



IGME

2

7-2

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CILLERO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CILLERO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido redactadas por Ibergesa, Ibérica de Especialidades Geotécnicas, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Trabajos de campo: Arce Duarte, J. M.; Fernández Tomás, J., y Monteserín López, V., Licenciados en Ciencias Geológicas.

Estudios Petrográficos: Peinado Moreno, M., Doctora en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M -25.921-1977

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

INTRODUCCION

El área estudiada está situada en el límite septentrional de las provincias de La Coruña y Lugo, correspondiente a la zona de las Rías Altas. El clima, suave y lluvioso, condiciona una tupida vegetación que cubre la mayor parte de su superficie.

Los núcleos de población son pequeños y muy abundantes, siendo las fuentes de riqueza principales la ganadería, la pesca, la explotación forestal y la agricultura.

Geológicamente la Hoja se encuentra enclavada en el Macizo Hespérico, en la interacción de las zonas Galaico-Castellana y astur occidental-leonesa, LOTZE (1945). Se trata de una zona de rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas, intruidas por las rocas graníticas de variada composición y carácter estructural durante y después de la actuación del ciclo Hercínico.

1 ESTRATIGRAFIA

Las rocas aquí representadas se incluyen en tres unidades estratigráficas, correspondientes a otros tantos dominios ya definidos en anteriores Hojas geológicas del plan Magna: Domo de Lugo, Olló de Sapo y Cabo Or-

tegal. Por ser sus relaciones normalmente tectónicas, se ha decidido hacer una descripción independiente para cada unidad.

1.1 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

1.1.1 PRECAMBRICO (PC)

Los materiales pertenecientes al Domo de Lugo se encuadran a lo largo de la zona oriental, esto es, según una franja que va desde la Ría de Vivero hasta el límite este de la Hoja. Su representación cartográfica no tiene gran desarrollo, pero sí gran variación litológica. Esta variación se debe tanto a procesos metamórficos, con migmatización sobreimpuesta, como a la composición mineralógica sedimentaria inicial. Como resultado de todo ello se encuentran facies completamente esquistosas, hasta otras, claras nebulitas, en que apenas se ven restos de paleosoma, teniendo entonces aspecto granítico. Este tipo de migmatitas se observan muy bien en la cantera de la carretera de Vivero al Alto del Crucero ($X = 270,954$; $Y = 1.023,521$), donde aparecen replegadas.

En los afloramientos que aparecen más hacia el N. las migmatitas no son tan graníticas, sino que más bien adquieren forma de enclaves micáceos dentro de un granito más claramente intrusivo. Se trata allí de rocas metamórficas típicas, gneises de grano medio.

Entre estos gneises y en la localidad de Vilachá a veces se encuentran cuarcitas o cuarzo gneises con anfíboles, en forma de capas más competentes.

La edad de estas rocas es dudosa, ya que en esta Hoja no están próximas a series que se pudieran tomar como referencia y además están altamente transformadas.

A pesar de ello, ya que en general son continuación de los afloramientos existentes en las Hojas de Vivero (núm. 8/8-3) y San Ciprián (núm. 3/8-2), en donde se han atribuido al Precámbrico, en el presente trabajo dicha edad se mantiene, sin descartar la posibilidad de que perteneciesen a series paleozoicas inferiores. Dada la ausencia de los niveles de anfíboles en gabillas, que caracteriza a la serie de Villalba, hay que pensar que esta serie, de pertenecer al Precámbrico, se corresponda con la infrayacente de Villalba; esto es, a la «Serie de Trastoy» de la Hoja núm. 23 (Vivero).

Los materiales migmatíticos parecen tener textura glandular dada por porfidoblastos de microclina ovoide incluidas en un agregado panxenoblástico de microclina con finas pertitas en dos direcciones (filones y venas), plagioclasa maclada y zonada con biotita en láminas orientadas. Puede haber moscovita tardía o de biotita, o poiquiloblástica con abundante circón, algunos subautomorfos, opacos intersticiales.

Otras son bandeadas de forma que las amígdalas de microclina con

escasas pertitas, esporádicamente en forma de agregados con cuarzo intersticial; puede incluir los feldespatos granate rosado xenoblástico.

En otros tipos estructurales el leucosoma tiene composición leucogranodiorítica, con plagioclasa maclada, algunos en dos zonas, con inclusiones de cuarzo en gotas, con cuarzo heterométrico, escasa biotita, opacos y circón; o bien de granito biotítico orientado con escasa moscovita, estando el melanosoma definido por agregados biotíticos.

Teniendo en cuenta la existencia de zonas de borde, el metamorfismo de contacto efectuado por estos granitos y el de la similitud entre algunos leucosomas y granitos de dos micas podría pensarse en un origen como de migmatitas de inyección producida por la intrusión sincinemática de los materiales de dos micas.

1.2 DOMINIO DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL. GNEISES DE DOS MICAS (PC-CAÇ)

Sólo aflora un pequeño retazo al O. de la Hoja, correspondiendo a la «Serie de Cariño», así definida por la Escuela de Leiden. Estos gneises parecen situarse en el techo del Complejo, y así como en la Hoja de Cedeira (1974) cabalgan casi siempre sobre anfibolitas, aquí lo hacen directamente sobre las rocas verdes del Silúrico.

Al O. suelen ser alternancias decimétricas basadas en bandeados composicionales y en la diferente competencia de los estratos (bancos ricos en cuarzo y otros micáceos solamente). En el borde oriental las texturas suelen ser planares miloníticas, con gran predominio de los elementos micáceos.

Composicionalmente se trata de cuarzoesquistos plagioclásicos de dos micas con textura bandeada, pudiendo incluir el cuarzo alineaciones de opacos transversales a su elongación, la plagioclasa puede estar escasa e irregularmente zonada; de manera esporádica contiene granates en pequeños cristales xenoblásticos, fracturados, generalmente incluidos en plagioclasa y pseudomorfos sericíticos de probables estaurolitas, fase mineral frecuente en estos materiales hacia el Suroeste (Hoja de Cedeira).

Como accesorios, circón, apatitos, esfena, escasa epidota y mena metálica.

De los minerales índices el granate es indudablemente preesquistoso y análoga etapa se asigna a la estaurolita, en base a la comparación, con los datos proporcionados en el gran afloramiento de esta serie hacia el Oeste, VOGEL (1967) y ENGELS (1972), Hojas de Cedeira y Ortigueira.

1.3 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Constituye una ancha franja que atraviesa toda Galicia y describe un

amplio arco desde la Isla Coelleira hasta cerca de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la meseta.

En la zona septentrional está limitado, por su parte occidental, por la «Serie de Ordenes», y en la oriental por el «Domo de Lugo»; ambos contactos están mecanizados, por lo que su correlación resulta compleja.

El núcleo de esta franja está formado por el «Ollo de Sapo», s.s., correspondiendo estructuralmente a un anticlinal.

1.3.1 PRECAMBRICO «OLLO DE SAPO», s.s.

Esta formación está representada por una franja de 7 km. de anchura aproximadamente, que cruza la Hoja con dirección N. 20° E y con buzamiento generalizado hacia el O.

En estos materiales han intruido granitos de dos micas ($d\gamma^2$), que constituyen afloramientos de diferentes dimensiones.

En el NE. de Portugal (Miranda de Duero) el «Ollo de Sapo» situado bajo el complejo «esquisto-grauwákico» es considerado por MATTE y RIBEIRO (1967) como Cámbrico Superior, situándolo CAPDEVILA (1969) en el Precámbrico Superior. Únicamente se puede precisar esta formación como anteorovícica, sin descartar la posibilidad de que sea una formación transgresiva diacrónica. Comprende litológicamente cuatro facies, que describimos por separado.

1.3.1.1 Facies de megacrístales (PCζ)

Estos materiales son los más internos del anticlinal de «Ollo de Sapo». Son rocas esquistosadas, de color gris con cuarzos azulados, gran abundancia de feldespatos de distintos tamaños, parte de ellos en grandes amígdalas de hasta 9 cm. distribuidos irregularmente, dando el aspecto más típico del «Ollo de Sapo».

En algunas zonas de escaso desarrollo, generalmente próximos a las intrusiones de granito, los megacrístales de feldespato presentan forma alargada, cambiando el aspecto típico de las facies.

Los megacrístales de cuarzo son poco abundantes en estos materiales.

Mención aparte merecen los enclaves del «Ollo de megacrístales», que se encuentran en la granodiorita tardía de la Estaca de Bares.

Aquí tienen los gneises glandulares un aspecto migmático definido por las bandas micáceas y plagioclásicas que engloban a las muchas veces angulosos cristales feldespáticos.

Son relativamente frecuentes bandas centimétricas de rocas de grano muy fino y composición básica, que en algún caso aparecen rodeadas por la granodiorita en forma de enclaves en el interior de los gneises y en otros por éstos directamente.

1.3.1.2 Facies medias. Esquistos porfiroides (PC_E)

Existe una pequeña representación de esta facies en la Hoja en la zona meridional, en el flanco O. del anticlinal del «Ollo de Sapo». El aspecto de esta facies es parecido al anterior, excluyendo los megacrístales de feldespato. Estos en la facies de megacrístales van disminuyendo hacia el techo y se hacen más abundantes los cristales de cuarzo azulado, que llegan a alcanzar de uno a dos centímetros de tamaño. A partir de la desaparición de los megacrístales de feldespato se sitúa el contacto sobre el infrayacente.

1.3.1.3 Facies fina. Metagrauwackas (PC_w)

Su situación y extensión viene a ser de características análogas a la anterior, que constituye su enlace más directo con el núcleo central del afloramiento.

En esta facies la foliación está menos marcada que en las dos anteriores y en ocasiones es poco patente. En general son de aspecto arenoso, de grano medio a grueso, de color verdoso y amarillento, permaneciendo los cristales de cuarzo azulado. También se presentan con grano muy fino.

Hacia el techo pasa a un tramo de poca potencia de fillitas grises oscuras y a cuarcitas feldespáticas o directamente a cuarcitas.

1.3.1.4 Facies mixtas-Cuarcitas, grauwackas y gneises (PCT)

Estos materiales están situados flanqueando las facies de megacrístales, excepto en el flanco O., en la zona más meridional, donde se apoyan sobre los esquistos porfiroides. Estos y las facies grauwáckicas, pasan por cambio lateral de facies a las facies mixtas. Este cambio se realiza por medio de una alternancia que ocupa amplia extensión, y se hace de una forma paulatina e insensible.

El tránsito de las facies de megacrístales a las mixtas es en la mayoría de los casos análoga a la descrita en los esquistos porfiroides, en otras se hace pasando a unas cuarcitas feldespáticas de grano medio y color blanco amarillento.

Estas rocas, en conjunto, presentan una alternancia de facies de aspecto muy distinto, aunque su composición mineralógica realmente sea muy parecida, cambiando únicamente en tamaño de grano y en la textura.

En general, las facies son similares a las de metagrauwackas, con intercalaciones de distintas facies de «Ollo de Sapo» de escaso desarrollo. Las intercalaciones presentan un color gris azulado, con foliación bien marcada, en la que resaltan los cristales de cuarzo azulado y feldespatos, cuyo hábito amigdalario no es tan acusado como en la facies de gneises glandulares, aun-

que exteriormente presenten el mismo aspecto y existen dentro de éstos cantidad de nódulos de cuarzo lechoso.

En otras ocasiones las intercalaciones tienen características intermedias entre facies de esquistos porfiróides y de «Ollo de Sapo» de megacristales. Se caracterizan por presentar los feldespatos redondeados y de tamaño de 1,5 cm. máximo, tienen foliación bien marcada de color gris azulado, y los cuarzos azulados también son abundantes y de gran tamaño.

En todos estos tramos existen pequeñas intercalaciones de «Ollo de Sapo» de grano muy fino, con pequeños cristales de cuarzo azulado.

Hacia el N. y en ambos flancos, la serie presenta facies predominantemente samíticas y de «Ollo de Sapo» de glándula gruesa, con intercalaciones de poca potencia de grano muy fino. Estos niveles indicarían una facies de carácter detrítico, más acusado que en las facies meridionales.

En la playa de Area Grande se ha observado en estas facies estratificación gradual.

El paso hacia el techo se hace de forma insensible sedimentológicamente, pasando a cuarcitas feldespáticas, a niveles filíticos, o a una alternancia de éstos.

1.3.1.5 Petrografía del «Ollo de Sapo»

Petrográficamente la facies del «Ollo de Sapo» ha sido ya abundantemente descrita por los diferentes autores que las han abarcado: PARGA, et al (1964); CAPDEVILA (1969); MARTINEZ GARCIA (1973); FERRAGNE (1972); Hoja de Puente; Hoja de Puente de Eune y Hoja de Vivero, en sus estudios. Dada la extensión que ocupa en el área galaico-castellana, es de resaltar que en las llamadas facies mixtas y facies de megacristales, si bien participan ambas de análoga textura, son muy frecuentes los cristales de feldespato potásico en la segunda, siendo muy escasos o prácticamente ausentes en la primera. Otro carácter distintivo es la inclusión en las facies mixtas de materiales detríticos, de los que resultan cuarzo-esquistos de grano fino con moscovita, escasas laminillas de clorita y proporción variable de plagioclasa ligeramente porfídica, con abundantes accesorios detríticos como cirión, rutilo y con agregados de gránulos de epidota.

Así, las facies típicas de esta formación, en el sector abarcado en la presente Hoja, es la de un porfiroide con una matriz constituida por un cuarzo esquistoso de dos micas, con biotita que puede formar agregados en menos proporción sobre el total de ellas, bandeado, con esquistosidad bien definida y bandas casi monominerales de feldespato potásico en agregados poligonales con macla de microclina, no pertítica, y en parches en la albita, parches de sustitución que no suelen tener análoga orientación óptica; además, hay pequeñas plagioclasas de neoformación no deformadas y menos sericitizadas. Esta matriz engloba fenocristales preesquistosos de cuarzo

y feldespatos, los de cuarzo casi siempre presentes, si bien en proporciones variables, son elipsoidales, alargados con la esquistosidad, pueden tener fractura concoidal e incluyen matriz; tienen extinción ondulante.

Los de plagioclasa, invariablemente albita, cuadrangular a veces en sinneusis más o menos rotos, corroídos y deformados con sombras de presión de feldespato potásico y de feldespato potásico con albita en parches finamente maclados, en contraposición en las más anchas maclas de los fenocristales de albita, y superando una textura de desmezcla (SPRY, 1969), éstas están macladas según ley de Karlsbad microclinizadas con inclusiones de albita. Los grandes cristales (de hasta 3 cm.) son de albita en damero, corroída a favor de estructuras reticulares por cuarzo, en zonas donde hay agregados de moscovita, incluyen biotitas rojizas en laminillas y apatito, y hay venillas de feldespato potásico.

Como accesorios es frecuente el circón bipiramidal, pero subredondeados en las bandas biotíticas, así como apatito fracturado que puede tener núcleos acribillados de opacos reticulares e inclusiones de circón, opacos en pequeñas masas o finamente dispersos en la moscovita, epidota metamíctica en moscovita, agregados de leucoxeno, rara vez granate esquelético, incluido en feldespato potásico.

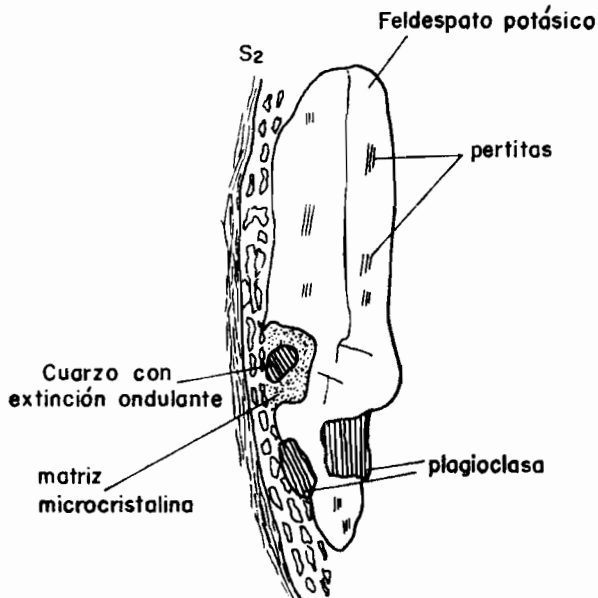


Figura 1

Es de resaltar, en la parte sur de la Hoja, la conservación de texturas residuales, de manera que en las zonas protegidas de deformación (sombras de presión, inclusiones parciales de feldespatos, etc.), se encuentra una matriz criptocristalina que incluye pequeños fenocristales subautomorfos de cuarzo (fig. 1) de manera que suponen texturas porfídicas con matriz criptocristalina, residuales, protegidas de una ulterior recrystalización. En estas facies son muy frecuentes los prismas de mena metálica. En el tránsito a los materiales del Ordovícico Inferior y en el flanco oriental se han encontrado unos materiales subvolcánicos de composición alcalina, muy similares a los que se incluyen en las facies metabásicas que rodean el Complejo de Cabo Ortegá. Son subvolcánicos y sin milonitizar.

Incluidos en las facies del «Ollo de Sapo», influidos por efecto de contacto por las granodioritas de la Estaca de Bares y en las inmediaciones de ésta hay enclaves de gneises ortoderivados, con estructura bandeada, constituidos por un agregado de cuarzo y plagioclasa, algunos tabulares groseramente orientados y prismas de hiperstena ($2v\alpha = 52^\circ-55^\circ$) de aspecto esponjoso, poiquiloblásticos de los anteriores, maclados con bordes indentados con la matriz, que pueden estar marginadas por anfíbol, cuarzo y biotita rojiza de neoformación sobre anfíbol o directamente sobre el ortopiroxeno. Como accesorios hay abundantes opacos y prismas de apatito automorfo.

Las rocas graníticas que interfieren con esta formación provocan sobre ellos ciertas transformaciones, como recrystalización y aumento del grano en la matriz, reconstitución de las grandes plagioclasas, feldespatización y formación de grandes blastos de moscovita, neoformación de cordierita que incluye espinelas, habiéndose observado esto último en el contacto con las granodioritas de la Estaca de Bares.

1.3.2 ORDOVICICO

Los flancos del anticlinal del «Ollo de Sapo» están ocupados por esquistos y filitas con algunos lentejones de areniscas y bancos de cuarcitas.

Estas cuarcitas aparecen a nivel regional, MATTE (1968), con pistas que implican una edad ordovícica.

En la presente Hoja no se ha hallado fauna que permita datar estas formaciones; no obstante, todos los materiales que están por debajo del nivel continuo de cuarcitas de Arenig hasta el «Ollo de Sapo», probablemente pertenezcan a esta edad, mientras que las suprayacentes hasta el Silúrico deben corresponder al Ordovícico Medio y Superior, ya que en la Hoja núm. 47, Villalba, se han encontrado crinoides del Ordovícico Superior en niveles litológicos equivalentes.

Reposa el Ordovícico sobre el «Ollo de Sapo», en contacto aparentemente concordante; sin embargo, dada la probable existencia de una laguna estra-

tigráfica que abarcaría al menos a parte del Cámbrico, y el hecho de que no se observa estratificación debido a la litología y al metamorfismo, en estas series hay que admitir la posibilidad de una discordancia.

Este período comienza con un nivel de areniscas generalmente feldespáticas, o a una alternancia de ellas, aunque en algunos puntos puedan faltar estas areniscas.

1.3.2.1 Ordovícico Inferior

1.3.2.1.1 *Cuarcitas feldespáticas* (T)

Se encuentran asociadas al «Ollo de Sapo» y su paso ha sido explicado en apartados anteriores. Son de tipo lentejonar de grano fino a medio, de color blanco-amarillento o gris azulado. También dentro de la serie se encuentran intercalados niveles lentejonares de este tipo.

El elevado grado de alteración hace que estos niveles aparezcan en forma de areniscas poco consistentes y solamente en contadas ocasiones se presentan los niveles de color gris azulado, que son rocas muy compactas y de grano fino.

1.3.2.1.2 *Filitas y esquistos* (O_{12}^1)

Se compone este tramo fundamentalmente de filitas y esquistos, de color gris oscuro y algo azulados con intercalaciones samíticas de escaso desarrollo, más frecuentes en la base y techo.

Igualmente se sitúan en este tramo diques de cuarzo asociados a fracturas longitudinales o transversales y lentejones de exudación que siguen en los planos de la esquistosidad.

Son fundamentalmente esquistos y cuarzo-esquistos de grano fino compuestos por cuarzo elongado en proporciones variables, moscovita, clorita y biotita incipiente, esto con preferencia en las proximidades al «Ollo de Sapo», la clorita se desarrolla también en laminillas transversales; como accesorios, turmalina, en prismas alargados con la esquistosidad, y precinemáticos a ella, rutilo, esfena, leucoxeno, circón, opacos, tabulares, impregnaciones de óxidos y materia grafitosa dispersa. En los materiales de esta formación, que suponen el tránsito al «Ollo de Sapo», puede encontrarse escasa plagioclasa, casi totalmente sericitizada, y granates de pre a sincinemáticos totalmente transformados en óxidos.

Desde el punto de vista microestructural presentan una esquistosidad dominante con amplia blastesis de micas de pliegues fractura de una anterior que se conserva como sigmoides y microcharnelas en los microlitos de la anterior. Además y de manera restringida se aprecia una crenulación de fracturas con planos transversales a la conjugación de las anteriores. No es infrecuente observar las tres superpuestas.

1.3.2.1.3 *Cuarcitas en bancos continuos* (O₁₂²)

Este nivel representa las facies de la arenisca armoricana en sus tramos más altos. Dos corridas cruzan la Hoja con dirección N. 10° E., adosados a los flancos del anticlinal de «Olla de Sapo». Su potencia es de 100 a 200 m., aunque debido al replegamiento su espesor parece ser mucho mayor.

Son cuarcitas de grano medio y fino, color blanco y grisáceo, que contienen algunos niveles de filitas y esquistos, de color gris oscuro algo azulado. Topográficamente definen resaltes, si bien a nivel de afloramiento se presentan generalmente compactas. Se ha observado en estas rocas gran cantidad de pliegues de escala métrica y decimétrica, más acentuados en los afloramientos del flanco O. en su estribación meridional.

Los contactos a muro y techo son concordantes, y en éstos se pueden observar refracciones de la esquistosidad debido a la diferencia de competencia en las capas.

Petrográficamente corresponden a metacuarcitas feldespáticas o meta-subarcosas de grano fino, predominando la microclina sobre la albita con moscovita en proporción restringida, bien formando planos de esquistosidad bien en laminillas incluidas en cuarzo con escasa biotita; tienen abundantes accesorios, como circón, turmalina, rutilo, esfena, ilmenita y opacos tardíos en la moscovita.

1.3.2.2 **Ordovícico Medio y Superior** (O₂₋₃)

Está formado por metasedimentos pelíticos (esquistos y filitas) de características muy parecidas a las filitas y esquistos del tramo inferior a la cuarcita armoricana, aunque éstas son más compactas y no presentan como aquéllas niveles samíticos de gran desarrollo. Dentro de estos niveles existen indicios de Fe, manifestados por capas de espesor centimétrico a decimétrico.

Petrográficamente son filitas en general grafitosas con moscovita, clorita y cuarzo en proporciones variables, presentando con frecuencia cloritoide a veces en grandes blastos que hacia la base coexiste con granate, pudiendo encontrarse solamente este último. Como accesorios, opacos, turmalina, más raramente epidota en agregados redondeados y apatitos con inclusiones de opacos.

Estructuralmente no se han encontrado en esta formación residuos planares de la primera esquistosidad citada previamente, pero sí bandas de cuarzo de segregación plegadas por la fundamental, por otra parte los porfidoblastos de granate y los de cloritoide presentan fracturas y sombras de presión con respecto a ella, si bien las inclusiones de cuarzo o de opacos en el caso del granate son muy escasas o están dispersas. El cloritoide,

cuando está como pequeños cristales, puede presentarse emparedado por moscovita con sombra de presión de cuarzo, por lo tanto preesquisto a F_2 y también en roseta incluyendo F_2 , por lo que su crecimiento ha debido prolongarse también durante y con posterioridad a su desarrollo. Son frecuentes los «kink-bands» y la crenulación, que deforma las sombras de presión preesquistosas y fracturan y curvan a granates y cloritoides respectivamente.

1.3.3 SILURICO

Es el Paleozoico más reciente de la Hoja. Tiene una gran variedad litológica, sobre todo en el flanco O. del anticlinal del «Ollo de Sapo», donde ocupa gran extensión cartográfica y es al que principalmente nos referiremos.

Aunque no se tiene una referencia del techo, ya que los materiales silúricos están cabalgados al O. por los del «Complejo de Cabo Ortegale» y separados por falla (al E.) de los del «Dominio del Domo de Lugo» se le supone una potencia de unos 1.500 a 2.000 m.

En la presente Hoja seguimos el criterio establecido en la realización de la Hoja de Cedeira (1974), en donde se dividía al Silúrico en dos partes, una inferior y otra superior; a su vez, y en esta última, se separaron tres tramos: inferior, medio y superior.

La edad es problemática debido principalmente a la pobreza en yacimientos fosilíferos, por ello para la datación del Silúrico tendremos que referirnos bien a restos fósiles encontrados por algunos autores o bien a analogías con regiones de características similares.

1.3.3.1 Silúrico Inferior. Liditas y Ampelitas (S_{EV})

De escasa representación, pues sólo se ha diferenciado un pequeño lentejón en el SO. de la Hoja (flanco O.) que consiste en finos bancos de liditas en alternancia con ampelitas.

Se le asignó edad Silúrica Inferior por consideraciones de tipo regional, ya que en algún caso los bancos ampelíticos dieron fauna (Hoja núm. 47, Villalba).

La localización de estos lentejones es problemática debido a que el tránsito Ordovícico-Silúrico, en el que se encuentran, se verifica a través de filitas negras con cuarzo de exudación, o bien a través de liditas o filitas de tipo ampelítico, etc., por lo que a falta de fauna el trazado del contacto queda bastante impreciso.

Al microscopio son metaliditas compuestas, como es típico en estas rocas, por cuarzo microcristalino, con abundante materia carbonosa dispersa y pajuelas escasas de moscovita. Hay pequeños nódulos de opacos, rodeados

por un agregado lentejón de cuarzo de grano más grueso que el resto. Están atravesados por filoncillos de cuarzo de removilización. No se han encontrado residuos orgánicos conservados.

1.3.3.2 Silúrico Superior

Presenta gran complejidad litológica. Casi siempre se apoya directamente sobre el Ordovícico (pues el Silúrico Inferior ya dijimos que aflora sólo localmente) de forma aparentemente concordante.

Su composición es fundamentalmente de tipo arenoso pelítico, con intercalaciones de rocas de origen volcánico ácido, de rocas carbonatadas y de rocas básicas (estas últimas relacionadas con el Complejo de Cabo Ortegá).

1.3.3.2.1 Cuarzoesquistos y filitas satinadas (S)

En la base de esta formación aparecen filitas negras o azuladas grafitosas a veces con cuarzo de exudación, muy similares a las ordovícicas y pasando a filitas de tono más verdoso, violáceo o gris. Sobre ellas se encuentran filitas con cantos de materiales detríticos (≈ 10 cm.). Suprayacentemente y ya en las proximidades de las bandas metarriolíticas las filitas tienen algunas intercalaciones carbonatadas, en las que MATTE (1968) encontró restos de crinoides. Posteriormente se empiezan a encontrar rocas samíticas (metaarcósicas) posiblemente relacionadas con las bandas metarriolíticas citadas. Hacia el techo son frecuentes los tramos esquistosos y filíticos bandeados milimétricamente, y las areniscas o cuarcitas feldespáticas.

En los tramos medio y superior son frecuentes las alternancias o niveles grauwáckicos (sobre todo hacia el techo) y los lechos o bandas de liditas. En estos bancos lidíticos aparecieron graptolites, que según VILFERT pertenecen al Llandovery Superior, in MATTE (1968).

La característica fundamental de esta formación es que todos estos tipos de rocas pasan de unos a otros de manera rápida y serían depositados a velocidad alta; esto nos conduciría a la presencia del feldespato. El origen de estos materiales puede ser vulcano-sedimentario en un ambiente marino reductor (liditas y presencia de grafito en filitas).

La constitución petrográfica fundamental es de metaarcosas, metagrauwáckas con cuarzo-filitas, algunas con matriz carbonatada, siendo estos últimos tipos litológicos acantonados al N. de la Hoja, pudiendo incluir nódulos carbonatados.

Las cuarzo-filitas suponen una fina alternancia de planos micáceos con otros que incluyen una proporción más elevada de componentes detríticos de grano muy fino, como cuarzo y plagioclasa, ésta a veces ausente con láminas alargadas de moscovita detrítica.

Los materiales de granulometría ligeramente más elevada, incluyen clastos principalmente de cuarzo, de plagioclasa, más raros de rocas como cuarcita y de agregados de plagioclasa tabulares, en una matriz de cuarzo, moscovita y clorita, está también en laminillas transversales, al parecer preesquistosas. Como accesorios detríticos, turmalina, circón, opacos y rara vez apatito. Las de matriz carbonatadas son análogas a las ya descritas, con la adición de diminutos carbonatos lentejonares y siendo abundante la mena metálica cúbica e idiomorfa.

Se observa con frecuencia en los materiales más finos una primera esquistosidad con blastesis de micas con diferenciaciones de cuarzo, obliterados por la esquistosidad posterior, más patente y única variable a los niveles detríticos.

Con posterioridad hay planos penetrativos de fractura con direcciones variables, desde normales hasta el bajo ángulo, con un resultado de la conjugación de la primera y la segunda fase.

1.3.3.2.1.1 *Metarriolitas (Mp)*

Forman una o varias franjas continuas que cruzan la Hoja en la zona occidental, en contacto normal con las rocas descritas anteriormente. En su aspecto más general tienen una foliación poco marcada, con cristales de cuarzo gris-azulado de unos 3 mm. y abundante feldespato en forma amigdalar que da a la roca un aspecto general blanco-amarillento. En la parte más septentrional (ya en la costa) se presenta en ocasiones bajo un aspecto conglomerático con fenocristales de cuarzo de hasta 1,5 cm. En muchas ocasiones el tamaño de grano es fino y composicionalmente dentro del tipo metaarcósico. El carácter volcánico de estas rocas se pierde a muro y techo al aumentar los aportes sedimentarios, presentándose entonces con aspecto más esquistoso.

Las intercalaciones metavolcánicas son en todos los casos de composición ácida, pudiendo corresponder a metarriolitas (Hoja de Cedeira).

Son materiales porfiroides como consecuencia del metamorfismo dinamo-térmico, constituidos por una matriz de grano muy fino, bien orientada, de cuarzo, sericita, feldespato potásico disperso y abundante, que se amolda en torno a los porfidoclastos, que son de cuarzo y de feldespato alcalino, ambos subidiomorfos con golfos de corrosión más o menos estirados como consecuencia de la deformación, no existiendo plagioclasa como fase individualizada sino únicamente como productos de la desmezcla del feldespato alcalino original. Hay fenocristales de biotita primaria en vías de transformación a moscovita, dejando como subproductos minerales de titanio en estructura reticular.

Como accesorios, circón, agregados de opacos y prismas de leucoxeno, probablemente procedentes de transformación de ferromagnesianos originales.

Hacia el techo de estos paquetes los materiales evolucionan a tipos litológicos híbridos de tipo tobáceo, con clastos fundamentalmente de cuarzo, más raros de feldespato alcalino ocasionalmente de «chert» y de cineritas algo recrystalizadas en las zonas donde progradan hacia el techo de los paquetes «chert» y liditas. También se verifica la evolución a los tipos ya citados del Silúrico por medio de grauwackas de grano medio, de esqueleto quebrantado, compuestos por cuarzo con golfos de corrosión, albita prismática más o menos fracturada y biotita desferrificada en una matriz cuarzo-sericito-clorítica.

1.3.3.2.1 *Cuarcitas y areniscas feldespáticas (T)*

Al O. de las metarriolitas y en la formación de cuarzoesquistos y filitas satinadas se encuentra una banda de escasa potencia de rocas, que en la costa son alternancias de areniscas y esquistos, y a medida que vamos hacia el Sur pasan a cuarcitas y grauwackas de grano fino, blanquecinas, y ya en la parte meridional son cuarcitas y cuarzoesquistos también de grano fino. Los límites de esta banda, a veces lentejonar, tienen un tránsito gradual a las rocas adyacentes, por lo que la cartografía de las mismas suele ser problemática.

Son cuarcitas de grano muy fino, con una matriz de cuarzo, moscovita y escasa clorita, que engloban pequeños clastos de cuarzo, y con menos frecuencia de plagioclasa, con turmalina, circón, leucoxeno, opacos con «pressurefringe» de cuarzo e impregnación de óxidos; puede tener bandas de carbonatos.

1.3.3.2.2 *Secuencia grauwacko-filitica (S₂^B)*

El tránsito de la formación de cuarzoesquistos y filitas satinadas a ésta se realiza relativamente cerca de las cuarcitas feldespáticas ya citadas, a través de un considerable aumento de la proporción grauwackica.

Los bancos de grauwackas en el tramo medio suelen tener un tamaño de grano más grueso y tonalidades grisáceas, en las que resalta el punteado blanco y discontinuo de los cristales feldespáticos.

Son localmente frecuentes (sobre todo hacia el techo) las intercalaciones de metavulcanitas ácidas esquistosadas y liditas de escala decimétrica a métrica, así como filitas o pizarras de tonos violáceos o verdosos. Estos niveles delimitan el contacto con las rocas verdes, contacto por otra parte poco preciso por la rapidez con que pasan de un tipo a otro.

Petrográficamente suponen del mismo modo una alternancia a escala microscópica de filitas compuestas por moscovita, clorita y cuarzo y materiales grauwackicos, de manera que los primeros pasan gradualmente a los segundos por progresivo enriquecimiento y aumento de grano de los componentes detríticos, tales como cuarzo, plagioclasa maclada, corroída por

cuarzo; rara vez microclina y accesorios como circón, turmalina, rutilo y mena metálica, que tiene «pressure-fringe» de cuarzo. Se observan, también, agregados de leucoxeno. Es de destacar el idiomorfismo, es decir, poca rotadura de las secciones fracturadas de circón. En los términos más detríticos se encuentra escasa biotita de neoformación.

La esquistosidad fundamental está afectada por otra de fractura posterior, de ejes transversales.

1.3.3.2.3 *Esquistos, talcoesquistos y cloritoesquistos* (S_3^b)

Forman una franja de 2 a 2,5 m. de anchura, al O. de la Hoja, de materiales predominantemente volcánicos, tanto de tipo ácido como básico, con intercalaciones de material pelítico y en algún caso con niveles calcáreos, que localmente presentan restos de probables crinoides (Hoja de Cedeira, 7/06-03).

Estas rocas alcanzan gran desarrollo en la Hoja, clasificándose como rocas verdes, dado el tono debido a la presencia de anfíbol (tipo actinolita), clorita y epidota, aunque al alterarse dan un tono rojizo. Localmente y más bien hacia la base suelen tener glándulas y venillas de plagioclasa, que le dan un cierto bandeo característico.

Al O. estas rocas están cabalgadas por el «Complejo de Cabo Ortegá» (Serie de Cariño).

Por carecer de fauna precisa, la edad resulta problemática establecerla; sin embargo, por la proximidad con el «grupo Moeche» de la Hoja de Cedeira, y por comparación con regiones de litologías similares (provincia de Zamora y Tras Os Montes, Portugal) se le asigna un Silúrico Superior, sin descartar la posibilidad de que pertenezcan al Devónico Inferior.

Esta formación está compuesta fundamentalmente por materiales de origen volcánico de tipo básico, intercalados con sedimentos cuarzo-micáceos con o sin plagioclasa, siendo éstos más abundantes en la Hoja de Cedeira, en donde la formación está más ampliamente representada. Están probablemente «in situ», dado que aparecen también materiales de análoga composición, en continuidad estructural con las facies masivas y de textura gabro-diabásica residual, quizás antiguos «sills» como es común a las llamadas series ofiolíticas. Texturalmente son masivos, en casi todos los casos transformados por efecto de la esquistosidad y la recristalización metamórfica, apreciándose al norte materiales de tipo piroclástico.

Composicionalmente son espilíticos, de ascendencia algo alcalina-olivino y escasa nefelina normativa. En la Hoja de Cedeira, donde como ya se ha indicado, se encuentra el gran afloramiento. En la presente Hoja supone su continuidad septentrional.

Habitualmente son de grano fino a muy fino constituidos por clorita, anfíbol, de tipo actinolítico ($2V\alpha - 86\gamma - z = 12$) albita, con proporciones variables de cuarzo, abundante epidota ($2V\alpha = 68$) mica blanca en propor-

ciones variables, generalmente reducidas, acompañada de stilpnomelana. Rara vez aparecen cristales de feldespato potásico en vías de transformación en los bordes de una mica de tipo biotítico con pleocroísmo suave; como accesorios, abundantes agregados de leucoxeno que subrayan la esquistosidad, escaso apatito, y abundantes opacos.

Texturalmente los feldespatos (albita y menos frecuentemente el potásico) están como pequeños porfidoclastos, más rara vez en agregados glomeroporfídicos estirados en torno a los cuales se amolda la matriz, clorítica y anfibólica; la epidota se muestra también en agregados preesquistosos, algunos probablemente 'seudomórficos, y que rara vez se transforman a prehnita y agregados de probable pumpellyta.

De manera excepcional se encuentran términos muy pobres en albita, que es sólo intersticial, compuestos por clorita y actinolita con máficos residuales anubarrados casi totalmente por opacos y marginados por epidota.

Los materiales ya citados con textura gabrodiabásica residual están compuestos por prismas de albita con numerosas inclusiones de clinzoisita, ferroactinolita, prismas de epidota orientados con la esquistosidad, escaso cuarzo intersticial y mica biotítica; como accesorios abundantes opacos arriñonados, esfena y abundantes prismas de apatito.

Hay además en relación sobre todo en las zonas milonitizadas cuarzo-epidositas, como es habitual en los tramos de esta índole compuestos por cuarzo microcristalino, con agregados de epidota más o menos prehnitizados, de clorita y escasa albita.

Es de destacar en estos materiales la presencia de granate, no observado en las formas masivas, neoformado en las tobas en torno a los opacos prismáticos con numerosos cristalillos idiomorfos, que llegan a coalescer y que son muy abundantes en los bandeados donde están intensamente fracturados, aunque conservan su idiomorfismo.

En toda esta formación no se han encontrado relictos de estructuras almohadillas, considerándose de deposición submarina dada su asociación con «cherts», calizas recifales a neríticas (Moeche), Hoja de Cedeira, etc. Es posible que las condiciones de profundidad no fueran las propicias para la constitución de tales estructuras, si bien no se puede destacar una obliteración total de las mismas dada la intensa recristalización producida, y el desarrollo de una esquistosidad bien definida. Residuos de otras estructuras planar anterior se encuentran de manera excepcional y en todos los casos es posible observar un plegamiento tardío. Son además muy frecuentes las microfisuras de dirección variable rellenas por cuarzo, clorita, adularia, y prehnita.

1.3.3.2.3.1 *Serpentinitas* (Σ)

Están en forma lentejonar entre los esquistos verdes talcosos, los cuales

siempre presentan en el contacto cierta milonización. La potencia oscila de 1 a 300 m. y las serpentinitas se presentan como lentejas, a veces métricas.

Están conformadas por un agregado de minerales del grupo de la serpentina con textura en enrejado, algunas placas monominerales, quizá procedentes de ortopiroxeno, con opacos diseminados como subproductos. Incluyen abundantes nódulos de carbonatos y laminillas de talco; hay espinela sabautomorfa transformada a óxidos. Pueden tener clorita y anfíbol residual $2V\alpha$ (80-88), $\gamma-z$ (18-20), incoloro, serpentizado en las grietas; este último mineral puede llegar a ser mayoritario, de manera que están análogamente orientados anfíbol y clorita; otras láminas, no orientadas del primero, presentan exoluciones de opacos y deformación mecánica.

1.3.3.2.3.2 *Metaqueratófidos y rocas intrusivas afines (MP)*

Es una banda de rocas de variada composición, que con cierta continuidad y desigual potencia cruza la Hoja en dirección NE-SO., siguiendo la parte general de los afloramientos regionales. Están en contacto neto con los esquistos verdes. Estas rocas, muy milonizadas, suelen tener difícil control cartográfico, que generalmente afloran en restringidas zonas con una cubierta de alteración externa a veces muy extensa. Esporádicamente, y en débiles retazos, se presentan asociadas rocas del Complejo Cabo Ortegal de composición básica, interpretadas como olistolitos producidos durante la actuación del vulcanismo espilítico.

Los cambios litológicos suelen ser importantes, pasándose de ortoanfíbolitas graníferas (granulitas) al S. (Cancelo) a verdaderos ortogneises miloníticos al N. (Ladrido).

Intercaladas con los materiales volcánicos básicos se encuentran unas bandas bastante continuas de litología muy variada y de textura originalmente granuda, que en Cedeira, donde están más ampliamente desarrolladas, se consideran como queratófidos y plagiogranitos originales, si bien no se destacaba para estas últimas una hibridación con elementos más básicos.

Los tipos petrológicos encontrados en la presente Hoja son limitados dentro de los ya reconocidos al S. Tienen en común una intensa milonización, distinguiéndose de igual manera dos grupos composicionales: uno de ellos de composición alcalina, y en este caso heterogranular, está formado por un agregado de porfiroclastos de albita intensamente deformados y fracturados con otros más escasos de microclina, que también forman parches sobre la albita, todos ellos están engastados en una matriz de cuarzo milonizado intensamente, con agregados biotíticos aciculares análogamente orientados, con abundantes circones fracturados, agregados de leucóxeno y abundantes opacos.

El otro grupo, con más alto contenido en calcio, está formado por porfidoclastos de albita, de anfíbol verde ($2V\alpha = 86$) rodeados por prismas aciculares de la misma especie y en menor proporción epidotas macladas y con zonación marginal, contenidos en una matriz de cuarzo microcristalino rara vez en porfidoclastos y clorita; puede haber agregados de moscovita; como accesorios, rutilo, ilmenita, esfena y opacos cúbicos.

Están también fracturados con venas rellenas por adularia, que se interrumpen por la dirección de milonitización.

Por último, se incluyen lentejones de anfibolitas con granate análogas a los materiales de la formación Bacariza, VOGEL (1965), considerada como retromórficas de granulitas de alta presión, si bien aquí no se han visto piroxenos, minerales relictos pocas veces presentes en dicha formación. Tienen textura bandeada con hornblenda verde-marrón ($2v\alpha = 86$, $\gamma - z = 15$) en porfidoclastos con extinción ondulante, poikiloblásticos de epidota, plagioclasa y granate. La plagioclasa se presenta en porfidoclastos totalmente sausuritizados y en pequeños prismas de dos zonas poco distintas en las bandas leucocráticas, junto con cuarzo, la epidota en prismas de contorno irregular sausuritizada, maclada, con núcleos de allanita; el granate xenoblástico incluido en anfíbol, epidota o plagioclasa, escasa mica, biotita y moscovita, intersticiales. El cuarzo elongado algo ondulante y como accesorios abundante apatito, rutilo, esfena, leucoxeno y escaso circón. Puede haber feldespatos potásico intersticial.

1.3.3.2.3.3 *Metaaglomerados volcánicos (Scg)*

En la playa de Espasante y entre rocas verdes ($X = 270, 121, Y = 1017, 524$) se observa una pequeña banda de rocas de apariencia volcánica, con clastos mono y policristalinos, a veces de hasta 3 cm., angulosos en una matriz verdosa muy fina que aparentemente presentan aspecto conglomerático.

Se trata de materiales piroclastos (tobas y aglomerados), en los que se encuentran clastos angulosos de morfología variada y muy irregular, de dimensiones que oscilan desde 3 cm. a 0,5 mm. generalmente policristalinos, totalmente transformados en un agregado de minerales de los grupos de la clorita y de la epidota, con laminillas de fengita, en el que se reconocen pseudomorfos de plagioclasa, con numerosos opacos y agregados de leucoxeno. Otros clastos son de plagioclasa y máficos monominerales. La matriz que engloba a estos materiales es bien de sílice microcristalina, algo recristalizada, tipo chert, litología que también se intercala en ella, o bien de un agregado básico de composición análoga a los clastos, con sílice intersticial. Hay, además, a manera de vacuolas rellenas de albita limpia de inclusiones y de clorita.

En algunas láminas no se observa orientación preferencial, que se ad-

quiere paulatinamente en las inmediatas hasta constituir materiales bandeados con más cuarzo de lo habitual en el resto de la formación.

1.4 CUATERNARIO

**Flechas litorales (QFI). Playa (QP). Marisma (QM). Dunas (QD).
Aluviales (QAI). Derrubios de ladera (QL). Cordón litoral-playa (QCL-P)**

En general aparecen gran cantidad de sedimentos actuales. En la cartografía no se han representado los eluviones y coluviones generalmente bien desarrollados y recubiertos por suelos de potente espesor y vegetación frondosa, ya que en el presente estudio geológico su interés queda restringido a grandes acumulaciones, que en la presente Hoja no se producen. Los derrubios de ladera son igualmente abundantes en extensión superficial, pero tampoco han sido representados (solamente en el borde occidental, por continuidad con la Hoja colindante).

Aparecen sedimentos actuales puramente continentales y litorales, estos, con influencia marina y continental.

Los aluviales correspondientes a los lechos de crecida actual están definidos por material areno-arcilloso con cantos angulosos de variada naturaleza litológica.

El litoral, en esta Hoja corresponde a una costa con estructura cuadrículada típica (originada por las alineaciones estructurales definidas por ejes de pliegues y las fallas transversales) así como a un paisaje típico de rías correspondiente a un borde continental hundido. Los sedimentos litorales son variadísimos; así, tenemos, desde un estrán rocoso por erosión de los acantilados a las más finas arenas de playa y depósitos típicos de estuario, que en ocasiones constituyen marismas.

Es frecuente encontrar en los bordes marinos arrasados la sucesión de: playas, dunas y aluvial. Las dunas están normalmente fijadas por vegetación, separando los sedimentos litorales de los puramente continentales.

En la presente Hoja aparecen tres grandes rías: la de Ortigueira, Barquero y Vivero; por estudios sedimentológicos realizados en ellas, ASENSIO AMOR, et al (1964, 1965, 1968) se ha llegado a los siguientes resultados: Los materiales de estas rías son en líneas generales de procedencia continental, impuestos por el carácter geológico local y generalmente poco evolucionados. Son homométricos en las rías de Ortigueira y Barquero y heterométricos en la de Vivero. La influencia marina es escasa, excepto en la zona externa de la ría de Vivero, en la que hay gran actividad, reflejándose en un desgaste muy acusado de las rocas. La fracción arenosa fina es la más abundante, si bien las fracciones más próximas al continente suelen tener granulometrías mayores.

La composición mineralógica está fundamentalmente constituida por cuar-

zo y fragmentos de roca con micas y minerales pesados, tipo magnetita e ilmenita, teniendo además gran cantidad de fragmentos de conchas.

Basándose en los datos de la Hoja y en los estudios sedimentológicos de los autores citados, se llega a la conclusión de que el origen de las rías es probablemente tectónico, con accidentes de dirección aproximada N-S. coincidentes con las estructuras regionales de la zona y en algún caso también E.-O. (deformaciones tardihercínicas). La influencia de la erosión marina, como se ha visto, es escasa.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

Todo el NO. de la Península Ibérica se caracteriza por estar afectado por varias fases de deformación superpuestas.

Los datos sobre las deformaciones antehercínicas no han sido probadas bajo determinaciones absolutas, no obstante hasta ahora se han considerado por algunos autores, especialmente de la escuela holandesa de Leiden, una o varias deformaciones precámbricas, o bien más recientemente la existencia de un ciclo prehercínico de edad probablemente paleozoica, HILGEN (1971), MEERBEKE, et al (1973), MARTINEZ GARCIA (1973), MARTINEZ GARCIA, et al (1975).

La presente Hoja se encuadra dentro de las zonas III y IV de MATTE (1968), llamadas Galicia Oriental y Galicia Media y Tras-os-Montes. La zona III estaría encuadrada en el dominio del Manto de Mondoñedo, Dominio II de MARCOS (1973), que a su vez corresponde a la zona Astur-occidental leonesa de LOTZE (1945-b).

2.2 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LOS MATERIALES PRESENTADOS

Todos los metasedimentos de esta Hoja, excepto las del Complejo del Cabo Ortegal, que se mencionarán en capítulo aparte, presentan una fuerte esquistosidad de flujo fractura S_2 . La dirección general es de N. 10° E. a O. 20° E. Se ha observado en distintos puntos la intersección de S_2 con la S_1 , posteriormente afectadas de deformaciones tardías, originando «kink-band» y fracturas de dirección N. 70° O.

2.2.1 PRIMERA FASE

Esta fase está muy difusa y trastocada por las fases posteriores, observándose en algunos puntos la superposición de esquistosidades y lineaciones.

Dentro del Dominio del Domo de Lugo, en la playa del Esteiro, se puede hacer una serie de observaciones tectónicas, aunque algunas de ellas con carácter dudoso por tratarse de una zona migmatítica. En el contacto de la granodiorita precoz con los materiales migmatíticos aparece un núcleo definido por un bandeo composicional que podría invocarnos un «pliegue en brazo de gitano» de una fase anterior afectado por la esquistosidad principal (F_2).

A nivel regional, esta fase de deformación, según distintos autores, sería de plano axial subhorizontal, originando pliegues tumbados. Sin embargo, en esta Hoja no se presentan estructuras ni pliegues menores que evidencien este tipo de plegamiento, únicamente por observaciones microtectónicas se puede manifestar que existen indicios claros de una primera esquistosidad con diferenciaciones de cuarzo, obliterada posteriormente por otra muy potente y penetrativa con características de crenulación.

En continuación con la fase tectónica anterior F_1 , no hay que descartar la posibilidad de la existencia de pliegues-falla en evolución hacia cabalgamientos, al igual que ocurriría en otros sectores, tanto occidentales, Complejo Cabo Ortegal (fase de cabalgamiento mayor F_2) como orientales, MARCOS (1973), Hoja de Mondoñedo. Con ella se simplificaría la interpretación de ciertas estructuras presentes.

2.2.2 SEGUNDA FASE

Tiene gran intensidad, produce esquistosidad de fractura-flujo y es la más patente a nivel afloramiento; siendo esta fase de plegamiento causante de las mayores estructuras que se observan actualmente. El plegamiento F_2 regionalmente da flanco largo normal y flanco corto invertido en estructura anticlinal, con dirección N. 15° E. y con vergencia al E. Las direcciones de los ejes de las estructuras menores acompañantes dan las direcciones regionales, norteadas como se pueden observar en repetidas ocasiones en la zona meridional, flanco O. de las cuarcitas en bancos continuos.

La F_2 se superpone a la F_1 y respecto a las esquistosidades podemos suponer que la S_2 borraría la S_1 , exceptuando casos muy locales, mencionados anteriormente.

De la carretera que parte de C-642 a Barral, en el cruce a Mazorgán, en una cantera se observan pliegues de tipo similar, de plano axial de 50° a 70° aproximadamente, con vergencia al E.

Los ejes de los charnelas generalmente se inclinan hacia el S. o son subhorizontales, pero teniendo en cuenta datos de la Hoja de Vivero (07-03) en las que dentro de estas mismas estructuras los ejes se inclinan indistintamente al N. y hacia el S., es por lo que se puede admitir dos fases de plegamiento de plano axial próximo. De no ser así ha de admitir la existencia de pliegues con ejes de gran curvatura, lo que resulta difícil de

comprender. Por lo que se ha de pensar en la existencia de una fase, F_3 , que podría ser responsable de algunas megaestructuras y crenulaciones.

2.2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

En principio e independientemente de las deformaciones tardías, consideradas en líneas generales producidas en épocas de descompresión orogénica, interesa destacar en primer lugar la importancia que representa para el estudio del dominio del «Ollo de Sapo» y del dominio del «Domo de Lugo», la existencia de la falla longitudinal de Vivero, ya que podría tratarse de un gran accidente precoz rellenado por las granodioritas y tonalitas deformadas, actuando posteriormente en interfase 1-2, según falla buzante hacia el E., deformando altamente al grupo de rocas adyacentes.

Deformaciones tardías se consideran las que han tenido lugar post-fase de plegamiento dos, no observadas de forma continua, aunque deben haber sido provocadas por fases residuales con desarrollo regional.

En la playa de Covas, en la zona occidental y puntos de la carretera que va de la C-642 a Riobarba, se encuentran «kink-bands» y crenulaciones.

Es probable que algunas de estas deformaciones correspondan a una fase de abombamiento antes mencionada.

2.3 DEFORMACIONES EN EL DOMINIO DEL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

Debido a la aloctonía del Complejo (manto de corrimiento o pliegue tumbado, de cuyo emplazamiento hablaremos más adelante) el estudio aquí realizado de las diversas etapas de deformación se trata por separado del realizado en el Dominio del «Ollo de Sapo».

Si se tiene en cuenta que la parte del Complejo que aquí se observa es muy pequeña, nos tenemos que referir a los datos obtenidos en la realización de las Hojas de Cedeira (1974) y Ortigueira (1974).

Se hablaba entonces de cuatro fases principales de deformación y algunas tardías de menor importancia.

Excepto la F_1 , en la que no se observaron pliegues y se dedujo por la observación de restos una esquistosidad anterior afectados por una esquistosidad principal y por la presencia de minerales preesquistosos, las demás fases han desarrollado pliegues y estructuras de diversa índole. A la F_2 se asocia la esquistosidad principal y una serie de pliegues muy apretados, isoclinales, de plano axial muchas veces subhorizontal. La F_3 da pliegues similares, que doblan las estructuras de la fase anterior acompañados de esquistosidad de plano axial con neoformación o minerales micáceos, y la F_4 es la que desarrolla las grandes estructuras del Complejo, asociándose una esquistosidad de crenulación. Esta fase se refleja sobre todo en los mate-

riales silúricos, en la gran sinforma que rodea al Complejo. Las fases tardías son de tipo «kink».

Respecto a los cabalgamientos que se observan al O. de la Hoja, se puede decir que están relacionados con el emplazamiento del Complejo de Cabo Ortegá.

Debemos tener en cuenta la posible existencia de un cabalgamiento o un manto de corrimiento prehercínico, manifestado por la presencia de partes del complejo desprendidas y sedimentadas entre los materiales silúricos del borde del mismo en forma de olistolitos y olistostromos (Nos referimos, naturalmente, a las bandas y lentejones de granulitas, serpentinitas, etc.). Este cabalgamiento sería posterior al primer metamorfismo importante del complejo.

Asociándose a esta F_2 , se produce una esquistosidad general y blastonitización ligeramente posterior (no manifestada en la presente Hoja).

Por último, se desarrolla un movimiento que desplaza al complejo respecto a la serie paleozoica envolvente, manifestada por la disarmonía metamórfica entre los gneises de Cariño (PC-CA ζ) y los esquistos verdes S_3^B . Parece asociarse al final de la F_3 y principio de la F_4 , porque las estructuras de esta última no parecen afectar al borde del complejo.

2.3.1 RELACION ENTRE LAS FASES DE DEFORMACION DE LOS DOMINIOS ESTUDIADOS

Intentaremos establecer la relación entre las fases de deformación del «Ojo de Sapo» y del dominio del Complejo de Cabo Ortegá. La F_1 es muy difícil de relacionar, por tener muy pocos datos sobre ella. Se considera prehercínica y en el Complejo de Cabo Ortegá produce un metamorfismo de alta presión. La F_2 (Hercínica) tiene características similares por una semejante disposición axial de los pliegues, a la vez que produce la esquistosidad principal; sin embargo, se le asocia cabalgamientos y un metamorfismo M_2 en el dominio del Complejo; el paroxismo metamórfico en el Dominio del Ojo sería interfase 1-2.

Las tercera y cuarta fase adquieren gran desarrollo en el dominio del Complejo, deformando las estructuras anteriores; además, se manifiestan en ellas los últimos desplazamientos del Complejo y la F_3 daría un débil metamorfismo M_3 . A su vez estas fases tienen escaso desarrollo en el Dominio del Ojo, donde están muy atenuadas.

Una deformación tiene lugar posteriormente cuando los materiales han perdido prácticamente toda su elasticidad y se manifiesta por fracturas de dirección aproximada N. 70° O.

Se trata de fallas normales de gran profundidad y desplazamiento, cicatrizadas por gran cantidad de cuarzo, explotable, cuya actividad ha podido rejugarse hasta la orogenia alpídica.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja se incluye en el esquema general del NO. de la Península. Consta de un gran período de sedimentación con escasas perturbaciones, que posteriormente son afectadas por movimientos orogénicos y metamorfismo.

Respecto al dominio del Complejo de Cabo Ortegal, poco podemos decir de su ambiente sedimentario al ser alóctono. No obstante, parece corresponder, VOGEL (1967), ENGELS (1972), Hojas de Cedeira y Ortigueira, a una deposición cuarzo-pelítica de borde continental con intercalaciones tectónicas, manifestaciones por rocas básicas y ultrabásicas.

3.1 PRECAMBRICO

Los materiales más antiguos que encontramos dentro del dominio son la serie de Trastoy, en el Dominio del Domo de Lugo, el «Olló de Sapo» y gneises de dos micas del dominio del Complejo de Cabo Ortegal. Las tres formaciones son azoicas y atribuidas al Precámbrico, CAPDEVILA (1969), VOGEL y ABDEL MONEM (1971).

Las facies de la serie de Trastoy se presentan migmatizadas y se puede suponer que proceden de sedimentos fundamentalmente pelíticos.

Aunque su génesis es problemática, se supone que son de un medio ambiente sedimentario próximo a la línea costera y de facies poco evolucionadas dada la abundancia de feldespatos, sin descartar la posibilidad de que el transporte para la facies de megacrístales hay sido prácticamente nula. Para tiempos de la deposición, que correspondería a la facies «media», se puede suponer un cambio en la cuenca, que origina facies más evolucionadas en donde los feldespatos son menores y menos abundantes.

Las facies «medias» y «finas» pasan a «mixtas» mediante un cambio lateral de facies. Las facies «mixtas» son fundamentalmente grauwáckicas, de un medio sedimentario similar a las anteriores, con intercalaciones de areniscas, facies de grano fino, y facies de aspecto intermedio entre las facies de megacrístales y medias. Este cambio sigue las estructuras regionales y puede ser debido a un umbral preexistente en la cuenca, o bien a débiles movimientos anteordovícicos.

En líneas generales, el ambiente sedimentario para el «Olló de Sapo» puede haber sufrido variaciones, pero de escasa importancia.

Aunque el «Olló de Sapo» ha sido correlacionado con las series de Trastoy y Villalba, CAPDEVILA (1969), Hoja de Puentes de García Rodríguez (1973), o bien con la cuarcita de Gistral, Hoja de Vivero (1974) del «Domo

de Lugo», dicha transición no se observa, ya que están separados mecánicamente por la falla longitudinal de Vivero.

Los materiales atribuidos al Precámbrico pueden haber sufrido fases de deformación débiles, o etapas erosivas debidas a simples movimientos epigénicos, durante el intervalo de tiempo predecesor a la deposición de los materiales ordovícicos, cuando se trata del dominio del Olló de Sapo. No obstante, subsiste la posibilidad de que parte de la formación «Olló de Sapo» pertenezca al Cámbrico, correlacionándose entonces las cuarcitas del Gistral y de Cándana.

Estas deformaciones pueden ser relacionadas con la fase Cadómica, aunque debido a los procesos sufridos posteriormente no hay evidencia de ellos.

3.2 ORDOVICICO

Únicamente en el dominio del «Olló de Sapo» es donde se continúan las series sedimentarias.

Comienza el Ordovícico con una subsistencia general de la cuenca. El Ordovícico Inferior empieza con un nivel de areniscas, generalmente de escasa potencia, para pasar a un paquete fundamentalmente pelítico, con escasas intercalaciones samíticas. Son facies masivas con aportes terrígenos. Este piso termina con las «cuarcitas en bancos continuos», que implica un ambiente de plataforma con un aumento de energía.

En el Ordovícico Medio y Superior el ambiente sedimentario es algo más profundo y alejado de la costa que el anterior al aumentar el componente pelítico.

3.3 SILURICO

Durante el Silúrico se produce una sedimentación euxínica en sus primeros estadios, continuándose por unas facies neríticas-batiales que conforman la mayor parte de las filitas grafitosas presentes, en las que incidentalmente se ubican areniscas y calizas. Posteriormente y en proximidad al Complejo de Cabo Ortegá, existen manifestaciones y deposiciones de rocas volcánicas ácidas, que evolucionan progresivamente hacia niveles tobáceos con «chert» y cineritas, así como a grauwackas conjuntamente con otras manifestaciones volcánicas básicas submarinas al parecer de no gran profundidad. Estas manifestaciones pudieran estar relacionadas con deformaciones tipo arco o surco, secuela de la primera deformación sufrida por aquellos materiales en dominios más alejados.

3.4 OROGENIA HERCINIANA

Tras los tiempos silúricos tuvo lugar un lapso en la sedimentación debido al comienzo de la orogenia herciniana. Posiblemente después de los

primeros movimientos hercínicos tuvo lugar la intrusión de la granodiorita precoz, así como la fase metamórfica regional, cuyo paroxismo será causante de la formación por anatexia de los granitos de dos micas. Más tarde comenzaría la Fase 2 de deformación hercínica, plegando y esquistosando los materiales, y por último intruyen los granitos de dos micas y la granodiorita tardía.

Las últimas manifestaciones hercínicas están representadas por las intrusiones filonianas y las deformaciones póstumas.

3.5 TIEMPOS POSTHERCINICOS

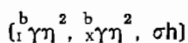
Posiblemente en el Terciario tiene lugar una reactivación orogénica (como se supone a nivel regional). Se manifiesta por fallas transversales o por rejuego de las preexistentes y origina un rejuvenecimiento del relieve.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

En la presente Hoja existe una gran riqueza litológica de rocas graníticas, que cartográficamente se han englobado en tres grandes grupos: granodiorita y tonalita orientadas, granito de dos micas y granodiorita tardía.

4.1.1 GRANODIORITA O TONALITA ORIENTADAS Y HORNBLENDITAS



Pertenece al grupo de las granodioritas precoces del NO. de España.

Se presenta en macizos de contornos suaves e irregulares y dando formas alargadas, rodeadas por material migmatítico y granito de dos micas.

La intrusión tuvo lugar entre sedimentos precámbricos y paleozoicos que más tarde, durante el paroxismo metamórfico (interfase hercínica 1-2) sufrirían un proceso de anatexia y un replegamiento (Fase 2). Consecuencia de todo ello son los contactos difusos y replegados, así como una fuerte orientación de la roca y de los abundantes enclaves melanocráticos aplanados que contiene.

Petrográficamente están representadas: granodioritas s.s., tonalitas y cuarzodioritas. Sus afloramientos están caracterizados por la disyunción en bolos elipsoidales, gran consistencia y tonalidades oscuras por la presencia de abundante biotita, anfíboles y piroxenos. El tamaño de grano es variable, presentando generalmente textura porfídica orientada por mayor desarrollo de los feldespatos. En otras ocasiones el granito es de grano medio

a fino, presentando en esas ocasiones textura heterogranular. La orientación es generalmente bien marcada, llegando a obtener una textura fuertemente gneísica en Punta de Faro, donde ha sido reparada la facies cataclástica ($b\gamma\eta^2$).

En todos los casos la granodiorita precoz va acompañada de un abundante cortejo de pegmatitas, que generalmente están abudinas. En afloramientos aislados aparecen hornblenditas, que en ocasiones presentan contactos muy netos y esquistosidad poco visible ($\sigma\eta$).

Son materiales deformados, observándose una disminución progresiva del grado de deformación hacia el este, si bien en la Hoja adyacente vuelven a aparecer retazos notablemente deformados paralelamente a una evolución composicional de los materiales en el mismo sentido y hacia el norte, a mayor acidez, en líneas generales.

Composicionalmente evolucionan desde tonalitas a adamellitas pasando por granodioritas; las primeras son de grano medio con biotita y anfíbol, con texturas porfidoclasticas en las que el cuarzo, la biotita y a veces el anfíbol presentan orientación fluidal deformándose en torno a los porfidoclastos, que son de plagioclasa (andesina), que también pueden estar maclados, intensamente zonados, en sinneusis, con inclusiones de anfíbol; de feldespato potásico en pequeña proporción con macla de Karsbald, festonados por plagioclasa mirmequítica, estando este mineral también en la matriz donde suele constituir las sombras de presión de la plagioclasa, el anfíbol, hornblenda verde con núcleos pardos, en prismas poikilíticos a veces de plagioclasa y en relación con las láminas de biotita; como accesorios, apatito acicular y esquelético, esfena, circón, allanita, opacos y epidota secundaria, en zonas de fractura.

Las granodioritas, panalotriomorfas, están compuestas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), zonada con mirmequitas en contacto con microclina, mineral éste que puede incluir parcialmente, así como a cuarzo tardío de corrosión, la microclina xenomorfa intersticial a la plagioclasa, hay abundante biotita con pleocroísmo pardo-marrón, que puede estar en agregados; como accesorios, apatitos prismáticos, idiomorfos, circón idiomorfo con halos pleocroicos en biotita, allanita metanítica redondeada o no por epidota, comúnmente en plagioclasa. Excepcionalmente contienen granate rosado, xenomorfo, incluido en plagioclasa.

El cambio composicional es gradual por enriquecimiento en feldespato potásico y desaparición del anfíbol. Los términos más ácidos, en contacto con los granitos de dos micas, pero no en todos los casos, son adamellitas con porfidoclastos de microclina y plagioclasa aproximadamente de 1 cm. de dimensión, la plagioclasa mirmequítica algo zonada, en prismas individuales o en agregados glomoporfidicos, moscovita en proporciones variables, a veces accesorio, sobre plagioclasa o fusiforme en relación con biotita, de

la que conservan residuos o solamente como acicular en cuarzo; como accesorios, circón idiomorfo bipiramiado, apatito idiomorfo y esfena.

Pueden estar fracturadas y tienen zonas de milonitización, con clorita, oblicuas a la orientación general. Cuando están en contacto con los granitos de dos micas se desarrollan moscovitas tardías.

Incluyen materiales de contorno elipsoidal de composición casi análoga al encajante e igualmente orientados, que corresponden a cuarzodioritas biotítico-hornbléndicas, o biotíticas ligeramente porfídicas con pequeños fenocristales de plagioclasa zonada, y maclada, que pueden tener inclusiones de anfíbol en disposición zonal; en torno a ellas se disponen los máficos y el cuarzo, muy tectonzado, los primeros, muy abundantes, son hornblenda verde-parda con escasos silicatos de clinopiroxeno y biotita; tienen feldespato potásico tardío en agregados poligonales intersticiales. Como accesorios, esfena, algunas entrecrecidas con plagioclasa, apatito prismático y acicular, y allanita metamáctica.

También hay enclaves de material paraderivado, unos gneísicos, otros carbonatados, formados los primeros por plagioclasa xenoblástica rara vez con zonas de dos individuos, heterométrica, con mirmequitas, cuarzo con extinción ondulante, feldespato potásico escaso e intersticial, a favor de los planos de foliación, biotita, con moscovita subordinada, que lleva inclusiones de opacos. Son muy abundantes el circón y el apatito, redondeados ambos y asociados a frecuentes opacos.

Los segundos, de cuarzo y plagioclasa fundamentalmente, tienen la típica zonación en cuanto a los máficos, con piroxeno, en las zonas centrales, anfíbol en la intermedia y biotita en la capa externa, habiendo granate fundamentalmente en la anfibólica. Hay aumento del grano en el mismo orden, contienen agregados de apatito y de opacos.

Dentro del conjunto de materiales intermedios o básicos de esta zona, se encuentran afloramientos de rocas ultrabásicas casi totalmente anfibolitizadas con un tránsito desde peridotitas con anfíbol (cordtlanditas) a dioritas piroxénico-anfibólicos.

En las primeras, el olivino ($2v\gamma$ -85) aparece como mineral residual, desde prismas de hasta 2 cm., fracturados con extinción ondulante, llegando a tener lamelas de deformación, serpentinizados, hasta pequeñas secciones xenomórficas incluidas en anfíbol verde-pardo ($2v\alpha = 80-90$, $\gamma-z-20$), el clinopiroxeno ($2v\gamma = 56$, $\gamma-z = 30$) sustituido en parches por anfíbol; hay prismas menos afectados por la anfibolitización de enstatita ($2v\gamma$ -68), en proporciones variables. Hacia los bordes del afloramiento quedan convertidas en hornblenditas, sin apenas residuos de las anteriores fases minerales; aunque no es posible asegurar que todo el anfíbol sea secundario, el proceso de anfibolitización es evidente. Hay además micas de tipo flogopítico de neoformación con láminas dispuestas en orientación análoga al anfíbol, que puede estar zonado, y agregados intersticiales de anfíbol incoloro tardíos;

como accesorios, hay apatito en grandes prismas indentados en anfíbol, opacos, y como elementos secundarios, clorita según mica y anfíbol, epidota, carbonatos relacionados con la anterior y escasas laminillas de talco.

Como elemento evolutivo desde estos materiales hasta el conjunto de tonalitas-granodioritas-adamellititas precoces descritas hay, como enclaves contenidos en los granitos de dos micas, de cuarzdioritas piroxénico-anfibólicas de grano medio a fino, pudiendo evocar, por el gran desarrollo de las plagioclasas, texturas pegmatíticas, carecen de orientación, habiendo solamente ligera deformación de cuarzo. La plagioclasa (andesita-labrador) está zonda intensamente, es poikilitica de los máficos y de apatito acicular.

El anfíbol es una hornblenda verde-marrón, cuyos núcleos tienen exsoluciones de opacos y proceden al menos en parte del clinopiroxeno, incoloro, algunos en vías de transformación al anterior. El cuarzo intersticial a las plagioclasas tiene ligera extinción ondulante, como elemento tardío hay feldespato potásico en relación con el cual se neoforma biotita a partir del anfíbol. Como accesorios, esfena, algunas de morfología incompleta y poikilitica de clinopiroxeno, opacos y apatito que está en prismas alargados, o aciculares, con finas inclusiones de elementos radioactivos que le proporcionan un color grisáceo, pleocroico.

Estos materiales fueron descritos y comentados por NISSEN (1960), que los relaciona igualmente con las rocas granitoides citadas; supondrían unos primeros materiales de la serie evolutiva, que constituyen un conjunto análogo al existente en Donegal (PITCHER, BERGER, 1972). Como ya se han mencionado, provocan un metamorfismo de contacto con mineralogía de Skarn sobre los materiales carbonatados de la serie encajante y ellos mismos quizá deban parte de sus transformaciones tardías al efecto realizado por los materiales de dos micas intruidos con posterioridad.

4.1.2 GRANITO DE DOS MICAS ($d-\gamma^2$)

Dada la marcada diferencia del encajante: dominio del «Domo de Lugo» y del «Ollo de Sapo», se tratarán por separado. Sin embargo, el origen de estos granitos es semejante y probablemente el mismo, ya que su edad en ambos casos es sin fase dos hercínica.

4.1.2.1 Granito de dos micas del «Domo de Lugo»

Están situados al E. de la Ría de Vivero, entre material migmatítico y granodiorita precoz. Los contactos generalmente son difusos, dado el probable origen de «anatexia inducida», puesto que ésta tuvo lugar tras el emplazamiento de la granodiorita, existiendo interacción entre ambos materiales. Respecto a las migmatitas el paso es paulatino por disminución de orientación y melanosoma.

Solamente aparecen contactos netos en la zona más septentrional, en que el granito tiene un carácter más intrusivo y entonces los restos metamórficos quedan como enclaves.

Presentan una gran variedad de facies, siendo las más frecuentes: de grano medio y dos micas; las biotíticas, de grano medio y débilmente orientadas, así como moscovíticas con granates muy abundantes.

Composicionalmente oscilan desde adamellitas biotíticas con escasa moscovita a granitos s.s. y leucogranodioritas sin apenas biotita. Texturalmente son en general de grano medio a fino, pudiendo esporádicamente, sobre todo en las proximidades de los materiales precoces, presentar grosera orientación de las micas, en estos casos se observan también texturas heterométricas donde el feldespato potásico incluye cristales redondeados de cuarzo. Hay también tipos porfídicos con fenocristales de feldespato potásico, que presentan macla de Karsbald y sobreimpuesta la de microclina; es pertítico y más comúnmente está como placas xenomorfas poikilíticas.

La plagioclasa, desde oligoclasa a albita en los términos más ácidos, está en prismas maclados-zonados en las adamellitas, con un margen albítico e incluye mirmequitas a veces abundantes. La biotita, en láminas aisladas, titanada. La moscovita, en proporción creciente hacia los términos más ácidos, tiene bordes simplectíticos con el cuarzo, desarrollándose sobre biotita y sobre feldespato.

Los términos graníticos pueden tener granate, subautomorfo, rosado probablemente de cristalización magmática. Como accesorios, además, circón y apatito.

Como enclaves dentro de los granitos de dos micas de la zona oriental hay materiales paraderivados de origen carbonatado, muy ricos en cuarzo equidimensional con bordes engranados con clinopiroxeno y anfíbol orientados, de manera que el último rodea al piroxeno, del cual procede, con plagioclasa y feldespato potásico al parecer inyectado a lo largo de bandas, aboudinado. Abundantes opacos marginados por plagioclasa o clinozoisita; tienen elevada proporción de esfena con núcleos de ilmenita, y de apatito automorfo en agregados subredondeados y aciculares. Hay agregados amigdalares monominerales de plagioclasa. Puede haber biotita.

En estos materiales, en las inmediaciones de las cortlanditas se desarrollan granates que llegan a tener unos 5 cm. de diámetro, poikilíticos de clinopiroxeno y plagioclasa, faltando minerales hidratados.

4.1.2.2 Granitos de dos micas del «Olló de Sapo»

Dentro de la Hoja existen tres manchas principales que se encuentran en el núcleo del anticlinal del «Olló de Sapo». Aun cuando regionalmente suelen ser muy ricos en diferenciaciones tardías, aquí sólo se manifiestan pegmatitas y filones de cuarzo. Las primeras, en escasa proporción, se ob-

servan en pequeños filones decimétricos o métricos, sobre todo en la playa de Xilloy (X = 285, 449, Y = 1015, 318). Los segundos están sobre todo en los bordes, son poco numerosos, pero en algún caso tienen varios kilómetros de longitud y gran potencia.

Estos macizos graníticos en general aparecen bastante concordantes con la esquistosidad principal, aunque no parece estén intensamente afectados por ella. Los límites de las manchas son un tanto difusos y se manifiestan por una alternancia de granitos y gneises, quedando el contacto expresado por una traza que sigue la parte «masiva» granítica, por consiguiente quedan retazos graníticos dentro del Olló (alguno de varios kilómetros de longitud) y viceversa, que siguen normalmente las direcciones regionales.

Son de grano medio y textura planar con orientaciones de minerales micáceos (fundamentalmente) no deformados.

El hecho de que las intrusiones se favorezcan por la tectónica de segunda fase hercínica (regionalmente se observó por algunos autores que cortaban estructuras F_1 hercínica y serían por tanto posteriores a ella) y por las propiedades de la roca encajante (gneises glandulares del Olló) implica que nos hallamos ante un macizo parautoctono emplazado o removilizado después del metamorfismo regional (recorta las isogradas, CAPDEVILA, 1969) y sin-cinemático o ligeramente posterior de F_2 por hallarse afectado por la misma, aunque no de una manera muy profunda.

Al tener las facies de megacrístales del Olló ligera migmatización y ser el emplazamiento granítico durante el paroxismo metamórfico, parece relacionar todos estos acontecimientos.

Estos granitos, según CAPDEVILA o.p., son debidos a la anatexia de altos niveles siálicos, magmas anatexíticos que emigraron para emplazarse un poco más arriba de su zona de raíz, emplazamiento favorecido por la segunda fase hercínica, clasificándolos dentro del grupo alcalino de leucogranodioritas y granitos de Galicia nord-oriental.

Los materiales de la Estaca de Bares son granitos a leucoadamellitas en función de la proporción de feldespatos potásico, de dos micas, presentando la particularidad de contener minerales aluminicos, no encontrados en los otros.

Están constituidos por microclina xenomorfa con finas pertitas, en prismas indentadas con cuarzo al que incluye en los bordes a veces poligonales y plagioclasas (oligoclasa), maclada, a veces por deformación, que pueden tener núcleos sericitizados y mirmequitas en los bordes con el feldespatos potásico. El cuarzo, en mosaico, no está deformado, si bien la roca presenta una ligera orientación, también está corroyendo a los feldespatos, la biotita con pleocroísmo marrón-rojizo incluye escaso circón, y esfena como producto secundario, cuando se encuentra en vías de cloritización. La moscovita, muy abundante, se asocia a la mica ferromagnésiana, en láminas más idiomorfas, que incluyen restos de biotitas análogamente orientadas, tienden

a formarse principalmente sobre feldespato, desarrollando bordes simplectí-ticos en el cuarzo, acreditando una cristalización postmagmática.

Los minerales aluminicos son: andalucita (que incluye opacos y biotita), muy frecuente residual en láminas de moscovita, y en prismas deformados; sillimanita en haces a veces curvados incluidas en moscovita y cuarzo.

Mas rara vez hay cordierita pinitizada habitualmente en agregados de feldespato potásico, incluye sillimanita en prismas que a su vez incluyen espinela de tipo pleonasto, es escaso el corindón, incluido en plagioclasa.

Como accesorios apatito, en agregados, muy abundante circón, escasa turmalina, y opacos.

Texturalmente presentan una notoria orientación de micas y bandeado irregular entre las zonas ricas en cuarzo y las de feldespato potásico. La orientación no está acompañada en este caso de deformación de las fases minerales, salvo en las proximidades del gran dique de cuarzo.

Este hecho, junto con la generalizada aparición de minerales aluminicos, puede interpretarse como de intrusión sincinemática acompañada por asimilación de material encajante. Andalucita, sillimanita y cordierita pueden asimismo representar residuos de anatexia o neocristalizados a partir de un magma rico en aluminico procedente de material cortical. Sin embargo, la presencia de espinela y corindón, residuales típicos de paragénesis de contacto, apuntaría más bien hacia el primer supuesto.

Como enclaves dentro de este material hay Ojillo de Sapo, de manera que se ven afectados por efecto térmico con recristalización del cuarzo de la matriz, que se hace granoblástica con aumento del grano y de las plagioclasas que incluyen cuarzo en gotas y pueden presentar ligera zonación.

En los granitos situados en el Ojillo de Sapo, si bien se alinean con los de la Estaca de Bares, no se ha encontrado en éstos la mineralogía altamente aluminica que caracteriza a los anteriores ya descritos. Texturalmente son similares, aunque son más frecuentes aquí las deformaciones en los elementos micáceos y de las plagioclasas, así como en algunos casos bandeado composicional entre bandas casi exclusivamente de cuarzo y bandas feldespáticas. Pueden verse también texturas porfidoclasticas.

Composicionalmente son granitos s.s. con albita y microclina de dos micas, o de moscovita, en cuyo caso suelen tener granates. Son comunes las texturas de intercrecimiento entre los dos feldespatos, siendo muy frecuentes los parches de microclina sobre albita, la primera rara vez en prismas subautomorfos, con pertitas en films y esto sólo en las que tienen biotita. Esta, suele estar desestabilizada, las láminas de moscovita no tienen bordes blásticos. Hay, como ya se ha dicho, granate, que no coexiste con biotita, es subautomorfo, fracturado, pudiendo incluir plagioclasa; como accesorios, apatito, acicular y prismático, prismas metaníticos, quizá de monacita, turmalina verde-pálida sobre biotita, con inclusiones de opacos y rara vez berilo.

Se trata de materiales muy diferenciados, cuya composición está en equilibrio con el ambiente epizonal, donde se emplazan. Según CAPDEVILA (1969) su intrusión estaría favorecida por la presencia de un encajante, como el Ollo de Sapo, cuarzo-feldespático y suficientemente hidratado.

4.1.3 GRANODIORITAS TARDIAS ($\gamma\eta^2$), PORFIDOS GRANODIORITICOS ($\gamma\eta^2$)

La granodiorita de la Estaca de Bares tiene una disposición que parece alargada. Aflora dentro del granito de dos micas en contactos subverticales intrusivos con él, cortando de forma neta la disposición regional del granito (que a su vez está en el núcleo del anticlinal del Ollo de Sapo y es favorecido por esta estructura como ya se vio anteriormente). Hay enclaves del Ollo dentro de la granodiorita, afectados posiblemente por ella, como ya se citó en el apartado 1.3.1.1.

Es de grano grueso, relativamente pobre en megacristales de feldespato (sobre todo en los bordes), que son de color blanco, con una gran proporción de biotita y en menor proporción de anfíbol, que dan un aspecto general muy melanocrático y cierto carácter básico. Los enclaves melanocráticos son muy frecuentes y no presentan en absoluto deformación.

Se incluye dentro de los granitos postectónicos, y es, por tanto, posterior a las principales deformaciones hercínicas, razón confirmada por dataciones radiométricas efectuadas en macizos de características similares, CAPDEVILA, VIALETTE (1965), que datan una edad absoluta de 260 m.a.

En la localidad de Canto de Muro y en Muiños del Sor aparecen pequeños afloramientos de pórfidos granodioríticos. Presenta estructura claramente porfídica, esto es, una masa de material de grano fino en que resaltan cristales de cuarzo y feldespato de gran desarrollo (0,5 a 1 cm) ($\gamma\eta^2$).

Son pórfidos granodioríticos con fenocristales de plagioclasa maclada, zonada, en sinneusis, cuarzo ameboide, biotita desestabilizada a moscovita y opacos o cloritizada, en una matriz de grano fino constituida por un entrecrecimiento de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico con moscovita; circón y apatito, biotita o en matriz. Esta puede tener textura pseudolerítica y, en otros casos desarrollo gráfico y esferulítico entre cuarzo y feldespato potásico.

Petrográficamente las granodioritas corresponden a granitoides no deformados intrusivos sobre los de dos micas localizados en su borde meridional.

Son granodioritas con anfíbol y biotita, o biotita sola con texturas plagiomorfos de grano medio. La plagioclasa, componente mayoritario, maclada, zonada abundantemente con núcleos corroídos, en sinneusis, con una zona marginal xenomorfa más ácida, incluye mirmequitas en contacto con el

feldespato potásico; éste es xenomorfo, con raras maclas de Karsbald, peritítico, incluye cuarzo automorfo en las rocas de borde del afloramiento. El anfíbol, de tipo hornblenda parda, en prismas aislados y en agregados, asociado a biotita, puede incluir exsoluciones de opacos, la biotita en láminas aisladas o en gregados; como accesorios, circón, apatito prismático a veces acicular y allanita metanítica que puede incluir apatito idiomorfo.

Los enclaves, muy frecuentes, son melanocráticos, de cuarzo-dioritas plagiomorfas algo porfídicas, dado este carácter por plagioclasas de hasta 4 mm., que también son constituyentes de la matriz macladas, zonadas; la hornblenda, que puede conservar clinopiroxeno residual incluido, en prismas o agregados, pudiendo faltar; la biotita predominante sobre el anfíbol en láminas aisladas en agregados, también en fenocristales y como diminutas inclusiones en el cuarzo, que es intersticial, tardío algo ondulante y puede incluir anillos de cristales de anfíbol, a manera de corona de reacción. Hay feldespato potásico intersticial entrecrecido con el cuarzo, también tardío, está en proporciones variables y es poikilítico de todos los componentes. Como accesorios son frecuentes los apatitos aciculares, esfena, circón y allanita. Como elementos secundarios calcita, sobre anfíbol o en venas, clorita, esfena y prehnita sobre biotita, y sericita y epidota a partir de plagioclasa.

4.2 ROCAS FILONIANAS

4.2.3 CUARZO (q)

Ya se ha citado, en parte, un posible origen del mismo debido a manifestaciones póstumas de los granitos de dos micas. Por otro lado, el origen de la mayor parte del cuarzo está ligado al relleno de fracturas tardihercínicas N. 110°-130° E., relleno que en algunos casos es de extraordinaria importancia. Su característica principal es la pureza, de ahí su gran importancia económica.

4.2.4 PEGMATITAS (FP)

También se vio que están íntimamente relacionados con el cortejo filoniano de los granitos de dos micas. Son de potencia y abundancia variable, así, al O. en el granito del «Olló» sólo se observaron de forma clara en la Playa de Xillo y son de escala decimétrica; por otra parte, al E. de Vivero son muy abundantes y con potencias que oscilan desde algunos centímetros a varios metros. Muchas veces no son filones de bordes netos y cortantes, sino que suelen tener una forma más o menos arrosariada, o bien aparecer en forma de bolsadas de bordes irregulares, por lo que suponemos no sean muy tardíos respecto a la intrusión granítica.

Los cristales de cuarzo, feldespato y micas suelen tener gran desarrollo.

4.2.5 PORFIDOS (FO)

De escasa representación. En la Punta Fouciño do Porco, al N. de Vivero, hay un filoncillo de pórfidos de 2 a 3 m. de potencia, siguiendo las direcciones regionales. Este dique no presenta aparentemente deformación, es un microgranito en el que brillan algunas láminas de moscovita, está muy alterado y el color que presenta es amarillento.

Además, en zonas próximas a la fractura, rellena por el filón de cuarzo del Barquero, se encuentran diferenciaciones de cuarzo-sienitas constituidos por un mosaico de albita y feldespato potásico y en pertitas en «patches», con cuarzo escaso y tardío. Los feldespatos están anubarrados por opacos y tienen laminillas de moscovita, hay agregados de clorita intersticiales, esfena y apatito. Están atravesados por microdiques de cuarzo que los brechifican ligeramente.

Rocas de composición análoga, es decir, sienitas con cuarzo y en esta ocasión granate, se encuentran al norte de la Playa del Esteiro intruidos en granodioritas con granate, son análogos a los ya descritos con una segunda generación de adularia intersticial, cuarzo escaso y agregados criptocristalinos radiales, hay abundante apatito, estando el granate subredondeado incluido en feldespato o en relación con cuarzo.

4.3 METAMORFISMO REGIONAL

Hay un metamorfismo regional complejo, que como se ha dicho es poli-fásico, que se desarrolla en tres sectores (figura 2), separados entre sí por grandes fracturas, de distintas características. Además hay ligeras manifestaciones de metamorfismo de contacto.

El sector occidental es un pequeño retazo ocupado por los paragneises de Cariño, dentro del Complejo Cabo Ortegá. En esta Hoja son gneises de dos micas con o sin plagioclasa, y como minerales índices de la primera fase, residuales, granate y estaurolita, con las paragénesis.

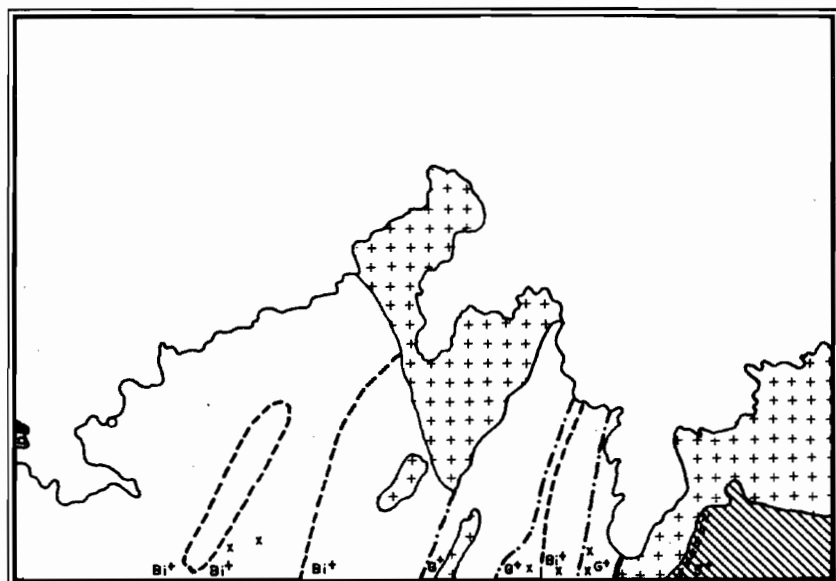
1. Cuarzo-moscovita-biotita \pm plagioclasa.
2. Cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa-estaurolita-granate.

Se trata, por tanto, de anfibolitas almandínicas o de un estadio medio acreditando unas condiciones mínimas para la aparición de la segunda paragénesis, visible en la Hoja, de 550° y 5 kb.

En la fase subsiguiente no se neofoma ni granate ni estaurolita, recristalizando únicamente las micas.

Como inclusiones tectónicas dentro de las rocas básicas epizonales hay, como ya se han descrito, anfibolitas con granate, afines a las retrogranulitas de Bacariza, que supondrían facies estructurales más profundas dentro del

DESARROLLO DE LAS ISOGRADAS DE LA HOJA DE CILLERO



LEYENDA

<p>+++++ Materiales no metamorficos</p> <p>----- (e) Isograda del almandino +</p> <p>===== (s) Isograda de la Sillimanita +</p> <p>----- (bi) Isograda de la Biotita +</p> <p>x Cloritoide</p> <p>● Granate en S. de Cariño</p> <p>————— Falla de Vivero</p>	<p>▨ Migmatitas (no moscovita)</p> <p>○ Granate en metabasitas</p> <p>□ Estauroлита en S. de Cariño</p>
--	---

Figura 2

gradiente que generó los paragneises (VOGEL, 1967; ENGELS, 1972; TEX et al, 1972; Hoja de Cedeira, 1974; Hoja de Ortigueira, 1974).

En el sector oriental, al este de la gran fractura de Vivero, el ambiente

metamórfico es de movilización, en donde aparecen granate y sillimanita, escasos, ya estables desde mucho antes de las condiciones de migmatización generalizada.

El único criterio indicativo es la no aparición de moscovita primaria con amplia neoformación de feldespato potásico, a expensas de la anterior, en presencia de plagioclasa, lo que indica una temperatura mínima de 670° C. para 3,5 Kb (WINKLER, 1974).

La escasez, casi carencia, de silicatos aluminicos, puede deberse al bajo contenido en aluminio en los materiales originales, ya que una vez generalizado el fundido se hayan difundido en él, constituyendo las nuevas fases cristalizadas, aunque no hay que olvidar que parte del feldespato alcalino puede ser introducido por parte de los granitoides de dos micas, claramente intrusivos en la zona septentrional.

El sector central, el más ampliamente desarrollado, manifiesta un metamorfismo dentro del grado bajo o de la facies de los esquistos verdes, que afecta a materiales de muy variada índole y con características báricas diferentes en las inmediaciones de la fractura de Vivero que en el resto. Esto se deduce de que el granate, salvo en los materiales piroclásticos, sólo aparece en zona de clorita en tal lugar, apareciendo en el resto ya en zona de estabilidad de biotita.

Existen, por tanto, tres zonas, de la clorita, de la biotita y del granate, invirtiéndose el orden de las dos últimas según el sector.

Las rocas metabásicas y metaultrabásicas siempre están en zona de la clorita con las paragénesis.

3. Cuarzo-epidota-albita \pm granate.
4. Albita-actinolita-epidota \pm cuarzo.
5. Serpentina-talco-clorita.
6. Serpentina-clorita-magnesita.

que acreditan unas condiciones propias del bajo grado, en su zona de baja temperatura, dado que no se ha encontrado hornblenda, es decir, por debajo de los 500° C, hecho corroborado por las paragénesis 5 y 6 de rocas ultrabásicas, que suponen además una presión relativa de CO₂ baja a intermedia. En estas rocas hay también anfíbol residual.

El granate de la paragénesis 3 no se considera indicativo, puesto que sólo aparece en piroclastos donde la recristalización es más rápida (MIYASHIRO, 1973) y puede estar controlado por la composición inicial, no teniendo además certeza de su exacta naturaleza.

En los materiales pelíticos y semipelíticos las paragénesis son:

7. Cuarzo-clorita-moscovita \pm albita.
8. Cuarzo-clorita-moscovita \pm cloritoide.

El cloritoide aparece a ambos lados de la estructura anticlinal de manera

muy dispersa, lo que es lógico teniendo en cuenta que su aparición está estrechamente controlada por la composición de la roca inicial (HOSCHEK, 1969). En las metarriolitas se mantiene el feldespató potásico, desestabilizándose la biotita original en la paragénesis:

9. Cuarzo-albita-microclina-moscovita.

En el flanco oriental aparece, además, almandino en zona de clorita en la paragénesis.

10. Cuarzo-clorita-moscovita-almandino \pm albita \pm cloritoide.

Esto supone para esta zona unas condiciones de gradiente básico más alto que en el resto, AIBEE (1968), en WINKLER (1974), lo que se ve corroborado más al sur con la aparición de una serie con distena que puede deberse al control de sobrepresión tectónica ejercido por la zona de fractura de Vivero (CAPDEVILA, 1969, Hoja de Puentes de García Rodríguez, 1972, Hoja de Vivero, 1974). La reacción de formación del granate no implica formación de biotita en este caso.

La formación de biotita tiene lugar, a expensas de la reacción entre clorita y moscovita, en los niveles situados sobre el Olló de Sapo, si bien se verifica anteriormente en los materiales metaclásticos; hay que tener en cuenta que además cuando se observan las dos esquistosidades superpuestas se neoforma biotita en la segunda, no existiendo en la primera lo que, como sucede en Cedeira (1974), indica un gradiente geotérmico en general superior en la segunda fase respecto de la primera. Granate y cloritoide, únicos minerales índice, son en general intercinemáticos a las fases primera y segunda, únicas en las que existe blastesis mineral, aunque hay también cloritoide posterior a la segunda.

Dentro del sector central, como ya se ha dicho, el almandino es posterior a la biotita, pasando de la paragénesis:

11. Cuarzo-moscovita-biotita,

a la siguiente:

12. Cuarzo-moscovita-biotita-almandino,

que se desarrolla en los materiales filíticos incluidos en el Olló de Sapo, formación que constituye el núcleo de la estructura, y en la que no se observan cambios mineralógicos progresivos, puesto que es ya plenamente estable la biotita y se mantiene estable la moscovita.

En cuanto al feldespató potásico, aparece siempre en la matriz y su aparición como fenocristal parece estar condicionada a un control litológico más bien que de índole metamórfica.

4.4 METAMORFISMO DE CONTACTO

Existe un metamorfismo de contacto, si bien muy precariamente manifestado. Los granitoides de dos micas provocan sobre el encajante, sea éste cuarzofeldespático del Olló de Sapo o pelítico recristalizaciones importantes, con neoformación de moscovita, es decir, facies de las corneanas moscovíticas (REVERDATTO, 1970).

Los materiales básicos asociados a la granodiorita precoz desarrollan en los enclaves de material margoso la paragénesis:

— Clinopiroxeno-grossularia-plagioclasa-hornblenda-esfena.

Asimilable a las corneanas anfíbolíticas. Las granodioritas tardías sobre los materiales cuarzofeldespáticos del Olló de Sapo, provocan neoformaciones de cordierita que incluye espinela y asimilación parcial, suponiendo análoga facies y desarrollando moscovitas con posterioridad.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Como se ha visto, existe dentro de la Hoja una gran variedad litológica que condiciona diversos tipos de explotaciones, tanto a cielo abierto como en pequeñas galerías subterráneas. El agua no es problema, teniendo en cuenta el poco consumo y las abundantes precipitaciones.

5.1 HIDROGEOLOGIA

El principal aprovechamiento de agua sería el almacenamiento derivado de las precipitaciones.

Las litologías de la zona presentan características hidrogeológicas impermeables, por ello no hay zonas aptas que configuren grandes almacenamientos, estando únicamente presentes flujos menores para pequeños usos industriales o caseros de poca importancia, en lugares en que la tectonización (fracturas o diaclasas) haya actuado de manera más clara o bien en zonas próximas a los filones de cuarzo.

5.2 CANTERAS

En líneas generales podemos decir que existen numerosísimas canteras y explotaciones pequeñas en todos los tipos de rocas desde pizarras a cuarcitas o granitos, etc., muchísimas veces de uso local y escasa importancia, pero otras de gran interés, reflejadas a continuación.

5.2.1 MIGMATITAS

Ofrecen buenas posibilidades la explotación de las migmatitas atribuidas a la Serie Inferior (Serie de Trastoy), situadas al E. de la Hoja, sobre todo para fines derivados de la construcción, obras públicas, etc.

5.2.2 GRANITOS

Los granitos de dos micas, deformados, de general distribución al N. y al E., afectados por cierta tectonización, ofrecen menos interés dada su alta alteración meteórica, aunque pueden ser aplicables para ciertas obras civiles.

5.2.3 GRANODIORITAS TARDIAS

Las granodioritas de la Estaca de Bares pudiera ser muy interesante su aprovechamiento, sobre todo para áridos de carreteras y construcción en obras públicas, etc., dada la escasa tectonización y alto grado de compacidad, así como por sus fáciles accesos. Su desventaja por otra parte estribaría principalmente en su alejamiento de núcleos urbanos importantes.

5.2.4 PIZARRAS

Se explotan canteras en filitas del Ordovícico (O_{2,3}) en Rande, que presentan poca fracturación y en algunas zonas escasos sulfuros (flanco O. del anticlinal del Ollo de Sapo). Su única dificultad, subsanada por la calidad, son los accesos. Su destino principal es su utilidad como pizarras de techar y como piedra ornamental, etc., teniendo actualmente un gran mercado tanto interior como exterior.

Sus reservas se puede estimar como de alto grado, ya que en general corresponden a una franja de dirección NE.-SO. continua hasta el mar por el NE. y hacia las inmediaciones de Puentes de García Rodríguez, al S.

5.2.5 SERPENTINITAS

Aun cuando tienen gran interés, sobre todo para la siderurgia y ornamentación, los afloramientos aquí son poco importantes como para dar grandes explotaciones. Están al O. de la Hoja, entre rocas verdes, existiendo pequeñas explotaciones muchas veces comunales, la mayor parte abandonadas. Quizá la única explotación rentable sería la que se podía hacer en el lentejón que hay en las inmediaciones de Ladrado.

5.2.6 CUARZO

Las principales canteras de cuarzo están situadas en el centro y oeste de la Hoja. Como ya se ha visto, están en filones y son rellenos o representaciones que aprovechan bien zonas de debilidad o bien fracturas tardihercínicas. En algún caso, filón de Vicedo, son de extraordinaria potencia (200-500 m.) y longitud (varios Km.). El cuarzo extraído es de extraordinaria pureza y calidad, siendo destinado fundamentalmente a los mercados exteriores.

5.3 MINERIA

5.3.1 HIERRO

Al O. de Vivero y en las proximidades de Lombogordo, Suegos, etc., se encuentra una corrida métrica a decimétrica de mineral de Fe de origen probablemente sedimentario, que sigue las direcciones regionales entre pizarras y esquistos del Ordovícico Medio y Superior (al E. del anticlinal del Olló de Sapo). Las características de los minerales extraídos, valoración de las minas y forma de explotación están reflejadas en los trabajos de HERNANDEZ SAMPELAYO [1935]. Por el interés actual de este mineral y por tener esta corrida gran contenido en Fe sería conveniente hacer un estudio más detallado para su valoración. El metamorfismo de la región puede afectar a la composición, en lo que se refiere al contenido en fósforo y azufre.

5.3.2 PLOMO

En las proximidades de Picón (Loiba), en un lugar de la costa denominado Coitelo (X=272.200, Y=1022.842) se encontraron indicios de galena y pirita.

Los indicios de Pb (galena), que en la actualidad se están investigando, parecen ligados (la mayor concentración) a una falla tardihercínica de dirección aproximada N.-110-130 E. que desplaza marcoesquistos y filitas satinadas de metarriolitas. La mina aparece en forma de filoncillos de muy poca potencia (1 cm.), en una brecha. Según comunicación del personal que realiza los trabajos, la metalización suele tener forma arrosariada.

Hasta la actualidad, no se encontró masa explotable y los trabajos se están orientando sobre todo en trazar galerías perpendiculares a la dirección de la falla, tratando de encontrar una zona mineralizada lo suficientemente rentable.

El origen podría ser debido al relleno de fracturas tardihercínicas rellenas por disolución hidrotermal.

5.3.3 CAOLIN

La presencia del caolín queda reducida en esta Hoja a la mayor tectonización que puedan presentar los granitos de dos micas deformadas. Existe un yacimiento de relativa importancia en las proximidades de la Playa de Area Longa (Vicedo), que está relacionado de forma muy directa con el contacto de un gran filón de cuarzo tardihercínico que ha transformado totalmente al granito de dos micas de Estaca de Bares. Sería interesante el estudio del labio elevado de esta falla tardihercínica rellena de cuarzo en zonas no muy alejadas de la misma.

5.3.4 PEGMATITAS

Afloran sobre todo al E. de la Hoja y en la zona más o menos próxima a la costa, al NE. de Cillero. Aparecen en filones o masas de diversa potencia (1 a 5 m.) y formarían parte principalmente del cortejo filoniano tardío asociado a los granitos de dos micas deformadas.

Podría tener interés un estudio detallado de las mismas con vistas al aprovechamiento minero del feldespato.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ MENENDEZ, J. M.; ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J., y LOPEZ GARCIA, M. J. (1973).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 23 (07-04), Puentes de García Rodríguez». *Publicaciones del I. G. M. E.* (en prensa).
- ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J., y LOPEZ GARCIA, M. J. (1974).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 8 (07-03), Vivero». *Publicaciones del I. G. M. E.* Madrid (en prensa).
- ASENSIO AMOR, I., y TEVES RIVAS, N. (1964).—«Estudios fisiográfico-sedimentológicos de las Rías Altas». *B. R. S. E. H. Natural*, pp. 163-185.
- ASENSIO AMOR, I. (1965).—«Erosión marina y formación de canturrales en las rías de Vivero». *B. R. S. E. H. Natural*, vol. LXIII, núm. 4, pp. 49-52, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I., y CARABALLO, L. F. (1968).—«Origen y evolución del material fangoso-arenoso de las rías de Cedeira y Ortigueira». *B. R. S. E. H. Natural*, vol. 66, núm. 3, pp. 191-194, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I., y TORRES RIVAS, N. (1964).—«Estudios fisiográficos sedimentológicos de las Rías Altas». *B. R. S. E. H. Natural*, vol. 63, núm. 2, pp. 163-185, Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le metam. reg. progressif et les granites dans le

- segment hercynien de Galice Nord Orientale (NE. de l'Espagne)». *Universite de Montpellier*. These doctoral, pp. 1-30.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., et FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Mesete Ibérique». *B. S. D. F.* (7)-XV, núm. 3-4, pp. 209-227.
- ENGELS, J. P. (1972).—«The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 48, pp. 83-133.
- FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ POMPA, F.; LOPEZ GARCIA, M. J., y PEINADO MORENO, M. (1974).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 2 (06-02), Ortigueira (Cariño)». *Publicaciones del I. G. M. E.* Madrid (en prensa).
- FERNANDEZ TOMAS, J.; MONTESERIN LOPEZ, V., y PEINADO MORENO, M. (1975).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 3 (08-02). San Ciprián. *Publicaciones del I. G. M. E.* Madrid (en prensa).
- FERNANDEZ POMPA, F.; MONTESERIN LOPEZ, V., y PEINADO MORENO, M. (1974).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 7 (03-06) Cedeira». *Publicaciones del I. G. M. E.* Madrid (en prensa).
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le precambrien et le paleozoique de la province d'Orense (NW de l'Espagne). Stratigraphie-tectonique-metamorphisme. These doctoral *Universite de Bordeaux I*, pp. 1-249.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Hierros de Galicia». *Memoria del I. G. M. E.* Criaderos de hierro de España. T. 4. Fasc. 1, pp. 1-464. Madrid.
- (1935).—«Hierros de Galicia». Criaderos de hierro de España. *Memoria I. G. M. E.* T. 4, Fas. 3, pp. 374-769, núm. 2. Madrid.
- (1935).—«Hierros de Galicia». Criaderos de hierro de España. *Memoria del I. G. M. E.* T. 4, Fas. 3, pp. 1-373, núm. 1. Madrid.
- (1935).—«Hierros de Galicia». *Mem. Inst. Geol. Minero de España*, pp. 42-769.
- HILGEN, J. P. (1971).—«The Latin Unit: A new Structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain)». *Konink. Akad. Wetensch. Amsterdam*, Serie B, v. 74, núm. 4.
- HOSCHENK, G. (1969).—«The Stability of Staurotide and chloritoid and their significance in metamorphism of rocks». *Contr. Mineral. Petrol.* 22, 208-32.
- I. U. G. S. (1973).—«Classification and nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations». *N. Jn. Min.* H. 4, 149-164.
- LOTZ, F. (1945).—«Observaciones respecto a las Variscidas de la Meseta Ibérica». *Public. extr. sobre Geología de España*, T. V, pp. 149-166. Madrid, 1950.
- (1970).—«El Cámbrico de España». *Memoria del I. G. M. E.*, T. 75, pp. 155-161. Madrid.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincia de Zamora, León y Orense, NO. de España)». *Separata de Studia Geológica*, V, pp. 7-106. Salamanca.

- MARTINEZ GARCIA, E.; FERNANDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ TOMAS, J., y MONTERSERIN, V. (1975).—«Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal Galicia, Noroeste de España». *Tecniterrate*, núm. 7. Madrid.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trar. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, T. 44, pp. 153-281.
- MATTE, Ph., et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoique dans le Nord-Ouest de la Peninsula Iberique: grandes nappes ou extrusions». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264, p. 2268.
- MEERBEKE, G. L. E. van HILGEN, J. D., y FLOOR, P. (1973).—«Preliminary results of the investigations of the Central Galicia schist area (Provs. Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leids e Geol. Meded*, 49, pp. 33-37.
- MIYASHIRO, A. (1973).—«Metamorphism and Metamorphic Belts». *George Allen. Unwin Ltd.*, pp. 1-492.
- NISSEN, H. U. (1960).—«Deformation y Kristallisation in nordwestspanischen Küstengevirge bei Vivero». *Diss., Univ. Münster*, 303 pp.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction á la géologie de l'«Ollo de Sapo», formation porphyroide antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne». *Not. Coms. Inst. Geol. Esp.*, 76, pp. 119-154. Madrid.
- PITCHER, W. S., y BERGER, A. R. (1972).—«The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and uroofing». *John Wiley Sons. New York*, 435 p.
- REVERDATO, V. V. (1970).—«The facies of contact Metamorphism». *Trans. 1973 by D. A. Brown, Canberra*, 262 p.
- RIES, A. C., y SHACKETON, R. M. (1971).—«Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrustplate». *Nature Physical Science*, V. 234, pp. 65-68.
- SPRAY, A. (1961).—«Metamorphic textures». *Pergamon press*, pp. 350.
- TEX, E. DEN; ENGELS, J. P., y VOGEL, D. E. (1972).—«A High Pressure Intermediate - Temperature Facies Series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain)». *24 tb IGC, Section 2 (Congreso de Geología de Canadá)*.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Síntesis de la cartografía existente de la provincia de Lugo». *Mapa geológico de España 1:200.000 I. G. M. E.*, núm. 2. Madrid.
- VOGEL, D. E. (1965).—«Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal». *Leise Geol. Med. Deel* 36, pp. 243-254.
- (1967).—«Petrology of an eclogite-bearing poly metamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain». *Leise Geol. Med.*, 40, pp. 121-213.
- VOGEL, D. E., and ABDEL-NOMEN, A. A. (1971).—«Radiometric evidence for Precambrian metamorphic event in NW Spain». *Geol. en Mijnb*, 50, pp. 749-750.

- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of metamorphic facies introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner. MH. Jg. Fas. 8*, pp. 189-248.
- (1974).—«Petrogenesis of Metamorphic Rocks». *Springer-Verlag New York*, pp. 1-320.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA