneis sería una intrusión mesocrustal y por tanto debía tener por encima de donde se emplazó una potente serie sedimentaria.

Basándonos en esto, y además por su similitud en facies con series del Precámbrico alto de la Península (Complejo esquisto-grauwáquico, Serie de Villalba y Pizarras del Narcea), se le puede suponer una edad Precámbrico alto, llegando hasta el Cámbrico.

Por todo ello los autores de esta Hoja nos inclinamos a atribuirle una edad Precámbrico-Cámbrico.

Deben proceder de sedimentos de naturaleza grauwáquica y arcillosa, fundamentalmente. El ortoneis intruyó en ellos, dejando enclaves como los que se observan en la cartografía. No existen argumentos para pensar que este contacto sea mecánico. Un punto donde observar los criterios de intrusividad es en la trinchera del ferrocarril a su paso por Curtis y en los cortes que da la carretera que va por encima de esta vía y cerca también de esta localidad. Aquí se observan diques de ortoneis dentro de los esquistos, así como pequeños enclaves de los esquistos en el ortoneis.

1.3 DOMINIO DEL BORDE EXTERNO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS

Corresponde a la mayor parte de la prolongación del complejo de Mellid, dentro de la Hoja.

Al igual que los complejos, forma parte del cinturón de rocas básicas del gran complejo de Ordenes, ocupando la parte más externa de éste.

Ha sido estudiado anteriormente también por los geólogos de la Universidad de Leiden, ya citados en el apartado anterior.

La edad de esta unidad es, hasta el momento, imposible de asegurar. De todos modos, teniendo en cuenta el metamorfismo sufrido por estas rocas, se deduce que deben ser posteriores a los complejos, ya que no presentan ningún resto de metamorfismo de facies granulita. El único metamorfismo que muestran, de facies de anfibolita, debe ser el hercínico. Su edad, por tanto, estaría comprendida entre el Precámbrico alto y el Ordovícico. A no ser que fuesen restos totalmente retrogradados de rocas de los complejos, sin ningún testigo de los estadios anteriores. Esta hipótesis nos parece menos convincente.

El origen de las rocas máficas y ultramáficas podría estar relacionado con una secuencia ofiolítica quizá Silúrico-Devónica (HAMEL, 1972; HUBREGTSE, 1973).

Partiendo de la primera hipótesis, es decir, que este borde externo es posterior a las rocas de los complejos, el contacto entre ambos en la región en que aparecen juntos (prolongación de la Hoja del complejo de Mellid), deberá ser probablemente un cabalgamiento, que pondrían en contacto zonas más profundas y antiguas (paraneises) con polimetamorfismo, con rocas menos profundas y más modernas (borde externo de los complejos).

1.3.1 PERIDOTITAS SERPENTINIZADAS ($M\sigma_0(\Sigma)_2$)

Ocupan una gran parte de este dominio.

Dan lugar a una franja alargada en dirección NNO-SSE, que queda marcada topográficamente por una alineación de cerros muy característicos.

Su aspecto es más uniforme que el de las rocas ultramáficas del complejo, siendo más raro encontrar superficies o direcciones características en ellas. Dan abundantes afloramientos.

Son terrenos sin aplicación agrícola.

En la actualidad están totalmente serpentinizadas, aunque aisladamente pueden observarse al microscopio restos de olivino de la roca primitiva. En sus bordes es frecuente encontrar talcoesquistos.

Su espesor, como en todas estas zonas, resulta imposible de conocer con exactitud, pero al menos deben alcanzar los 300 m.

Los contactos de estas rocas con las de los complejos se realizan probablemente mediante un cabalgamiento, que aproxima unidades metamórficas diferentes. Con las rocas de su mismo dominio, cuando el contacto es al E de las peridotitas deben ser también cabalgamientos, sobre todo si tenemos en cuenta los afloramientos en la Hoja inmediatamente inferior (Arzúa, 06-07).

1.3.2 METAGABROS (M₀)

Aparecen únicamente en la parte sur de la Hoja, dentro de la prolongación del complejo de Mellid.

No son muy abundantes sus afloramientos en el campo. Su alteración da lugar a suelos de color naranja o rojo, muy típicos.

Son rocas que inicialmente fueron gabros y que debido al metamorfismo han pasado a ser metagabros, o también según otras denominaciones anfibolitas tipo flaser o anfibolitas en copos.

Su espesor no debe sobrepasar los 300 m.

Como ya hemos dicho anteriormente, podrían ser prehercínicos, pero posteriores a las dos primeras fases de metamorfismo sufridas por los complejos, por lo que el metamorfismo que presentan debería ser hercínico (HAMEL, 1972; HUBREGTSE, 1973).

Los metagabros se encuentran cabalgados por las rocas ultramáficas serpentinizadas, cuando éstas están a su O. El resto de los contactos, tanto con las anfibolitas y neises anfibólicos como con las rocas ultramáficas serpentinizadas, son intrusivos.

1.3.3. ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS ANFIBOLICOS (Ξ_{A1})

Se sitúan a lo largo de toda la prolongación del complejo de Mellid dentro de la Hoja y paralelamente y al E de las rocas ultramáficas serpentinizadas. En la parte Sur aparecen en más puntos, quedando intercaladas entre los metagabros y las rocas ultramáficas.

Son rocas de color verde o verde oscuro, con una marcada esquistosidad de flujo, a veces crenulada por otra posterior, que dan afloramientos aislados.

Su espesor resulta, como en el resto de las rocas, muy difícil de precisar, pudiéndose estimar un valor de 300-400 m. como media.

Su origen podría estar relacionado con la misma suite ofiolítica a la que pertenecerían los metagabros y las rocas ultramáficas.

La importancia de estas rocas reside en que muy frecuentemente rodean a los complejos polimetamórficos, siendo, por tanto, una facies muy característica de su borde.

1.4 Terciario

Los afloramientos terciarios dentro de la Hoja, no tienen gran representación. Se localizan en tres zonas, que son: el ángulo NE, los alrededores del pueblo de Teijeiro y la esquina SO. De todos, el que mayor extensión presenta es el primero. Son todos ellos depósitos de origen continental, producto de la acumulación de sedimentos en pequeñas cuencas locales, que no poseen espesores importantes.

1.4.1 ARCILLAS Y ARCILLAS ARENOSAS (T)

Bajo esta denominación se engloban los afloramientos de Guitiriz y Teijeiro, de los cuales no se ha podido, hasta el momento, precisar más sobre su edad.

1.4.1.1 Afloramiento de Guitiriz

Se sitúa en la depresión del río Ladroil, estando parcialmente recubierto por los depósitos aluviales de éste. Corresponde a una zona más o menos llana de 2 km. de anchura máxima, limitada por los relieves que dan el granito de dos micas y la granodiorita precoz.

Sus afloramientos son escasos y de poca importancia, siendo únicamente en una cantera, de la que se extraen materiales para cerámica, en donde pueden observarse algo en profundidad.

Son arcillas y arcillas arenosas que a veces poseen pequeños cantos de cuarzo subangulosos dispersos en el conjunto. La fracción arena es de tamaño fino a muy fino, a veces bastante micácea. Su espesor visto alcanza los 6 m. aproximadamente.

El análisis mineralógico de la fracción densa comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. revela porcentajes elevados de turmalina y opacos naturales, seguidos por valores algo inferiores de estauroлита y distena. Con proporciones también destacables, aunque por debajo de los anteriores, existe andalucita y opacos de alteración. El mismo análisis de la fracción ligera muestra los mayores porcentajes en cuarzo y feldespato potásico y pequeñas proporciones de plagioclasa y moscovita.

La fracción arcillosa muestra una proporción aproximadamente igual de montmorillonita y caolinita (40-50 por 100) aproximadamente y el resto de illita y moscovita. A partir de los análisis químicos se observa la sucesión de sílice, alúmina, hierro y volátiles en orden de porcentajes decrecientes.

La edad de estos sedimentos es muy difícil de conocer con exactitud, pues no se posee dato paleontológico alguno. Únicamente siguiendo el criterio utilizado por BRELL (1972), basado en la proporción de los distintos minerales de la arcilla, podríamos aventurar una edad probable de Mioceno Medio-Superior.

1.4.1.2 Afloramiento de Teijeiro

Se localiza hacia la zona centro-norte de la Hoja, ocupando parte de la superficie en la que se sitúa la siderurgia, hoy en construcción.

Son arcillas arenosas y arenas arcillosas de color generalmente gris. Las arenas son cuarzo-feldespáticas de grano medio a fino, pobremente clasificadas. A menudo engloban una cantidad considerable de cantos de hasta 20 cm. de diámetro. Su espesor visto alcanza los 7-8 m.

El análisis mineralógico de la fracción densa comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. muestra como mineral predominante a la turmalina, seguida por la distena y los opacos naturales y de alteración. Existen también proporciones destacables de andalucita, silimanita, estauroлита y circón. El mismo análisis de la fracción ligera revela el cuarzo fundamentalmente y el feldespato como minerales principales. La moscovita y los fragmentos de roca también aparecen, aunque en bastante menor porcentaje.

La formación arcillosa está compuesta por montmorillonita (60 por 100), caolinita (25 por 100), illita y moscovita (15 por 100). El análisis químico de estos minerales muestra que predomina la sílice claramente (72 por 100), seguida por la alúmina (10 por 100), los volátiles (3 por 100) y el hierro (3 por 100).

Al igual que en los depósitos de Guitiriz, no se conoce con exactitud su edad. Siguiendo un criterio similar al anteriormente utilizado (BRELL, 1972) podrían encuadrarse dentro del Mioceno Superior.

1.4.2 ARCILLAS Y ARCILLAS ARENOSAS CON NIVELES DE LIGNITO (T_{cl-2}^B)

Bajo este nombre se engloban cuatro afloramientos situados en la esquina SO de la Hoja, de extensión reducida, y de facies aproximadamente similares.

Dos se sitúan sobre el ortoneis y otros dos sobre los esquistos de Ordenes. Anteriormente estos depósitos han sido estudiados por BRELL (1972) y MALDONADO (1977), habiendo denominado cada uno a los distintos afloramientos de un modo particular. Así, el más septentrional ha sido denominado Arceo y Lanzá; el mayor de todos, y que se sitúa en medio, Piñeiro y Orros, y el más meridional y oriental, Boimorto y Boimil, según BRELL (1972) y MALDONADO (1977), respectivamente. Queda aún el cuarto afloramiento situado al O del último citado, el cual no es mencionado por ninguno de los dos autores.

En conjunto están compuestos por arcillas, arcillas arenosas y arenas arcillosas, con predominio de las primeras, de colores, por lo general, grises azulados y verdosos. A veces poseen cantos pequeños de cuarzo y feldespato englobados dentro de la masa arcillosa o arcillo-arenosa. Intercalados en el conjunto existen niveles de lignito y de arcillas lignitíferas que no alcanzan un metro de espesor, al menos en los afloramientos actuales. Concretamente en los depósitos de Orros se localizan dos niveles, separados aproximadamente 5 m., de 0,65 m. y 0,40 m. de espesor.

Estos sedimentos se encuentran basculados hacia el NE unos 20°-30°, como se puede observar en una de las canteras del afloramiento de Orros. En ésta también se observa que están formando un suave sinclinal, cuyo eje buza hacia el NE el valor antes mencionado.

Estos depósitos deben estar relacionados, no como piensa NONN (1966)

con cuencas de origen alveolar, desarrolladas principalmente por alteración química, sino con cubetas de tipo graben (BRELL, 1972; MALDONADO, 1977) originadas por una fractura importante y de gran continuidad que viene desde la costa en Baldayo, pasa por Meirama y llega hasta esta zona (MALDONADO, 1977). En la Hoja se observa una alineación bastante marcada de estas cuencas en relación con la fractura.

El espesor máximo visto en todos estos depósitos no supera los 10 m. Para la cuenca de Orros, MALDONADO (1977) estima una subsidencia mínima de 40 m., lo que hace pensar en valores bastante superiores a los observados.

El análisis mineralógico de la fracción densa entre 0,5 y 0,05 mm. nos muestra un alto porcentaje de minerales opacos (85-90 por 100), tanto naturales como de alteración. El resto del depósito lo componen circón, turmalina, epidota, zoisita, rutilo y broquita. La fracción ligera está caracterizada por un marcado predominio del cuarzo (80-90 por 100), seguido por el feldespato potásico (10-20 por 100). También aparece moscovita (0,5 por 100).

Los principales minerales de la arcilla que constituyen la fracción más fina del sedimento, son la montmorillonita (50-55 por 100), la caolinita (35-50 por 100) y la illita-moscovita (10-15 por 100).

Los análisis químicos de estos materiales muestran elevados porcentajes de sílice (40-65 por 100), seguida de la alúmina (20-26 por 100), los volátiles (6-8 por 100) y el hierro (4-8 por 100).

Debido a la intercalación de niveles lignitíferos dentro de estos sedimentos, su datación ha sido posible en base a su contenido polínico.

Los datos obtenidos en una muestra de lignito de la zona de Boimil revelan una edad de Mioceno Medio-Superior, datos que coinciden casi exactamente con los obtenidos por MALDONADO (1977) de Mioceno Medio-Superior-base del Plioceno para los depósitos de la cuenca de Orros. En cuanto a su ambiente de sedimentación sería de alta montaña, con un clima frío y lluvioso.

1.5 CUATERNARIO

Se han distinguido y cartografiado diversos depósitos de vertientes y accionamiento fluvial. El recubrimiento por este conjunto de formaciones superficiales y suelos es importante. Los depósitos aluviales, el coluvionamiento, los procesos de alteración y edafización actuales y paraactuales junto con el suelo vegetal cubren de una forma casi continua el país que enmarca la Hoja.

Todos ellos han sido encuadrados dentro del Holoceno, por corresponder a procesos de la edad más reciente.

1.5.1 LLANURAS ALUVIALES Y FONDOS DE VAGUADA (Q₂AI)

No adquieren una representación importante dentro de la Hoja. Únicamente en el NE, en la cuenca del río Ladroil, presentan una cierta extensión.

Se componen fundamentalmente de gravas de cuarzo, pizarra y granito, dependiendo del área madre, heterométricas, de redondeadas o subredondeadas, y con una matriz areno-limo-arcillosa parda.

El espesor de estos depósitos resulta difícil de precisar, por la falta de cortes buenos, pero es lógico pensar en valores bajos, como es tónica general en la región.

Respecto a los rellenos de fondos de vaguada, son frecuentes estos en gran número de arroyos y cauces secundarios de la red hidrográfica. En general, son depósitos poco evolucionados procedentes del entorno cercano por el que discurre el curso de agua correspondiente. Su espesor es pequeño.

1.5.2 COLUVIONES (Q₂C)

Representan los depósitos del modelado de los interfluvios en la zona de estudio.

Son formaciones que tapizan buena parte de la superficie de la Hoja. Sus espesores pueden ser importantes, sobrepasando en algún punto los 7 metros. Se componen de cantos de la naturaleza de las rocas próximas, heterométricos y angulosos, dentro de una matriz arcillo-limo-arenosa roja o parda.

1.5.3 INDIFERENCIADO (Q₂I)

Se han definido bajo este término aquellos depósitos que ocupando una forma llana y amplia del relieve no pertenecen a ningún curso fluvial o a los sedimentos coluviales.

Corresponden principalmente a suelos grises u oscuros, ácidos, con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados procedentes de la alteración in situ de las rocas subyacentes, principalmente graníticas. A veces engloban cantos poco evolucionados.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra, como ya se ha dicho, dentro de la zona IV de MATTE (1968) o de la zona Centroibérica de JULIVERT et al (1972), o de la zona III de LOTZE (1945), zona Galaico-Castellana.

Al igual que desde un punto de vista petrológico, podemos dividir los terrenos de la Hoja en los mismos tres dominios. Aunque de un modo estricto, los dominios del «Ollo de Sapo», del borde externo de los complejos polimetamórficos y de la Serie de Ordenes, deberían englobarse en un mismo capítulo, ya que las únicas deformaciones por ellos sufridas son de edad hercínica. De todos modos las diferencias petrológicas, fundamentalmente, y también paleogeográficas han dado lugar a peculiaridades que aconsejan su separación.

Las rocas de los complejos polimetamórficos, sin embargo, han sufrido deformaciones anteriores (relacionadas con el metamorfismo de facies granulita) posiblemente de edad precámbrica.

En el último apartado de este capítulo se describen las fases de deformación sufridas por las rocas ígneas de la Hoja, especialmente del ortoneis de Mellid (o de Sobrado) y los granitos y granodioritas muy deformados.

2.2 MACROESTRUCTURAS

2.2.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Corresponde a una parte del flanco occidental de la megaestructura que forma el anticlinorio del «Ollo de Sapo», definido por PARGA et al (1964).

Dentro de la Hoja ocupa su parte oriental, estando delimitada al O por un importante desgarre senestro, que hacia el N llega hasta la costa, y de 100 km. de longitud aproximadamente.

Se localizan en este dominio una serie de pliegues apretados que en el N son dos anticlinales y un sinclinal, y hacia el S un anticlinal y un sinclinal más.

En el núcleo de los anticlinales aflora el «Ollo de Sapo», tanto de facies de grano grueso como de grano fino.

Son pliegues de plano axial subvertical o buzando al O bastante, con una esquistosidad de flujo asociada a ellos, que es plano axial de los pliegues. La vergencia es por tanto hacia el E. Es decir, hacia las zonas externas de la cadena, como es general en todo el macizo Hespérico.

Las trazas axiales de los pliegues presentan una dirección NNO-SSE perfectamente concordante con la estructura regional de la unidad a que pertenecen. Su semilongitud de onda varía entre 100 y 500 m., apretándose los pliegues hacia el S. Su amplitud es muy variable y resulta mucho más difícil de calcular.

Sobre la fase de deformación hercínica que los ha producido, existen varias hipótesis que a continuación citamos. Según MATTE (1968), los pliegues que hoy se observan en el anticlinorio del «Ollo de Sapo» son de fase 2. Estos pliegues se habrían desarrollado en el flanco normal en un gran pliegue de tipo pénnico, del cual no se conoce su flanco inverso;

éste sería de fase 1. Según MARTINEZ CATALAN et al (1977), los pliegues del anticlinorio del «Olla de Sapo» son de fase 1. Ultimamente y a partir de nuevos reconocimientos de campo estos últimos autores piensan en la posibilidad de que algunos de ellos sean de fase 2, como en un principio dijo MATTE (1968). Concretamente, el anticlinal más oriental del dominio y del cual en la Hoja sólo aflora el flanco normal, cuyo núcleo lo ocupan el granito de dos micas del macizo de Friol y la granodiorita precoz de Guitiriz. Normalmente sólo se observa bien una esquistosidad de flujo asociada a ellos.

2.2.2 DOMINIO DEL BORDE EXTERNO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS Y DE LA SERIE DE ORDENES

A pesar de la separación geográfica dentro de la Hoja entre estas dos unidades, y de sus marcadas diferencias petrológicas, nos hemos inclinado a agruparlas en un mismo apartado, ya que desde un punto de vista tectónico las han afectado las mismas fases de deformación. Ambas, consideramos que son posteriores a las fases metamórficas y de deformación que afectaron a las rocas de los complejos polimetamórficos y que son anteriores a la orogenia hercínica y a los esquistos de Ordenes y por tanto precámbricos. Consiguientemente, las únicas deformaciones tectónicas importantes que han sufrido son las hercínicas.

Las estructuras importantes localizadas en este dominio comprenden únicamente a pliegues asociados a la esquistosidad de fase 2 hercínica. De ellas cabe destacar el sinclinal representado en la cartografía, dentro de los esquistos de Ordenes. Son pliegues de plano axial vertical no muy apretados y con una dirección N-S, que hacia el N cambian a NE-SO y que afectan lógicamente a la esquistosidad de flujo de fase 1, que poseen todas las rocas. Su inmersión es hacia el N con valores entre 3 y 30°.

2.2.3 DOMINIO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS DE SOBRADO Y MELLID

Forman parte de una gran unidad, compuesta por varios complejos de características similares entre ellos y que es denominado la cuenca de Ordenes (DEN TEX, 1966) o complejo de Ordenes. Estos complejos constituyen un anillo de rocas máficas, ultramáficas y sedimentarias, polimetamórficas, afectadas además de por la orogenia hercínica por metamorfismos y deformaciones antehercínicas, probablemente precámbricas.

Esto hace pensar, lógicamente, en una serie de fases de deformación importantes, superpuestas, de las cuales sólo se pueden observar actualmente, con una cierta claridad, las últimas o incluso sólo la última.

Dentro de este dominio, concretamente, sólo se localiza de un modo

patente, como macroestructura, la que está formando el complejo de Sobrado. Esta es una antifirma, en cuyo núcleo se sitúan las rocas ultramáficas. Es un pliegue inclinado con vergencia hacia el E, con flancos bastante verticalizados, e inmersión hacia el S en su parte S y hacia el N en su parte N. La dirección de la traza axial es aproximadamente NE-SO en la parte meridional y pasa a una dirección submeridiana en la zona septentrional.

En la cartografía se observa que una de las bandas importantes de rocas metabásicas dentro de la mitad meridional del complejo, se cierra progresivamente dando el aspecto de ser una típica figura de interferencia del tipo 3 (RAMSAY, 1967). Este pliegue podría ser precámbrico o corresponder a la primera fase hercínica.

2.3 ESTRUCTURAS MENORES

Dentro de este apartado vamos a tratar las esquistosidades, lineaciones y micropliegues, es decir, los resultados de la deformación a escala meso y microscópica. Haremos su descripción según los distintos dominios de la Hoja.

2.3.1 DOMINO DEL «OLLO DE SAPO», DEL BORDE EXTERNO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS Y DE LA SERIE DE ORDENES

Los pliegues mayores antes descritos, están acompañados frecuentemente de pliegues menores. Estos presentan las siguientes características:

2.3.1.1 Micropliegues

- Cuando son singenéticos con los pliegues asociados a la esquistosidad de flujo, ésta también en ellos es de plano axial. Si están relacionados con la esquistosidad de crenulación, es entonces esta última la que es plano axial de ellos.
- Sus ejes son paralelos a la lineación de intersección correspondiente. Es decir, de S_0 (estratificación) y S_1 (esquistosidad de flujo) si son asociados a la esquistosidad de flujo o S_1 y S_2 (esquistosidad de crenulación) si son asociados a la de crenulación.
- Cuando pertenecen a niveles competentes son isópacos.
- Normalmente son cilíndricos.
- Los micropliegues de fase 1 son más apretados que los de fase 2.
- Relacionados con fases de deformación tardía se encuentran pliegues de tipo kink-band y chevron.

2.3.1.2 Esquistosidad

Se encuentran dos tipos de esquistosidad: de flujo y de crenulación.

2.3.1.2.1 *Esquistosidad de flujo*

Es la superficie de anisotropía más visible en las rocas, salvo en algunos puntos donde la de crenulación está muy desarrollada.

En los niveles pelíticos se manifiesta por una orientación de los filosilicatos. En las cuarcitas y areniscas resulta más difícil de apreciarse y consiste en la deformación y recristalización de los granos de cuarzo, que les hace adquirir una orientación preferente.

Está asociada a los pliegues principales del dominio del «Ollo de Sapo».

Presenta direcciones fundamentalmente NNO-SSE, con buzamientos verticales o subverticales por lo general al O dentro de este dominio. En las rocas del borde externo de los complejos también presenta una disposición similar.

En los esquistos de Ordenes se encuentra por lo general N-S y con buzamientos bastante verticales, aunque se observa más claramente cómo es afectada por una fase posterior, la fase 2 hercínica (MATTE, 1968).

La esquistosidad de flujo en esta unidad sería plano axial de los pliegues tumbados que describen MATTE y CAPDEVILA (1978) en el corte S de la ría de la Coruña.

2.3.1.2.2 *Esquistosidad de crenulación*

En este tipo de rocas y especialmente en el dominio del «Ollo de Sapo» y de la Serie de Ordenes, es frecuente observar esquistosidades de crenulación que afectan a la esquistosidad de flujo.

Esta esquistosidad se halla en relación cronológica con la deformación que produce el sinclinal de los esquistos de Ordenes dentro de la Hoja, ya que es plano axial del mismo. Es frecuente observar en las charnelas de los micropliegues asociados a esta esquistosidad, la esquistosidad de flujo replegada.

Existen, además, en la Hoja, esquistosidades de este tipo posteriores, originadas localmente por deformaciones tardías de importancia relativa, y normalmente relacionadas con pliegues de tipo kink-band y chevron.

En el dominio del «Ollo de Sapo» la esquistosidad de crenulación primera presenta direcciones entre NNO-SSE y N-S y buzamientos verticales o subverticales al E o al O según los puntos. En las rocas del borde externo de los complejos presenta direcciones parecidas. En los esquistos de Ordenes sus direcciones son N-S, aunque sus buzamientos sí son análogos a los del dominio del «Ollo de Sapo».

Las direcciones y buzamientos de las esquistosidades de crenulación tardías son variables. Por lo general, sus direcciones se aproximan a la E-O, con un buzamiento vertical o subvertical normalmente al N.

2.3.1.3 Lineaciones

Se identifican tres tipos de lineaciones:

- De intersección
- De crenulación
- De estiramiento

2.3.1.3.1 *Lineación de intersección*

Formada por la intersección de la esquistosidad de flujo con la superficie de estratificación.

Es paralela a los ejes de los pliegues cuyo plano axial es la esquistosidad de flujo.

Las medidas de ella realizadas, muestran direcciones más o menos concordantes con las directrices estructurales de los dominios y valores del plunge (ángulo con la horizontal, en el plano vertical) en general no muy elevados.

2.3.1.3.2 *Lineación de crenulación*

Viene marcada por las charnelas de los micropliegues que constituyen la crenulación. Geométricamente corresponde a la intersección del plano de la esquistosidad de crenulación con la superficie a la que crenulan, generalmente la esquistosidad de flujo.

Es paralela a los ejes de los pliegues cuyo plano axial es la correspondiente esquistosidad de crenulación.

Sus direcciones son también concordantes con las directrices estructurales de los dominios que tratamos y sus valores de plunge no rebasan en ninguno de los casos los 50°.

2.3.1.3.3 *Lineación de estiramiento*

Se observa en algunas rocas, especialmente de origen pelítico, que determinados minerales que presentan un destacado desarrollo han crecido paralelamente unos a otros. En la formación «Ojo de Sapo» se hace patente el estiramiento por el desarrollo de sombras de presión asociadas a los clastos de feldespato y cuarzo.

El hecho de que el eje más largo de los cristales se disponga paralelamente, se interpreta como debido a un crecimiento sincinemático a los

efectos de la deformación en los minerales preexistentes, señalando esta orientación el eje mayor (X) del elipsoide de deformación.

Solamente se han podido medir algunas direcciones de estiramiento mineral en el anticlinorio del «Ollo de Sapo», en donde aparecen más o menos paralelas a las directrices estructurales generales, es decir, NNO-SSE.

2.3.2 DOMINIO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS DE SOBRADO Y MELLID

2.3.2.1 **Micropliegues**

Las deformaciones antehercínicas (probablemente precámbricas) sufridas por las rocas de este dominio, dieron lugar a micropliegues asociados a las macroestructuras correspondientes, de los cuales se localizan hoy algunos aisladamente.

La dificultad de identificar con exactitud estas macroestructuras imposibilita la asimilación de éstos con ellas. Únicamente pueden relacionarse los micropliegues que pertenecen a la misma fase de deformación que la antifirma que presenta en la actualidad el complejo de Sobrado.

Estos últimos presentan las mismas características que los de los micropliegues descritos en los dominios anteriores. Sus direcciones son paralelas a las de la macroestructura, es decir, de NE-SO a NNE-SSO.

2.3.2.2 **Esquistosidades**

La esquistosidad observada dentro de las rocas de los complejos está originada en su mayor parte por la primera fase de deformación hercínica e íntimamente relacionada con el metamorfismo de facies anfíbolita correspondiente a esta orogenia.

No obstante hemos preferido dar otro símbolo a la esquistosidad dentro de los complejos debido a que en las rocas poco retrogradadas, podría corresponder a una foliación precámbrica.

Esta esquistosidad es típicamente de flujo, afecta tanto a los paraneíses como a las rocas máficas y ultramáficas y se encuentra plegada dando la antifirma del complejo de Sobrado.

2.3.2.3 **Lineaciones**

Las lineaciones que más profusamente pueden medirse corresponden a las de intersección de la esquistosidad de crenulación (asociada a la antifirma que presenta el complejo de Sobrado) y la de flujo, anteriormente citada. Estas lineaciones coinciden con los ejes de los micropliegues singenéticos con la antifirma antes citada. Por tanto, presentan direcciones concordantes con la misma. Sus valores de plunge son, normalmente, al S, en la zona S, y hacia el N en

la zona N, definiendo la estructura del complejo como una antiforma de eje curvo.

Las lineaciones de estiramiento pueden ser medidas dentro de los paraneíses, normalmente, y su origen debe ser hercínico. Sus direcciones son aproximadamente NE-SO, con valores de plunge hacia el S.

2.4 FRACTURAS

2.4.1 CABALGAMIENTOS

Existe una serie de cabalgamientos que afecta a las rocas de los complejos polimetamórficos y a las de su borde externo.

El más importante, quizá, sea el que pone en contacto las rocas del complejo de Mellid con el borde externo, las cuales presentan características de haber sufrido facies metamórficas de muy diferente profundidad y que por tanto sólo un mecanismo de este tipo puede haberlas unido. El desplazamiento debe ser, por tanto, considerable. De todos modos ha sido dibujado como probable, ya que en campo no puede ser puesto en evidencia.

Además, existe una serie de cabalgamientos, especialmente en la zona sur del borde externo de los complejos, en donde las serpentinitas se suponen cabalgantes sobre las rocas que se sitúan inmediatamente al E de ellas. Los criterios seguidos para suponer estos cabalgamientos están basados principalmente en los afloramientos situados al sur de la zona objeto del presente estudio, es decir, en la Hoja de Arzúa (06-07). Por esta razón han sido dibujados como probables. Cabe mencionar que las serpentinitas presentan a menudo talcoesquistos en sus contactos, lo cual parece apoyar esta hipótesis.

2.4.2 DESGARRES O FALLAS EN DIRECCION

Se localizan en la Hoja dos desgarres importantes, de dirección más o menos análoga, es decir, NNO-SSE.

El más importante de los dos es el que separa el dominio del «Ollo de Sapo» del resto de los materiales situados más al O.

A escala regional es importante, pues, además de separar dominios de características geológicas diferentes, tiene un desarrollo total de unos 100 kilómetros.

Parece haber jugado en sentido senestro, afectando de un modo evidente a los granitos y granodioritas muy deformados. Estos quizá hubiesen aprovechado para su intrusión un accidente que posteriormente jugó durante la segunda fase de deformación hercínica de este modo.

El otro desgarre se sitúa afectando directamente a las rocas del complejo de Sobrado y poniéndolas en contacto con el ortoneis. Su funcionamiento es similar al anterior.

2.4.3 FALLAS NORMALES

Existen dentro de la Hoja numerosas fallas normales con direcciones que oscilan entre N 30° E y E-O y que afectan a todos los materiales de la Hoja.

Sus saltos en la vertical son difíciles de precisar, pero en cualquier caso pueden alcanzar valores, en las fallas de mayor transcendencia, de hasta 1.000 m. A veces estas fallas presentan una componente horizontal.

Paralelamente a las fallas se desarrollan localmente pliegues de tipo chevron suaves y estructuras de tipo kink-band.

La edad de estas fracturas denominadas tardihercínicas (PARGA, 1969) debe corresponder al Carbonífero más superior y Pérmico, aunque sin duda muchas de ellas han rejugado durante el ciclo posthercínico (probablemente Alpino), e incluso alguna en tiempos más recientes.

2.5 DEFORMACION EN LAS ROCAS IGNEAS

Por último hay que mencionar dentro de este capítulo a aquellas rocas antehercínicas o hercínicas que presentan una deformación importante, tales como el ortoneis de Mellid y las rocas graníticas s.l. muy deformadas.

2.5.1 ORTONEIS DE MELLID.

Tiene una edad, según las últimas dataciones (VAN CALSTEREN, 1977) de 409 ± 24 m.a., lo que le sitúa en el Silúrico. Por tanto, ha sufrido las deformaciones hercínicas.

La primera fase de deformación hercínica es la que produce la foliación que hoy presenta. Por tanto, ésta es concordante con la correspondiente en las rocas próximas, como los esquistos de Ordenes.

Esta foliación está claramente afectada por una fase posterior, pudiéndose observar en las charnelas de los pliegues de esta segunda fase microplegamientos de la foliación principal. Esta fase es la que da lugar a las macroestructuras que han sido representadas en la cartografía y que corresponden fundamentalmente a una antifirma (la misma que hace el complejo de Sobrado) y una sinforma al E de la anterior, que está subdividida en dos sinformas y una antifirma en medio. La sinforma principal se ve claramente afectada por el desgarré occidental, el cual curva su traza axial. La fase que origina estos pliegues lleva asociada una esquistosidad de crenulación, como ocurre en toda la cadena, la cual presenta direcciones próximas a la N-S y buzamientos verticales o subverticales.

2.5.2 GRANITOS S.L. MUY DEFORMADOS

Estos granitos merecen una mención especial, ya que presentan una deformación mucho más acusada que las rocas que pertenecen a su mismo grupo dentro de la Hoja.

Dentro de estos granitos se distinguen dos tipos; uno, la granodiorita precoz de la prolongación N del macizo de Chantada-Taboada, y otro, el granito de dos micas que corresponde al borde oriental del macizo de Espenuca. En Galicia occidental las granodioritas con megacrístales parecen cicatrizar grandes accidentes (YPMA, 1966; PARGA PONDAL, 1967; CAPDEVILA, 1969).

Se observa en ellas una deformación muy patente y siempre observable que disminuye de intensidad de E a O, y caracterizada por la aparición de dos tipos de superficies: una correspondiente al plano de cizalla con estrías de dirección principal NNO-SSE y verticales buzando progresivamente más hacia el O, y otra correspondiente a un plano de esquistosidad de dirección aproximadamente N-S y subvertical.

El contacto entre el granito de dos micas, muy deformado y poco deformado, señala el límite de desaparición de los planos de cizalla.

De acuerdo con las opiniones de otros autores (CAPDEVILA, 1969; MATTE, 1968) pensamos que el emplazamiento de estos granitos se realizó entre las dos fases principales de deformación hercínica. Por tanto, los planos de esquistosidad y de cizalla (contemporáneos) que estos granitos presentan han sido originados durante la fase 2.

No se observan pliegues de importancia cartográfica dentro de esta unidad.

2.6 FASES DE DEFORMACION PRINCIPALES

Con la intención de hacer una síntesis y a su vez correlación de las más importantes fases de deformación que han actuado en la región estudiada y que a su vez han sido las causas de las estructuras descritas en los apartados anteriores, a continuación describimos en orden cronológico de más antiguas a más modernas, las principales fases de deformación y sus principales características.

2.6.1 FASES DE DEFORMACION ANTEHERCINICA

- Probablemente de edad precámbrica.
- Afectan únicamente a los materiales de los complejos polimetamórficos.

- Dan lugar a pliegues al menos a escala de afloramiento, pero posiblemente también de mayores dimensiones. Estas estructuras han resultado imposibles de cartografiar, por lo que no se puede definir con gran exactitud sus características geométricas. Los trabajos holandeses más recientes (ARPS et al, 1977) hablan de 3 fases con planos axiales horizontales, la primera y la tercera de direcciones N-S y la segunda E-O. La falta de datos exactos dentro de la Hoja nos impide poder confirmar esta hipótesis.
- Asociadas a todas o al menos a alguna de estas fases se desarrolló una esquistosidad de flujo en las rocas afectadas (paraneises, rocas metabásicas y ultrabásicas), la cual localmente puede persistir en la actualidad, especialmente en las rocas básicas.

2.6.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACION HERCINICA

- Corresponde a la fase 1 de MATTE (1968).
- Afecta a la casi totalidad de las rocas de la Hoja.
- Da lugar a macroestructuras como algunos de los pliegues del dominio del «Olló de Sapo», de dirección NNO-SSE y vergencia al E. Los planos axiales de los pliegues se encuentran en la actualidad verticalizados debido a la segunda fase hercínica de deformación. Su posición original debía ser próxima a la horizontal (MATTE, 1968). Podría también pertenecer a esta fase el pliegue que da la posible figura de interferencia descrita en el apartado 2.2.3, que presenta hacia la parte central del complejo de Sobrado un extenso afloramiento de rocas metabásicas (ver corte II-II').
- Asociadas a las macroestructuras existen también micropliegues originados por esta fase.
- Origina una esquistosidad de flujo, en el dominio del «Olló de Sapo», en los esquistos de Ordenes y en las rocas de los complejos polimetamórficos. En el ortoneis da lugar a una marcada foliación.

La esquistosidad de esta fase de deformación es la más extendida dentro de la Hoja y normalmente es la superficie de referencia para la determinación de los pliegues de fases posteriores.

2.6.3 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION HERCINICA

- Corresponde a la fase 2 de MATTE (1968).
- Afecta con mayor o menor intensidad a todas las rocas de la Hoja.
- Sus macroestructuras son fundamentalmente: la antiforma más oriental del dominio del «Olló de Sapo» dentro de la Hoja, del cual sólo aflora su flanco normal, los pliegues que presentan los esquistos de Ordenes, la antiforma del complejo de Sobrado y los pliegues del ortoneis.

- La disposición de los pliegues de primera fase (con direcciones de N-S a N 30 E) al O del dominio del «Ollo de Sapo» están en relación genética con el funcionamiento de la zona de cizalla senestra delimitada por el desgarre que separan los granitos s.l. muy deformados del dominio del «Ollo de Sapo».
- Da lugar a una esquistosidad de crenulación en los materiales pelíticos, a un microplegamiento de la foliación en el ortoneis, y a los planos de esquistosidad y de cizalla en los granitos s.l. muy deformados.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La escasez de datos cronológicos exactos sobre las distintas unidades que componen la Hoja, en especial de las rocas de los complejos polimetamórficos y de su borde externo, así como de la serie de Ordenes, impide fijar con exactitud la edad de los acontecimientos que ocurrieron en la evolución geológica de la región, sobre todo antes de la orogenia hercínica.

Por esta razón, las hipótesis de los diferentes autores que han trabajado en la zona a veces difieren de un modo notable.

El esquema evolutivo que en este apartado se expone, trata de ser una síntesis de las opiniones de los trabajos anteriores, junto con los resultados obtenidos de este estudio.

3.1 CICLO ANTEHERCINICO

Bajo este nombre englobamos a aquellos procesos que actuaron antes de la orogenia hercínica. Es lógico pensar que, si no todos, una parte importante de ellos ocurrieron durante el Precámbrico. Con esto está de acuerdo la totalidad de los autores holandeses consultados (DEN TEX, 1966; ARPS et al, 1977; HUBREGTSE, 1973; KUIJPER, 1975; HAMEL, 1972; VAN OVERMEEREN, 1972; VAN RIESSEN, 1971).

Estos procesos podrían esquematizarse del siguiente modo:

1. En el geosinclinal precámbrico se deposita una secuencia sedimentaria, compuesta de grauwacas y arcosas (por los metamorfismos posteriores pasarían a ser los actuales paraneises). Intercaladas en ella se emplazarían diferentes coladas o sills de rocas de tipo basáltico de composición toleítica y alcalino-olivínica (actualmente rocas metabásicas) (HUBREGTSE, 1973). Las peridotitas (actualmente serpentinitas) del centro del complejo de Sobrado quizá intruyesen en esta secuencia o quizá representasen la parte basal de una suite ofiolítica precámbrica.

2. Metamorfismo de la subfacies (horblenda)-clinopiroxeno-granate-plagioclasa-feldespato K para las rocas intermedias de la facies granulita según KUIJPER (1975) o la de la fase granulita con distena según HUBREGTSE (1973).

A continuación o quizá a la vez que el metamorfismo anterior se produce una deformación importante, de características difíciles de conocer en la actualidad. Esta deformación daría lugar a una primera esquistosidad de flujo, que es la que aún se encuentra en las rocas de los complejos o al menos en una parte de ellos.

Según los autores holandeses, en vez de una sola deformación podrían haber actuado hasta cuatro fases de deformación diferenciables en el tiempo. Los datos que disponemos en este momento no permiten confirmar estas hipótesis, por lo que englobamos todas las posibles fases de deformación antehercínicas en una sola, sin perjuicio de que en el futuro ésta pudiese ser desdoblada en varias, como estos autores suponen.

3. Metamorfismo de la subfacies horblenda-clinopiroxeno-granate en las rocas máficas y granate-biotita-plagioclasa-feldespato potásico en las rocas intermedias, de la facies granulita, pero de menor presión que la facies anterior.

Esta fase de metamorfismo podía haber sido sincrónica con la deformación mencionada anteriormente. Si no sería posterior a ella.

4. Erosión de la cadena precámbrica hasta niveles profundos y a continuación deposición de una serie grauwáquica y arcillosa (esquistos de Ordenes) que podrían abarcar total o parcialmente del Precámbrico Superior al Ordovícico. Por similitud de facies con otras formaciones precámbricas de la Península Ibérica (complejo esquistos-grauwáquico, serie de Villalba, pizarras del Narcea y micaesquistos de Lagoa) esta formación podría ser atribuida al Precámbrico Superior, pero la falta de datos más concretos impide afirmarlo con seguridad.

Algunos autores holandeses sitúan la sedimentación de esta serie antes del desarrollo de las facies metamórficas citadas anteriormente (HUBREGTSE, 1973; KUIJPER, 1975), pero la falta de evidencias que muestren que estos sedimentos han sufrido metamorfismo de facies granulita, nos hace suponer que su deposición se realizó en épocas posteriores a éste.

Durante el Precámbrico Superior se depositaría la formación «Ollo de Sapo», formación vulcano-detritica que podría ser el equivalente lateral de los esquistos de Ordenes o encontrarse inmediatamente por debajo de éstos. No se conoce ningún punto en donde ambas formaciones entren en contacto, por lo que las relaciones cronoestratigráficas antes expuestas son únicamente una suposición más o menos probable.

5. En el dominio del «Ollo de Sapo» no se encuentran depósitos anteriores al Ordovícico Inferior, la falta de materiales cámbricos y probable-

mente del Precámbrico más superior, quizá sea debida a la orogenia Sárdica, que habría actuado en este momento, produciendo únicamente abombamientos y movimientos epirogénicos en la región que nos ocupa.

6. Deposición del Ordovícico Inferior consistente en areniscas y arcillas que culmina con la cuarcita armoricana. Después, la sedimentación continúa hasta el Devónico Superior-Carbonífero. En la Hoja no llegan a aflorar estos últimos sedimentos.

7. Intrusión de rocas graníticas y granodioríticas calcoalcalinas que posteriormente darán lugar al ortoneis de Mellid. Las últimas dataciones absolutas realizadas (VAN CALSTEREN, 1977) las asignan una edad de 409 ± 24 m.a. lo cual sitúa a estas rocas en el Silúrico. A pesar de la reorientación sufrida por el ortoneis durante la orogenia hercínica, la forma de intrusión parece aproximarse a la de un lacolito, que se hubiese emplazado en la discordancia entre los esquistos de Ordenes y los complejos polimetamórficos, aprovechando la diferencia de viscosidades entre ambas unidades.

8. Intrusión de una secuencia ofiolítica (HAMEL, 1972; HUBREGTSE, 1973) de edad probable Silúrico-Devónico, que posteriormente daría lugar a las rocas máficas y ultramáficas del borde externo de los complejos. Quizá asociada a esta intrusión, se emplazaría una serie de diques o sills máficos (doleritas) tanto en el ortoneis, como en los esquistos de Ordenes, e incluso en el complejo de Sobrado, que posteriormente, por el metamorfismo hercínico, pasarían a ser anfíbolitas.

3.2 CICLO HERCINICO

9. Comienza con una primera fase de deformación muy intensa, que da lugar a la creación de una esquistosidad de flujo, bien representada en los esquistos de Ordenes y en el dominio del «Olló de Sapo», y una marcada foliación en el ortoneis. También se observa esta esquistosidad, aunque no siempre, en las rocas de los complejos polimetamórficos, ya sea borrando a la anterior o plegándola, y en los de su borde externo. Esta fase lleva consigo la formación de pliegues apretados con vergencia al E y direcciones NNO-SSE al menos en el dominio del «Olló de Sapo», donde se identifican con claridad. En el resto de los dominios, no se han identificado con seguridad pliegues que correspondan a esta fase, aunque lógicamente deben de existir en ellos.

10. Simultáneamente a la primera fase deformación hercínica, comienza un metamorfismo que alcanza su máximo después de concluir esta fase de deformación (CAPDEVILA, 1969) y que alcanza la facies anfíbolita retro-

gradando las rocas que anteriormente habían sufrido los metamorfismos de facies granulita.

11. Intrusión de rocas graníticas (granito de dos micas) y granodioríticas (granodioritas precoces), así como de gabros dentro o en las proximidades del complejo de Sobrado.

12. Una segunda fase de deformación produce una esquistosidad de crenulación y pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical, que afectan a la práctica totalidad de las rocas de la Hoja. Esta deformación ha sido de tipo cizalla, al menos del dominio del «Olló de Sapo» (exclusive) hacia el O, reactivando un accidente antiguo como desgarre senestro y produciendo, además de los resultados antes mencionados, la intensa deformación que hoy presentan las rocas graníticas próximas a él (granito y granodiorita precoz muy deformados), los cuales seguramente habrían aprovechado para su intrusión este antiguo accidente.

13. Intrusión de la cuarzdiorita de Devesela, la cual representa el último acontecimiento intrusivo importante dentro de la Hoja. Parece evidente que es posterior a la segunda fase de deformación hercínica. Origina una aureola de metamorfismo en los esquistos de Ordenes.

14. Reactivación de antiguos accidentes y creación de otros nuevos que dan lugar a fallas de componente normal y a veces también de desgarre. Aprovechándolas se instalan diques de cuarzo y diabasa.

Se ha observado una esquistosidad de crenulación poco intensa que buza suavemente al E y de dirección aproximada N-S que da lugar a pliegues suaves. Quizá pudiese estar relacionada con las fracturas antes mencionadas. En cualquier caso es claramente posterior a las dos fases de deformación importantes.

3.3 CICLO POSTHERCINICO (PROBABLEMENTE ALPINO)

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después, corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por un juego de fallas verticales que aprovechan en su mayoría planos de fractura tardihercínicos.

Corresponde, pues, a una época de distensión caracterizada por el emplazamiento de filones doleríticos cicatrizando fracturas de dirección ENE-OSO, la formación de «grabens», que posteriormente serán rellenados por los sedimentos terciarios, y el reajuste de bloques deformando localmente los sedimentos modernos depositados sobre ellos.

Los estudios geomorfológicos de NONN desde 1958, y los palinológicos

de MEDUS (1965), en el borde SO, del macizo ibérico, han permitido reconstruir en buena medida la historia geológica durante el Terciario y el Cuaternario.

Los restos cíclicos más antiguos de Galicia parecen corresponder al nivel de cumbres de las «Sierras». Para NONN (1966), serían los elementos más importantes heredados del Secundario. Al final del Cretácico Superior o principio del Terciario, el suelo emergido se presentaría como una superficie poligénica, bajo un clima «caolinizante» francamente tropical. Diversos autores reconocen una orogenia pirenaica, presannoisiense o sávica que desnivela estas superficies poligénicas antiguas.

Durante el Terciario Inferior se desarrolla sobre la topografía preexistente una evolución cíclica del relieve, dando origen a las «penillanuras parciales». NONN (1966), sitúa el desarrollo de las más antiguas de estas superficies en el Sannoisiense o Stampiense. La más moderna sería fini-oligocena, edad que se ha podido precisar gracias a los depósitos conservados sobre ella en las cuencas de Roupas y Puentes de García Rodríguez.

Es durante el Mioceno cuando empieza una nueva etapa de sedimentación en la zona, rellenándose las cubetas tectónicas, anteriormente formadas por sedimentos de origen fluvial o fluvio-lacustre. A esta etapa corresponden los afloramientos terciarios de la Hoja.

Las fracturas de desgarre tardihercínicas de dirección ENE-OSO, parecen haber jugado en falla normal posteriormente a la construcción de la superficie fini-oligocena de NONN.

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogenéticos que dan origen a los conos de deyección antiguos y modernos, al coluvionamiento de laderas y a la construcción de terrazas. Una alternancia climática es evidente, frente a procesos de clima mediterráneo o semiárido, como los conos torrenciales, restos de suelos rojos sobre las terrazas y rubefacción de cantos de las mismas, se oponen otros procesos antiguos y modernos de clima más frío o periglacial (valles en cuna, planos o disímétricos, derrubios estratificados, laderas regularizadas, etc.).

4 PETROLOGIA

Se divide este capítulo en tres apartados, correspondientes a las rocas metamórficas, plutónicas y filonianas de la Hoja, respectivamente. Dentro del primer grupo se incluyen aquellas rocas tanto de origen ígneo como sedimentario, que han sufrido al menos una fase de metamorfismo, borrándose la primitiva textura.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Se pueden distinguir tres dominios claramente diferenciados:

- Dominio del «Ollo de Sapo».
- Dominio de los complejos polimetamórficos de Sobrado y Melid y de la Serie de Ordenes.
- Dominio del borde externo de los complejos polimetamórficos.

4.1.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Se destacan las siguientes formaciones:

4.1.1.1 Formación «Ollo de Sapo» (Pcζ, Pcw)

Esta formación comprende dos facies, según presenten o no megacrístales feldespáticos. Son el «Ollo de Sapo» de grano grueso y el «Ollo de Sapo» de grano fino, respectivamente.

— El «Ollo de Sapo» de grano grueso está constituido por megacrístales heredados de cuarzo y feldespatos en una matriz de grano fino formada por minerales micáceos de neoformación.

Se observa una esquistosidad definida fundamentalmente por la orientación de los minerales micáceos, que suponen un tanto por ciento destacado en la roca. Esta esquistosidad aparece algo replegada por una segunda fase de deformación. Los megacrístales están afectados, lógicamente, por la primera fase de deformación hercínica, presentando a menudo extinción ondulante.

La composición mineralógica de esta facies es: cuarzo, plagioclasa, moscovita, feldespato potásico, biotita y minerales accesorios (circón, opacos, apatito y turmalina).

— El «Ollo de Sapo» de grano fino está formado por una metagrauwaca feldespática (esquisto micáceo con clastos de cuarzo y feldespato), en la cual los cristales heredados provienen, al menos en parte, de la destrucción del «Ollo de Sapo» de grano grueso (R. CAPDEVILA, 1969).

Se aprecia una esquistosidad que viene marcada por la orientación de los minerales micáceos y el alargamiento del cuarzo y feldespato de neoformación. Esta esquistosidad aparece replegada por otra fase de deformación que, en algunos puntos, desarrolla una esquistosidad de flujo que enmascara a la anterior. Los clastos heredados presentan extinción ondulante y han sido afectados por la primera fase de deformación.

La composición mineralógica es: moscovita, cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico y minerales accesorios (opacos, apatito, clorita, turmalina, circón y leucoxeno).

El origen de la formación «Olla de Sapo», que parece estar más de acuerdo con la realidad, es el de suponer que ha existido una sedimentación de materiales de origen plutónico ácido (clastos y feldespatos) y volcánico ácido (clastos de cuarzo), que posteriormente han sido metamorfizados (R. CAPDEVILA, 1969).

4.1.1.2 Pizarras y esquistos grises (O_{1p}). Cuarcitas y areniscas (q)

Constituyen una serie de pizarras y esquistos en cuya base aparecen a menudo cuarcitas.

Estas cuarcitas son generalmente cuarcitas con micas, de textura granoblástica, en las que los minerales micáceos aparecen orientados marcando una esquistosidad que a veces se encuentra crenulada por otra posterior. En puntos cercanos al contacto con el macizo de Friol, se ha podido observar una moscovitización provocada por la presencia del plutón. Como minerales principales presentan: cuarzo (muy abundante), moscovita y biotita pasando a clorita. Como accesorios: opacos pasando a leucoxeno, materia carbonosa, circón, turmalina, óxido de hierro y apatito. Se ha encontrado sillimanita en alguna muestra aislada.

Dentro de las pizarras y esquistos grises, las primeras son pizarras moscovíticas con materia carbonosa y cloritoide. Presentan la siguiente mineralogía: moscovita, cuarzo, materia carbonosa, cloritoide y minerales accesorios (opacos, óxido de hierro y turmalina).

Los esquistos son esquistos micáceos con estauroлита, con una textura lepidoblástica porfiroblástica. Se pueden observar dos esquistosidades, en unas ocasiones una crenula a la otra, y en otras se desarrolla una esquistosidad de flujo con neoformación de minerales, quedando casi enmascarada la esquistosidad primaria. En algunos puntos aparece otra esquistosidad posterior a las anteriores que se pone de manifiesto por la presencia de pliegues tipo chevron, sin cristalización de nuevos minerales. Los porfiroblastos de estauroлита son pre y sintectónicos con la esquistosidad primaria, mientras que los de cloritoide son sin y postectónicos. En ocasiones se observan porfiroblastos de clorita posteriores a ambas esquistosidades.

La asociación más corriente es: moscovita, cuarzo, biotita, estauroлита y minerales accesorios (opacos, materia carbonosa, óxido de hierro, clorita posterior, turmalina y circón). En las muestras en que aparece cloritoide no existe biotita.

4.1.1.3 Cuarcitas y areniscas (O_{1q})

Proceden del metamorfismo de ortocuarcitas, presentando una textura granoblástica, y pudiéndose marcar una foliación debido a la orientación de pequeñas laminillas de moscovita, y en ocasiones al alargamiento de los

cristales de cuarzo. Como minerales principales sólo llevan cuarzo, y como accesorios: moscovita, opacos, óxido de hierro, turmalina y circón.

4.1.1.4 Facies de metamorfismo en el dominio del «Ollo de Sapo»

El metamorfismo en el dominio del «Ollo de Sapo», dentro de la Hoja de Sobrado (06-06), es un metamorfismo regional de tipo intermedio de baja presión (A. MIYASHIRO, 1961) y corresponde a la suite A (a excepción de un área pequeña que pertenece a la B), que es de las tres suites definidas por R. CAPDEVILA (1969) la que presenta un mayor grado geotérmico y más baja presión. La suite B se localiza a las estructuras. El metamorfismo corresponde también al grado medio de H. WINKLER (1974).

En el ámbito de la Hoja únicamente aparece representada la isograda de la estaurilita (figura núm. 1).

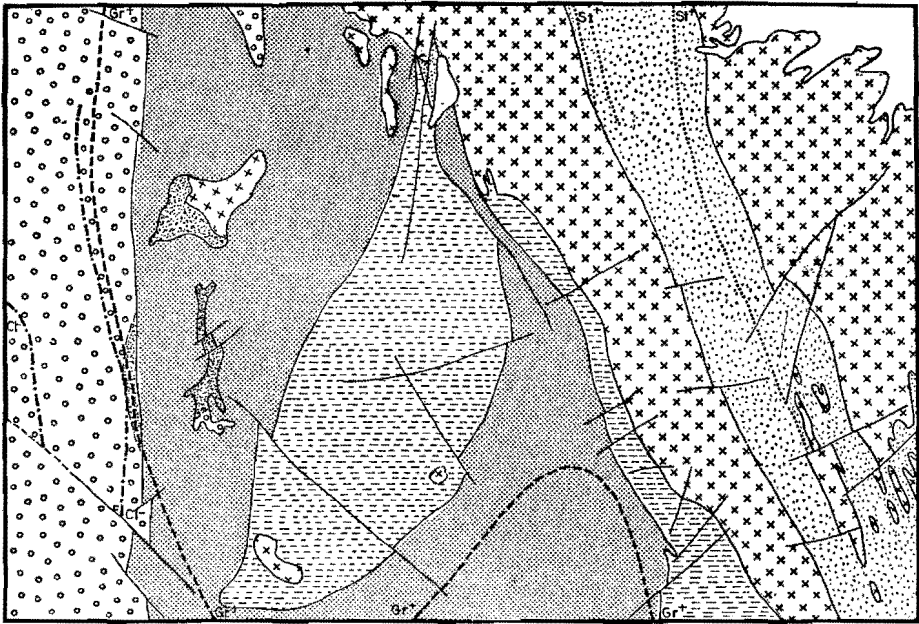
Por el crecimiento de porfiroblastos en relación con las esquistosidades, especialmente de estaurilita, cloritoide y clorita, anteriormente apuntado, se deduce la existencia de un retrometamorfismo a lo largo del proceso metamórfico que llegaría a las condiciones de la facies de los esquistos verdes. En algunos puntos la moscovita y la biotita se han formado sintectónicamente con la esquistosidad primaria, y posteriormente han vuelto a cristalizar para dar una segunda esquistosidad de flujo. Estas afirmaciones parecen estar de acuerdo con los estudios realizados por P. MATTE (1968) y R. CAPDEVILA (1969).

4.1.2 DOMINIO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS DE SOBRADO Y MELLID Y DE LA SERIE DE ORDENES

El complejo polimetamórfico de Sobrado pertenece al gran complejo de Ordenes, en el cual se encuentran también los complejos polimetamórficos de Santiago de Compostela, estudiado por A. VAN ZUUREN (1969), y de Mellid, estudiado por P. MAASKANT (1970) y J. HUBREGTSE (1973). E. D. VAN RIESSEN (1971), G. HAMEL (1972), R. A. VAN OVERMEEREN (1972) y R. P. KUIJPER (1975), han realizado trabajos en el área del complejo de Sobrado. Estos complejos presentan similitudes entre sí, así como también con los complejos del Cabo de Ortegal, en el cual han trabajado D. E. VOGEL (1967), J. P. ENGELS (1972), y DEN TEX, ENGELS & VOGEL (1972), y de Morais y Braganza, NE de Portugal, estudiado por V. P. FERREIRA (1965), P. M. ANTHONIOZ (1969, 1970) y A. RIBEIRO (1974).

4.1.2.1 Peridotitas serpentizadas ($M\sigma\sigma(\Sigma)_1$)

Aparecen en el núcleo del complejo polimetamórfico. El proceso de serpentización es bastante avanzado, pero todavía se puede observar en



ESCALA 1:200,000

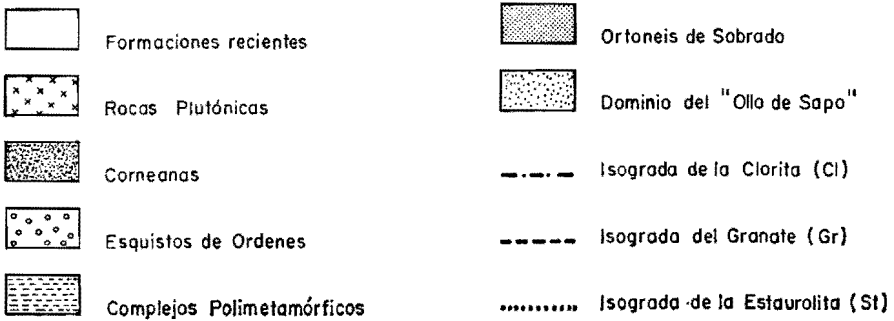


Figura núm. 1

muchas muestras relictos de olivino y piroxeno, lo que permite suponer por sus respectivas proporciones que la roca original sería una lherzolita o una wehrilita.

En las rocas más frescas la mineralogía es la siguiente: olivino pasando a antigorita, dialaga, ortopiroxeno pasando a antigorita, y como accesorios: anfíbol secundario, opacos, talco y carbonato, ambos secundarios. En las más alteradas, como minerales principales se presentan la antigorita y el crisotilo, y como accesorios, minerales opacos y en alguna ocasión relictos de clinopiroxeno.

A menudo muestran una textura orientada o bandeada.

En el contacto con las granulitas se pueden observar talcoesquistos. Son rocas formadas casi en su totalidad por talco, teniendo como minerales accesorios: clorita secundaria y minerales opacos.

4.1.2.2 Rocas metabásicas (I)

Dentro de las rocas metabásicas de la Hoja se pueden distinguir dos grupos:

- Rocas en facies granulita.
- Rocas en facies anfíbolita.

Rocas en facies granulita

Son rocas máficas de origen ígneo que conservan asociaciones mineralógicas características de la facies granulita. Se pueden diferenciar según su textura dos tipos: granofels y granulitas s.s.

Los granofels son rocas de textura granoblástica que en unas ocasiones conservan frescos sus minerales primarios y en otras se muestran afectados por retrometamorfismo. Sus minerales son: granate, clinopiroxeno (ambos en proporción destacada), plagioclasa (An_{25-40}) (unas veces maclada, otras no) pargasita y cuarzo (en algunas ocasiones muy escaso). Como minerales accesorios, llevan: esfena y opacos. Asimismo se observan numerosos minerales de retrometamorfismo, como: horblenda, clorita, clinozoisita, epidota, tremolita, actinolita, sericita, saussurita y carbonatos. Estas rocas corresponderían al «tipo granofélsico» descrito por J. HUBREGTSE (1973) para el complejo de Mellid.

Las granulitas s.s. son similares a los granofels desde el punto de vista mineralógico, su diferencia estriba únicamente en el tipo de textura. Esta es granoblástica, bandeada a veces, con una foliación más o menos marcada, definida por el alargamiento de algunos minerales que han recristalizado. Estas rocas se pueden comparar con las del «tipo granoblástico» de J. HUBREGTSE (1973), definido en el área de Mellid. En algunos puntos se observan granulitas con una clara textura milonítica o blastomilonítica, que coincidirían con el «tipo blastomilonítico I» de J. HUBREGTSE (1973).

En estas rocas (granofels y granulitas s.s.) es donde se hace más patente la existencia de tres fases de metamorfismo (M_1 , M_2 y M_3) descri-

tas anteriormente por A. VAN ZUUREN (1969), G. HAMEL (1972), J. HUBREGTSE (1973), R. P. KUIJPER (1973) y otros. Algunos de estos autores distinguen una cuarta fase de metamorfismo.

Durante M_1 presentan la paragénesis más antigua: granate, clinopiroxeno rico en jadeita, plagioclasa, cuarzo, rutilo, epidota, horblenda y titanita, la cual era estable durante esta fase. Corresponde a la facies granulita, subfacies clinopiroxeno-almantino (D. de WAARD, 1965).

Durante M_2 la paragénesis granate-clinopiroxeno-plagioclasa se vuelve inestable. El clinopiroxeno, por aumento de la P_{H_2O} , se altera a pargasita. La paragénesis establece en esta fase es: granate, \pm clinopiroxeno, pargasita, epidota, rutilo, plagioclasa y cuarzo. Es típica de la facies granulita, subfacies horblenda-clinopiroxeno-almantino.

La paragénesis estable en M_2 se hace inestable en M_3 y es parcialmente sustituida por: granate, horblenda común, plagioclasa, titanita y epidota. Se forman bordes kelifíticos de anfíbol y plagioclasa alrededor del granate. El clinopiroxeno es sustituido por simplectitas de anfíbol y plagioclasa. La pargasita es sustituida por horblenda común. Aparece biotita. Se forman coronas de titanita alrededor de rutilo. Todos estos procesos indican que el retrometamorfismo ha llegado a las condiciones de la facies anfíbolita.

Durante la fase M_3 existen zonas donde se alcanzan por retrometamorfismo las condiciones de la facies de los esquistos verdes de alto grado. Los antiguos minerales comienzan a ser sustituidos por actinolita, horblenda común, clorita, epidota, clinozoisita, plagioclasa y cuarzo. Para algunos autores holandeses este retrometamorfismo supondría una cuarta fase (M_4).

Rocas en facies anfíbolita

Son rocas metabásicas en facies anfíbolita, siendo muy posible que se hayan formado por retrometamorfismo de las granulitas s.s. y granofels, pues se encuentran anfíbolitas con relictos de clinopiroxeno y rasgos texturales que indican una transición de unas a otras. En las anfíbolitas los efectos de la fase M_3 habrían borrado casi totalmente los de las fases anteriores. Este grupo de rocas puede compararse con el «tipo blastomilonítico II» de J. HUBREGTSE (1973). Se destacan dos tipos de rocas diferenciados: anfíbolitas comunes y anfíbolitas con granate.

Las anfíbolitas comunes suelen estar caracterizadas por una textura lepidoblástica con cristales tabulares de horblenda orientados, marcando una foliación. A menudo muestran una importante deformación, trituración o milonización, con recristalización de minerales, especialmente del cuarzo, que lo hace en forma de mosaico. En ocasiones se observan dos generaciones de horblenda, formando la primera porfiroblastos y siendo parte de la matriz la segunda. En numerosas ocasiones el anfíbol ocupa la mayor

parte de la roca, situándose el cuarzo y la plagioclasa en los intersticios. La paragénesis más corriente es: hornblenda común, cuarzo, plagioclasa (An₂₅₋₂₈) y minerales accesorios (opacos, rutilo, esfena, epidota, granate, circón, clinopiroxeno (no frecuente), zoisita); como productos de retrometamorfismo: clorita, sericita y saussurita.

Las anfibolitas con granate presentan la misma mineralogía, con la única diferencia de que el granate ha pasado a ser mineral principal. La textura es también similar, aunque es siempre porfiroblástica, presentándose el granate en forma de porfiroblastos redondeados.

4.1.2.3 Paraneises (PCξ)

Al igual que con las rocas metabásicas se pueden diferenciar aquí dos grupos:

- Rocas en facies granulita.
- Rocas en facies anfibolita.

Rocas en facies granulita

Son rocas leucocratas de origen sedimentario, que por sus características se las denomina aquí como leptinitas en su mayor parte, aunque también existen neíses. Muestran una textura típica en cintas, bandeada, debida a una fuerte milonitización y deformación plástica seguida de una recristalización. Son de grano fino a medio.

Su mineralogía es la siguiente: cuarzo, granate, plagioclasa, distena (no siempre presente) y minerales accesorios (opacos, rutilo, feldespato potásico, apatito, circón, biotita y esfena). Como minerales de retrometamorfismo: clorita, moscovita, sericita, saussurita y epidota. El cuarzo a menudo presenta extinción ondulante, también puede haber recristalizado. La plagioclasa aparece más o menos alterada, en ocasiones maclada. El granate suele ir en forma de porfiroblastos generalmente redondeados y alterados, alguna vez idiomorfos. La distena es tabular, pudiéndose alterar totalmente a moscovita.

Estas rocas han sufrido las mismas fases de metamorfismo que las rocas metabásicas acompañantes, pero aquí la evolución no se aprecia tan claramente debido a la mayor uniformidad mineralógica.

Rocas en facies anfibolita

Son rocas que por retrometamorfismo de las anteriores se presentan en facies anfibolita.

Son en su mayoría neíses biotíticos con granate, en los que la proporción de éste puede variar. Su textura es neísica con o sin porfiroblastos,

en ocasiones blastomilonítica. La paragénesis más común es: plagioclasa (An_{15-20}), cuarzo, biotita, granate y minerales accesorios (moscovita, circón, apatito, opacos); como minerales de retrometamorfismo: clorita, saussurita y sericita.

La biotita muestra pequeños cristales tabulares orientados. El granate forma porfiroblastos sintectónicos, que en ocasiones se están transformando en clorita. La plagioclasa se presenta frecuentemente maclada.

4.1.2.4 Esquistos de Ordenes (PC-CA)

Están constituidos por un conjunto de rocas metamórficas, como son: esquistos micáceos, filitas, pizarras sericíticas, semiesquistos y corneanas, destacando fundamentalmente los primeros.

Son rocas con una esquistosidad de flujo, definida especialmente por la orientación de los minerales micáceos, que a menudo aparece replegada por una esquistosidad de crenulación.

La paragénesis común de los esquistos micáceos es: moscovita, cuarzo, biotita, granate pasando a clorita y minerales accesorios (plagioclasa, opacos, turmalina, circón, clorita, apatito). Es la asociación de más alto metamorfismo de esta formación encontrada en la Hoja. Las micas muestran cristales tabulares, bien orientados, marcando la esquistosidad. El granate, que no es abundante, se presenta en forma de porfiroblastos.

Los siguientes tipos de rocas se encuentran en proporción inferior dentro de la formación.

Filitas

Su mineralogía es: sericita, cuarzo y minerales accesorios (clorita, plagioclasa, biotita, opacos, turmalina, circón y apatito).

Pizarras sericíticas

Llevan la siguiente asociación mineral: sericita, cuarzo, clorita y minerales accesorios (óxidos de hierro, materia carbonosa, opacos pasando a leucoxeno y circón).

Semiesquistos

Presentan la paragénesis: plagioclasa, moscovita, cuarzo, clorita y minerales accesorios (biotita, opacos pasando a leucoxeno, circón, turmalina y apatito).

Corneanas

En el contacto con la cuarzodiorita de Devesela existen esquistos que han visto borrada en parte su textura original por la neoformación de

minerales, pero que todavía conservan su esquistosidad. Otros la han perdido por completo, mostrando la típica textura de corneana. Se observa la formación de porfiroblastos de moscovita y biotita (éstos poikilíticos) sin ninguna orientación. El cuarzo y la plagioclasa también han recrystalizado para dar una textura granoblástica. La paragénesis más frecuente es: cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa (pasando a sericita y saussurita) y minerales accesorios (granate transformado en clorita, opacos, apatito, circón y turmalina).

4.1.2.5 Facies de metamorfismo en el dominio de los complejos polimetamórficos de Sobrado y Mellid y de la serie de Ordenes

Como se ha apuntado en anteriores apartados, las rocas que forman los complejos polimetamórficos de Sobrado y Mellid han estado sometidas a tres fases de metamorfismo M_1 , M_2 y M_3 . De éstas M_1 y M_2 son prehercínicas, mientras que M_3 es hercínica. Estas fases son de retrometamorfismo, siendo la primera la de más alto grado y la última la de más bajo grado. En las rocas máficas es donde más claramente se pueden diferenciar los estados metamórficos con sus correspondientes cambios mineralógicos que han sido ya descritos.

Las rocas ultramáficas han estado sometidas también al metamorfismo, pero su serpentización podría ser debida más bien al ascenso de fluidos por zonas de fractura formadas durante la orogenia hercínica que al metamorfismo propiamente dicho.

Las condiciones que existían durante M_1 son las de la facies granulita, subfacies clinopiroxeno-almandino. En M_2 las de la facies granulita, subfacies almandino-clinopiroxeno-horblenda, y durante M_3 las condiciones reinantes fueron las de la facies anfibolita o de esquistos verdes según la zona.

Los esquistos de Ordenes únicamente fueron afectados en esta región por la fase hercínica M_3 . En M_3 las condiciones de más alto grado de metamorfismo fueron las de la facies anfibolita, alcanzándose la zona del granate (figura núm. 1). No se ha encontrado sillimanita y cordierita, citadas por E. D. VAN RIESEN (1971). En los esquistos de Ordenes se observan claramente dos esquistosidades, una de flujo y otra posterior de crenulación, que no lleva consigo la formación de nuevos minerales.

4.1.3 DOMINIO DEL BORDE EXTERNO DE LOS COMPLEJOS POLIMETAMORFICOS

4.1.3.1 Peridotitas serpentizadas ($M_{\sigma_0}(\Sigma)_2$)

En esta banda de peridotitas la serpentización ha sido mucho más intensa que la sufrida por las peridotitas del complejo polimetamórfico.

Únicamente se puede ver algún cristal relicto aislado y sombras de minerales, el resto son minerales secundarios. Se observa una orientación más o menos marcada.

Están formadas en su mayor parte por antigorita, y como minerales accesorios presentan: crisotilo, opacos, talco, bastita y clorita.

4.1.3.2 **Metagabros (M θ)**

Los primitivos gabros han transformado su textura y su mineralogía a causa del metamorfismo sufrido. Así, se han transformado en anfibolitas con textura flaser de grano grueso. Presentan la siguiente mineralogía: horblenda y plagioclasa (pasando a sericita, saussurita y clinozoisita) como minerales principales, y opacos, esfena y rutilo como minerales accesorios.

4.1.3.3 **Anfibolitas y esquistos anfibólicos (ξA_1)**

Son rocas máficas de origen ígneo que han estado sometidas al metamorfismo hercínico. Se pueden distinguir tres tipos:

Anfibolitas

Son rocas con alto contenido en horblenda común que muestra cristales tabulares bien desarrollados, generalmente bien orientados, dando lugar a una textura lepidoblástica. El cuarzo y la plagioclasa presentan un tamaño de grano fino, rellenando los intersticios entre los cristales de horblenda. Están afectadas por una esquistosidad primaria crenulada a su vez por otra esquistosidad. La paragénesis mineral es: horblenda común, cuarzo, plagioclasa y minerales accesorios (esfena, opacos y rutilo).

Esquistos anfibólicos

Son rocas del mismo origen que las anteriores, con planos de esquistosidad bien definidos por la orientación de los cristales tabulares de horblenda. La proporción de cuarzo y plagioclasa es aquí superior a en las anfibolitas. La esquistosidad de flujo aparece afectada por una esquistosidad de crenulación. Mineralogía: horblenda común, cuarzo, plagioclasa pasando a sericita y saussurita y minerales accesorios (opacos, esfena y rutilo).

Anfibolitas con epidota

Son anfibolitas en las cuales la epidota representa una proporción apreciable. Muestran textura lepidoblástica, con planos de esquistosidad bien definidos que aparecen replegados por otra esquistosidad posterior. La asociación mineral más frecuente es: horblenda común, plagioclasa, epidota, zoisita y minerales accesorios (cuarzo y esfena).

4.1.3.4 Facies de metamorfismo en el dominio del borde externo de los complejos polimetamórficos

Las peridotitas, metagabros y anfibolitas que constituyen el borde externo de los complejos polimetamórficos han sufrido el metamorfismo hercínico M_3 que corresponde a la facies anfibolita o de los esquistos verdes. La serpentización de las peridotitas parece ser debido más bien al efecto de fluidos introducidos por zonas de fracturas producidas durante la orogénia hercínica que al proceso metamórfico.

4.2 ROCAS PLUTONICAS

Dentro de este apartado se agrupan aquellas rocas cuyo origen ígneo es manifiesto, hayan estado o no afectadas por el metamorfismo regional. Se diferencian tres grandes grupos:

- Rocas graníticas hercínicas.
- Rocas máficas.
- Rocas graníticas antehercínicas.

4.2.1 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

4.2.1.1 Granodiorita precoz muy deformada $\left(\begin{smallmatrix} d \\ x \end{smallmatrix} \gamma \gamma^2 \right)$

Está localizada en una banda de extensión destacada situada en el centro oriental de la Hoja y con una dirección NNO-SSE. Aparece en zonas llanas, sin dar relieves. Su tamaño de grano es medio-grueso con megacristales y muestra un color con un tono algo más oscuro que el del granito muy deformado.

El granito de dos micas muy deformado intruye en esta granodiorita precoz por la parte occidental del macizo. El contacto con el anticlinorio del «Olo de Sapo», con el cual limita a E, lo constituye un importante desgarre.

La facies común está constituida por granitos con megacristales que presentan una textura milonítica. Son los granitos con megacristales de E. D. VAN RIESSEN (1971) o los granitos de la serie calcoalcalina de R. P. KUIJPER (1975) descritos para esta zona. La deformación ha sido muy intensa y muestra una clara foliación que viene marcada por la orientación de los minerales micáceos, así como por el estiramiento de los minerales leucocratos. Por tanto, pueden ser considerados también como neises graníticos (SPRY, 1969).

Están formados por: cuarzo, plagioclasa (An_{25-28}) algo alterada a sericita y saussurita, microclina, biotita escasamente alterada a clorita, moscovita y

minerales accesorios (apatito, circón, opacos alterándose a leucoxeno). La media de los análisis modales realizados da el siguiente resultado:

cuarzo	30 %
feldespato potásico	20,5 %
plagioclasa	26 %
biotita	15,5 %
moscovita	6,5 %
accesorios	1,5 %

La microclina aparece a menudo maclada, pertitzada en ocasiones, puede encontrarse en la matriz o en forma de megacrístales y en este caso aparecen rodeados de mirmequitas. El cuarzo muestra extinción ondulante, estando en gran parte recristalizado en forma de mosaico estirado. La plagioclasa puede formar megacrístales hipidiomorfos, pero son menos frecuentes que los de microclina. Suele estar maclada. Las micas presentan cristales tabulares orientados.

La mineralogía de las rocas de este macizo es similar a la de las del macizo de Guitiriz que se describe a continuación, diferenciándose únicamente en el grado de deformación. Se supone que ambos macizos pertenecen al mismo magma e intruyeron aproximadamente al mismo tiempo.

4.2.1.2 Granodiorita precoz. Macizo de Guitiriz (b_{177}^2)

Está situada en el extremo NE de la Hoja. Da buenos afloramientos en bolos, que la diferencia macroscópicamente del granito de dos micas del macizo de Friol. Ocupa zonas de relieve. Presenta un tamaño de grano medio-grueso, con megacrístales y colores claros, aunque de tono más oscuro que los del granito de dos micas.

Aparece recubierta al NE por los sedimentos terciarios y cuaternarios de la cuenca del río Ladroil. Muestra una ligera deformación, no siempre manifiesta.

La facies común son granitos con megacrístales, que corresponden a las granodioritas con megacrístales de la serie calcoalcalina de R. CAPDEVILA (1969) y R. CAPDEVILA y P. FLOOR (1970), y que fueron clasificadas en el macizo que nos ocupa como granodioritas s.l. Muestran una textura granuda alotriomorfa de grano medio-grueso.

Mineralógicamente están formados por plagioclasa (An_{20-30}) algo alterada a sericita y saussurita, microclina, cuarzo, biotita, moscovita y accesorios

(apatito, circón, rutilo, opacos). La media de los análisis modales realizados da los siguientes resultados:

cuarzo	25 %
feldespato potásico	27,5 %
plagioclasa	31 %
biotita	9 %
moscovita	6 %
accesorios	1,5 %

El cuarzo y los feldespatos suelen ser alotriomorfos, a excepción de los megacristales de feldespato que tienen tendencia al idiomorfismo. La microclina y plagioclasa se presentan macladas, aquélla puede ser pertítica y ésta a menudo forma crecimientos mirmequíticos con el cuarzo. La moscovita y la biotita son tabulares, pudiendo ésta presentar un tono rojizo.

El magma inicial debió ser pobre en volátiles, pues estos granitos no van acompañados de un cortejo filoniano, a diferencia de los de la serie alcalina. Se piensa que su formación tuvo lugar en condiciones de más alta P y T que los de la dicha serie alcalina (R. CAPDEVILA, 1969).

Son posteriores a la primera fase de deformación hercínica y anteriores a la segunda. Con respecto al paroxismo del metamorfismo regional son inmediatamente posteriores, e intruyeron con anterioridad a los granitos de dos micas. R. CAPDEVILA e Y. VIALETTE (1965) han datado al conjunto de las granodioritas precoces en 303 ± 26 m.a. y concretamente para el macizo de Puebla de Parga (Guitiriz) han dado una edad de 308 ± 16 m.a.

4.2.1.3 Granito de dos micas muy deformado ($\begin{smallmatrix} d \\ \gamma \end{smallmatrix}$)

Está situado en una banda en el centro superior de la Hoja con una dirección NNO-SSE. Aparece en zonas llanas, sin dar relieves, con afloramientos aislados irregulares. Su tamaño de grano es medio-grueso y el color gris claro o blanquecino.

Son intrusivos en los complejos metamórficos circundantes y en la granodiorita precoz muy deformada, englobando enclaves de la misma de dimensiones importantes.

Muestra una marcada deformación con una orientación predominante NNO-SSE, apreciable en todos sus afloramientos. Corresponde al borde oriental del granito de dos micas del macizo de Espenuca.

Este macizo está constituido por leucogranitos alcalinos con textura milonítica. Son los granitos de dos micas de E. D. VAN RIESSEN (1971) o los granitos de la serie alcalina de R. P. KUIJPER (1975), estudiados en el área del presente trabajo. Muestran una marcada foliación, definida por la orientación de la moscovita y por el alargamiento de los minerales leu-

cocratos. También podrían ser denominados como neises graníticos (SPRY, 1969).

Desde el punto de vista mineralógico están formados por: microclina, cuarzo, plagioclasa (An₈₋₁₃) algo alterada a sericita, moscovita y minerales accesorios (biotita verdosa, circón, apatito, opacos pasando a leucoxeno, óxidos de hierro, turmalina —solo ocasionalmente—). El resultado de los análisis modales efectuados es el siguiente:

cuarzo	32 %
feldespato potásico	33 %
plagioclasa (albita-oligoclasa)	22,5 %
biotita	1,5 %
moscovita	10,5 %
accesorios	0,5 %

El cuarzo ha sido muy removilizado y recristalizado en parte, para dar lugar a la formación de un mosaico alargado; si no ha sido recristalizado muestra extinción ondulante. También los feldespatos pueden tener extinción ondulante. Es muy rara la presencia de mirmequitas o pertitas. La presencia de minerales máficos es muy escasa.

La mineralogía de estos granitos es muy similar a la de los granitos del macizo de Friol, estribando su diferencia en el grado de deformación. Se supone que ambos macizos provienen del mismo magma e instruyeron aproximadamente en el mismo período de tiempo.

4.2.1.4 Granito de dos micas débilmente deformado. Macizo de Friol (^dT_{mb})

El granito de dos micas débilmente deformado se localiza fundamentalmente al NE de la Hoja, en el macizo de Friol, y con mucha menor extensión al N en el macizo de Espenuca. Da afloramientos en bloques o irregulares, con relieves importantes. Es de grano fino-medio y color blanquecino o gris claro.

Intruyen en los sedimentos del anticlinorio del «Ollo de Sapo» y en la granodiorita precoz (macizo de Gultiriz). Hacia el sur de la Hoja aparece una serie de pequeños afloramientos con direcciones paralelas a las estructuras del anticlinorio del «Ollo de Sapo», intruyendo en sus sedimentos y afectándolos. Estos afloramientos son de extensión variable, que va desde varios metros hasta varios kilómetros. Se piensa que es el mismo granito de Friol, pero con mayor deformación.

Este macizo está formado por leucogranitos alcalinos con textura granada alotriomorfa de grano medio. Son las leucogranodioritas de la serie alcalina de R. CAPDEVILA (1969) y R. CAPDEVILA y P. FLOOR (1970).

La facies común está formada por plagioclasa (An₈₋₁₅) algo alterada a sericita, cuarzo, microclina, moscovita y minerales accesorios (biotita, apa-

tito, circón). La media de los análisis modales realizados da los siguientes resultados:

cuarzo	27 %
feldespato potásico	19 %
plagioclasa (albita-oligoclasa)	37 %
biotita	0,5 %
moscovita	16 %
accesorios	0,5 %

El cuarzo muestra a menudo extinción ondulante, es alotriomorfo, como lo son también los feldespatos, excepto en algunas ocasiones en que la plagioclasa aparece con cristales idiomorfos. La presencia de minerales máficos es muy escasa. Raramente se observan mirmequitas o pertitas.

Estos granitos van acompañados de un cortejo filoniano constituido por pegmatitas, ap litas, zonas de turmalinización, zonas de greisenización, etc...

El macizo de Friol, junto con el de Sarria, son los menos ácidos de los granitos de la serie alcalina en Galicia (R. CAPDEVILA, 1969).

Estos granitos son posteriores a la primera fase de deformación hercínica y al paroxismo del metamorfismo regional hercínico, y ligeramente anteriores o contemporáneos a la segunda fase de deformación. R. CAPDEVILA e Y. VIALETTE (1965) han datado al conjunto de los granitos de dos micas en 295-290 m.a. y específicamente para el macizo de Friol han dado una edad de 193 ± 29 m.a.

4.2.1.5 Granitoide migmatítico de Devesela ($\tau\gamma^2$)

Está localizado al O de la Hoja, siendo su extensión mayor de la que aflora, como se deduce por el metamorfismo de contacto en los esquistos de Ordenes y la presencia de pequeños afloramientos hacia el SO de la Hoja. Aparece en bolos que pueden alcanzar hasta unos 20 metros. Su tamaño de grano es medio-grueso y el color de tonos cremas.

Intruye en el ortoneis y en los esquistos de Ordenes, dando lugar a la formación de corneanas. No existe deformación en ella.

La facies común está formada por cuarzodioritas, con una textura granuda alotriomorfa de grano medio. Existe una facies de borde con un tamaño de grano fino y con un grado de trituración apreciable. Estas rocas son las granodioritas de Devesela y cuarzodioritas de Bocelo de E. D. VAN RIESSEN (1971), y se las supone el mismo magma original que formó las granodioritas tardías de la serie calcoalcalina de R. CAPDEVILA (1969) y R. CAPDEVILA y P. FLOOR (1970). Según la clasificación dada por la I.U.G.S. (1973) estas rocas serían denominadas tonalitas.

Son rocas formadas por plagioclasa (An_{26-28}), cuarzo y biotita como minerales principales. Como minerales accesorios llevan: granate bastante

alterado, opacos, moscovita, feldespato potásico (no siempre), circón y apatito. A continuación se indica la media de los análisis modales efectuados:

cuarzo	23,5 %
feldespato potásico	0,5 %
plagioclasa	55 %
biotita	16 %
moscovita	0,5 %
accesorios	4,5 %

La plagioclasa puede formar dos generaciones: una temprana, en la cual los cristales son idiomorfos bien desarrollados y muy alterados a saussurita, y otra tardía, en la que los cristales presentan menor tamaño, son alotriomorfos y no están alterados. El cuarzo es alotriomorfo, estando parcialmente recrystalizado en la facies de borde. La biotita aparece bajo formas tabulares.

Se observa la formación de una aureola de contacto en los esquistos de Ordenes, que ya ha sido descrita en el apartado correspondiente.

Estas cuarzodioritas son posteriores al metamorfismo hercínico y a las principales deformaciones. Se las atribuye la misma edad (260 m.a. de media) que la dada por R. CAPDEVILA e Y. VIALETTE (1965) para las granodioritas tardías.

4.2.2 ROCAS MAFICAS

Como rocas máficas hercínicas únicamente se ha distinguido el grupo de gabros.

4.2.2.1 Gabros $\left(\begin{smallmatrix} b \\ c \theta \end{smallmatrix} \right)$

Están localizados al sur de la Hoja, en el complejo de Sobrado y al norte en el ortoneis. Dan afloramientos importantes, siempre destacados, en bloques, bolos o formas irregulares. Su color es verde oscuro y el tamaño de grano medio-grueso o grueso.

Intruyen en todas las rocas que les rodean, tanto en las del complejo de Sobrado como en el ortoneis. Aparecen en general deformados, aunque generalmente con poca intensidad.

Se pueden distinguir varios tipos: gabros de olivino, metagabros, coronitas y dioritas.

Gabros de olivino

Son los stocks de Sobrado y Corredoiras. Son los que presentan menos alteración, muestran una textura subofítica y contienen olivino a diferencia

de los restantes tipos de gabros. Están formados por: plagioclasa (An_{56-66}), dialaga, olivino, horblenda pargasítica, ortopiroxeno y minerales accesorios (horblenda común, opacos, clorita, epidota). Se forman coronas de reacción alrededor del olivino, constituidas por anillos envolventes de dentro hacia fuera de ortopiroxeno, pargasita y horblenda común, o en otras ocasiones de dialaga y horblenda común. El clinopiroxeno (dialaga) muestra a menudo estructuras «schiller». La plagioclasa aparece maclada según las leyes de la albita y Carlsbad.

Metagabros

Son gabros sin olivino que han sufrido transformación a causa del metamorfismo. Se localizan tanto al sur como al norte de la Hoja. Su textura es subofítica. Están formados por: plagioclasa (An_{45-65}) y dialaga, pasando a horblenda común, como minerales principales; como minerales accesorios se encuentra: pargasita, opacos, esfena, biotita y actinolita, estos últimos como productos de metamorfismo. La plagioclasa aparece en cristales hipidiomorfos y maclados. El clinopiroxeno muestra coronas de horblenda común o de pargasita, también forma simplectitas con la plagioclasa y a menudo se observan en sus cristales estructuras «schiller».

Coronitas

Se caracterizan sobre todo por su textura típica y por la presencia de granate. Se encuentran en puntos dispersos hacia el sur de la Hoja. Están formadas por: plagioclasa saussuritizada, clinopiroxeno pasando a horblenda verde y granate como minerales principales, y rutilo, epidota, zoisita, biotita y clorita como minerales accesorios, en su mayor parte productos de metamorfismo.

Dioritas

Se encuentran en pequeñas zonas no cartografiadas en los mismos macizos de gabros o relacionadas con ellos. Su textura es granuda alotriomorfa, de grano fino, pudiendo llevar megacristales de plagioclasa. Están formadas por: plagioclasa (An_{20-30}), horblenda verde, biotita, cuarzo y minerales accesorios (opacos, circón, turmalina y epidota). La plagioclasa puede formar megacristales idiomorfos maclados, pero la mayor parte va en forma de pequeños cristales alotriomorfos que a veces forman entrecrecimientos con el cuarzo. La horblenda y la biotita aparecen bajo pequeñas formas tabulares.

De acuerdo con G. HAMEL (1972) y R. P. KUIJPER (1975), parece lógico pensar que estos gabros sean de edad hercínica con pequeñas diferencias temporales entre sí en el momento de intrusión, pues están afectados úni-

camente por las facies anfibolita o de los esquistos verdes y están deformados por la fase 2 únicamente. H. KONING (1966) y F. W. WARNAARS (1967) dan una edad tardihercínica para los gabros de Monte Castelo y atribuyen la alteración de los mismos a un proceso hidrotermal. Esto no parece aplicable a los gabros de la Hoja de Sobrado, pues aquí la alteración es bastante importante. Las dioritas probablemente se han formado por un proceso de diferenciación, perteneciendo al mismo magma inicial que los gabros.

4.2.3 ROCAS GRANÍTICAS ANTEHERCINICAS

4.2.3.1 **Ortoneis** (${}^b_N\gamma\gamma^1, {}^b_x\gamma\gamma^1$)

Son las rocas que ocupan mayor extensión en la Hoja, estando localizadas en el centro de la misma, rodeando al complejo polimetamórfico de Sobrado. Dan buenos afloramientos, que destacan claramente en la topografía, observándose una manifiesta disyunción en bolos. Son rocas de grano grueso y colores claros.

Aparecen muy deformadas con textura glandular, intruyendo en las rocas de los complejos polimetamórficos y en los esquistos de Ordenes, mientras que son intruidos por los gabros y el granito de dos micas de Espenuca.

Se han distinguido dos facies (de borde y central) que ya fueron mencionadas por otros autores, como: J. HUBREGTSE (1973), E. D. VAN RIESSEN (1971) y R. A. VAN OVERMEEREN (1972).

La facies central es de composición granítica con mayor proporción de feldespato potásico y moscovita, y menor de biotita que la facies de borde. Su deformación ha sido por cataclasis más que por aplastamiento, como sucede con la facies de borde. El paso de una facies a otra es gradual. Esta facies central está situada al sur de la Hoja de Sobrado, apareciendo con mucha menor extensión que la facies de borde.

La facies de borde presenta texturas miloníticas o blastomiloníticas con abundantes glándulas de feldespatos relictos de la primitiva roca ígnea y una marcada foliación. Su composición es granodiorítica con una proporción de plagioclasa y biotita superior a la de la facies de borde. La paragénesis más común está formada por: plagioclasa (An_{25-28}) pasando a sericitita y saussurita, cuarzo, microclina, biotita pasando a clorita y minerales accesorios (moscovita, granate pasando a clorita y biotita, opacos, apatito, circón, esfena y epidota).

La plagioclasa aparece en forma de porfiroblastos o en la matriz. Los porfiroblastos suelen ser idiomorfos con inclusiones de cuarzo y moscovita, maclados y bastante alterados.

El cuarzo presenta a menudo extinción ondulante debido a los esfuerzos sufridos. Va siempre en la matriz, siendo el mineral que más ha recristalizado, dando una textura en mosaico.

La microclina también forma porfiroblastos, aunque en menor proporción que la plagioclasa. Alrededor de aquellos se pueden observar crecimientos mirmequíticos y ocasionalmente muestran perfitas.

La biotita puede llegar a presentar una proporción destacada, tiene formas tabulares que se orientan marcando la foliación.

Los ortoneises alcanzaron la facies anfibolita, como lo indica la presencia de biotita y granate.

Estos ortoneises son anteriores a la orogenia hercínica y para ellos P. W. C. VAN CALSTEREN et al (1977) han dado una edad de 409 ± 24 m.a. en el área de Mellid.

4.3 ROCAS FILONIANAS

4.3.1 DIABASAS (${}_{\text{Ca}}^{\text{b}}\text{E}^{\text{3}}$)

Únicamente aparecen dos pequeños filones, uno al E de la Hoja, intruyendo en el «Ollo de Sapo» de grano grueso, y otro al O en los ortoneises. Constituyen bolos dispersos de 20 a 30 cm. de diámetro. Dan al suelo un tono rojo de alteración.

Son rocas de textura intergranular, en las que el piroxeno ha desaparecido por completo transformándose en horblenda. Su mineralogía es: horblenda secundaria, plagioclasa algo alterada a saussurita, clorita secundaria y minerales accesorios (opacos alterándose a leucoxeno, epidota y esfena secundarias). La plagioclasa se presenta con un tamaño de grano fino, formas tabulares idiomorfas, algo alterada. Los intersticios entre cristales de plagioclasa están ocupados por la horblenda y el resto de los minerales secundarios.

4.3.2 CUARZO (Q)

Existen escasos afloramientos en la Hoja, dando los típicos crestones blancos que resaltan en el terreno. Mineralógicamente están formados por cuarzo filoniano.

4.3.3 APLITAS (FA)

Están localizadas al norte de la Hoja en íntima relación con el granito de Espenuca.

Muestran una textura granuda alotriomorfa de grano fino, algo sacaroidea. Están formadas por: cuarzo, plagioclasa (An_{7-10}), feldespato potásico y moscovita. No contienen minerales máficos.

4.3.4 ANFIBOLITAS (DIABASAS ANTEHERCINICAS) (ϵA_2)

Aparecen en numerosos pequeños afloramientos dentro de los esquistos de Ordenes y del orthonels, principalmente, que no destacan en la topografía, mostrando gran alteración que da lugar a suelos naranjas y rojos característicos. El tamaño de los afloramientos ha tenido que ser exagerado en la cartografía. Son de escasos metros de espesor a menos de un metro.

Son anfibolitas con textura orientada, en las que en ocasiones se observan porfiroblastos idiomorfos alargados de plagioclasa, lo que podría indicar que fue una diabasa que ha sido fuertemente alterada, transformándose también su textura. Están formadas por horblenda (elevada proporción), cuarzo, plagioclasa y minerales accesorios (opacos, óxidos de hierro y clorita).

Son probablemente de edad antehercínica y han sufrido metamorfismo en facies anfibolita.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

No existen en la Hoja explotaciones activas de ningún tipo, y seguramente tampoco antiguas labores mineras.

En los materiales ordovícicos del «Ollo de Sapo» aparecen algunos niveles ferruginosos intercalados en la serie, pero de escaso interés minero.

En los esquistos de Ordenes se han localizado algunas mineralizaciones de sulfuros, pero también sin interés, al menos hasta el momento. Igual ocurre con los asbestos que se localizan asociados a las rocas ultramáficas del complejo de Sobrado.

Cabe mencionar, por último, los niveles de lignito intercalados en los depósitos terciarios, que hasta el momento los estudios sobre ellos realizados (MALDONADO, 1975) no revelan interés industrial.

5.2 CANTERAS

Las canteras activas que se encuentran en la Hoja no constituyen explotaciones muy importantes. Son de carácter local, que abastecen las necesidades de un entorno no excesivamente amplio.

Se centran concretamente en los sedimentos arcillosos terciarios (cinco explotaciones), en las rocas ultramáficas (dos explotaciones) y en las graníticas (una explotación).

Las primeras constituyen cerámicas que producen fundamentalmente ladrillería, las segundas áridos para firmes de carreteras y la tercera losas para construcción.

Con respecto a futuras explotaciones, no se han localizado yacimientos con un interés superior al de las rocas que actualmente se aprovechan.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde un punto de vista hidrogeológico, se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables. Por un lado los precámbricos y paleozoicos y las rocas ígneas, y por tanto los sedimentos terciarios y cuaternarios.

5.3.1 TERRENOS PRECAMBRICOS Y PALEOZOICOS Y ROCAS IGNEAS

La permeabilidad primaria de estas rocas en estado fresco es prácticamente nula, y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria, fruto de la red de planos que las atraviesan o de la disolución de éstas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto de escasa profundidad (como las que abundan en la región) sobre las zonas más alteradas superficialmente. De éstas raramente se obtendrán caudales superiores a 1 ó 1,5 l/sg., salvo casos excepcionales, fruto de la casualidad.

Respecto a la contaminación de las aguas subterráneas, el MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) encuadra estos terrenos dentro de las zonas donde la contaminación afectará casi exclusivamente a las aguas superficiales, por no existir prácticamente afloramientos de formaciones permeables.

5.3.2 TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

Estos sedimentos presentan, a priori, unas condiciones más favorables para la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

En el caso de los sedimentos terciarios, la existencia en proporciones importantes de arcillas hace decrecer de un modo notable la permeabilidad del conjunto, anulando prácticamente el desarrollo de acuíferos importantes, quedando los posibles relegados a los escasos lentejones arenosos o de gravillas que se encuentran intercalados en el conjunto.

Respecto a los terrenos cuaternarios, denominador común a todos es la superficialidad de los posibles acuíferos, como causa directa de su escaso espesor, lo que implica que se encuentren muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, proveniente del caudal del río a que pertenecen.

El MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) los define como terrenos donde los acuíferos son muy vulnerables a ésta y zonas donde es necesario extremar las medidas preventivas.

El resto de los depósitos cuaternarios, como los coluviones, pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de agua, pero su escasa extensión superficial, y muchas veces su localización morfológica, les resta gran parte de interés.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1969).—«Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (NE du Portugal)». *These universite de Poitiers*, 311 pp.
- (1970).—«Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal)». *Sci. de la Terre*, 15, pp. 145-166.
- APALATEGUI, O.; PLIEGO, D. V., y ABRIL, J.—«Memoria de la Hoja de Arzua (06-07). Sin publicar. *División de Geología del IGME (MAGNA)*.
- ARPS, C. E. S.; CALSTEREN, P. W. C. VAN; HILGEN, J. D.; KUIJPER, R. P., and TEX, E. DEN (1977)—«Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide» *Leidse Geol. Med.*, 51, pp. 63-94.
- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord.*, T. 2, núm. 1, Lille.
- BIROT, P., et SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique» *Mem. et Doc. C. N. R. S.*, t. IV, pp. 7-61.
- BRELL, J. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia». *Tesis. Univ. Complutense Madrid*, 341 pp.
- CALSTEREN, P. W. C. VAN (1977).—«Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)». *Ph. D. Thesis*, Leiden Univ. *Verhandeling N. R. 2 Z. W. O. Laboratorium voor isotopen-Geologie*, Amsterdam, 74 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le metamorphism regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)». *These. Universite de Montpellier*, 431 pp.

- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965).—«Premieres mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 9, 260, pp. 5081-5083.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, pp. 215-225.
- ENGELS, J. P. (1972).—«The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geol. Med.*, 48, pp. 83-133.
- FERREIRA, V. P. (1965).—«Geología y petrología da regio Rebordelo-Vinhais». *Mem. Not. Mem. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 58, pp. 1-282.
- HAMEL, G. J. W. (1972).—«Petrografie en tektoniek van een polyorogeen en polymetamorf gebied ten ne van Mellid, in de prov. Lugo en La Coruña, Galicie, NW Spanje». *Tesis de licenciatura Univ. Leiden*.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol.*, 34, pp. 81-172.
- [1922].—«Hierros de Galicia». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 483 pp.
- [1935 a].—«El sistema Cambriano». *Ibid.*, 41, pp. 291-525.
- [1935 b].—«Hierros de Galicia». *Ibid.*, 42, 769 pp.
- [1942].—«El Sistema Siluriano». *Ibid.*, 45, 789 pp.
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973).—«High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 49, pp. 9-31.
- I. U. G. S. (1973).—«Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations». *Geological newsletter*, vol. 2, pp. 110-127.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares». Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. *IGME*.
- KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235-242.
- KUIJPER, R. P. (1975).—«Petrografie van het gebied rond Teijeiro (Galicie, NW Spanje)». *Tesis de licenciatura Univ. de Leiden*.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic rocks from Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 237-325.
- MALDONADO, A. (1977).—«Estudio geológico-geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil». *Tesis doctoral E. T. S. Ingenieros de Minas*, Madrid.
- MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (1973).—«E. 1:1.000.000». *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y DIEZ BALDA, M. A. (1977).—«La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del "Olló de Sapo"». *Stud. Geol.*, XII, pp. 109-122.

- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine*, 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans la Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique»: grandes nappes ou extrusions?. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, p. 2628.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1978).—«Tectonique en grands plis couchés en plissements superposés d'âge hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice occidentale). Geología de la parte Norte del macizo Ibérico». Ed homenaje a I. Parga Pondal. *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27.
- MEDUS, J. (1965).—«Contribution palynologique a la connaissance de la flore et de la vegetation neogene de l'ouest de l'Espagne: étude des sediments recents de Galicie». *These 3.^{er} cycle. Univ. de Montpellier*, 92 pp.
- MIYASHIRO, A. (1961).—«Evolution of metamorphic belts». *Jour. Petr.*, 2, pp. 277-311.
- NONN, H. (1966).—«Les regions cotieres de la Galice (Espagne)». *Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg.*, t. III, pp. 1-591.
- OVERMEEREN, R. A. VAN (1972).—«Beschrijving van een metamorf gesteentekomplex ni de omgeving van Sobrado de los Monjes (La Coruña, NW Spanie)». *Tesis de licenciatura Univ. de Leiden*.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Geol. Med.*, 21, pp. 468-484.
- (1958).—«El conocimiento geológico de Galicia». Ed. Citania. Buenos Aires, 19 pp.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, pp. 33-358.
- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1967).—«Carte geologique du Nord-ouest de la péninsule Ibérique (Hercynien et ante-hercynies). Escala 1:500.000. Primera reunión sobre la geología de Galicia y del norte de Portugal (1965)». *Servicios Geológicos de Portugal*.
- PARGA-PONDAL, P.; MATTE, P., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de l'«Ollo de Sapo». Formation porphyroide antesilurienne du nord ouest de l'Espagne». *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos del laboratorio geológico de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of Rocks». McGraw-hill Book Company. H. Blume ediciones (1977).
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution a L'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental». *Serv. Geol. Portugal*, Memoria núm. 24, 168 pp.

- RIESSEN, E. D. VAN (1971).—«Structureel-petrologische beschrijving van het gebied nabij. Presaras San Pedro, provincie La Coruña in NW Spanje». *Tesis de licenciatura Univ. de Leiden*.
- SOLE SABARIS, L. (1951).—«Península Ibérica. Geografía física». Montaner y Simón, S. A. Barcelona. V. I, 500 pp.
- SPRY, A. (1969).—«Metamorphic textures». Pergamon Press Ltd.
- TEX, E. DEN (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- TEX, E. DEN; ENGELS, J. P. & VOGEL, D. E. (1972).—«A high-pressure intermediate-temperature facies series in the precambrian at Cabo Ortegal Northwest Spain». *24 th Int. Geol. Cong. Proc. Sec. 2 Petrology*, pp. 64-73.
- VOGEL, D. E. (1967).—«Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing poly-metamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 40, pp. 121-213.
- WAARD, D. DE (1965).—«A proposed subdivision of the granulite facies». *Am. Jour. Sci.*, 263, pp. 455-461.
- WARNAARS, F. W. (1967).—«Petrography of a peridotite-amphibolite-and gabbro-bearing poly-orogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)». *Ph. D. Thesi, Leiden Univ.*, 208 pp.
- WINKLER, H. (1974).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». Springer-Verlag Third edition.
- YPMA, P. J. M. (1966).—«Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 279-291.
- ZUUREN, A. VAN (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA