



IGME

7

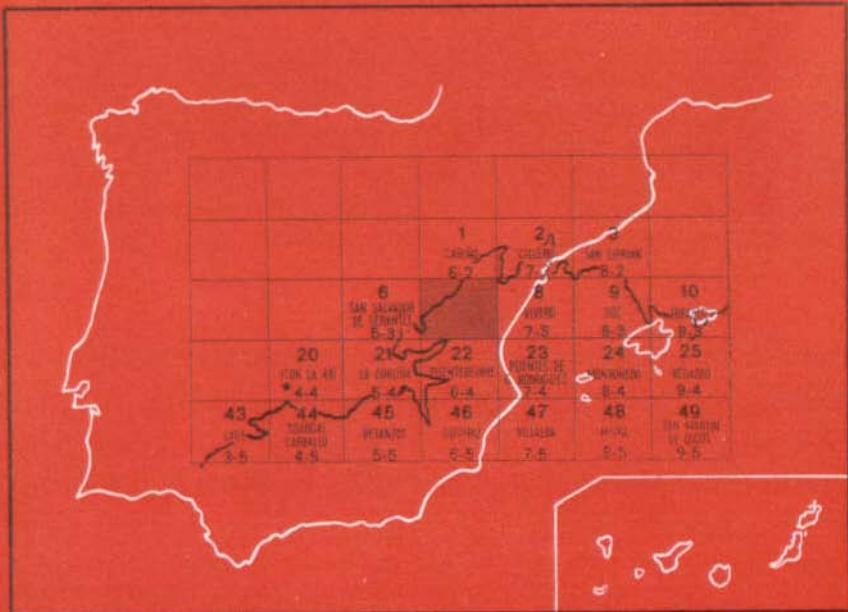
6-3

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CEDEIRA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CEDEIRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los Licenciados en Ciencias Geológicas F. FERNANDEZ POMPA y V. MONTESERIN LOPEZ; interviniendo en el apartado de Petrología el doctor doña M. PEINADO MORENO (siguiendo normas y supervisión del IGME (*)).

Se ha contado con el asesoramiento del Dr. E. MARTINEZ GARCIA, de la Universidad de Salamanca, y con la colaboración del Dr. P. FLOOR, del Instituto de Geología de Leiden.

(*) Supervisión I. G. M. E.: A. Huerga Rodríguez.

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 - 37.594 - 1976

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

INTRODUCCION

Geográficamente, la presente Hoja se sitúa al norte de la provincia de La Coruña, formando parte de una de las zonas más bellas del litoral atlántico, las rías altas, en donde se disfruta de una temperatura media anual alrededor de los 13° C., con máximas absolutas no mayores de 25° en verano y mínimas absolutas no inferiores a 0°, y con una pluviometría ligeramente superior a 1.000 mm.; todos ellos son datos tomados de la estación termopluviométrica del faro de Estaca de Vares.

Morfológicamente se define una alta penillanura de 525 a 620 m., conservada en los cerros de Pena de Ladrones, Taornelos, etc., y otra más baja, entre 357 y 400 m., en donde se encaja la red hidrográfica principal (río Grande de Jubia, río de Mera, río de Mestas), definiéndose, por último, llanuras generalizadas entre los 200 y 300 m. y otras muy localizadas en los 100 m., de claro origen tectónico (cuenca de San Saturnino-El Pedroso).

La litología configura notablemente el relieve, presentándose con predominio las partes más altas en las rocas básicas.

La zona objeto de estudio de esta Hoja se encuentra situada geológicamente en la zona IV, Galicia Media Tras-Os-Montes, de MATTE (1968), Galaiaco-Castellana de LOTZE (1945), en relación tectónica con el Dominio del «Ollo de Sapo». Los materiales representados son: rocas básicas, ultrabásicas, paragneises del Complejo de Cabo Ortegal, de probable edad precámbrica a cámbrica y rocas del Grupo de Moeche, constituido por un con-

junto heterogéneo de rocas sedimentarias e ígneas de edad probable ordovícico-silúrica o incluso del Devónico Inferior.

El Complejo de Cabo Ortegal y el Grupo de Moeche se encuentran separados de la Serie de Ordenes por un importante accidente de dirección N.-S. (Falla de Prado); al S. y SO. de este accidente se encuentran diversos complejos de carácter predominantemente básico, como son los de Ordenes, Lalín, Morais y Braganza, estos dos últimos en el NE. de Portugal. ENGELS (1972) interpreta que el accidente que ha producido esta separación es en realidad una falla transformante, de más de 200 km. de recorrido y de carácter levógiro. Este accidente (Falla de Prado) ha debido rejugar en diversas ocasiones y servir para la introducción de diversas rocas de carácter granítico.

Los materiales mejor conocidos de la zona son los que constituyen el Complejo de Cabo Ortegal, ya citados por SCHULZ (1835), MAC PHERSON (1881), CARLE (1945), PARGA PONDAL (1956, 1960, etc.) y estudiados con detalle por los geólogos de la Escuela de Leiden: TEX, E., y VOGEL (1962), VOGEL (1967, etc.); MAASKANT (1970); TEX, E. (1971); TEX, E., y FLOOR (1971); ENGELS (1972); TEX, E., et al. (1972), etc.

Consideran estos últimos que este complejo es de edad precámbrica, basándose principalmente en una edad radiométrica obtenida en el anfíbolo de una eclogita que fue de 900 ± 300 m.a., VOGEL y ABDEL MONEM (1971), y por estar afectados por un metamorfismo de características diferentes al hercínico. En cuanto a su posición, es atribuida a un levantamiento con extensión y cabalgamiento del borde sobre materiales silúricos (TEX, E., y VOGEL, 1962).

RIES y SHACKLETON (1971) interpretan el Complejo de Cabo Ortegal como restos de un manto de corrimiento hercínico.

Los materiales del Grupo de Moeche no han sido objeto de estudios detallados, citándose tan sólo por VOGEL (1967) la existencia de esquistos verdes y serpentinitas, considerándolas como una suite ofiolítica del ciclo hercínico (TEX, E., y FLOOR, 1971). HO LEN FAT et al, citados por TEX, E., y FLOOR (1971), atribuyen a este complejo una edad Silúrico Superior-Devónico Inferior por el hallazgo de crinoides en calizas de la zona de Moeche.

En cuanto al Grupo de Ordenes, ha sido objeto de estudio en un área situada más al Sur por V. ZUUREN (1969), WARNAARS (1967) y HUBREGTSE (1973) principalmente, citándose asimismo en los trabajos generales (por ejemplo, TEX, E., y FLOOR, 1971; HILGEN, 1971, etc.), en que se les atribuye también carácter polimetamórfico.

1 ESTRATIGRAFIA

Con respecto a las unidades estratigráficas presentes en la Hoja estudiada, hemos considerado conveniente subdividirlas en dos dominios prin-

cipales: el oriental o Dominio del «Ollo de Sapo» y el occidental o Dominio de la Serie de Ordenes. La existencia de considerables diferencias litoestratigráficas entre estos dos dominios ya había sido puesta de manifiesto en los trabajos de PARGA PONDAL (1956, 1960, etc.), trabajos de la escuela de LEIDEN, etc.

1.1 SERIE DE ORDENES (PC-S; ξ , γ)

Los materiales de esta serie se sitúan en la franja más occidental de los afloramientos de la Hoja, definiendo morfológicamente una extensa llanura de unos 3,5 km. de anchura con recubrimientos de arenas y arcillas cuaternarias.

Está formada esencialmente por esquistos, cuarzoesquistos, niveles de esquistos con cuarcita grafitosa y samitas de carácter grauwáckico. A continuación vamos a describir un corte realizado desde los contactos con las rocas metabásicas de la banda Puentedeume-Valdoviño hasta la punta de Frouxeira. En primer término y en contacto gradual con las citadas metabásitas, aparecen 100 a 150 m. de gneises o esquistos plagioclásicos de grano fino y de color gris claro, normalmente granatíferos bandeados. De dos micas, siendo de mayor tamaño e irregularmente dispuesta la moscovita, con abundantes segregaciones de cuarzo, replegado por la segunda y tercera deformaciones. Las estructuras sedimentarias no suelen apreciarse, manifestándose una esquistosidad de fractura S_3 subvertical muy desarrollada. A continuación se presentan 300-400 m. de esquistos ξ y esquistos plagioclásicos, de grano fino algo bandeados, alternando lechos micáceos con otros lechos ricos en cuarzo, para a continuación aparecer en tránsito normal los niveles de cuarcita grafitosa γ , en niveles de 5 a 8 cm. y espesor total de 3-4 m. Sus afloramientos definen una dirección NNE-SSO., encontrándose desplazados por el gran accidente de El Pedroso-Vistaalegre. Estas rocas son oscuras, de grano fino, presentando franjas blancas ricas en cuarzo y con desarrollo de planos de esquistosidad muy penetrativa, conteniendo microlitos posiblemente de la esquistosidad S_1 . En el techo se encuentran términos ritmicos formados por bancos de espesor centímetro de metasamitas de carácter grauwáckico y metapelitas de gran desarrollo, que constituyen el resto de la formación. Debido a la disminución del grado metamórfico son perfectamente reconocibles las estructuras sedimentarias, observándose netamente el muro de los estratos con figuras de carga deformadas. Niveles de cuarzoanfibolitas de 50-80 cm., de grano fino, han sido descubiertos esporádicamente, presentándose una orientación principal definida por los anfíboles que coincide con la esquistosidad principal de los metasedimentos encajantes S_2 . Durante la realización de las Hojas de La Coruña (20) y Puentedeume (22) (1973), así como en la de San Salvador de Serantes (6) (1974), en donde se encuentran materiales pertenecientes a

la Serie de Ordenes, se puso de manifiesto la existencia de espesas secuencias clásticas, localmente groseras, alternando con facies pelíticas con características de series sedimentarias molásicas depositadas en medios acuosos, densos y en áreas no muy lejanas al área madre, que se suponía situada al O. y ya en pleno dominio atlántico.

La edad que provisionalmente asignamos como perteneciente a un Precámbrico Superior nos parece bastante coherente, en virtud de las semejanzas con los paragneises del Complejo de Cabo Ortegal, especialmente con los denominados gneises de Cariño, como ya expusiera TEX, E. (1967), en los que suelen estar muy localizadas las metabasitas.

1.2 COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

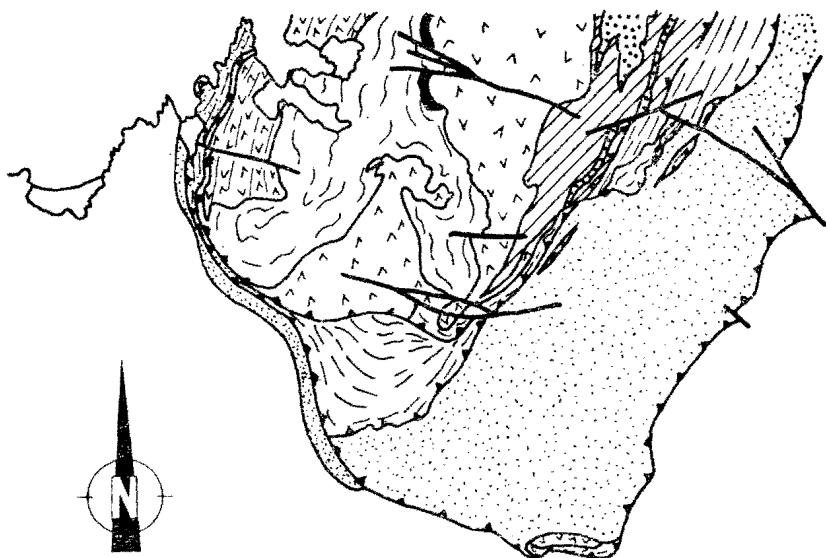
Comprende un conjunto de rocas de variada composición mineralógica y origen, tanto sedimentarias como ígneas intrusivas y extrusivas ácidas y básicas, posteriormente transformadas por la deformación y el metamorfismo. Este conjunto aflora en disposición ovalada, constituyendo el núcleo de una sinforma de gran amplitud y eje N.-S. que reposa en discordancia tectónica sobre rocas más modernas.

Los autores holandeses VOGEL (1967) y ENGELS (1972) denominaron a las diversas subdivisiones litológicas de acuerdo a nombres geográficos locales. Así, llamaron gneises de Chimparra, gneises de Cariño, gneises bandeados, Cariño, anfibolitas de Candelaria (fig. 1). Consideran estos autores que dichos materiales forman parte de una secuencia sedimentaria de tipo eugeosininal de composición grauwáckica con variables intercalaciones de rocas básicas —posiblemente de composición gabroica o basáltica—, y ultrabásicas, formando parte de una «suite ofiolítica precámbrica». En la realización de la presente Hoja se han considerado los materiales grauwacko-pelíticos sedimentarios como parte integrante de una serie estratigráfica cuya edad se puede considerar como Precámbrico-Cámbrico con inclusiones básicas y ultrabásicas y peridotitas que posteriormente ha sufrido diversos ciclos de deformación y metamorfismo, como será tratado en los apartados correspondientes.

A continuación se describen los materiales del conjunto que presentan grandes semejanzas con los estudiados por otros autores en los restantes complejos de carácter básico del NO. de la Península Ibérica (FERREIRA, 1965; ANTHONIOZ, 1969; ZUUREN, V., 1969; HILGEN, 1971, etc.).

1.2.1 GNEISES. ECLOGITAS. GNEISES BANDEADOS (PC-CA ζ-E; ξA)

Se encuentran en una banda que aparece en el borde E. del complejo, que se extiende desde el Norte, ya en la Hoja de Ortigueira, a las inmedia-



ESCALA 1/250.000

Rocas verdes de la envolvente (Grupo Moeche)	Neis bandeados
Neis de Cariño	Eclogita
Neis de Chimparra	d: Peña Escrita
Ultrabasitas de Uzal	e: Purrido
a: Candelaria	Zona de movimiento
b: Agudo	tectónico de Carreiro
c: Vacariza	

Fig. 1.—Distribución de las formaciones del Complejo de Cabo Ortegal.

ciones de Abad, Hoja de Cedeira (1.005,3-252, coordenadas Lambert) (*). En esta banda se encuentran intercalaciones de lentes de eclogita retrógrada, anfibolitas \pm A y granulitas. Se ponen en contacto, al parecer, normalmente con gneises de anfíbol y granate (granulitos), o bien mecánicamente con los gneises de Cariño, como quedaría marcado por la presencia de masas alargadas de serpentinita alineada. Morfológicamente constituyen suaves lomas en contraposición a los resaltes eclogíticos. Macroscópicamente son gneises de aspecto ocelado, con glándulas cuarzofeldespáticas de 0,5 a 1 cm., a veces bandeadas o bien con textura granulada. Suelen ser de dos micas, con mayor predominio de biotita, y presentan un ligero color gris claro a rojizo, seguramente debido a la oxidación de la biotita y al granate omnipresente.

1.2.2 ECLOGITAS (E)

Independientemente de las pequeñas intercalaciones eclogíticas mencionadas anteriormente, existen tres bandas de extensión decamétrica, extendidas según alineaciones de dirección NNE-SSO., que se marcan excepcionalmente en la Sierra de Moles (257-1.014) y reducidas hacia el Sur, bien por cambios laterales o por causas tectónicas, quizás debidas a su diferente competencia al estar englobadas en gneises de dos micas. Forman en Sierra de Moles pliegues probablemente tardíos de fase 4, cuya continuación en la Hoja de Ortigueira es bastante clara. Independientemente de estas bandas intercaladas en gneises existen ocasionalmente pequeños afloramientos dentro de rocas básicas, bien a manera de lentes englobados por la foliación regional, como las que se sitúan en el punto kilométrico 6,2 de la carretera local de Cedeira al Campo del Hospital, o bien concordantemente, como sucede en vértice Agudo [248,5-1.007,2].

Texturalmente a simple vista estas rocas vienen definidas por el hábito porfidoblástico del granate y excepcionalmente por la alineación de los piroxenos cuando éstos existen, siendo patente a veces la lineación y esquistosidad definida por los anfíboles.

1.2.3 ROCAS METABASICAS (Γ)

Extendidas en varias franjas entre rocas ultrabásicas serpentinizadas y los gneises anteriormente descritos se presentan las denominadas por los autores holandeses formaciones Vacariza, Agudo y Candelaria.

Con mayor frecuencia estas rocas afectadas por diversas etapas metamórficas aparecen formando parte de las granulitas Γ de las formaciones

(*) Las coordenadas son en referencia a la cuadrícula militar Lambert, leyéndose en primer lugar x, y en segundo, y.

Vacariza, Agudo y Candelaria, en la zona central del complejo, y en menor proporción en las estrechas bandas de gneises que se sitúan más al O.

Son rocas regularmente orientadas con marcada foliación, definida por minerales laminationes; presentan frecuentes zonas ricas en segregación fel-despática, lo que presta a la roca un aspecto bandeado replegado. Intercalaciones de gneises de dos micas con granate con gneises de granate y hornblenda, sobre todo en la denominada formación de Vacariza. Son bandas métricas con desarrollo de glándulas de cuarzo y plagioclasa porfidoclástica probablemente relacionadas con los gneises bandeados anteriormente citados, si bien no han de excluirse las relaciones con los gneises superiores.

Las anfibolitas ΣA se presentan en menor proporción y se sitúan preferentemente hacia los bordes del complejo, desarrolladas de manera especial al sur y al oeste del mismo. Formarían parte de las formaciones Peña Escrita y Purrido, si bien parte de la formación Candelaria —mitad occidental— podría considerarse dentro de este contexto geológico. Macroscópicamente son rocas de color verde oscuro y constituidas esencialmente por hornblenda y plagioclasa. Son de grano fino a medio, presentan marcada esquistosidad y suelen tener un estrecho bandeado de segregaciones plagioclásico-anfibólicas, ocasionalmente con granate. Intercalaciones de esquistos cloríticos con granate en bandas paralelas a la foliación se hallan preferentemente entre anfibolitas tipo Purrido en la playa de Pantín (243,200-1.013,200).

En la parte central de las anfibolitas de Candelaria (244,2-1.011,8) se observan rocas ligeramente bandeadas con aspecto metagábrico, que ya fueron señaladas por VOGEL (1967) y que no se han cartografiado por considerarlas análogas composicionalmente a las demás rocas adyacentes. Pequeñas intercalaciones de anfibolitas se hallan representadas tanto en gneises inferiores y preferentemente en el borde oriental del complejo, como en los superiores, y ello preferentemente en la costa que va desde la playa de Cedeira hasta el faro de la Robaleira. Se trata de bandas de 3-4 m. paralelas a la foliación; son de grano fino y están constituidas por agregados de hornblenda orientada, plagioclasa y cuarzo.

1.2.4 ROCAS ULTRABASICAS SERPENTINIZADAS $[M\sigma\theta(\Sigma)]$

Se agrupan bajo tal denominación a las rocas formadas por olivino, piroxeno (o-cl), anfíbol y minerales de hierro (peridotita anfibólica con clorita), que se encuentran en forma de franjas y lentes o segregaciones de tamaño irregular en todo el dominio del complejo, especialmente en el límite rocas básicas y ácidas, así como en intercalaciones en los gneises del borde oriental. Suelen ser de grano medio a fino, presentan intensa serpentización y cataclasis, lo que contribuye grandemente a su alteración. Normalmente presentan una pátina externa no superior a los 5 mm., de color gris

café a gris rojizo, bajo la cual el color de la roca fresca es verde oscuro. Cuando afloran formando parte de extensas franjas —caso de las existentes en el contacto entre granulitas básicas y gneises de Chimparra— suelen presentar texturas bandeadas, separadas las bandas 2 a 3 cm., visibles perfectamente cuando afloran en escarpes verticales. Este bandeadado se debe a una alternancia de capas con variación del contenido en olivino y/o piroxeno, con los mismos caracteres ópticos en cada capa.

Localmente constituyen (245,4-1.014,6) piroxenitas de colores variables que oscilan del verde claro al gris, en manchas pequeñas. Son rocas de grano fino y de gran dureza y mayor densidad que la mayor parte de las rocas serpentinizadas. Por su morfología, tránsito insensible a las peridotitas y similitud óptica de sus minerales, parecen encajar más dentro de los últimos diferenciados de los cuerpos ultrabásicos que entre grupos de rocas filonianas.

1.2.5 GNEISES DE DOS MICAS BLASTOMILONITICOS (PC-CA Σ)

Estos gneises parecen situarse en la parte superior del complejo. Se incluyen en ellos las formaciones Cariño y Chimparra, situadas en la región oriental y central del complejo, así como la formación Carreiro en el O. Pequeños retazos de gneises suelen aparecer aparentemente de forma anómala entre los sedimentos epizónales de la envolvente. Presentan texturas planares muy desarrolladas, normalmente blastomiloníticas, estando muy desarrolladas hacia los bordes de los afloramientos, y especialmente cuando están en contacto directo con metabasitas. En el borde oriental el contacto es mecánico con los gneises bandeados, mediando pequeños retazos de serpentinitas.

La composición más frecuente de estos gneises es de cuarzo, plagioclasa, granate, silicatos alumínicos, biotita y moscovita fundamentalmente. En las partes centrales del complejo suelen presentar concentraciones de cuarzo y plagioclasa tanto en glándulas como en venas, indicando una incipiente formación de movilizados, que llegan a ser rocas de texturas graníticas muy deformadas de grano medio, fundamentalmente extendidas al E. y SE. de Cedeira, así como en cuerpos graníticos s.l. muy deformados (ortogneises), y en ocasiones en bandas leucocráticas de dos a tres metros de espesor. En la zona oriental se presentan alternancias de bancos ricos en cuarzo y otros pelíticos de espesor aproximadamente de 6 a 8 cm. Suelen ser gneises con texturas menos miloníticas, de aspecto algo bandeadado definido por diferenciación entre minerales oscuros y claros, quizás, según VOGEL (1967), debido a herencia de la composición sedimentaria, en oposición al bandeadado tectónico y metamórfico de los gneises bandeados. Especial mención merecen los gneises desarrollados en la región occidental, en una estrecha banda de unos 200 m. de espesor, donde se presentan intensamente tectonizados,

con texturas blastomiloníticas bandeadas, englobando a anfibolitas e incluso ultrabasitas. Intercalaciones de metabasitas se han localizado en todos los dominios en donde existen estos pragneises, con adaptación al estado metárfico que impera, siendo muy notorios los metagabros desarrollados entre Vilaboa y Villarrube, al SE. de Cedeira.

1.3 DOMINIO DE LA SERIE «OLLO DE SAPO»

Está constituido por una secuencia de esquistos, cuarzoesquistos, filitas, lítidas y metavulcanitas ácidas con cuarcitas de edad paleozoica. No se presentan los términos basales constituidos por la formación «Ollo de Sapo» ni las cuarcitas arenigenses que aparecen en las Hojas vecinas de Puente-deume (22), Puentes de García-Rodríguez (23) y Vivero (8).

1.3.1 ORDOVICICO MEDIO Y SUPERIOR (O₂₋₃)

El término inferior está representado por una monótona formación de filitas negras, esquistos y cuarzoesquistos de color claro en el S. y SE. de la Hoja, y que en las Hojas adyacentes se ve descansar sobre las cuarcitas de facies armónica.

De muro a techo, en un corte realizado desde el SE. de Carballeira (260,7-996,8) a Cheiban de Arriba (259,4-997) se observa el mayor desarrollo estratigráfico, constituido por 200 a 300 m. de filitas negras con sulfuros diseminados, sobre las que se hallan 80 a 100 m. de cuarzoesquistos y esquistos de tonalidades verde-oscuro verdosas que terminan por delgadas capas de arenisca ferruginosa ya en contacto directo con ampelitas y lítidas. Dentro de la región estudiada no se han encontrado fósiles que permitan datar a esta formación, aunque parece probable una edad O₂₋₃ por correlación con zonas próximas en la provincia de Lugo. Por otra parte, al SE. de la zona, RIEMER, W. (1966), ha encontrado fauna característica de edad Llandeilo en tramos análogos a los aquí considerados.

1.3.2 SILURICO

Los materiales silúricos presentan una gran variedad litológica, lo que unido a la gran abundancia de rocas volcánicas ácidas, a veces de tipo tobáceo, los diferencian con facilidad de otros conjuntos existentes en la Hoja. En los primeros estudios realizados en la zona para la realización de la Hoja de Puentedeume en el año 1973, se consideró la existencia de un Silúrico del que afloraba una serie de términos litológicos tales como ampelitas, lítidas, grauwackas, areniscas conglomeráticas, cuarcitas y metarolitas con edad silúrica indiferenciada, Silúrico Inferior-Medio. En la realización del trabajo de la presente Hoja, en el año 1974 se ha puesto de ma-

nuestro la posible existencia, dentro del sistema silúrico, de dos subdivisiones, quedando representada la inferior por ampelitas y lítitas, de variable extensión, y la superior por tres tramos, Inferior, Medio y Superior. No se ha conseguido encontrar fauna que permita con seguridad la datación del Silúrico en toda esta zona, mas por analogías litológicas con zonas próximas, tanto en España como en Portugal, RIBEIRO (1970), FERRAGNE (1972), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), MARTINEZ GARCIA (1973), y por la asociación volcánico-sedimentaria, con lítitas, calizas —con restos orgánicos probables (crinoideos), TEX, E., y FLOOR (1971)— nos inclinamos a asignarles una edad silúrica alta. La suposición de una discordancia con el Ordovícico se basa en las relaciones entre miembro inferior de la formación O_{2-3} y los basales silúricos en la Hoja de Puentedeume (1973).

1.3.2.1 Miembro inferior (S_E)

La parte inferior de los materiales de edad silúrica supuesta se encuentra constituida por ampelitas y lítitas de escasa representación, distribuidas según manchas lenticulares de difícil localización, debido a los pasos insensibles a esquistos y cuarzoesquistos ordovícicos. Se les puede asignar una edad silúrica basal por encontrarse en el techo de los términos ordovícicos y con paso gradual a éstos; así como por consideraciones de tipo regional. En efecto, se tiene, por una parte, que el paso O_{2-3} se verifica a través de episodios filíticos con finas bandas ricas en cuarzo excepcionalmente areniscosas, y por la presencia de niveles de filitas negras a menudo de tipo ampelítico, lítitas y esquistos ligeramente arenosos, muchas veces semejantes a los ordovícicos, y también por esquistos o cuarzoesquistos ferríferos de color rojizo asalmonado característico. Esta identidad de caracteres litológicos dificulta ostensiblemente la delimitación del tránsito Ordovícico-Silúrico, quedando su posición estratigráfica —a falta de fósiles— como algo impreciso. No obstante, nos inclinamos a asignarle edad silúrica basal, debido a la presencia de niveles detríticos y detrítico-ferruginosos, así como de ampelitas que en otras regiones, Hoja de Villalba (47), han suministrado graptolites, indeterminables, pero de aspecto de monograptus.

1.3.2.2 Silúrico (S; MV, Ss, γ , M ρ , Sv)

En la parte superior aparece una serie compleja constituida esencialmente por un conjunto detrítico con episodios gruesos que incluye cuarzoesquistos, filitas satinadas, areniscas feldespáticas Ss, grauwackas, cuarcitas γ y metavulcanitas MV, a veces claramente riolíticas (M ρ), con intercalaciones de ampelitas y lítitas Sv y esquistos verdes en gran profusión. La característica fundamental de este grupo es la variedad litológica, así como el presentar frecuentes y rápidos pasos de unas a otras litologías,

especialmente en los términos arenoso-grauwáckicos, que implicarían condiciones de sedimentación en medio litoral, con un transporte rápido, dada la presencia de feldespato y de elementos micáceos. El mayor desarrollo se encuentra al SE. de la Hoja, en donde aparece un bandeadío litológico de pequeño espesor que desaparece hacia el comienzo de la curvatura que acompaña a la sinforma del complejo y de la que es flanco oriental, observándose a partir de entonces sólo cuarcitas feldespáticas y grauwackas, que continuarán hasta el NE. de Valdoviño, formando ya parte del flanco occidental del complejo.

Como base de esta formación y sobre esquistos y filitas suelen aparecer esquistos arenosos negros a verde pálido en tránsito a areniscas feldespáticas Ss con abundante material pelítico, sobre todo sericítico y clorítico (de ahí el color verdoso claro) en que se observan pequeños granos de cuarzo y feldespato de 1-3 mm., diseminados o concentrados en lechos de color claro.

Las grauwackas suelen relacionarse con estos niveles feldespáticos, especialmente en la parte inferior, pasando al N. lateralmente a niveles de metavulcanitas ácidas. Son rocas verdes heterométricas, a veces con granos de cuarzo subangulosos de gran tamaño y en general mostrando estratificación irregular en bancos disarmonicos con grano-clasificación, al igual que en las areniscas feldespáticas. A continuación y en tránsito gradual la serie se vuelve más detrítica, a la vez que aumenta el desarrollo de formaciones de carácter volcánico y de lítitas. Las cuarcitas son bastante puras al S., SE. y O. de la Hoja, pero feldespáticas y micáceas al E.; ya en las cercanías de la Hoja de Vivero (8) suelen ser heterométricas, con tamaño de grano fino a medio, como el caso más generalizado, y excepcionalmente grueso en casos aislados. Los cuatro niveles, bien desarrollados al E., quedan reducidos hacia el O. a dos, separados por unos 250 m. de esquistos. Intercalado entre estos dos bancos se halla el mayor afloramiento de rocas volcánicas ácidas de tipo riolítico Mp. Se trata de rocas de aspecto porfídico, color gris claro a gris oscuro, con fenocristales de cuarzo y microclina de hasta 1,5 cm., en una pasta de grano fino constituida por agregados de ambos minerales más biotita, moscovita y posiblemente sericita. Su continuación al S. resulta a veces problemática de establecer, ya que mientras está bien desarrollada entre cuarcitas, lateralmente parece pasar a esquistos verdes claros con ovoides de cuarzo e incluso de feldespato semejantes a los de las metavulcanitas, y así como a esquistos y filitas negras. En la parte superior de estos niveles y especialmente cerca de las cuarcitas del segundo nivel, aparecen bancos de 10-12 cm. de lítitas Sv, con un espesor total variable entre 0 y 4,5 m. En el techo de esta formación S se encuentran esquistos verdes en gran proporción con débiles intercalaciones arenosas y metavulcanitas de aspecto grauwáckico que podrían haber sido originadas por manifestaciones volcánicas de tipo tobáceo.

Como conclusión podemos pensar que los sedimentos depositados en esta época han podido tener un origen vulcano-sedimentario con aportaciones terrígenas en ambiente marino reductor —presencia de lítitas—.

Existen zonas de parecidas características, como en el sinclinal de Verín, zona de Tras-os-Montes —en Portugal—, con semejantes litologías, en que las edades atribuidas han sido diferentes, según las determinaciones faunísticas efectuadas por diversos autores. Para WILLEFERT (in MATTE, 1968) sería una fauna del Llandovery Superior, mientras que para ROMARIZ (in FERRAGNE, 1972) sería típica del Wenlock Superior. Como anteriormente hemos citado, la datación es dudosa, pero nos inclinamos a pensar que pueda representar al Silúrico Medio y Superior; por tanto, podría asignársele la simbología S_1^B .

1.3.2.3 Alternancia grauwacko-filitica (S_2^B ; γ ; MV)

Representan una formación monótona de origen sedimentario con predominio de materiales samíticos sobre los pelíticos y localmente con niveles volcánicos, niveles ampelíticos y también a veces de tamaño grueso. La banda cartográfica de unos 1.800 m. de extensión, forma una estructura sinclinal alrededor del complejo con una dirección axial NNE-SSO. Particularmente están desarrolladas en las inmediaciones del río de Mera (261,5-1.003) —en bancos de 5 a 12 cm.— con figuras sedimentarias frecuentes, tipo «load-casts» (calcios de carga) deformados, granoselección, etc.

El tránsito desde los términos infrayacentes se realiza concordantemente a través de areniscas gruesas feldespáticas en bancos de 10-12 m. (γ). Cuando faltan estos términos, se ha considerado como contacto supuesto y se ha trazado en el comienzo de las alternancias. Es frecuente igualmente la existencia de bancos de grano grueso hacia el centro de la franja, existiendo ciertos niveles en donde se halla el cuarzo en granos grandes sobredeeados con cierto aspecto volcánico (MV). Niveles conglomeráticos de espesor métrico han sido hallados intercalados igualmente, y constituidos por clastos ovoidales de cuarzo y de arenisca cuarcítica.

La constitución, principalmente clástica, y la falta de madurez del conjunto de la formación marcada por la existencia de feldespato y mica probablemente detríticos, unido al hecho de la presencia de conglomerados, podría indicar una discontinuidad importante, con aportes terrígenos procedentes de niveles cuarcíticos y volcánicos infrayacentes. Se ha considerado como posible Silúrico Superior por correlación con análogos terrenos en áreas de constitución geológica similar, citados por FERRAGNE (1972) y por MARTINEZ GARCIA (1973), donde existen yacimientos fosilíferos wenloc-

kienses en terrenos que indican una intensa erosión y depósito en el Silúrico Superior.

1.3.2.4 Serie vulcanogénica con aportes sedimentarios. Grupo Moeche

(S_3^B ; γ , Sv, MV, c, MP, Σ , ξV)

Constituyendo los términos finales del Silúrico Superior, aparecen gran cantidad de materiales heterogéneos con profusión de elementos volcánicos, en mayor proporción los de características básicas y en menor los paravulcánicos desarrollados en los dominios más orientales, intercalándose junto con rocas sedimentarias otras de tipo intrusivo ácido.

El mayor desarrollo de ésta se alcanza en el borde oriental del complejo, constituyendo una franja de 6-7 km. de anchura de dirección NNE-SSO. que experimenta notable disminución a partir de San Saturnino, ya en el flanco occidental del complejo.

Se han considerado capas de tránsito entre (S_2^B y S_3^B) los episodios basales de cuarcitas (γ), lítitas (Sv) y metavulcanitas (MV), excepcionalmente presentes en la zona oriental. Es normal la presencia de dos niveles de metavulcanitas que se extienden desde el NE. en las proximidades del vértice Taboada (263-1.000,2) hasta el S. de Somozas (255,8-1.000,5), para luego aparecer en las inmediaciones de la playa de Pantín. Son de espesor métrico, resultando difícil establecer el tránsito a los esquistos verdes asociados, ya que generalmente éstos, en los contactos, presentan granos de cuarzo y feldespato que desaparecen insensiblemente al alejarnos de las vulcanitas.

Intercaladas en la parte baja del segundo nivel de metavulcanitas aparecen rocas de aspecto masivo y extremadamente duras, con algunos fenocristales de color oscuro, en capas de 2-3 m., cuya composición entra en el campo de las riolitas porfídicas (Mp). Niveles de calizas han sido observados esporádicamente, presentándose unidos a los términos citados anteriormente. Son calizas claras bastante puras y bandeadas, aparentemente sin restos orgánicos. A continuación, y en la parte superior, aparecen esquistos verdes con espesor considerable y texturas variables, siendo frecuentes esquistos con gruesas glándulas y vénulas policristalinas de cuarzo y plagioclase fundamentalmente, que desaparecen progresivamente hacia el techo de la serie.

En tránsito brusco aparecen 200 a 250 m. de rocas de características litológicas muy variables (MP), constituidas por metaqueratófidos y otras de aspecto ácido intrusivo muy milonitizadas. Forman bandas subparalelas a la estructura general, definida por el resto de las rocas adyacentes. Adquieren especial importancia las bandas que se extienden desde Somozas

(255,8-1.000,5) hasta el límite N. de la Hoja (263-1.013). Presentan distribución irregular, en afloramientos subredondeados, especialmente en las zonas donde más abundan las serpentinitas. La textura milonítica porfidoclástica, la gran abundancia de plagioclasa maclada, circón incidentalmente con actinolita, clorita, epidota y la escasa mica, apuntan hacia rocas ortoderivadas que han sufrido cataclasis posterior, que indudablemente debió situarse en relación con aperturas corticales en épocas silúricas. Cambios muy notables en composición son habituales, como ya hemos dicho, pasándose desde verdaderas ortoanfibolitas, ocasionalmente granatíferas, a ortogneises miloníticos con anfíbol-epidota, de difícil expresión cartográfica. Los metaquartofídios observados se intercalan entre rocas verdes y tienen menor desarrollo que el grupo de rocas anteriores. Son rocas verdes algo porfídicas, con fenocristales de plagioclasa normalmente muy fracturada y una matriz de agregados de clorita y biotita. Ejemplos típicos se encuentran fundamentalmente en un corte realizado por el camino que va desde el punto kilométrico 11,3 de la carretera local de Villalba-Cedeira al punto kilométrico 4 de la carretera de Santa Cruz. Las serpentinitas (Σ) están igualmente situadas entre rocas verdes, sobre todo en la zona de Moeche-Somoza —2.^o cuadrante—, marcando los pliegues menores de la sinforma del complejo. Se presentan en forma de capas lenticulares alineadas, cuyo espesor oscila de 20-30 cm. hasta 150 m. La gran profusión de canteras abiertas en estos materiales ha permitido observar la gran complejidad litológica y tectónica. Se observan rocas serpentínicas con aspectos diversos en bloques lenticulares de unos centímetros a unos metros englobados en magnesitas, que a su vez forman bloques mayores dentro de esquistos verdes con fragmentos serpentínicos, talco y clorita. Igualmente suelen presentarse en la parte superior calizas con probables restos de crinoideos. Tienen aspecto bandeados y espesor de hasta 50 m. en Moeche. Hacia arriba se pasa a 200-300 m. de esquistos (Σ V)-cuarzoesquistos en bandas de 100 a 150 m., situados en los flancos de un sinclinal mayor, en cuyo núcleo se sitúan 250 a 300 m. de esquistos verdes culminación de la secuencia estratigráfica definida por S_3 . Se puede afirmar que en el conjunto predominan los esquistos verdes, rocas esquistosas con nódulos o bandas blanquecinas de albite y abundancia de minerales como clorita, epidota y actinolita, a los que deben el color. La albite suele presentarse moteada, sin forma definida o bien en porfidoclastos, siendo abundante la presencia de pirita en octaedros con calcopirita diseminada.

No es conocida con precisión la edad de esta formación por carecerse de datos paleontológicos de confianza. La existencia de probables crinoideos en calizas recifales supondría al menos una edad Silúrico Superior e incluso Devónico Inferior, lo que está de acuerdo, por otra parte, con el esquema tectónico-estratigráfico de la Hoja. Datos de la presencia de un Silúrico

igualmente representado se hallan en Portugal, en donde RIBEIRO, A. (1970) cita análogas facies muy variadas, asignándolas edades silúricas.

Por otra parte, una edad Silúrico Medio-Superior no sería muy arriesgado admitir, siempre que se prevea la posibilidad de que estos términos puedan ser el equivalente básico de las manifestaciones ácidas producidas en el dominio oriental —donde lógicamente se situaría el borde continental—, posteriormente acercadas por sucesivos cabalgamientos.

1.4 TERCIARIO (T_{1c}^{bc} Arenas, arcillas y lechos de carbón)

Los materiales terciarios se encuentran localizados en la cuenca de El Pedroso, al O. de San Saturnino, recubiertos discordantemente por elementos conglomeráticos cuaternarios. La forma de la cuenca está definida por un rectángulo de lado mayor, de unos 4,5-5 km., paralelo a la dirección NNO-SSE, definida por la falla El Pedroso-Vistaalegre y lado menor ortogonal a ésta de unos 1.500 m. (*) .

La secuencia litoestratigráfica está bien representada en las canteras desarrolladas para la explotación de arcilla, donde se presentan de muro a techo:

- 1) Alternancias decimétricas a métricas de arcillas a margas normalmente azuladas, con tonalidades oscuras y lechos centimétricos carbonosos (lignito) en menor proporción.
- 2) 8 m. de intercalaciones arcósicas en bancos de 72-80 cm., en margos-arcillas arenosas de colores rojizos, con costras ferríferas y capas de hierro oolítico.
- 3) 3,5 m. de arenas y arcillas verdes a azuladas, con algunas intercalaciones de arenas conglomeráticas (con clastos subangulosos de hasta 2 cm. de cuarzo principalmente, y en menor proporción de filita y de granito deformado).
- 4) Intercalaciones de niveles carbonosos de hasta 20 cm.
- 5) 40 m. de arcillas rojizas con clastos de cuarzo, pizarras negras y feldespato en gran desarrollo (1,5 cm.), en parte caolinizados, alternando con algunos bancos arenosos.
- 6) 10 m. de arcillas azuladas a rojizas con intercalaciones de lechos carbonosos y arcillas oscuras.

Las variaciones litológicas en la cuenca de El Pedroso permiten precisar el origen de los aportes, que deben ser fundamentalmente de rocas graní-

(*) El desarrollo completo de la columna estratigráfica obtenida en un sondeo realizado por el I. G. M. E. en 1973, se adjunta en la información complementaria.

ticas, pizarras, esquistos grafitosos, cuarcitas paleozoicas y cuarzo filoniano.

La casi totalidad del material detrítico localizado en la cuenca está constituido por cuarzo (del 79-81 por 100 en peso obtenido en el tamiz de 0,5 mm.), feldespato (10-16 por 100) y micas (esencialmente moscovita 4-5 por 100), con un resto oscilando de 1-3 por 100, constituido por turmalinas, aglomerados arcillosos, circón, etc.

La gran abundancia de cuarzo está en relación con los numerosos filones y vetas existentes, así como con las diferenciaciones de exudación en los esquistos paleozoicos, y con los afloramientos graníticos, independientemente del carácter deformado de aquéllos. El origen de las fracciones —arena-arcillosas— se encuentra ligado a la alteración y desagregación del granito subyacente, levemente transportado. Los feldespatos presentes en mediana proporción, junto con las masas metamórficas (filitas), proporcionaron en gran parte por su alteración, material arcillo-limoso, hecho que está en franca relación con la gran concordancia de fracciones arenosas de 0,06 mm., ligadas indudablemente a procesos de remoción *in situ* y posterior deposición, fenómeno paralelo a la existencia de lechos carbonosos, que al igual que en áreas próximas —cuenca de Puentes de García-Rodríguez y Lousada— muestran buena ritmicidad, especialmente en los términos superiores de la secuencia.

Las curvas granulométricas correspondientes a los bancos detríticos intercalados en el techo son muy semejantes, mostrando mala selección al presentarse gran abundancia de finos en una meseta en la región de tamaños finos, para pasar gradualmente —más rápidamente en las arenas— a tamaños mayores —arenas—, terminándose el ascenso bien gradualmente —material más evolucionado—, bien bruscamente con acumulaciones de gruesos. La gran concentración de finos en los primeros términos de la curva y sus pasos graduales sin inflexión definida demuestran que la sedimentación se produjo en ausencia de turbulencias que las arrastrara, formándose leves arrastres y acumulaciones libres, de no gran extensión, características de deposiciones no muy rápidas y de no gran recorrido.

Las relaciones con las cuencas terciarias —si bien ésta no está claramente datada—, asignándoles edad neógena (posiblemente Mioceno a Plioceno) en base a las correlaciones litológicas— próximas de Puentes de García-Rodríguez y Lousada son evidentes, por ser consecuencia de un mismo accidente tectónico que se extiende desde el N. del Cabo Prior —Hoja de San Salvador de Serantes— hasta el NE. de Villalba. Se constata también una menor representación de bancos carbonosos, asimismo de espesores más reducidos.

1.5 CUATERNARIO (QCI-P, QD, QAI, QL, Q)

Varios tipos de materiales cuaternarios han sido cartografiados, presen-

tándose en general con muy poco desarrollo, excepción de los mantos detriticos groseros (Q) que recubren generalmente los depósitos terciarios de la cuenca de El Pedroso y las pequeñas cuencas subsidiarias. Están formadas por arcillas, arenas y gravas de cuarzo y granito mal cementadas, con espesores de hasta 2,5 m.

El carácter petrográfico de los aluviones (QAI) es local, presentando altos porcentajes de cuarzo, cuarcita y esquistos, o bien granito en menor proporción.

Los coluviones de ladera (QL) representados por clastos de esquistos y cuarzo preferentemente, suelen tener representación en el vértice NE. de la Hoja, indentándose insensiblemente con los aluviones abandonados.

Dunas (QD) actualmente fijadas por vegetación están desarrolladas en Punta Frouxeira, al O. de Valdoviño, presentándose las arenas de playa (QCI-P) de acuerdo con la litología en que se engastan (granitos, esquistos, gneises, anfibolitas, etc.), presentando un carácter petrográfico local de acuerdo a la destrucción de los acantilados y laderas, ASENSIO AMOR et al (1969). El litoral se halla en plena evolución, manifestándose por una costa en retroceso.

2 TECTONICA

Se describen las estructuras de deformación correspondientes a los dos dominios diferenciados en la Hoja, estableciéndose a continuación las posibles interrelaciones.

2.1 TECTONICA DE PLEGAMIENTO EN EL DOMINIO DE LA SERIE DE ORDENES

Varias fases de deformación en la Serie de Ordenes, así como en el Complejo de Cabo Ortegal, han sido definidas, siendo las dos últimas las que configuraron —junto con las deformaciones tardías— la macroestructura actual del dominio.

2.1.1 FASE I

No se han observado pliegues que puedan atribuirse con seguridad a la fase 1, conservándose solamente restos de una esquistosidad anterior casi borrada por la esquistosidad de flujo principal asociada a la fase 2. En el microscopio se observa la asociación de estos restos planares con minerales metamórficos claramente preesquistosos con respecto a la esquistosidad principal S_2 , como distena, granate, etc., especialmente desarrollados en paragneises.

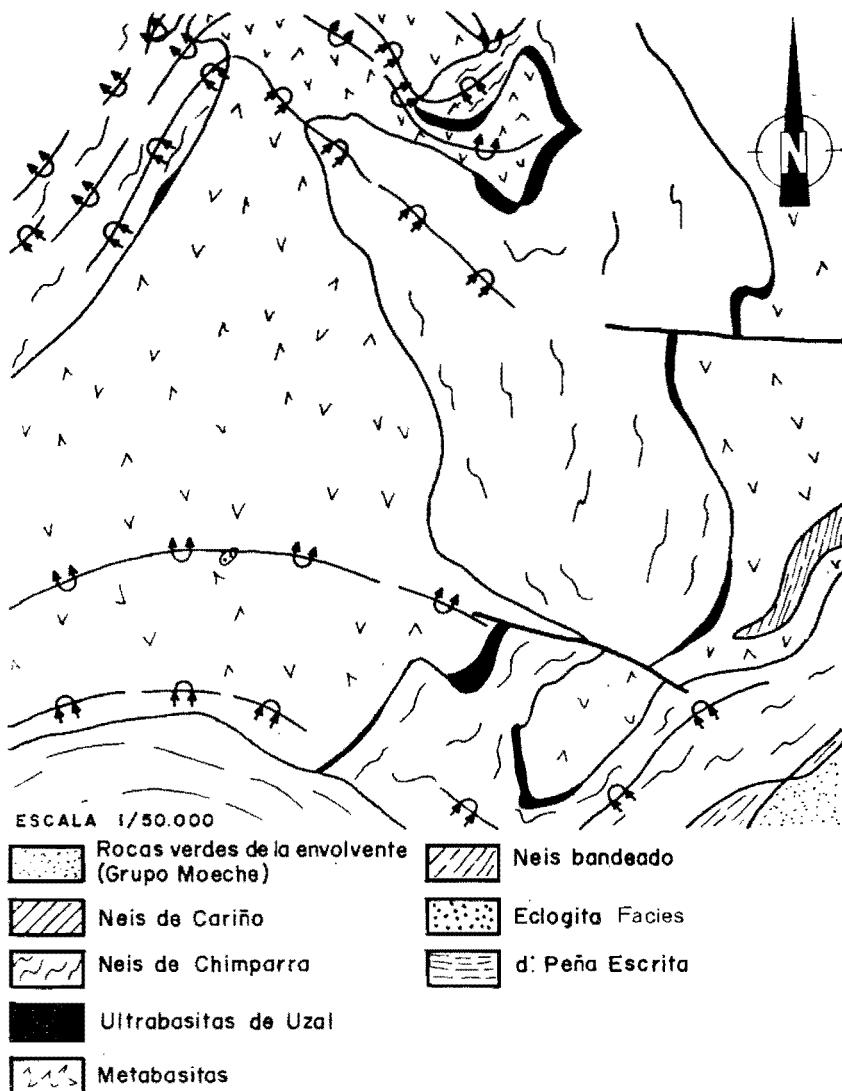


Fig. 2.—Probable expresión cartográfica de los pliegues de fase 2 en el complejo.

2.1.2 FASE II

Parece ser la fase que ha alcanzado mayor intensidad en el Dominio de la Serie de Ordenes. Se observa por la presencia de pliegues muy apretados, con una esquistosidad de flujo asociada que traspone casi totalmente a la anterior, observándose que pliegan numerosas venillas de cuarzo de segregación. Estos pliegues pueden ser subhorizontales o verticalizados por fases posteriores, y sus ejes muestran una orientación aproximada NE-SO. Suelen marcarse por la presencia de intercalaciones samíticas y segregaciones de cuarzo posiblemente contemporáneas de la primera deformación y metamorfismo.

Dentro del complejo, estos pliegues igualmente vienen definidos por formas isoclinales de plano axial subhorizontales y ejes (de gran recorrido) de dirección variable ONO-ESE. a ENE-OSO. Alguno de ellos de expresión cartográfica (fig. 2), tal como el desarrollado al S. de Cerdido, estando posteriormente afectados por F_3 y F_4 .

Creemos que la complejidad estructural del complejo se debe en parte a esta variable dirección axial, que puede ser debida en parte a los efectos de la fase 3, coplanar con la 2 y también de intensidad grande; así como a los deslizamientos sufridos por el conjunto con posterioridad. Uno de estos corrimientos parece haber tenido lugar con posterioridad al metamorfismo M_1 , originando quizás entonces la inversión de la disposición originaria y la blastomilonitización de diversas zonas. El metamorfismo que tiene lugar en relación con la fase 2 parece de menor presión que el anterior y produciría una migmatización y anatexis que proporciona a los gneises su aspecto bandeados.

2.1.3 FASE III

Está caracterizada por pliegues similares de ejes N-S. (20-35°) de planos axiales subverticales a subhorizontales de vergencia E. Esta fase está claramente desarrollada y es observable en todas las rocas, ya que suele pliegar a las estructuras migmatíticas creadas durante la F_2 . Los mesopliegues están acompañados por un desarrollo de alineación mineral L_3 , paralela al plano axial de los pliegues. Estos pliegues suelen ir acompañados por una esquistosidad de plano axial con recristalización y neoformación de minerales. Las diferencias entre estos pliegues y los de fase 2 en el complejo suelen ser evidentes, puesto que aquéllos suelen ser más amplios, repliegan bandas cuarzofeldespáticas y no suelen estar acompañados de cuerpos abudinados tan frecuentes en F_2 (fig. 3).

Por el sentido variable de los pliegues de esta deformación —por otra parte más superficial que F_2 —, así como por la evolución mostrada en

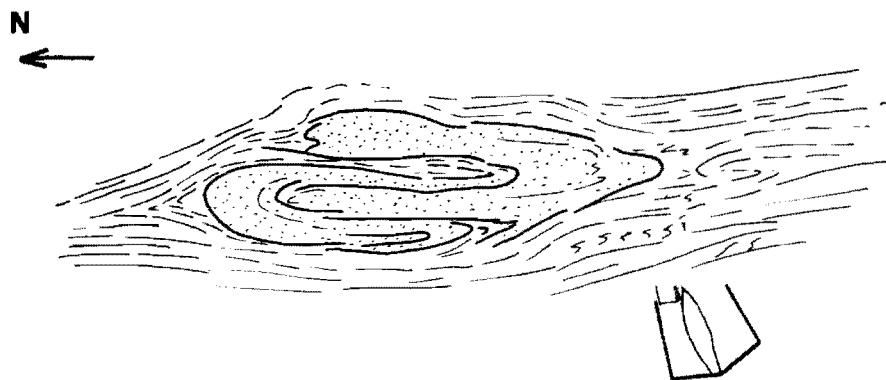


Fig. 3.—Boudin conservando estructura de un pliegue de fase 2.

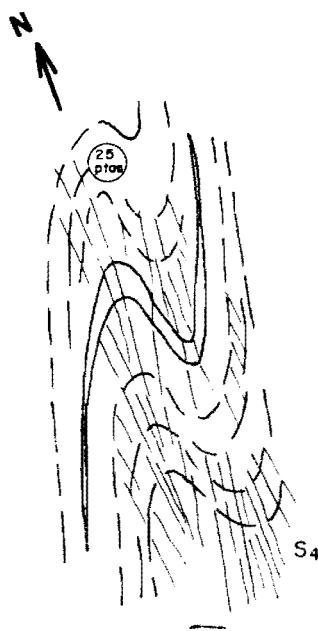


Fig. 4.—Esquistosidad de crenulación relacionada con fase 4.

formas menores, creemos que fueron generados por esfuerzos asimétricos de dirección NNO. y SSE. (aquellos de mayor intensidad). Al final de esta fase de deformación se producen nuevos deslizamientos del complejo sobre su substrato y de los elementos del complejo entre sí.

2.1.4 FASE IV

Son, junto con los pliegues F_3 anteriores, los más visibles, definiendo las grandes macroestructuras presentes. Presentan dirección N-S. (10-12°), plano axial subvertical, de inmersión axial hacia el N., con ángulos de 20 a 35°. Tienen frecuentemente aspecto similar, observándose en núcleos de pliegues parasíticos desarrollo de esquistosidad de crenulación (fig. 4), cuya intensidad disminuye en los flancos, si bien originan una lineación mineral L_4 con un ángulo de 23-25° con la lineación L_3 (fig. 5). Los pliegues menores de plano axial subvertical presentan vergencias tanto al E. como al O., dependiendo del núcleo de los macropliegues, desarrollando pliegues isoclinales decimétricos, excepcionalmente expuestos en las metabasitas (por sus diferencias litológicas y definidas por bandeados composicionales) y en los paragneises superiores. Las principales macroestructuras desarrolladas pueden resumirse así: en 1.º) la antiforma de metabasitas de Candelaria; 2.º) sinforma de paragneises centrales; 3.º) antiforma de Agudo, y 4.º) sinforma de las metabasitas de Vacariza.

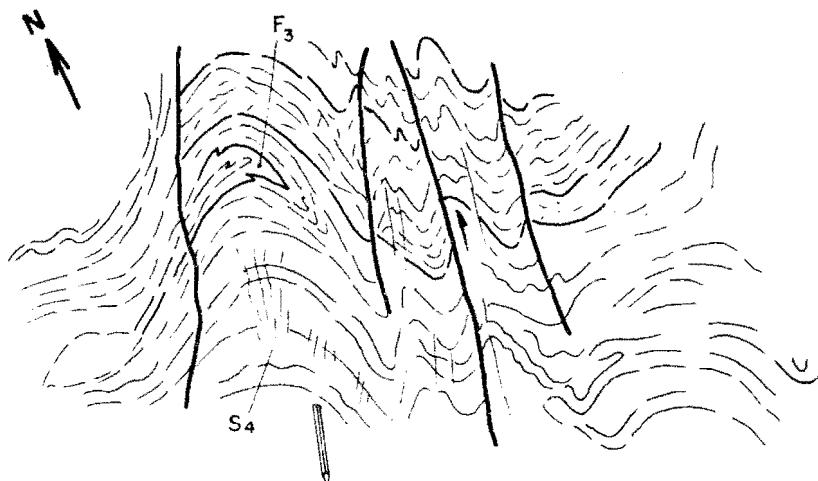


Fig. 5.—Fase 4 afectando a pliegues fase 3 y desarrollando esquistosidad de fractura, y fallas inversas.

Con esta deformación, que da lugar a zonas cataclásticas, se relacionan las escamas tectónicas con vergencia O., y desarrolladas especialmente en contactos litológicos.

2.1.5 FASES TARDIAS

Dos fases de plegamiento menor suelen estar presentes. La primera desarrolla «kink-folds», de dirección axial definida por la línea intersección del eje de este plegamiento con S_2 paralela a la dirección NNO-SSE. Suelen ser pliegues en forma de V, de charnelas rotas de pequeño espaciado y de estilo irregular, variando los tamaños de apertura de los flancos desde 2 ó 3 cm. hasta 20 cm., y la altura de 2 a 10 cm. Se presentan en bandas de reducida extensión y de gran recorrido lineal, por lo cual podría relacionarse con amplias zonas de tectonización producidas en épocas tardías respecto a la orogenia principal. Otra deformación de ejes E-O. se observa especialmente en niveles básicos, según mesopliegues igualmente en forma de V, pero de plano axial subvertical o bien inclinado fuertemente al N.

2.2 DEFORMACIONES EN EL DOMINIO DE LA SERIE DEL «OLLO DE SAPO»

2.2.1 FASE I

Existe de manera general dentro de los niveles epizónales, observándose como restos de una esquistosidad anterior conservados dentro de la esquistosidad general de 2.^a fase. No se han observado en el área objeto de estudio megaestructuras correspondientes a esta fase. Tampoco se localizaron mesopliegues, si bien en la Hoja de Puentedeume (7) se encontró un pliegue de eje subvertical y dirección N. 10° E., considerándose de primera fase. Creemos que el fuerte buzamiento de los ejes pueda ser debido a tratarse de pliegues antiguos, posiblemente isoclinales de dirección NE-SO., afectados posteriormente por deformaciones homoaxiales de plano axial inclinado a subvertical.

Se pueden considerar como originados en esta fase primera las numerosas segregaciones de cuarzo existentes a las filitas tanto ordovícicas como silúricas, y plegadas posteriormente por F_2 y F_3 . Alineaciones minerales no se han visto desarrolladas, creyéndose que la fuerte intensidad de la fase 2 pudo borrar toda traza acompañante.

2.2.2 FASE II

La esquistosidad observable en campo y la de mayor importancia S_2 es de plano axial de pliegues subverticales a subisoclinales vergentes al E., que afectan a una esquistosidad anterior subparalela a la estratificación S_0 .

No se han visto desarrolladas megaestructuras, pero si mesopliegues definidos especialmente en bandas de diferente composición litológica (cuarcítico-esquistosa) y en la segregación de cuarzo sinfase 1. Los ejes de pliegues (mesopliegues) presentan dirección N. 15° E., si bien en los dominios meridionales (por ejemplo, muestra 194) (*) se presentan ejes que por sus características quedan incluidos dentro de este grupo y cuya dirección oscila entre la NO.-SE. a NE.-SO., pasando por la O.-E. La escala de estos pliegues visibles es centimétrica. Característica particular de esta fase a escala microscópica es el formar capas de diferenciación metamórfica, especialmente cuártica, independientemente de las de fase anterior, presentándose capas heterogéneas de aspecto glandular.

2.2.3 FASE III

Con posterioridad se observa un gran predominio de estructuras que doblan y replegan similar o concéntricamente a la esquistosidad de flujo de la fase 2, principalmente en los sitios en donde las diferencias litológicas son más acusadas, caso del cuadrante 2. Generalmente y a escala mesoscópica, suelen presentarse superficies penetrativas S_3 en núcleos de charnela, con existencia de intensa crenulación. Los pliegues generados en esta fase suelen ser de más amplitud que los producidos en la fase 2, y por tanto, son de características más superficiales, variando sus formas desde aquellos de tipo concéntrico a los de tipo similar, con vergencia acusada al E. Presentan dirección axial NO.-SO. (fase 2) y corresponden a pliegues cilíndricos de charnelas con gran recorrido lineal, hundiéndose al N. normalmente.

Estructuras mayores se encuentran en todo el dominio de la Serie de «Ollo de Sapo», fundamentalmente en el área Moeche-Somoza, definidas por los cuerpos serpentínicos, así como por esquistos cloríticos.

2.2.4 FASE IV

Es la última fase de plegamiento desarrollada de manera general en toda la Hoja, si bien adquiere mayor importancia en el núcleo o zona que bordea el complejo. Se presenta replegando la esquistosidad principal S_2 y originando pliegues con superficies S_4 de fractura o «Strain-Slip» de plano axial subvertical o inclinadas al E. o al O., definiendo así la estructura mayor sinfomal en que se sitúa el complejo que se acompaña de pliegues menores a escala centimétrica a milimétrica.

Según sean los materiales afectados y la intensidad de la fase, se origi-

(*) 256,142-997,347.

nan con mayor o menor intensidad superficies de «Strain-Slip» inclinadas de manera centrípeta hacia el complejo, definiéndose un estilo de plegamiento de tipo concéntrico, ya que en los flancos la superficie S_2 sufren rotaciones inversas.

2.2.5 FASES TARDIAS

Con posterioridad a la fase IV se presentan dos etapas ortogonales de deformación de ruptura y de débil intensidad. Por una parte y en la zona occidental, desarrollados fundamentalmente en elementos pelíticos, se presentan pliegues de gran regularidad, en forma de V, con una longitud de onda de 4 a 8 cm. y altura axial de 3,5 a 5 cm. La dirección axial es NO.-SO., presentan plano axial subhorizontal o bien inclinados al E.

La otra deformación presenta pliegues de dirección N. 110° E. con planos axiales subverticales o inclinados al N., estando muy ligados a fracturas o bien siendo desarrollados en bandas muy próximas. A esta fase —denominada F_4 en la Hoja de Puentedeume— deben ligarse las fallas transversales y arqueamientos de amplia representación.

2.3 RELACION ENTRE LAS FASES DE DEFORMACION DE LOS DOMINIOS

Un intento de reconstrucción de las fases de deformación, partiendo de la última manifestación deformativa principal, se trata de realizar, a fin de establecer las posibles relaciones entre los dominios estudiados.

La fase IV está representada tanto en el Dominio del «Ollo de Sapo» como en el de la Serie de Ordenes. A esta fase se debe, como decíamos anteriormente, las megaestructuras observables actualmente, reflejándose en los materiales silúricos en la gran sinforma que rodea al Complejo de Cabo Ortegal. Esta fase se atenúa hacia las zonas meridionales, sin producción de macroestructuras y sí de mesoestructuras, con un gran desarrollo de crenulación que acompaña a suaves abombamientos.

La fase III igualmente se presenta en ambos dominios, definiendo estructuras mayores, siendo patente especialmente en los cuadrantes 1 y 2, en donde las bandas litológicas están mejor desarrolladas. Suele ser evidente de manera especial en metabasitas de Peña Escrita, en donde segregaciones decimétricas a milimétricas de cuarzo-plagioclasas definen ejes de dirección N. 50-60° E., al igual que en las de Peña Agudo, donde igualmente están presentes estas segregaciones.

La fase II se observa especialmente bien en el dominio de la Serie de Ordenes, con ejes de pliegues N.-S. y E.-O., de similares características. En los materiales posiblemente silúricos que rodean al complejo se observan asimismo pliegues menores con las mismas características en la disposición axial. Esta deformación, de escasa representación cartográfica y que

originó pliegues acostados, es de gran importancia en cuanto da lugar a cabalgamientos de grandes láminas de corteza oceánica (representada por el complejo) y continental. Estos cabalgamientos rejugarían posteriormente.

La reconstrucción de la fase I es muy difícil, ya que su existencia se observa principalmente al microscopio. Basándose en los posibles pliegues de esta fase, existentes en las Hojas de Ortigueira y Puentedeume, se puede pensar que se trata de pliegues muy apretados y originariamente horizontales. Se podría pensar en su asociación a un manto de corrimiento por la posible existencia de bloques desprendidos de rocas básicas y ácidas (olistolitos y olistostromos) en los terrenos de edad silúrica que se sitúan al SE. del complejo.

2.4 IMPORTANCIA Y EDAD DE LOS CABALGAMIENTOS

De los datos acumulados durante la realización de la Hoja se pueden sacar varias conclusiones provisionales:

1. La existencia de cabalgamientos prehercínicos. El primero de ellos se puede deducir por la posible presencia de bloques desprendidos y sedimentados en el fondo de un mar con sedimentos volcánicos básicos (rocas verdes) bajo la forma de olistolitos de rocas ácidas y olistostromos de rocas básicas. Este primer cabalgamiento sería posterior al primer metamorfismo importante, pero su edad se podría establecer como Silúrico Superior probable, dada la edad de los esquistos verdes. Es posible que durante este corrimiento se produjese la inversión de la serie metamórfica.

2. Otro importante cabalgamiento asociado a la primera fase hercínica que produce una esquistosidad general y blastomylonitización posterior.

3. Una última fase de cabalgamiento que da lugar a desplazamiento del complejo respecto a la serie paleozoica envolvente, como muestra la existencia de una discordancia metamórfica entre ambos. Sin embargo, esta discordancia no parece ser muy marcada, por lo que estos cabalgamientos pudieran no ser de gran importancia en conjunto. Están asociados con el final de la fase 3 y quizás también con la 4, ya que los grandes pliegues de ésta no parecen afectar al cabalgamiento del borde del complejo.

2.5 DEFORMACIONES DE FRACTURA

El otro tipo de deformación de fracturas suele agruparse en dos lotes: por un lado, se presentan las fallas dirección NO-SO. (150-170°), siendo fiel reflejo la extendida desde el NE. de Valdoviño a las inmediaciones de El Pedroso (al O. de San Saturnino); posiblemente se trate de falla importante de actividad prolongada, actuando en primer término después de la fase 2 con introducción de granodioritas precoces? y granitos de dos micas y des-

pués con posterioridad a la fase 4, siendo su última actuación según falla normal con hundimiento del labio oriental.

Las restantes fracturas se agrupan en dos sublotes: uno de dirección NE-SO. (30-40°) y el otro NO-SE. 110-120° que corresponden a esfuerzos de dirección prácticamente E-O., de movimiento dextrógiro con posibles reactivaciones antes y después del Terciario.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Del estudio de la presente Hoja se pueden sacar conclusiones provisionales, apoyadas en los datos existentes.

El Complejo de Cabo Ortegal está constituido por rocas ultrabásicas, básicas y sedimentarias que han sufrido diversas etapas de metamorfismo y deformación. Metamórficamente parecen haber existido tres etapas principales. La primera de alta presión, la segunda y tercera de menor. Las principales fases de deformación son cuatro. La fase 1 se observa sobre todo por criterios microscópicos, pudiéndose asociar al primer metamorfismo de alta presión. Posteriormente tiene lugar una cataclasis, visible sobre todo en los contactos entre la formación Vacariza y los gneises de Chimparra. La fase 2, con pliegues de eje E-O., se asocia a una esquistosidad de plano axial y al metamorfismo M_2 , y la fase 3, de eje de dirección N-S., aproximadamente produce el débil metamorfismo M_3 de facies esquistos verdes.

En el Grupo de Moeche, constituido por esquistos anfibólicos, serpentinitas, ortogneises anfibólicos y bloques de esquistos cristalinos, se observan asimismo cuatro fases principales y tres de metamorfismo. La primera fase se ha observado por criterios microscópicos y estaría asociada a un primer metamorfismo M_1 , de mayor presión que M_2 y M_3 , correlacionables con las fases de deformación 2 y 3. Una última fase 4 produce una débil crenulación y da lugar a grandes estructuras representadas en la cartografía.

La existencia de masas de serpentinitas, formadas por bloques centimétricos a hectométricos de rocas con diversos aspectos, englobadas en una masa de magnesitas sedimentarias y esquistos verdes, hace pensar en que éstas se hayan formado como olistostromos desprendidos del frente de un manto de corrimiento que avanzase por el mar silúrico. Asimismo hacen pensar en esta interpretación las masas cristalinas de gneises tipo Cariño, englobadas en los esquistos verdes con un salto importante de metamorfismo. Esto indicaría la existencia de una etapa orogénica importante durante el Silúrico Superior o Devónico Inferior.

El esquema general, muy simplificado para la reconstrucción de la evolución del complejo y a falta de datos podría ser el siguiente: El Complejo

de Cabo Ortegal representaría una zona profunda de la corteza y manto oceánicos que habrían sufrido subducción primero, obducción después, siendo emplazados primeramente en el Silúrico. Se considera que la serie normal pueda ser gabros, peridotitas y gneises de abajo arriba; si bien la posición anómala de las ultrabasitas respecto a las restantes rocas podría explicarse por una superficie de corrimiento entre una lámina constituida por peridotitas, gabros y gneises de abajo arriba, y debajo otra de gneises y gabros. En este caso, el contacto entre las granulitas de Agudo-Candeleria y los gneises de Chimparra sería anormal, así como el de los gneises de Chimparra con las rocas ultrabásicas de Uzal y con las granulitas de Vacaiza. Esta interpretación sería diferente a la expresada en los cortes.

En la orogénesis hercínica, el conjunto sería afectado por las fases F_2 , F_3 y F_4 y metamorfismo M_2 y M_3 , sufriendo nuevos corrimientos hacia el E. después en la 3, con formación de cabalgamientos hacia el O. al final de la fase 4.

El conjunto se puede, pues, considerar como un gran pliegue tumbado, formado después del primer metamorfismo, laminado en su base y deslizado sobre los materiales silúricos. La posición de los materiales en el mismo depende de que se considere o no la posibilidad de que los afloramientos de rocas ultrabásicas marquen en su base una superficie de cabalgamiento sobre los gneises.

Respecto a la edad de las fases, se podría considerar a la primera que produce el metamorfismo de alta presión como prehercínica, ya que hemos apuntado la posibilidad de existencia de rocas ya metamórficas formando olistolitos en rocas del Silúrico Superior. Aunque TEX, E. et al (1972) apuntan la posibilidad de que se trate de una fase precámbrica, si bien el gradiente geotérmico es muy bajo para esta época, por lo que se cree como más viable pensar en la posibilidad de una fase de edad Silúrico Superior (o Devónico), como ya indicaban para Galicia Central ALDAYA et al (1973).

La segunda fase y las siguientes pertenecerían al ciclo hercínico.

El Grupo de Ordenes representaría asimismo una parte de corteza oceánica con sedimentos superpuestos, acercada tectónicamente al Grupo de Moeche y con su contacto cicatrizado posteriormente por rocas intrusivas hercínicas. Los metagabros y ortogneises de Puentedeume-Valdoviño representarían, respectivamente, intrusiones de gabros y trondheimitas.

4 PETROLOGIA

Para la mejor comprensión petrológica subdividimos en dos secciones el siguiente apartado:

Rocas metamórficas, y
Rocas plutónicas.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

De acuerdo con los dos dominios establecidos se realiza a continuación el estudio de las diversas unidades cronoestratigráficas.

4.1.1 PETROLOGIA DEL DOMINIO DE LA SERIE DE ORDENES

4.1.1.1 Serie de Ordenes

Está constituida fundamentalmente por metasamitas con elementos detriticos tales como plagioclasa, cuarzo, circón, leucoxeno, más rara vez epidota y esporádicamente blastos poliminerales constituidos por un agregado de grano fino de plagioclasa con orientación preferente, que recuerda una textura de origen volcánico fluidal. Los porfidoclastos de plagioclasa incluyen opacos generalmente en el núcleo sin orientación y se sericitizan según los planos de exfoliación. Están maclados polisintéticamente o irregularmente zonados. En todo el dominio que aflora en esta Hoja están presentes biotita y moscovita, apareciendo hacia el E. granate, con inclusiones de opacos irregularmente distribuidos —estaurolita al sur en la Hoja de Puentedeume— y andalucita. Los dos primeros son claramente preequistos, no así los xenoblastos de la segunda, que incluyen elementos planares (cuarzo y micas) de la esquistosidad con la que se orienta S_2 , con la que crece en fase algo tardía. Esporádicamente hacia el E. aparecen niveles filíticos aumentando el grado de cristalinidad hacia él, ya en las proximidades de la banda Puentedeume-Valdoviño, adoptando textura esquistosa. En estos tipos y en los lechos micáceos de los materiales detriticos se observa a veces que la esquistosidad dominante se ha formado por «strain-slip» de una preexistente, a la que pertenecerían también los lechos cuarzosos de diferenciación metamórfica que están plegados por la dominante y naturalmente el grante (y la estaurolita), que siempre están como fases relictas. Esporádicamente aparecen blastos de biotita también preequistos con orientación no estricta entre ellos. Es frecuente una crenulación tardía, así como «kink-bands». En las proximidades con las rocas básicas (hacia el E.)

las grauwackas están surcadas por microvenas donde cristalizan albita, adularia y clorita.

Las intercalaciones básicas en esta serie y en el dominio de la Hoja tienen textura planolineal bandeada, estando constituidas por anfíbol verde ($2V\alpha = 84$; $\gamma-z = 14$), en continuidad óptica con otro casi incoloro con maclado lamelar ($2V\gamma = 72$; $\gamma-z = 16$) de más alto índice de refracción, probablemente cummingtonita; por cuarzo abundante y plagioclasa, algunas relictas, opacos (ilmenita), esfena, apatito y escaso rutilo, incluido en anfíbol.

De lo anterior se deduce que existe una fase esquistosa con desarrollo de moscovita, biotita, mantenimiento de plagioclasa detrítica y andalucita, y como formas preexistentes, granate y biotita, entre materiales pelíticos grauwáckicos y desarrollo de hornblenda-cummingtonita en las metabasitas intercaladas.

4.1.1.2 Complejo de Cabo Ortegal

Se describen las características petrográficas de la secuencia establecida en el apartado de Estratigrafía.

4.1.1.2.1 *Gneises y eclogitas: gneises bandeados*

Se incluyen entre los primeros, tipos litológicos ricos en filosilicatos similares a los del borde oriental, con diferenciaciones de facies leucosómáticas. Son gneises de dos micas, pudiendo faltar moscovita, que generalmente se presenta en fenoblastos fusiformes tardíos con inclusiones de opacos. Se encuentra esporádicamente distena prismática, preequistosa y deformada, pudiendo coexistir con estaurolita también preequistosa (ésta sólo en el sector meridional) con inclusiones de cuarzo rara vez orientados transversalmente a la foliación. Esporádicamente aparece distena de segunda fase como prismas aciculares en bordes de granates y en escasas muestras muy ricas en biotita, de tipo magnésico, pleocroica de incoloro a marrón rojizo, hay agregados lentejonares de distena, de manera que parecen seudomorfizar otro mineral previo, marginados por distena acicular-prismática que a su vez se deforma junto con biotita frente al granate; idéntica textura cita ZUREN, V. (1969) en el borde meridional de la Cuenca de Ordenes. El granate es preequistoso en todos los casos, omnipresente, intensamente corroído, transformado a biotita y/o moscovita o con núcleo de cuarzo y plagioclasa; incluye rutilo como prismas o como diminutos cristales. Son frecuentes las texturas con cuarzo acintado, heterométricas, en agregados lentejonares granoblásticos residuales de los granoblastitas que probablemente se originan durante una primera fase metamórfica y que se conservan junto con los porfidoclastos. En esta zona están presentes asimismo bandas de diferenciación leucocráticas de grano medio, constitui-

dos por plagioclasa de 1 a 1,5 cm. («olig-and») con cuarzo, moscovita y esporádicamente con agujas de distena. El feldespato potásico de origen metamórfico es esporádico, intersticial y antipertitizando plagioclásas, así como en bandas y en porfidoclastos. Además, son frecuentes rocas de textura granoblástica con cuarzo, plagioclasa (oligoclásica ácida), allanita con margen de epidota y granate rosado limpio de inclusiones, aplastado y fracturado. Estas facies leucocráticas aparecen generalmente con posterioridad a las estructuras granoblásticas y simultáneamente a la foliación principal.

Se intercalan facies básicas con anfíbol en porfidoclastos deformados (de incoloro a verde pálido), cuarzo, plagioclasa, zoisita transformándose en epidota, granate con núcleos de plagioclasa, biotita, rutilo en ocasiones transformado a esfena y apatito, así como materiales ortoderivados de composición cuarzodiorítica con profidoclastos de feldespato potásico, con macía de microclina en zonas, bordeado por oligoclásica-andesina mirmecítica, cuarzo, granate senomorfo, biotita y anfíbol entrecrecidos, epidota, esfena y círcón, los dos últimos idiomorfos.

4.1.1.2.2 Eclogitas

Rocas con la composición mineral de eclogitas se hallan en metabasitas y en gneises bandeados. Dentro de las metabasitas de las formaciones Vacaíza y Pico Agudo se encuentran intercalaciones de cuerpos de características eclogíticas concordantes o como «sills» cortantes de escasa potencia con texturas granoblásticas, compuestas por granate incoloro (2-3 mm.) con fracturas que se continúan de unos minerales a otros y por clinopiroxeno levemente verdoso de composición de onfacita $2V\gamma = 23$ (VOGEL, 1967), mostrando crecimientos simpleteíticos ($2V\gamma = 58$; $\gamma_z = 47$) con albita. Entre los cristales de piroxeno y granate se desarrollan láminas de anfíbol verde marrón ($2V\alpha = 74$; $\gamma_z = 12$) en textura simpleteítica con plagioclasa, si bien más escasas y groseras que en el caso del clinopiroxeno; también hay crecimiento de anfíbol en las fisuras de granate, que incluye cuarzo subredondeado con una disposición mal definida anular paralela a los bordes en algunos casos, y numerosos rutilos que también son frecuentes en contactos de granos y en anfíbol. Esporádicamente incluye epidota zonada con núcleo de allanita. Es frecuente el apatito en agregados intersticiales de hasta 0,5 mm.

El rutilo se margina por esfena y más frecuentemente está transformado a ilmenita.

Otros términos tienen estructuras finamente bandeadas (0,5-1 cm.) entre facies análogas a las ya descritas, con aureolas quelíticas de hornblenda y plagioclasa en el granate y bandas constituidas por plagioclasa con finas macías polisintéticas deformadas, en agregados y porfidoclastos (1,5 cm.) de zoisita- α ($2V\gamma = 52$) orientados en la dirección del bandeado, poiquiloblasti-

cos de granate, subautomorfo sin inclusiones, transformados marginalmente a epidota, cuarzo en agregados lentejonares marginados por clinopiroxeno no simpletectítico, rutilo transformado a esfena y apatito.

En Pico Agudo los granates tienen aureolas quelífiticas radiales de plagioclasa y anfíbol o epidota, el clinopiroxeno es simpletectítico; el anfíbol, verde a verde azulado, está intensamente deformado, reemplazado por un agregado en mosaico del mismo que también ocupa las grietas del granate y sustituido por pequeñas bolsadas de epidota y albita.

Los granates tienen inclusiones de cuarzo y rutilo, éste con preferencia en el núcleo.

Entre las eclogitas intercaladas en gneises hay términos con textura granoblástica, compuestas por granate subhedral incoloro con numerosas inclusiones finas agrupadas en zonas irregulares de rutilo y de cuarzo con preferencia en una corona interna, clinopiroxeno muy levemente verdoso, zoisita casi incolora y cuarzo, como accesorios numerosos prismas de rutilo intersticiales, prismas de apatito con pequeñas inclusiones laminares y escaso anfíbol pardo, intercreciendo con cuarzo. Estos términos granoblásticos están con preferencia en el núcleo de los afloramientos.

Generalmente están intensamente transformadas, conservándose el clinopiroxeno con «gollos» más o menos desarrollados de simpletectitas de grano muy fino a medio, así como sustituciones parciales por anfíbol verde que intercrece groseramente con plagioclasa siempre impidiendo el contacto piroxeno con granate. En las zonas ricas en cuarzo y plagioclasa se han encontrado en una muestra prismas de distena en vías de transformación a moscovita. ENGELS (1972); TEX, E. et al (1972) citan estaurolita relicta incluida en distena, lo que no ha sido encontrado actualmente. La zoisita incluye parcialmente agregados simpletectíticos piroxeno-plagioclasa. Puede haber biotita accesoria.

La transformación del granate se verifica de manera anular, conservándose un núcleo irregular con inclusiones de rutilo, un anillo intermedio de plagioclasa y hornblenda marrón, no radial, sino orientado con la «matriz», conservándose un anillo exterior euhédrico de granate atestiguando una primitiva estructura zonada del mismo.

La hornblenda presenta color verde en el contacto inmediato con el granate, aunque puede pasar en continuidad óptica a anfíbol marrón. En estos casos se conservan muy escasos residuos de piroxeno transformados en óxidos, y de zoisita. El rutilo tiene aureola de esfena y se transforma en magnetita. El anfíbol es simpletectítico grosero con plagioclasa. Puede rodear al clinopiroxeno sin que haya relaciones aparentes de transformación. Hay cuarzo y apatito. La zoisita se puede transformar en saussurita y marginalmente a clinozoisita o epidota.

Pueden carecer de clinopiroxeno, consistiendo en un agregado de pris-

mas de anfíbol verde pálido entrecrecido con prismas de zoisita y granate anhédrico criboso de cuarzo con inclusiones de zoisita y rutilo.

En etapa tardía se forma biotita sobre anfíbol o granate, epidota sobre este último y clinozoisita zonada a partir de zoisita, así como moscovita, calcita, prehnita y escapolita cálcica en zonas de fractura, aumentando el grado de transformaciones hidrotermales tardías hacia el E.

Por último, se intercalan anfibolitas de origen dudoso, probablemente de ascendencia eclogítica; constituidas por un agregado simpleteítico de hornblendita verde y plagioclasa con lentejones de cuarzo granoblástico que proporcionan al conjunto texturas granulíticas, granate rosado con inclusiones rotacionales de cuarzo y rutilo, con transformación quelifítica a plagioclasa, anfíbol, biotita y opacos, en bordes y en fisuras. La zoisita se transforma en un agregado de epidota, clorita y moscovita. El granate, que normalmente es incoloro, puede ser en estas muestras dudosas de color rosado con zonación.

En las zonas límite ante metabasitas y paragneises hay bandas de composición intermedia con abundante cuarzo y plagioclasa, y biotita cloritizada definiendo la foliación con porfidoclastos de anfíbol que encierra granate e incluye parcialmente a clinopiroxeno simpleteítico, prismas de epidota con núcleo de allanita e inclusiones de esfena.

Estas eclogitas pertenecen al grupo B de COLEMAN et al. (1965) que comprende las incluidas en terrenos gneíticos y migmatíticos; químicamente corresponden, según VOGEL (1967), a basaltos toleíticos.

4.1.1.2.3 Metabasitas

De acuerdo con el esquema establecido en el apartado de Estratigrafía, se describen las características petrográficas de los materiales metabásicos, en dos apartados fundamentales. En primer lugar las que evidencian un metamorfismo de facies granulita de alta presión, y en segundo lugar las de facies anfibolita.

Formación Vacariza

Presentan texturas granoblásticas de grano medio, a veces orientadas y bandeadas con cuarzo acintado «platten-quartz» y milonitas en el margen occidental, en contacto con los paragneises.

Están compuestas generalmente por anfíbol, granate, plagioclasa y cuarzo, siendo muy escaso el clinopiroxeno de color verdoso $2V\gamma = 65$; $\gamma-z = 43$ en vías de transformación a hornblendita verde-marrón $2V\alpha = 74$; $\gamma-z = 16$; el piroxeno incluye granate y el anfíbol está como grandes poiquiloblastos de granate, plagioclasa y cuarzo. El piroxeno se conserva rara vez, pudiendo mantenerse transformado en óxidos. El granate incoloro o levemente rosado incluye rutilo en no muy abundante proporción y cuarzo anular con extinción

ondulante. En algunos casos no parece que el anfíbol derive de clinopiroxeno, sino que coexisten ambas fases en equilibrio; en estos casos, ambos, clinopiroxeno y anfíbol, presentan intercrecimientos con la plagioclasa maclada (oligoclasa). Hay zoisita transformada a clinozoisita y/o a epidota y rutilo en aureolas de esfena, apatito en agregados glomerulares con inclusiones en disposición reticular. La plagioclasa con finas macetas polisintéticas puede tener una zona marginal inversa. La clinozoisita está también en intercrecimientos, de análoga manera que el piroxeno y el anfíbol. Se intercalan bandas leucocráticas con cuarzo, plagioclasa en porfidoclastos (96 cm.) poiquiliticos de granate o en lentejones poligonales. El granate se transforma de manera irregular a plagioclasa y posteriormente a epidota, biotita y/o moscovita, procediendo éstos también de anfíbol. El granate no suele tener aureolas quelíticas, que sólo se han encontrado en el extremo suroriental en materiales anfibólicos nematoblásticos.

En las facies bandeadas la orientación viene dada por anfíbol que se deforma frente al granate, fracturado y deformado así como frente a los porfidoclastos de hornblenda poiquiloblástica, atestiguando la presencia de dos generaciones de hornblenda, ambas de análogas características; intercalándose niveles leucocráticos, compuestos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, granate, epidota con núcleos de allanita, rutilo y apatito con escaso anfíbol.

En las zonas orientales existen facies con porfidoclastos de anfíbol (3-4 mm.) verde-marrón orientados groseramente entre sí, con los prismas de zoisita (transformados en clinozoisita y epidota) poiquiliticos del escaso granate, con extinción ondulante en una matriz de grano fino granoblástica de cuarzo y plagioclasa maclada, o con una zona marginal inversa, láminas de biotita en relación o no con el anfíbol siguiendo la orientación general, e incluida en epidota.

En el borde occidental se encuentran milonitas con porfidoclastos de granate (en vías de transformación a epidota) de anfíbol poiquiloblástico y piroxeno, incluyendo ambos granate, así como piroxeno transformándose a anfíbol y zoisita ameboide transformada en epidota y con bordes sausuritzados. De manera simultánea con la milonitización, bandas de cuarzo acintadas concordantes y lentejonares de acuerdo con la orientación del anfíbol; como accesorios: allanita metamictica, círcón y rutilo transformado en esfena.

Se incluyen paragneises y rocas de composición intermedia, estando éstas definidas por biotita, cuarzo y plagioclasa con porfidoclastos de granate rosado limpio de inclusiones, hornblenda verde-marrón con inclusiones de granate automorfo, y plagioclasa con extinción ondulante, mientras que los paragneises están constituidos por cuarzo acintado o granoblástico, porfidoclastos de plagioclasa, granate preesquistoso, bien limpio de inclusiones o con numerosas inclusiones de cuarzo helicitico mal definidas, puede incluir

distena en los lechos micáceos compuestos de biotita y moscovita tardía y escaso anfíbol en vías de transformación en biotita; como accesorios: epidota, circón y rutilo. Se encuentran también rocas con microclina en porfidoclastos, plagioclasa antiperititizada, biotita, granate transformado a plagioclasa y biotita, allanita metamictica, rutilo, circón, apatito e ilmenita.

El aflorante desgajado por fracturas al Sur está constituido por anfibolitas.

Aparecen también algunas muestras leucocráticas constituidas por un agregado en mortero de plagioclasa y cuarzo con porfidoclastos aislados (3-4 mm.) de hornblenda verde poiquiloblástica de granate y plagioclasa, con biotita en las fracturas; el granate se rodea por una aureola de plagioclasa, es retromórfico a epidota zonada y se sustituye por adularia; hay circón y allanita metamictica.

Formación Agudo

Esta formación presenta tipos litológicos de características variadas, sin que haya una disposición geográficamente diferenciada entre ellas.

Por una parte, hay facies de anfibolitas nematoblásticas con hornblenda verde, bien orientada; plagioclasa intensamente sausuritizada, epidota, y como accesorios: apatito, opacos y esfena con núcleos de rutilo. En algunas muestras se conservan porfidoblastos preesquistosos de hornblenda en núcleos acribillados de finas inclusiones de opacos, ausentes en los prismas orientados.

Por otro lado, anfibolitas con orientación menos definida, con diferenciación en bandas leucosómáticas de cuarzo, plagioclasa sausuritizada y melanocráticas con porfidoblastos preesquistosos de hornblenda verde; escaso el clinopiroxeno, ligeramente verdoso, de la serie diópsido-hedembergita como pequeños porfidoblastos preesquistosos, con aureolas de hornblenda verde, o incluido en anfíbol sin relaciones aparentes de transformación, de granate rosado y epidota en una «matriz» de grano fino con hornblenda analoga a la de los fenocristales, plagioclasa más fresca que en las bandas leucómáticas; rutilo, apatito y circón como accesorios, generalmente en anfíbol.

Por último, aparecen facies leucocráticas con gran proporción de cuarzo, plagioclasa preesquistosa, formándose biotita intersticial de anfibol en las bandas férmicas; granate igualmente preesquistoso, transformándose en un agregado de plagioclasa, anfibol y opacos.

Formación Candelaria

En la zona occidental de esta formación aparecen facies ricas en anfibol con granate escaso intersticial. Hay bandeados entre zonas leucocráticas

y melanocráticas de manera análoga a lo ya descrito, con zoisita residual pasando a clinozoisita. Se observan micropliegues de la 4.^a fase sin neoforación de ninguna fase mineral.

Puede haber carbonatos secundarios sobre anfíbol y plagioclasa. Cuando hay granate en los términos laminares es rosado y poiquilitico de cuarzo con bordes identados con él. Hay facies leucocráticas compuestas por cuarzo y plagioclasa grano medio, groseramente orientadas, y anfíbol asimismo orientado, así como opacos, circones automorfos y allanita.

Hay, por último, facies leucocráticas con cuarzo, plagioclasa, granate subredondeado en atolón con núcleo de plagioclasa y opacos.

En resumen, dentro de la complejidad de tipos litológicos existentes en las metabasitas de alto grado se pueden establecer dos fases fundamentales: una primera con texturas granoblásticas de intercrecimiento, de grano medio a grueso, con desarrollo de la paragénesis crítica clinopiroxeno + granate + plagioclasa + hornblenda \pm zoisita; y una segunda con estructuras direccionales y desarrollo de hornblenda + plagioclasa + biotita + moscovita + clinozoisita. La migmatización acompañaría fundamentalmente a la segunda fase, aunque los boudins leucocráticos incluidos en estructuras de ésta, indicarían que ha tenido lugar parcialmente en fase temprana.

4.1.1.2.4 Rocas ultrabásicas

Al O. de la Hoja se encuentra una banda de rocas ultramáficas, ortopiroxenitas de grano grueso (1-2 cm.), formadas por un agregado de mosaico de ortopiroxeno con exoluciones de clinopiroxeno, curvados por deformación y que incluyen olivino. Como productos de alteración: clorita, serpentina, talco y carbonatos.

Las intercalaciones occidentales entre paragneises son también de grano grueso, panxenomorfas, constituidas por un agregado de clinopiroxeno, ortopiroxeno sin exoluciones y olivino; este último el más intensamente serpentinizado; todas las fases minerales están afectadas por cataclasis que también afecta a los elementos secundarios como clorita, talco y calcita.

Las que bordean los afloramientos de Vacariza están serpentinizadas en grado variable, conservando olivino fragmentado, ortopiroxeno con extinción ondulante, anfíbol incoloro (pargasítico), éste con tendencia al idiomorfismo y espinela frecuente, color verde-oliva transformada en opacos. La serpentinización con opacos residuales se orienta a lo largo de bandas, en las que se orienta la pargasita, comportándose el olivino y el ortopiroxeno como porfidoclastos.

También aquí hay facies de grano grueso con ortopiroxeno ($2V\gamma = 78$); olivino ($2V\gamma = 88$) en fenocristales e incluido en el anterior, escaso clino-piroxeno ($2V\gamma = 68$; $\gamma-z = 38$); anfíbol incoloro de tipo pargasítico incluido en ortopiroxeno e idiomorfo en las zonas cloríticas, que junto con carbona-

tos, talco y opacos aparecen por transformación. No se ha observado espinela en ninguno de los términos de grano grueso.

La representación de materiales ultrabásicos en la Hoja de Cedeira es muy escasa, encontrándose más afloramientos hacia el norte de la Hoja número 1, donde están muy bien representados, apareciendo paragénesis con granate, ausentes aquí, donde en resumen se encuentran lerzolitas con espinela y pargasita de grano medio y ortopiroxenitas y lerzolita de grano grueso sin espinela ni granate. MAASKANT (1970), en su estudio detallado de los aflorantes ultrabásicos de Cabo Ortegal, deduce que si bien proceden del manto han sufrido los procesos metamórficos que afectan a la totalidad del Complejo de Cabo Ortegal, equilibrándose a 1.100-1.200°C, 15-20 kb, y para el Norte transformadas a 800-900°C, 10-15 kb.

4.1.1.2.5 *Paragneises dos micas blastomiloníticos*

Son gneises de dos micas con estructuras variables de unas zonas a otras.

Las de la región suroriental, próximas al borde con los materiales epizónales que envuelven al conjunto, así como las intercalaciones (olistolitos?) en ellas, son muy ricas en filosilicatos (biotita, moscovita), apreciándose generalmente estructuras plegadas, con plagioclasa (oligoclásica) en proporciones variables que puede estar ausente, observándose diferenciaciones leucocráticas cuarzoplaciáticas. De manera generalizada incluyen granate (limpio de inclusiones) preequistoso a la segunda fase y transformándose total o parcialmente a clorita. Se observan, además, blastos de pennina transversales a la esquistosidad principal y deformadas por ella, estando generalmente orientados entre sí. Como accesorios tiene turmalina preequistosa, apatito, venas de adularia cortantes y circunstancialmente epidota. Esporádicamente hay agregados sericíticos, probablemente seudomórficos de estaurolita.

En algunas se aprecian texturas seudogranulíticas (lentejonares) y cuarzos acintados. Representarían, de acuerdo con la paragénesis mineral, las zonas menos metamórficas de Cabo Ortegal.

Hacia el N. y O. las texturas se hacen de grano más grueso, en ocasiones miloníticas y blastomiloníticas con porfidoclastos de plagioclasa (olig.), apareciendo granates de manera generalizada, preequistos, con núcleos transformados en moscovita y/o biotita; estaurolita preequistosa con inclusiones no orientadas de cuarzo, a lo sumo débilmente, y distena en prismas asimismo preequistos deformados. Esporádicamente aparece rutilo incluido en el granate; como accesorios: turmalina deformada, círcón, esfena y venas de adularia generalizada.

Intercaladas en la serie próxima al contacto con las anfibolitas margi-

nales hay facies ortoderivadas de cuarzodioritas análogas a las descritas en la formación de gneises y eclogitas.

En los gneises de los dominios centrales del conjunto de Cabo Ortegal no se ha observado estaurolita, estando constituidos por cuarzo, plagioclasa (olig.-and.), moscovita, biotita, granate y muy frecuentemente distena. Como accesorios: circón, apatito, rutilo, de manera general, esfena y esporádicamente zoisita y turmalina, pudiendo tener allanita transformada en epidota de manera marginal.

Tienen textura blastomilonítica, planolinear con dos micas ímbricadas, pudiendo faltar moscovita, cuarzos acintados a tabulares («platten-quartz») definiendo la esquistosidad, con porfidoclastos de plagioclasas residuales de blastomilonitización que suelen tener un zonado inverso de dos individuos.

El granate siempre es preesquistoso, está retromorfizado visiblemente a láminas monominerales de biotita y/o moscovita y a plagioclasa, dando texturas en atolón, a causa de su primitiva zonación.

En cuanto a la distena se observan dos generaciones, una primera en prismas, rodeados por la esquistosidad, con extinción ondulante, en algunos casos transformados a sericita, y una segunda de prismas aciculares orientados siempre con la foliación o dispersos en las bandas leucocráticas diferenciadas por migmatización; es frecuente también en los bordes de las plagioclasas blastomiloníticas de la migmatización. El rutilo se incluye en granate o está disperso, xenomorfo, en la roca.

Aparecen poiquiloblastos de moscovita que incluyen biotita, granate, cuarzo, plagioclasa, deformados a su vez por la foliación fundamental.

Con las facies micáceas se intercalan otras leucocráticas constituidas casi exclusivamente por cuarzo en mosaico o acintado y plagioclasa en porfidoclastos deformados, muy pobres en micas y en granate, éstos incluidos en la plagioclasa.

En ocasiones feldespato potásico intersticial y antipertitizando plagioclasas, a lo largo de bandas bien definidas o como porfidoclastos ovoides con inclusiones de micas, de igual manera que la plagioclasa.

Facies leucocráticas en boudings, carecen de feldespato, apareciendo zoisita- β ($2V\gamma = 52-54$) sericitizada. En todas ellas son escasas las micas, generalmente biotita, así como el granate, fracturado o incluido en feldespatos; como accesorios: esfena, rutilo y circón.

En la zona situada al O. de la Hoja —movimiento de Carreiro— se encuentran facies blastomiloníticas constituidas por un agregado bien orientado de grano fino con cuarzo lamelar, plagioclasa con macles de albita irregularmente zonada, láminas de biotita, rica en magnesio (pleocroísmo de marrón a rojizo), abundante distena en prismas alargados o aciculares orientados con la biotita, granate con inclusiones diminutas irregulares de rutilo,

preesquistoso, fracturado. Esporádicamente hay porfidoclastos de ortosa elipsoidales, levemente deformados con sombras de presión de cuarzo y de plagioclasa mirmequíticas separadas del resto por «ribbons» de cuarzo. Como accesorios: rutilo prismático y apatito glomerular estirado con la foliación. Otras facies carecen casi totalmente de cuarzo, estando constituidas por un agregado en mortero de plagioclasa, que también están en porfidoclastos, xenoblásticos y biotita, granate fracturado, esquelético, circón y piritita.

Además hay facies anfibólicas de grano medio, bien orientadas; panxenoblásticas con cuarzo, plagioclasa (sausuritizada), anfíbol levemente pleocroico a verde, biotitas y granates. El anfíbol se transforma en agregados sericíticos. El granate abundante, xenoblástico fracturado, algunos anulares con núcleo de anfíbol o plagioclasa. Esporádicamente clinozoisita; como accesorios: rutilo prismático, idiomorfo en las zonas de cuarzo, apatito y circón.

Como boundins se encuentran anfibolitas granatíferas, granonematoblásticas compuestas por hornblenda marrón que incluye granate subautomorfo con inclusiones de cuarzo ligeramente helicticas, plagioclasa saussuritizada subordinada, así como el cuarzo intersticial y rutilo prismático.

4.1.1.2.6 *Facies graníticas muy deformadas. Ortogneis* (Ng^2)

Intercalados en los paragneises Chimparra, concordantes o claramente discordantes con potencias variables siempre del orden de pocos metros, se encuentran facies de clara ascendencia granítica. Tienen texturas bandeadas porfidoblásticas, están compuestos por dos feldespatos, cuarzo, micas, granate, esporádicamente distena. La microclina en porfidoclastos de hasta 3 mm., maclados según ley de Karlsbad con pertita en «films» y parcialmente microclinizados, pueden estar poligonizados; su proporción es variable, llegando a ser escasa e intersticial, en cuyo caso, además de los accesorios ya indicados, aparecen epidota con biotita y como aureolas de antiguas allanitas.

La plagioclasa en porfidoclastos de menor dimensión, rara vez zonados, en agregados glomerulares y rodeando a microclina, en cuyo caso incluyen cuarzo mirmequítico.

Los filosilicatos son biotita y moscovita, generalmente en pequeña proporción, estando en continuidad estructural.

El granate es xenoblástico y fracturado incluido en las bandas micáceas y rara vez en microclina. La distena, con morfología acicular similar a la de segunda fase de los paragneises es rara, y cuando aparece lo hace en muy reducida proporción.

4.1.2 PETROLOGIA DEL DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

4.1.2.1 Ordovícico Medio-Superior (O_{2-3})

Es una formación filítica en la que se observa una esquistosidad más patente S_2 de «strain-slip» de una anterior, conservada en estructuras sigmoides. Son de grano fino con moscovita, clorita, cuarzo, cloritoide, opacos y óxidos de hierro. El cloritoide se encuentra en prismas preesquistosos a la segunda esquistosidad, con sombras de presión de moscovita y cuarzo. Hay también fenoblastos de clorita contemporánea con el cloritoide. Hacia el techo se intercalan facies de origen detrítico con cuarzo de 1 mm., aplastado en la esquistosidad, escasa plagioclasa, maclada polisintéticamente, con turmalina, circón, rutilo, grafito e impregnaciones de hierro; esporádicamente hay clastos de cuarcita.

4.1.2.2 Silúrico. Miembro inferior ($S\xi_v$)

La escasa representación de estos términos, por otra parte constituidos de ampelitas y liditas banales, permiten corta descripción. Son rocas constituidas por cuarzo microcristalino y material carbonoso, marcando un estrecho bandeamiento. Pequeñas micas (sericíticas) aparecen orientadas, siendo el circón y turmalina los principales elementos accesorios.

4.1.2.3 Silúrico (S)

Está formado fundamentalmente por cuarzoesquistos constituidos por moscovita de recristalización metamórfica, aunque también hay láminas alargadas, deformadas, de origen detrítico, y escasa proporción de plagioclasa preesquistosa, al parecer detrítica. Bandas de cuarzo con albita; como accesorios: turmalina idiomorfa, opacos, circón bipiramidado y apatito fracturado, más raramente rutilo y leucoxeno.

Algunas muestras estudiadas carecen de plagioclasa y tienen pequeños clastos de cuarzo. A muro de las intercalaciones volcánicas hay niveles detríticos de grano medio, homométricos, constituidos por cuarzo subanguloso con golfo de corrosión, plagioclasa maclada, muy escasa matriz cuarzo-sericítica y láminas de pennina con rutilo sagenítico transversales y deformados por la esquistosidad, cuyo análisis químico (Tabla I, núm. 3) indica una elevada proporción de Al_2O_3 y una relación K_2O/Na_2O , reducido indicio de su escasa madurez, y que dada su relación geoespacial con metavulcanitas ácidas procederían de una evolución de las mismas. Hacia el techo se presentan tipos litológicos sin componentes detríticos, filitas con clorita y moscovita, siendo muy abundante el grafito. A veces aparecen verdaderos microconglomerados de cuarzo de ligera heterometría ($\Phi = 1-3$ mm.), con

TABLA I

Análisis químico y normas C. I. P. W. de las metavulcanitas del Silúrico

	1	2	3
SiO ₂	70,99	78,86	58,56
Al ₂ O ₃	13,17	13,56	29,52
Fe ₂ O ₃	1,71	1,27	1,28
FeO	2,14	0,42	6,22
TiO ₂	0,20	indicios	0,42
MnO	0,07	0,005	0,14
CaO	0,22	0,12	0,94
MgO	0,96	0,60	2,86
K ₂ O	6,34	3,24	2,22
Na ₂ O	1,23	0,77	4,66
S	no	no	no
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,07
CO ₂	no	no	no
H ₂ O	2,85	1,02	3,29
TOTAL	99,98	99,92	99,88
Q	37,50	61,64	
Or	37,25	18,90	
Ab	9,96	5,76	
An	0,28	0,22	
Fs	2,11	—	
En	2,40	1,50	
Cor	4,28	3,87	
ilm	0,46	1,39	
mt	2,55	—	
hm	—	0,32	
Ap	0,34	0,13	

Analista I. G. M. E. { Núm. 1, muestra 424 (262,970-1.001,474).
 Núm. 2, muestra 143 (243,420-1.003,743).
 Núm. 3, muestra 343 (261,266- 998,402).

matriz cuarzo-filita, esfena y turmalina. Las cuarcitas, además, presentan circón y sericita intersticial. Pueden tener venas cortantes de adularia, generalmente en zonas de fractura, así como en bandas leucocráticas con cuarzo y albita de neoformación. En algunos niveles detriticos hay biotita incipiente que se generaliza en el borde SO. En el inmediato contacto con la banda N-S., Puentedeume-Valdoviño, hay esquistosidad de fractura que deforma a moscovitas y más escasas cloritas, así como a prismas de turmalina acaramelada orientados, diferente a la verde azulada detritica, del resto de la formación. La cristalinidad es asimismo más elevada. Puede haber crenulación a unos 80° de la principal con reorientación de micas y óxidos de hierro y formación incipiente de biotita.

Rocas volcánicas ácidas

Tienen una textura blastoporfídica con fenocristales, con gollos de corrosión, de cuarzo diexaedral, feldespato potásico y albita, y cristales mixtos de los dos feldespatos. Hay también fenocristales de biotita de bordes algo reabsorbidos en vías de transformación a moscovita, dejando como subproductos opacos y cuarzo. Estas moscovitas intermedias tienden a ser cuadrangulares y transversales a la esquistosidad de la matriz, alguna vez hay lechos grafitosos. El feldespato potásico perítico se transforma en microclina, de manera irregular, totalmente en los granos pequeños. La matriz esquistosa y con estructuras residuales tipo «shards», es de cuarzo, albita y sericita, bien orientada, con circón como accesorio.

En el techo de la formación no presentan ya feldespato potásico, sólo conservan fenocristales de cuarzo (de 2 a 3 mm.), con gollos de corrosión, albita maclada en damero, biotita transformada, con más proporción de matriz cuarzomicácea, tratándose de niveles de origen volcánico sedimentario. Hacia el techo aparecen, preferentemente en el borde de E., niveles con matriz de grano muy fino, de cuarzo, moscovita y abundante clorita con pequeños fenocristales de cuarzo corroido y albita que podrían representar tipos cineríticos. Los análisis químicos de la Tabla I corresponden a muestras de esta formación. En núm. 1 pertenece a los niveles blastoporfídicos de la base, y el núm. 2 a los superiores, bien esquistosados; se observa que dentro de la gran similitud de los mismos que corresponden a rocas volcánicas ácidas, el segundo tiene una más elevada proporción de cuarzo, causado en relación con el proceso de sedimentación sufrido. El núm. 3 corresponde a los niveles detriticos groseros, descrito anteriormente.

4.1.2.4 Alternancia grauwacko-filita (S_2^B)

Como se ha establecido en el apartado de Estratigrafía, esta formación consta de términos detriticos y pelíticos alternantes. Los primeros están

compuestos por elementos detriticos tales como plagioclasa, cuarzo y rara vez microclina; está sólo a techo de la formación; turmalina, circón, leucoxeno y opacos, rara vez apatito. La plagioclasa generalmente está maclada irregular y en escasas muestras tiene cuarzo mirmequítico. Los clastos de microclina aparecen transformados marginalmente en biotita. La matriz es cuarzo-filitica de grano fino, constituida por moscovita y clorita, apareciendo esporádicamente biotita incipiente que se mantiene estable en el área marcada en el esquema (fig. 7). La proporción de matriz es variable, apareciendo albita de neoformación.

En el borde occidental aparecen auténticas grauwackas heterométricas con clastos heterométricos (hasta 7 mm.) ovoidales de probable origen volcánico, con cuarzo, albita y sericita, así como de filita clorítica, también existentes a los términos homométricos. Hay también escasa proporción de moscovita detritica. Más escasas son las intercalaciones de cuarcitas con matriz cuarzomoscovítico-clorítica.

Los niveles pelíticos intercalados son de grano fino, filitas con clorita, moscovita careciendo de biotita, aunque en el mismo nivel existe de manera incipiente en los términos detriticos; hay tipos litológicos intermedios con escasa proporción de elementos detriticos. A techo de la formación son muy ricos en grafito con blastesis de cloritoide en roseta y orientados con la segunda esquistosidad.

4.1.2.5 Serie vulcanogénica con aportes sedimentarios. Grupo Moeche (S_3^B)

Como ya decíamos en estratigrafía a muro, aparecen cuarcitas asociadas a lítitas. Aquellas están constituidas por clastos de cuarzo de grano fino a medio (0,3 a 1,2 mm.), con escasa matriz esquistosa de moscovita, clorita y óxidos de hierro. Como elementos accesorios tiene: circón, turmalina, leucoxeno, grafito y circón en prismas subredondeados.

Intercalados con estos materiales se presentan lechos de filitas grafitosas, con moscovita, clorita, circón y cloritoide muy escaso interfase 1-2. Las lítitas están formadas por un agregado silíceo microcristalino con bordes suturados, recristalizados por metamorfismo, con moscovita y clorita intersticial que manifiestan, junto a los agregados garfitosos, orientación; hay venas de cuarzo de recristalización plegadas y asimismo cortantes. El material grafitoso y probablemente la magnetita están: bien dispersos en la roca, bien formando agregados estirados separados de la matriz por una aureola de sílice limpia. Existen nódulos ovoidales de sílice sin inclusiones, no observándose residuos orgánicos.

Dentro de las metavulcanitas ácidas no se encuentran tipos homogéneos porfídicos como en la formación infrayacente (S). La facies más frecuente es esquistosa con matriz de grano fino de cuarzo microcristalino y sericita,

con biotita residual, impregnaciones de óxidos de hierro y porfidoclastos de cuarzo diexedral con gollos de corrosión, fracturados, con extinción ondulante de dimensiones de 1 a 5 mm., y de albita maclada en damero, polisintéticamente o según ley de Karlsbad, fracturada y sericitizada, ambos con sombras de presión de cuarzo. Como accesorios: circones fracturados, opacos, leucoxeno y grafito. A éstos se asocian niveles clásticos con escasa matriz, constituidos por clastos angulosos de hasta 2 mm. de dimensión mayor, de cuarzo con gollos de corrosión y plagioclasa maclada; la escasa matriz es serícita con láminas de clorita, con residuos de rutilo sagenítico, procedentes de biotita, orientadas transversalmente a la esquistosidad de fractura y afectados por ella. Tienen abundantes opacos y circón bipiramidado a anhedral. Términos análogos aparecen también ligados a las vulcanitas de la secuencia S, anteriormente descrita.

Intercaladas en las facies híbridas esquistosadas hay términos de textura tobácea constituidos por fenocristales xenomorfos y fracturados de feldespato potásico, albita y mixtos de ambos feldespatos de hasta 4 mm., con cuarzo con gollos de corrosión en tamaños más reducidos y clastos formados por agregados de ambos feldespatos con textura pilotáctica en una matriz de feldespato potásico bandeada, cuarzo de grano medio y bandas serícitas, evocando una textura fluidal, con agregados esporádicos de biotita. Como accesorios presenta circón asociado a opacos subredondeados.

Cuarzoesquistos con bandeados bien definido por cuarzo de diferenciación metamórfica que en el plegamiento siguiente adopta las estructuras glandulares bien patentes a ojo desnudo, están a techo de las facies volcánicas precedentes. El cuarzo en estas bandas suele ser acintado y muy deformado, acompañado de clorita. Las bandas micáceas están formadas por moscovita, biotita incipiente marrón a verde; como accesorios: circón, esfena, leucoxeno y opacos, así como también abundantes impregnaciones de óxidos de hierro. Se encuentran hacia el techo términos transicionales a las facies básicas suprayacentes con abundancia de clorita, actinolita acicular y porfidoclastos de albita en bandas intercaladas en las habituales de esta formación.

En la base y en contacto directo con metavulcanitas existen niveles de tríticos con clastos angulosos de cuarzo, con mal definidos gollos de corrosión, y de albita con turmalina, circón, grafito y opacos como accesorios.

Intercalados en la secuencia de «greesntons» y en las filitas S^B aparecen fundamentalmente en la mitad oriental de la Hoja una serie de bandas de leucogneises miloníticas. De composición heterogénea con un carácter común, su acusada deformación mecánica, oscilando desde tipos porfidoclásticos a cataclásticos, incluyendo bandas cortantes ultramiloníticas. Composicionalmente existen dos tipos fundamentales: uno de tendencia sódica no porfídico, constituido por un agregado en mosaico equidimensional de

TABLA II

Analista I. G. M. E. | Núm. 4, muestra 454 (262,937-1.007,884).
Núm. 5, muestra 610 (257,891-1.007,837).

grano medio de albita o de albita y microclina deformadas, fracturadas y microfisuradas con rellenos de cuarzo; con cuarzo en bandas igualmente orientadas con el conjunto, intensamente milonitzado o recristalizado granoblásticamente. La microclina aparece, bien en cristales individuales, bien en todos los estados de intercrecimiento con la albita, pudiendo no estar presente. Agregados de pequeñas láminas de micas marrón-verde (probablemente stilpnomelana) en torno a opacos se orientan en conjunto en la dirección de la milonitzación. Son abundantes los circones, algunos metámicticos, cuadrangulares y en alguans muestras epidotas (piedmontita) y clinozoisita se incluyen en las bandas micáceas. Puede haber opacos, probablemente piritita. El feldespato potásico puede llegar a faltar totalmente, existiendo bandas tardías con cuarzo, clorita y clinozoisita.

A estos términos se asocian facies heterométricas menos deformadas, constituidas por porfidoclastos de albita heterométricos maclados según leyes de Karlsbad, albita, en damero y agregados de microlitos de plagioclasa con textura traquítica en una matriz clorítica orientada con cuarzo intersticial en agregados con opacos. También venas con albita de neoforación, hay agregados variolíticos de albita. Texturalmente y composicionalmente se asimilan a queratófidos cuarzoalbiticos. Corresponden al análisis número 4 de la Tabla II que está de acuerdo con las medias dadas por FIALA (1973) para estos tipos litológicos.

El otro grupo de tendencia cálcica se encuentra entremezclado con los anteriores. Tienen textura porfidoclástica de grano grueso a muy grueso, con porfidoclastos de plagioclasa de hasta 6-7 mm. de dimensión, intensamente deformadas y saussuritzadas, rodeadas por cuarzo milonitzado y con grandes epidotas ($2V\alpha = 76$; $\gamma-z = 18$) de tipo pegmatítico, idiomorfas macladas y fracturadas de manera transversal al eje largo, y con inclusiones de cuarzo análogo al de la matriz, así como de pequeños granates, también rara vez aparece feldespato potásico sobre las plagioclásas y hornblenda verde ($2V\alpha = 76$; $\gamma-z = 10$) como porfidoclastos; biotita cloritzada y moscovita tardía sobre epidota o plagioclasa. Hay bandas transversales ultramiloníticas desplazadas por la dirección milonítica dominante. Por su composición y aspecto pueden considerarse como plagiogranitos o trondhemitas, de acuerdo con la clasificación de IUGS (1973), aunque no es de excluir que las facies de anfíbol y granate representen hibridaciones de estos materiales plutónicos con facies de las metabasitas del Complejo de Cabo Ortegal. Serían en general las manifestaciones queratófídicas y plutónicas componentes de la secuencia ofiolítica del Silúrico; intrusiones estas últimas en fase tardía. Debido a su grano grueso y al metamorfismo de bajo grado del sector, éste ha actuado fundamentalmente con efectos dinámicos.

Por último, en esta formación aparecen también anfibolitas con textura nematoblástica constituidas por hornblenda verde, plagioclasa, epidota o clinozoisita y cuarzo intersticial.

TABLA III

Análisis químicos y norma C. I. P. W. de rocas verdes «greenstones»

	6	7	8
SiO ₂	48,30	47,40	51,37
Al ₂ O ₃	17,02	17,18	19,47
F ₂ O ₃	6,90	2,40	1,43
FeO	6,03	10,06	7,89
TiO ₂	0,84	0,86	0,36
MnO	0,16	0,18	0,17
CaO	7,50	9,46	7,96
MgO	5,38	5,30	2,92
K ₂ O	0,50	0,41	0,52
Na ₂ O	4,87	3,69	5,09
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,07
CO ₂	ind.	ind.	ind.
H ₂ O	2,36	2,88	2,75
TOTAL	99,95	99,91	100,00
Or	2,78	2,22	2,78
Ab	38,52	28,30	40,87
An	23,07	29,19	28,91
Di {			
Fs	1,23	3,83	2,70
En	3,96	3,36	1,15
WO	5,68	7,31	4,18
Ol {			
Fa	2,25	8,77	7,46
Fo	6,44	6,86	4,00
Ne	1,47	1,62	1,02
Il	9,98	1,52	0,61
Mt	1,52	3,48	2,90
Ap	0,21	0,20	0,13

Analista I. G. M. E. { Núm. 6, muestra 221 (252,965-1.003,866).
 Núm. 7, muestra 252 (247,1 -1.001,4).
 Núm. 8, muestra 382 (260,590-1.007,097).

Hacia el techo de la secuencia silúrica (S_3^b) se desarrolla una potente formación de rocas básicas verdes (greenstones), que en algunos casos están en contacto directo con las anfibolitas del Complejo de Cabo Ortegal, mostrando a veces facies cataclásticas.

Están constituidos en todos los casos por clorita, anfíbol de incoloro a levemente verdoso $2V\alpha = 78$; $\gamma-z = 10$, plagioclasa (An 6), epidota y como accesorios, esfena y elevada proporción de magnetita y/o ilmenita en diferentes proporciones relativas de unas muestras a otras.

Texturalmente hay facies bien esquistosadas (la más común), reconociéndose estructuras con una esquistosidad previa; en éstas se presentan albita y anfíbol como porfidoclastos, aquélla maclada según leyes de albita y de Karlsbad, con maclas deformadas, inclusiones de actinolita acicular y clinozoisita; los segundos con núcleos marrones con extinción ondulante y síntomas de deformación mecánica. La actinolita además forma parte, junto con la clorita, de la esquistosidad. El tamaño de los porfidoclastos de anfíbol y albita oscila dentro de pequeños límites de grano medio a fino. La epidota se encuentra como agregados preesquistosos poliminerales, deformados; seudomorfizada a previos minerales hexagonales y en prismas alargados con la esquistosidad.

El otro tipo textural es subofítico, de composición análoga al anterior. En todos hay venas de cuarzo y albita de neoformación, así como venas de clorita y adularia.

Los términos transicionales a las formaciones pelíticas son alternancias de ambas litologías; en las últimas suele haber opacos (pirita) preesquistosos con «pressure-fringe» de clorita, y minerales filíticos probablemente tipo stilpnomelana.

Una delgada banda intercalada entre serpentinitas y secuencias miloníticas, tienen composición intermedia, con abundante cuarzo, porfidoclastos de plagioclasa saussuritizada abundante, epidota con prismas orientados y opacos, así como moscovita y clorita, en tránsito a epidositas constituidas fundamentalmente por pistacita, cuarzo con actinolita, clorita y opacos.

Los análisis de la Tabla III corresponden a muestras representativas de las facies orientales de esta formación; son indudablemente tipos basálticos, pudiendo corresponder a espilitas o intermedias entre tipos alcalinos y espiliticos.

Proyectados los datos analíticos en el diagrama de MACDONALD, KATSURA (1964) y en los de KUNO (1960) (fig. 6), es evidente que se trata de una serie de tipo alcalino, con escasa nefelina normativa. Sin embargo, su intercalación con sedimentos carbonatados, cherts y grauvas indica una sedimentación en ambiente submarino.

Esta secuencia, indudablemente de origen volcánico, es probablemente de origen submarino espilitico, en relación con sedimentos (cloritoesquis-

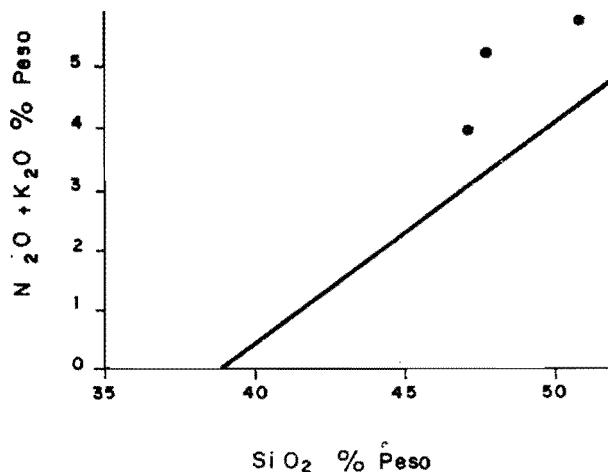
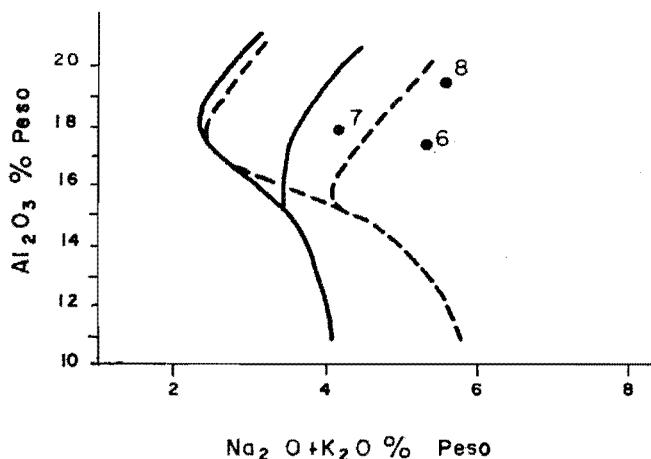


Fig. 6 a.—Diagrama silice-álcalds de MACDONALD y KATSURA (1964). El campo superior corresponde a rocas alcalinas y el inferior a toleíticas.



SiO_2 (50,01-52,50).

SiO_2 (47,51-50,00).

Fig. 6 b.—Diagrama alúmina-álcalds de KUNO (1960). A la izquierda se delimita el campo para rocas toleíticas; en el centro, las de alta alúmina y a la derecha las alcalinas.

tos), cuarzo-filitas y cherts a los que mineraliza. No se han observado estructuras «pillow» ni similares, probablemente debido al alto grado de transformación sufrido durante el metamorfismo, de igual manera no se conservan minerales fémicos originales.

Especial interés presentan las ultrabásicas intercaladas en estos materiales verdes, a los que llega a caracterizar.

Las serpentinitas de este sector están constituidas por un agregado no orientado, reticulado, de minerales serpentínicos con opacos diseminados y espinela marrón rojiza (picotita) subautomorfa, fracturada con aureolas de opacos y carbonatos. En nódulos incluidos en masas del tipo anteriormente descrito, así como al borde de los mismos, aparecen tipos heterogéneos de grano más fino, constituidos asimismo por un agregado de minerales serpentínicos asociados a bandas cloríticas, rara vez hiladas de moscovita con abundantes esfenas y leucoxeno. En ellas hay bandas de serpentinita de cristalinidad más alta, en cuyos bordes se encuentran abundantes circones subautomorfos, así como escasa turmalina. Este último tipo presenta los opacos subautomorfos. Asociados a los tipos anteriores aparecen magnesitas y talcocitas, existiendo entre ambos todos los términos intermedios. Incluyen igualmente espinela de las mismas características que las serpentinitas y pueden estar surcadas por venas de sílice. Intercaladas con las calizas hay talcocitas con agregados subredondeados de serpentina, preesquistosos probables seudomorfos de olivino, además de clorita y espinela.

Conformando el techo de las serpentinitas —y en menor frecuencia en su núcleo o bordes— aparecen rocas carbonatadas, bien calizas sedimentarias o magnesitas.

Las rocas carbonatadas de Moeche están constituidas por calcita con escaso cuarzo en proporciones variables, talco intersticial, e hiladas de moscovita y clorita con grafito más o menos abundante. Texturalmente son heterométricas con fenocristales deformados en una matriz de grano fino. Intercaladas, en proximidad de peridotitas aparecen niveles con alternancias microscópicas de bandas de carbonatos y cuarzo y de clorita, moscovita, incluyendo estos últimos epidotas idiomorfas. Hay además venas hidrotermales con albita, adularia y clorita.

Los materiales pelíticos, inmediatamente en contacto con los calcáreos, son filitas de grano muy fino constituidas por moscovita, clorita, cuarzo intersticial, turmalina y opacos.

En culminación del Grupo Moeche se hallan esquistos de no gran representación.

Se encuentra una secuencia de términos filíticos fundamentalmente moscovíticos con clorita en las bandas cuarzosas. Son rocas de grano fino, alcanzando en ocasiones un 80 por 100 de sílice microcristalino, de contornos suturados con moscovita y clorita e impregnación de óxidos de hierro en los planos de esquistosidad, con más o menos proporción de grafito.

Los niveles más detriticos están constituidos por una abundante matriz cuarzo-micácea (muscovita, clorita) que rodea a clastos monominerales de hasta 1 mm. de cuarzo, y plagioclasa, con turmalina, circón y opacos como accesorios, se trata de cuarzoarenitas.

Intercalados con las «greenstones» hay esquistos en los que se observa claramente una esquistosidad, resultado del plegamiento de la anterior, de la que conserva sigmoides con cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita sólo en planos desarrollados por la segunda esquistosidad, y como accesorios: turmalina, leucoxeno y opacos. Las plagioclases son previas, al menos a la segunda esquistosidad. En los niveles cuarzosos de diferenciación metamórfica hay laminillas de clorita y mena metálica. Además, y a unos 50°, se desarrolla una esquistosidad de fractura posterior.

4.2. ROCAS PLUTONICAS

En continuidad geoespacial con la Hoja de Puentedeume (22) se sitúa la banda de rocas intrusivas que denominamos Puentedeume-Valdoviño, separando los dominios fundamentalmente establecidos, el de Ordenes y el de la Serie «Oollo de Sapo». Se halla representada una gran variedad de rocas, cuyo carácter común es estar afectadas por un metamorfismo dinámico fundamentalmente. A continuación se describen teniendo en cuenta la división ya establecida en la citada Hoja.

4.2.1 FACIES GRANITICAS DE DOS MICAS MUY DEFORMADAS (γ^2)

Forman el núcleo del afloramiento granítico, definiendo una franja de unos 1.500 m. de extensión, laminada al N. en el borde del océano Atlántico por una falla longitudinal. Morfológicamente constituyen una dorsal perfectamente identificada en el terreno, según cotas máximas de 321 a 366 m. en el vértice de Nenos (241,800-1.003,700). Es la continuación del grupo de granitos de dos micas de tendencia alcalina, de más amplia representación en zonas meridionales, Hoja de Puentedeume (22) y Oza de los Ríos (46). Los términos aquí representados son los de mayor filonitización, especialmente intensificada en su límite oriental por la existencia de la falla longitudinal de dirección NO.-SE., existiendo, no obstante, diferenciaciones de marcado carácter fluidal cataclástico.

Los contactos a escala de afloramiento con el encajante suelen ser netos, especialmente con el grupo de rocas básicas del contacto de la Serie de Ordenes, presentando enclaves métricos consistentes en rocas cloríticas, así como numerosas manifestaciones leucocráticas en formas de venas o cuerpos mayores irregularmente dispuestos. Igualmente se han observado concentraciones micáceas, estructuradas paralelamente entre sí, desligadas del encajante, hecho que proporciona un aspecto heterogéneo al conjunto.

Son rocas claras de grano medio a fino, esencialmente moscovíticas y con desarrollo de estructuras planares muy continuas.

Petrográficamente tienen texturas siempre orientadas, desde cataclásticas a miloníticas y porfidoclásticas. Están constituidas por porfidoclastos de microclina pertítica, de plagioclasa ácida (albita, oligoclasa ácida) y mixtos de ambos feldespatos, cuarzo variablemente tectonizado, moscovita y escasa biotita. Como accesorios: circón, apatito; en los bordes con las facies de ortogneises biotíticos se presenta granate, subautomorfo y fracturado. La intensa deformación sufrida no permite asegurar la composición inicial de estos materiales; no obstante, la elevada proporción de moscovita respecto al total de las micas y el carácter marcadamente ácido de las plagioclásas nos induce a considerarlos como granitos s.s. El grupo de granitos deformados y ortogneises ($_{NGY}^b$ ²) se ha descrito anteriormente en 4.1.1.2 por hallarse enclavado en rocas similares.

4.2.2 ROCAS GRANITICAS PRE A SIN FASE 1

Materiales que, de acuerdo a caracteres macro o mesoestructurales y microscópicos se han clasificado como ortogneises, se describen a continuación, siendo evidente la existencia de dos tendencias generalizadas, una alcalina muy diferenciada con granate y otra calcoalcalina con diferenciaciones más básicas.

4.2.2.1 **Ortogneis leucocrático granatífero ($_{NGY}^b$)**

Intercalaciones de escasa potencia se hallan distribuidas en gran profusión, preferentemente situadas en los contactos o bordes del granito dos micas ($_{Y\gamma}^b$ ¹) y como estrechas bandas intra rocas básicas. Los contactos con rocas básicas, así como con los otros grupos de ortogneises, son cortantes. Son rocas claras, normalmente de grano medio a fino, con dos micas, con predominio de moscovita y generalmente con granate, desarrollándose texturas bandeadas paralelas a las escasas biotitas que fundamentalmente definen la foliación de la roca junto con la microclina, si bien suele conservarse en porfidoclastos junto a la plagioclasa. El granate subautomorfo siempre presente, y es escaso el circón.

4.2.2.2 **Ortogneis mesoglandular ($_{NGY}^b$ ¹)**

Dos franjas adosadas a ambos flancos de los granitos dos micas se desarrollan desde la carretera local de San Saturnino-Valdoviño al N., hasta penetrar en la Hoja de Puentedeume al S., presentando como principal característica la marcada estructura deformativa, señalada por la mayor he-

terometría de los cristales, especialmente porfidoclastos de microclina y plagioclasa. La franja más oriental se pone en contacto directo intrusivo con variables grupos litológicos de edad silúrica, contacto que por otra parte se observó más claramente en la Hoja de Puentedeume. Este contacto suele presentarse mecanizado por una falla importante extendida a lo largo del mismo, con abundantes diques de cuarzo en la continuación hacia el S., al N. de El Pedroso. Por otra parte, contactos progresivos graduales se realizan con el grupo de rocas básicas (gneises de composición tonalítica), en donde una asociación íntima ha sido puesta de manifiesto, al encontrarse formaciones bandeadas de extensión métrica variable hasta centimétrica, con pequeñas hiladas anfibólicas de grano fino, representadas de una manera general en los afloramientos y esquemáticamente en la cartografía (al exagerar la escala). Microscópicamente tienen texturas porfidoclásticas a filoníticas sobre una textura residual porfídica. Están constituidas por porfidoclastos de microclina en finas pertitas con fracturas transversales rellenas de cuarzo, de plagioclasa (oligoclasa cálcica), rodeados ambos feldespatos por biotita y cuarzo intensamente granulado por tectonización. Sobre la biotita predominante se forma moscovita generalmente en los bordes de láminas, y como subproducto del proceso, opacos. Puede llegar a formar algún fenoblasto de moscovita, posteriormente deformado por tectonización. Como accesorios tienen circón, apatito y granate subautomorfo fracturado, si bien este último no se ha visto en la banda que cartográficamente se sitúa más al E.

El porcentaje de feldespato potásico es muy variable, desde accesorio, antiperlitizando plagioclasa, muestra 189 (241,057-1.010,512), a formación de los grandes porfidoclastos ya citados. Representan un carácter original más básico que el grupo de granitos de dos micas. Teniendo en cuenta la mayor basicidad de plagioclásas y la presencia de moscovita sólo derivándose de biotita, así como la variabilidad en la proporción del feldespato potásico, puede tratarse de rocas intermedias, adamellitas o granodioritas.

4.2.2.3 Gneises básicos de composición tonalítica ($^{b\eta^1}$)

Alcanzan gran representación al N. de Valdoviño, desarrollándose en contacto directo con el grupo de gneises mesoglandulares, como ya anteriormente se ha comentado, y con metagabros, a excepción de la zona septentrional, en donde se presentan franjas de esquistos de Ordenes. Son rocas gnésicas con porfidoclastos de feldespatos calcosódicos en una matriz de grano medio a fino, orientada, biotítica y en donde suele ser frecuente el anfíbol. En los numerosos cortes realizados ortogonales a las estructuras se han observado zonas bandeadas definidas por alternancias de bandas métricas de gneises glandulares básicos y anfibolitas de grano fino, al igual que en el grupo de rocas anteriores.

Adoptan texturas porfidoclásticas a miloníticas e incluso filoníticas, éstas sólo en el extremo N., alcanzando los porfidoclastos de plagioclasa dimensiones de hasta 1,5 cm. Están constituidas por plagioclasa (An_{40-46}) con maclas complejas e irregularmente zonadas, corroídas irregularmente por cuarzo, que también constituye las sombras de presión; es abundante como «mesostasis», estando intensamente tectonizado. Generalmente las glándulas son monominerales, aunque también hay agregados glomeroporfidicos; el feldespato potásico sólo está en venas tardías. Los elementos máficos, íntimamente asociados entre sí, son: anfíbol de amarillo pálido a verde azulado $2V\alpha = 80$; $\gamma-z = 14$, y biotita probablemente magnésica de color incoloro a marrón rojizo. Generalmente aparece granate rosado en proporciones variables, fracturado, preequistoso, incluyendo opacos finamente diseminados; siempre está incluido en las bandas micáceo-anfibólicas o adosado entre éstas y en los márgenes con la plagioclasa. Como accesorios abundan opacos, apatitos fracturados, circones cuadrangulares también fracturados y bipiramidados, éstos incluidos en plagioclasa. De manera esporádica hay turmalina prismática, orientada en la foliación, tardía. El carácter porfidoclástico, así como su composición, abundancia y características de las fases accesorias los asemejan a tonalitas o cuarzodioritas con granate, si bien no es de excluir que el granate se haya formado en un proceso metamórfico, previo a la fase que filonitiza al conjunto.

Conclusiones

En el estudio realizado en la Hoja de Puentedeume (22) se ponía de manifiesto tanto la dificultad petrogenética como la incierta edad de este grupo de rocas. Manifestábamos igualmente la posibilidad de dataciones radiométricas en las futuras Hojas programadas, que no han sido cumplidas por la limitación del tiempo.

Se reconsideraba la posibilidad de que los ortogneises mesoglandulares pudieran corresponderse con el grupo de granodioritas precoces de CAPDEVILA, FLOOR (1970), sin descartar la probabilidad de que fuesen rocas graníticas antehercinicas. Actualmente consideramos con más verosimilitud el hecho de que estas rocas de composición adamellita a granodiorita, junto con los gneises básicos de composición tonalítica puedan representar manifestaciones intrusivas, íntimamente asociadas a las rocas anfibólicas, cuestión que, por otra parte, H. KONING (1966) ya estableciera.

Para la banda situada en contacto directo en los materiales silúricos se admite que representen facies comunes deformadas de granodioritas precoces.

4.2.3 ROCAS BASICAS ANTEHERCINICAS

Se realiza esta subdivisión independiente de la establecida en el com-

plejo de Cabo Ortegal en rocas básicas, para agrupar a las desarrolladas en la franja Puentedeume-Valdoviño, de características petrográficas diferentes.

4.2.3.1 Metagabros (M_{γθ}^{b 1})

El contacto directo de la franja Puentedeume-Valdoviño con la Serie de Ordenes se realiza a través de rocas metabásicas de claro carácter gábrico. Se presentan según una franja de unos 200 a 500 m., con desarrollo de variados tipos texturales, siempre deformados en distinto grado. Hacia el NE. de Valdoviño sufre (dicha franja) una bifurcación, presentándose entonces estrechas bandas entre las que se intercalan metasedimentos de Ordenes. El tránsito con éstos se realiza bien bruscamente o por intermedio de pequeños cortejos laterales, produciéndose ocasionalmente intercalaciones menores de éstos en el interior de la mancha principal metagábrica (241,8-1.002,7). Son de gran heterogeneidad textural, si bien tipos de grano medio a fino, planolineares, suelen estar irregularmente dispuestos a lo largo de toda la franja, siendo evidentemente de gran parecido a las anfibolitas situadas en el Complejo de Cabo Ortegal. Petrográficamente tienen texturas gabro-diabásicas, palimsépticas, transformadas a porfidoclásticas y flaser, esta última de manera generalizada para todo el conjunto de la banda. El tamaño de grano es variable entre fino y grueso (hasta 6 mm.), a veces en la misma lámina delgada y en identidad de composición se observan cambios bruscos (240,712-1.011,47) de grano, paralelos a la foliación. Presentan también un cierto bandeados composicional, apareciendo bandas leucocráticas con abundante plagioclasa, cuarzo con lentejas granulares y biotita, muy escaso anfibol y opacos. Están constituidos mineralógicamente por plagioclasa sub-automorfa, parcialmente incluida en anfibol en las texturas originales, con deformación mecánica y porfidoclastos maclados (An 55) e irregularmente zonados, saussuritzados. De igual manera quedan porfidoclastos de anfibol con núcleos marrones, exfoliaciones de opacos, y márgenes de color verde como el de neoformación de $2V\alpha = 78$; $\gamma-z = 14$, que constituye la foliación y que incluye otros incoloros $2V\alpha = 86$, junto con pequeñas plagioclásas macladas y cuarzo en proporciones variables, constituyendo solamente las sombras de presión. Como accesorios tienen esfena, apatito en gruesos prismas lobulares, opacos (ilmenita con exfoliaciones de pirrotina), en análoga forma estirados con la foliación. Esporádicamente se forma biotita transformada a cloritas y suele haber venas cortantes de adularia.

Aparecen términos muestras 190 y 154 (241,057-1.010,512; 241,058-1.003,734) texturalmente diferentes a los anteriores, sin texturas residuales, sino más bien acintadas nematoblásticas con fenoblastos de anfibol y escasa plagioclasa preesquistosas saussuritzadas. El anfibol es en estos casos verde pálido de análogas relaciones ópticas $2V\alpha = 72-74$; $\gamma-z = 9$. Los fenoblastos están ligeramente orientados entre sí, tienen núcleos de color marrón y

exoluciones de opacos; se asocian a biotita accesoria formando la foliación. Tienen cuarzo accesorio, opacos, apatito en elevada proporción y círcón con líneas de exfoliación, estando cortados igualmente por venas de adularia y afectados por «kink-bands».

Metagabros con textura flaser suelen encontrarse hacia el borde meridional del Complejo de Cabo Ortegal, según franjas orientadas en dirección E.-O. posteriormente plegados por F_4 . El tránsito a las anfibolitas suele ser por intermedio de rocas gálicas de texturas acintadas o bandeadas. Formado por un agregado de plagioclasa, epidota de neoformación $2V\alpha = 76$ y clorita alternando con agregados de anfíbol xenoblásticos ($2V\alpha = 60$; $\gamma_z = 23$), deformados sin clara orientación y bandas de cuarzo. El granate es escaso en las márgenes de los agregados saussuríticos, procedente de plagioclasa, abundan el apatito en prismas idiomorfos, esfena e ilmenita.

Incluidos en los gneises superiores del Complejo, así como en metabasitas de F. Candelaria, afloran gabros coroníticos con claras texturas ofíticas, apenas deformadas.

Están constituyendo pequeñas cotas topográficas que destacan del resto de la penillanura. La composición mineralógica está definida en ocasiones ya por plagioclasa (An 45), ortopiroxeno ($2V\alpha = 80-84$), clinopiroxeno ($2V\gamma = 55$; $\gamma_z = 32$), anfíbol y cuarzo con biotita y feldespato potásico. La plagioclasa idio a subidiomorfa, algunas veces zonada, tiene numerosas inclusiones aciculares. El ortopiroxeno rosado, fundamental elemento máfico, presenta estructura Schiller y está entrecreciendo con clinopiroxeno, transformándose en el contacto con plagioclasa bien en agregado tipo hornblenda verde, bien en una corona de granate turbio o en ambos, con el granate en la parte externa. La biotita en láminas de color marrón suele aparecer sobre piroxenos generalmente asociados a opacos. El feldespato potásico es escaso, y en relación con él la plagioclasa se albitiza, formándose mirmequitas; como accesorios, además de los opacos, prismas de apatito y cuarzo intersticial.

Otros tienen, como elemento máfico, olivino ($2V\gamma = 90$) rodeado por un agregado simlectítico de orto y clinopiroxeno, observándose las simlectitas con preferencia en contacto con la plagioclasa (An 60), a su vez el piroxeno se transforma en hornblenda verde y en granate turbio de igual manera que en el caso anterior. Asimismo aparece biotita envolviendo opacos; como accesorio, espinela en pequeña proporción, incluida en plagioclasa.

Los hallados en las metabasitas presentan plagioclasas totalmente saussuritzadas, escaso clinopiroxeno simlectítico, láminas de hornblenda verde con exoluciones de opacos, ambos transformándose en un agregado de hornblenda sin inclusiones. Se conservan asimismo las estructuras coroníticas con granate.

4.2.3.2 Metaperidotitas (M_{ro})

Se ha diferenciado en la banda de Puente de Ume-Valdoviño y a la altura de la estación de Peña Parda (238,5-899,7) un pequeño afloramiento ultrabásico serpentinizado que creemos corresponde a la continuación septentrional de las halladas más al S. en la Hoja de Puente de Ume. Pequeñas inclusiones de clorititas se han observado a lo largo del contacto con el granito de dos micas, interpretándose como equivalentes retromórficos de estas mismas. Microscópicamente tienen textura flaser en matriz altamente serpentinizada, conservando porfidoclastos residuales de olivino ($2V\gamma = 88$) ($FO = 90$). Las porciones fracturadas de este mineral, así como la clorita, el anfíbol y los opacos están orientadas. Los anfíboles de neoformación son incoloros, prismáticos, siendo probablemente tipo tremolita ($2V\alpha = 82,86$; $\gamma-z = 14-19$). Hay clorita de neoformación y a veces láminas de serpentinita tipo bastita, indicando probablemente presencia previa de ortopiroxeno.

4.2.3.3 Anfibolitas de epidota, cuarzo, calcita y granate (E_A)

Se hallan distribuidas de manera especial en el dominio de la Serie de Ordenes, tanto en esta serie como —en mayor proporción— en el Complejo de Cabo Ortegal, así como en pequeñas bandas intercaladas en los paragnesitos.

Suelen aparecer en estrechas franjas en la Serie de Ordenes, formando parte de la banda Puente de Ume-Valdoviño. Son rocas de textura granometabólica definidas por un agregado de anfíbol, plagioclasa, cuarzo y apatito, epidota, circón y opacos como componentes accesorios. La plagioclasa presenta planos de macla deformados y tiene zonación difusa; el anfíbol maclado, con extinción ondulante y esporádicamente en fenoblastos, incluye opacos; siendo el circón subredondeado y el apatito muy abundantes.

Distribuidas en el dominio del Complejo de Cabo Ortegal y especialmente en sus bordes se hallan gran cantidad de anfibolitas homogéneas de color verde oscuro y de grano medio-fino, con bandeamiento de segregación y esquistosidad en grado elevado, definida ésta por el anfíbol y biotita. Los contactos con el encajante, tanto si éste corresponde al dominio de la Serie del «Ollo de Sapo» como al Complejo de Cabo Ortegal, son en gran parte mecánicos, materializados aquéllos por una milonita de composición cuarcítica y con aquéllos por brecha tectónica. Especial importancia merece el contacto realizado entre anfibolitas del grupo Purrido al O. del Complejo de Cabo Ortegal, puesto que un contacto mecánico cabalgante hacia el O. afecta a otro anterior hacia el E.

Comprenden las formaciones Purrido y Peña Escrita fundamentalmente. En la primera aparece como facies más común una roca con foliación bien

marcada, de grano medio constituida por hornblenda verde ($2V\alpha = 84$; $\gamma_z = 19$) y plagioclasa (oligoclásica, andesina ácida), casi totalmente saussuritizada —que al estar fresca suele mostrar macetas albita-Karlsbad—, epidota a veces en textura simplectítica y cuarzo intersticial o incluida en el anfíbol; abundante esfena, que en algunas láminas está ausente, apareciendo en su lugar rutilo y a veces pirita. En zonas de fractura y sobre anfíbol se forma clorita. Hay venas de prehnita de reemplazamiento. Se intercalan tipos de grano grueso con orientación mal definida y más elevada proporción de cuarzo, con rutilo y plagioclasa, en agregados glomeroporfidicos, también muy alterada.

Hay niveles de grano fino que están compuestos por un agregado de clorita con anfíbol prismático incoloro, probablemente de la serie tremolita-actinolita, talco, en ocasiones transverso a la esquistosidad, opacos y óxidos de hierro.

La facies más común en las anfibolitas de Peña Escrita es muy similar a la de Purrido, de orientación menor en los anfíboles, y es de grano medio-fino, si bien en el extremo meridional del afloramiento se conservan materiales con textura ofítica que nos indicarían la probable ascendencia de los mismos.

Están constituidos por hornblenda verde parda $2V\alpha = 82$; $\gamma_z = 17$, plagioclasa intersticial saussuritizada, cuarzo y abundante epidota, a veces maclada en agregados intersticiales a lo largo de las bandas paralelas al conjunto, con esfena y opacos como accesorios. Hay venas con albita y cuarzo. En el flanco oriental la orientación de los anfíboles es menos estricta, pudiendo haber porfidoclastos transversales y preesquistosos, llegando a aparecer en las proximidades del contacto meridional facies con más abundante cuarzo, no ya intersticial, sino en bandas de diferenciación metamórfica, con grandes porfidoblastos (0,8 mm.) de hornblenda, fusiforme, preesquistosos, cribosos de cuarzo, con inclusiones de plagioclásas orientadas entre sí, rodeados por la foliación, constituida de cuarzo, anfíbol de menor grano, bien orientado, y plagioclasa maclada y epidota. Son muy abundantes los opacos sin formas definidas y orientadas con la foliación. El granate se ha encontrado en escasas localidades, como Pico Peña Escrita, desarrollándose con preferencia en las bandas leucocráticas pobres en anfíbol; es xenoblástico fracturado, corroído por plagioclasa con numerosas inclusiones, sin disposición definida, incluye esfena y epidota.

En toda la formación abunda la esfena incluida o no en anfíbol y escaso el apatito. Hay una elevada proporción de opacos. En algunos casos la plagioclasa, muy saussuritizada, está en agregados aplastados y glomeroporfidicos residuales, mientras que la de la matriz, más fresca, es oligoclásica con una zona marginal inversa, puede haber escasa biotita en relación con el anfíbol. Venas de cuarzo con opacos, epidota-albita, moscovita, así como

«kink-bands» sin neoformación, sólo deformación de minerales y venas cortantes de adularia.

En el contacto con los paragneises de Cariño aparecen facies heterométricas porfidoclásticas de composición intermedia con bandas de grano fino de cuarzo, plagioclasa y biotita (allanita en aureolas de epidota) más o menos cloritizadas, y bandas de porfidoclastos de anfíbol que puede incluir granate subredondeado, fracturado, sin inclusiones y corroído por plagioclasa; esfena y feldespato potásico tardío impregnando la roca y en venas.

4.3 CARACTER DEL METAMORFISMO

En cuanto a las características y condiciones de los procesos metamórficos, tres áreas diferentes se apuntan en la Hoja de Cedeira; corresponden al dominio de la Serie de Ordenes y de los materiales intrusivos que bordean al conjunto del Complejo de Cabo Ortegal y al Paleozoico Inferior epizonal del Dominio del «Ollo de Sapo».

4.3.1 SERIE DE ORDENES

En estos materiales de características originales, fundamentalmente detríticas, el metamorfismo progresó dentro del ámbito de la Hoja de O. a E. (fig. 7), siendo las paragénesis encontradas, como se describe en la descripción petrográfica, las siguientes:

En paragénesis cuarzo-feldespáticas:

Cuarzo-plagioclasa-clorita-moscovita.

Cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita ± granate ± andalucita.

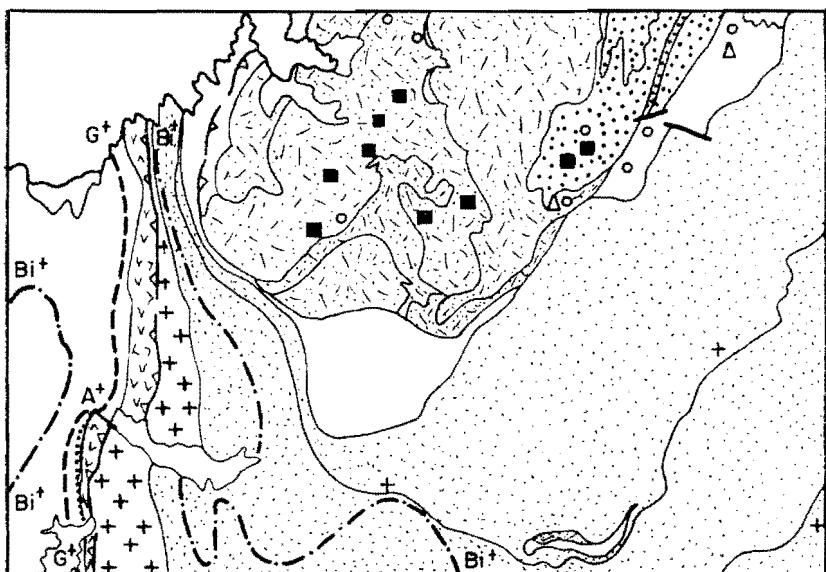
En paragénesis básicas:

Cuarzo-plagioclasa-hornblenda-cummingtonita.

Hay que tener en cuenta, como ya se ha especificado, la presencia de dos fases fundamentales de deformación con blastesis metamórfica, recordando que en relación con la primera de ellas se conservan dentro de esta Hoja biotita y granate; en la Hoja núm. 22 (Puentedeume) se encuentra en análogas condiciones estaurolita, y distena en zonas meridionales, ZUUREREN, V. (1969).

Por el contrario, la andalucita aparece exclusivamente en relación con la segunda esquistosidad, así como clorita-moscovita al O., en un sector muy restringido, y biotita al E.

La plagioclasa, si bien se la supone detrítica, se albítiza de manera irregular como adaptación a las condiciones de bajo grado que imperan.



ESCALA 1/250.000

[+ + +]	Rocas graníticas	○	Distena 1
[+ + +]	Rocas básicas de la banda Puentedeume-Valdoviño	■	Distena 2
[.....]	Eclogitas	△	Estaurolita 1
[+ + +]	Facies	+	Cloritoide
[.....]	Granulitas	Isograda de la andalucita
[.....]	Anfibolitas	—	Isograda del granate
[.....]	Esquistos verdes	—	Isograda de la biotita

Fig. 7.—Distribución metamórfica.

Por tanto, podemos afirmar que existían dos fases de desarrollo metamórfico de diferente carácter bárico progradando ambos de O. a E.

La primera, teniendo en cuenta no sólo los datos de la Hoja, sino los existentes en el resto de la Serie de Ordenes, correspondería a un tipo intermedio de baja presión con la sucesión estaurolita-distena. Sin embargo, la segunda correspondería a un elevado gradiente geotérmico, dado el desarrollo de andalucita y la presencia de cummingtonita en las rocas básicas,

sin poder precisar sus valores a causa de la escasez de minerales índices. En el dominio representado en la Hoja, los materiales pertenecen al estadio bajo, WINKLER (1970), iniciándose con la desaparición de clorita el estadio medio o bien la facies de anfibolitas, cuya existencia se confirma en las paragénesis que aparecen en la banda Puentedeume-Valdoviño, que flanquean a la Serie de Ordenes en su extremo oriental.

4.3.2 COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

Supone un dominio de grado metamórfico más elevado que los restantes de la Hoja. Se desarrolla en dos etapas fundamentales, conservándose de la primera relictos minerales y rara vez arcos poligonales en los paragneises orientales.

La primera fase supone, como ya indicaron VOGEL (1967), ENGELS (1972), TEX, E. et al (1972) el desarrollo de una serie progresiva desde la subfacies de estaurolita-almandino-moscovita y distena-almandino-moscovita, de las anfibolitas almandínicas a la subfacies de granulitas de alta presión clinopiroxeno-piralmandino ± hornblenda, definida por WAARD (1965), llegando probablemente a alcanzar facies de eclogitas.

Las paragénesis sucesivas serían en las formaciones semipelíticas las siguientes:

Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate ± estaurolita ± esfena.

Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-granate ± distena ± esfena.

Cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-distena-rutilo ± moscovita ± ortosa ± ± hornblenda.

En las formaciones metabásicas:

Cuarzo-hornblenda-andesina ± granate ± esfena.

Cuarzo-clinopiroxeno-granate-plagioclase sódica ± rutilo ± hornblenda.

Cuarzo-clinopiroxeno (onfacita)-granate-rutilo ± distena ± zoisita.

La estaurolita se ha encontrado exclusivamente en esta fase, desarrollada en los paragneises orientales y en los que engloban eclogitas. Rara vez presentan inclusiones ligeramente orientadas de cuarzo; probablemente su blastesis se inició estando la roca al menos parcialmente recristalizada. Cuando coexiste con distena no presentan relaciones de interdependencia, si bien ENGELS (1972) y TEX, E. et al (1972) citan en eclogitas, distenas con residuos de estaurolita blindada; atendiendo a este dato se puede considerar el metamorfismo como progresivo. Consideran, además, que dado que la retrogradación en fase posterior del granate se verifica en núcleos o anillos —lo que sucede tanto en metabasitas como en paragneises de todas las facies metamórficas—, atestiguaría en crecimiento zonal del mismo.

En los paragneises tendrían lugar fenómenos de metatexis que se conservan como porfidoclastos poliminerales en la etapa subsiguiente. Estos materiales pertenecientes a la facies de granulitas no presentan paragénesis críticas, si bien conservan texturas características, lentejones granulares, cuarzo acintado, etc., pudiéndose denominar granoblastitas, WINKLER y SEN (1973). Esporádicamente en paragneises incluidos en granulitas básicas se conserva anfíbol residual, y en ningún caso minerales nuevos hidratados. La conservación de los filosilicatos y en particular de la moscovita podría ser debido, según DEN TEX et al (1972), a una cristalización de los fundidos parciales con retención de agua, debido a las altas presiones generales, deducidos de la condición de granulitas de alta presión y la permanencia de distena. Este hecho se mantiene además teniendo en cuenta las recristalizaciones sufridas en los metagabros incluidos en los paragneises centrales, donde se forman coronas de granate en relación con los piroxenos, y plagioclásas originales, VOGEL et VARNAARS (1967).

De igual manera ocurre en las eclogitas, que pueden ser consideradas como facies metamórficas, teniendo en cuenta lo ya citado y los términos intermedios entre materiales con mineralogía de eclogita y de granulita. Sin embargo, no es de descartar, fundamentalmente para las eclogitas incluidas, a veces como cuerpos discordantes, en las formaciones de granulitas básicas, que adoptan posteriormente texturas granulíticas, un origen primario sin intervención para la constitución de su mineralogía de procesos metamórficos corticales.

Las condiciones mínimas para la subfacies de estaurolita, teniendo en cuenta los datos experimentales para silicatos alumínicos de RICHARD et al (1969), de unos 550° y 5 Kb, y para las zonas de alto grado 625 a 700° C, lo que daria, según TEX, E. et al (1972), un gradiente promedio de 16-18° km⁻¹, que marcaría el límite entre las series de alta y de presión intermedia de TEX, E. (1971).

Una segunda fase metamórfica con desarrollo de anfíbol en las granulitas es considerada por VOGEL (1967) y ENGELS (1972). Sin embargo, no se han encontrado datos fehacientes para la misma en paragneises, aunque es posible admitir que el anfíbol puede ser en algún caso tardío en las granulitas básicas.

Durante la siguiente fase metamórfica se desarrollan estructuras planares de manera generalizada, que provocan las texturas blastomiloníticas por deformación de las granoblásticas originadas en la primera. Se acompaña todavía por metatexitas y se originan en las formaciones metabásicas anfíbol, biotita, clinozoisita (a partir de zoisita) y esfena sobre rutilo.

En las semipelitas se neoforman filosilicatos, esfena y una segunda generación de distena generalmente de hábito prismático acicular, especialmente a borde de los porfidoclastos residuales de plagioclasa o a partir

de granate o en la «mesostasis», teniendo lugar una transformación parcial del granate en todos los casos, dando las texturas en atolón o en anillos. Es, por tanto, de grano medio o facies anfibolita.

Con posterioridad hay de manera esporádica una esquistosidad de fractura sin desarrollo de minerales, con reordenación de filosilicatos y, por último, una última fase de tipo prehnita-pumpellyta en venas hidrotermales con clorita, adularia, albita y prehnita; transformación de actinolita en hornblenda y de granate a pistacita, así como pumpellyta (esta última no hallada en este trabajo, citada por VOGEL, 1967), de manera evidente en este dominio, así como en todo el resto de la Hoja.

4.3.3 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Dentro de la gran variedad litológica expuesta, la única variación sustancial en cuanto al grado de metamorfismo la supone la aparición de biotita hacia el S. y hacia el E., como se expone en el esquema de la figura 7, cuya isograda corta las formaciones litoestratigráficas. Antes de ellas este mineral es incipiente y muy escaso en las formaciones detríticas; la isograda se ha trazado atendiendo a su aparición generalizada tanto en paragénesis detríticas como en pelíticas, teniendo en cuenta además que en las vulcanitas ácidas al N. de la misma se desestabiliza la biotita.

En cuanto al cloritoide, se ha encontrado de manera esporádica en el Silúrico, tanto en la base del S_3^B como en los términos S. y en el Ordovícico O_{2-3} , siempre en litologías ricas en clorita y materia opaca probablemente carbonosa. Como es un mineral cuya formación está estrechamente determinada por la composición de la roca inicial, HOSCHECK (1969), no puede utilizarse como mineral índice de metamorfismo, debiéndose su ausencia hacia el N. a litologías inapropiadas, ya que sería estable con las paragénesis presentes en los tipos litológicos hallados.

De esta manera y siempre dentro de las facies de esquistos verdes (estadio bajo), encontramos dos subfacies: la denominada cuarzo-albita-moscovita-clorita y la de cuarzo-albita-epidota-biotita-moscovita-clorita y la de cuarzo-albita-epidota-biotita, WINKLER (1967). El dominio más extendido es el de la primera, que es donde afloran más variadas litologías. Así, las paragénesis existentes son las siguientes, para formaciones semipelíticas:

Cuarzo-clorita-moscovita \pm albita.

Cuarzo-clorita-moscovita-cloritoide \pm epidota.

Cuarzo-clorita-moscovita-microclina.

Para formaciones carbonatadas:

Calcita-clorita-talco \pm cuarzo.

En las rocas ultrabásicas:

Serpentina-clorita.

Talco-magnesita \pm cuarzo.

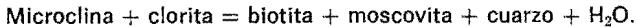
En la formación volcánica básica:

Clorita-actinolita-albita-epidota-esfena \pm cuarzo \pm stilpnometana.

En vulcanitas ácidas:

Cuarzo-microclina-albita-moscovita.

En las subfacies más profundas la microclina reacciona para dar lugar a biotita, probablemente por la siguiente reacción:



En el resto se formaría biotita a expensas de clorita y moscovita.

Las paragénesis de estas subfacies son las siguientes: Cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa, en las formaciones semipelíticas, que son las únicas aflorantes en esta zona.

De igual manera que ocurre en el dominio de la Serie de Ordenes, existen evidencias de dos fases de blastesis mineral. Sin embargo, en esta área de grado bajo no existen indicios de diferentes condiciones entre una y otra, salvo la neoformación de biotita de manera esporádica en los planos de esquistosidad de segunda fase, ausente en relación con la de la fase primera.

Debido a que la biotita no se observa al comienzo de la recristalización, podemos afirmar que se trata de un tipo bárico de metamorfismo, probablemente de presión intermedia, como se confirma hacia el S., en donde se continúa con las zonas de almandino y estaurolita (Hoja de Puentedeume). Las paragénesis citadas, como ya se ha indicado, se incluyen en las subfacies de B 1.1., cuarzo-albita-moscovita-clorita, y de B 1.2., cuarzo-albita-epidota-biotita de dicho tipo de metamorfismo, WINKLER (1967), alcanzando para la isograda de biotita una temperatura en torno a los 450-470°C. El gradiente geotérmico sería inferior a $25^\circ/\text{km}^{-1}$ por la no aparición de andalucita.

La neoformación de biotita durante la segunda fase podría apuntar a un leve cambio en las condiciones, aumentando el gradiente geotérmico, hecho que queda confirmado por la aparición de andalucita de la misma fase en zona de estaurolita de la primera.

4.4 ROCAS FILONIANAS POSTTECTONICAS

De acuerdo al carácter ácido o básico se han diferenciado dos tipos de diques:

4.4.1 DIQUES ACIDOS (FO) (q)

Están formados por pórpidos graníticos o felsíticos y de cuarzo (q). Aquéllos están representados por pequeñas diferenciaciones de marcada dirección E-O., siendo la de mayor dimensión localizada en Herrerías de Abajo, entre Somozas y Moeche. Son rocas claras de aspecto granudo-porfídica, con cuarzo, plagioclasa (sericitizada) con orientación fluidal, feldespato potásico, biotita (cloritizada), opacos y moscovita, con círcón y apatito como accesorios. El cuarzo aparece en pequeños fenocristales subredondeados, incluyendo plagioclasa y biotita. La plagioclasa idiomorfa zonada y maclada está totalmente sericitizada. El feldespato potásico, xenomorfo intersticial, está relacionado con plagioclasas, con maclas difusas de microclina y finas pertitas. La biotita en láminas alargadas y la moscovita normalmente tardía, en agregados radiales.

Multitud de diques de cuarzo estériles presentan continuidad en fracturas de dirección NNO.-SSE.

4.4.2 DIQUES BASICOS ($\frac{b}{c}\epsilon^3$)

Pequeñas manchas de rocas verdes muy alteradas se sitúan siguiendo líneas transversales a las estructuras principales de deformación (241,200-1.006,500), en el Castro.

El estado alterado de los componentes minerales dificulta ostensiblemente su reconocimiento, de manera que macroscópicamente únicamente se reconoce plagioclasa y clorita en una pasta aparentemente sin deformación.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

La gran variedad litológica y el tipo de material presente ha condicionado las diversas explotaciones ubicadas desde antaño. El agua no es problema aún en estos dominios (al no existir grandes demandas hidráulicas), donde ya se ha considerado —en la Introducción— la alta precipitación media anual alcanzada.

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Se halla encuadrada la zona objeto de estudio en el área de Cu del noroeste peninsular. Efectivamente, se ha reconocido existencia de indicios y minas activas con sulfuros diseminados en rocas verdes y cloritoesquistos; cuya principal ubicación viene representada en el mapa geológico ad-

junto, siendo la principal concentración el noroeste de Moeche, en donde se explotaron varios filones métricos de suefoarseniuros.

Se han tomado dos muestras, 222 y 238 (252,943-1.003,998, 249,600-1.001,680) para la realización de probeta pulida y su posterior estudio por luz reflejada. En una roca esquistosa con limonita entre los planos de esquistosidad, aparece pirita en su mayor parte (algo anisótropa, en tonos azulados y anaranjados, por lo que se supone cierta cantidad de As) en cubos idiomorfos, parcialmente alterados a limonita. En otras ocasiones es xenomorfa y sigue la orientación general de la roca, presentándose como mineral premetamórfico.

La calcopirita mineral accesorio (al igual que la ilmenita) y pirrotina, se presenta incluida en pirita y externamente, siendo en casos patentemente posterior a aquélla. La alteración que da lugar a gran cantidad de SO_4H_2 , lleva al Fe lejos y no permite la formación de limonita, salvo en casos en que la roca puede neutralizar parte del SO_4H_2 (caso de su presencia en planos de exfoliación).

Por la morfología del yacimiento explotado y por los datos obtenidos, parece desprenderse un origen exhalativo-sedimentario con probables removilizaciones en fases hidrotermales, que dan lugar a las principales concentraciones metálicas a lo largo de superficies de discontinuidad (fracturas, fallas, núcleos estructurales, etc.).

Mineralizaciones de Ti, Cr y posiblemente de Ni en rocas básicas o ultrabásicas entran en lo probable, si bien el ambiente metamórfico inherente a la roca condicionará la forma del concentrado mineral de Ti (rutilo en alto grado y esfena o ilmenita en anfibolitas); no obstante, y aunque su presencia es bastante notoria en algunos casos, queda por realizar un estudio geoquímico de suelo y roca capaz de analizar las anomalías positivas que incidirían en una puesta a punto de un proyecto específico para estas sustancias. El alto metamorfismo y la deformación asociada en rocas ultrabásicas limita las posibilidades analíticas capaces de discernir el tipo genético que indudablemente condicionarán las concentraciones en Cr y Ni. No obstante, y pese a las dificultades y a las ausencias de datos anteriormente mencionados, nos mostramos pesimistas, ya que todo apunta hacia complejos no estratiformes, en donde se obtendrían concentrados al azar en masas, filones y filoncillos de difícil control estructural.

Minerales densos en las arenas de playa tipo ilmenita, rutilo, granate, epidota, circón, monacita, etc., son frecuentes en Galicia, si bien creemos presenten poca uniformidad (expresada en sus contenidos, concentraciones, tramaño de grano, etc.). J. PEREZ MATEOS et al (1969), en el estudio mineralógico de los arenales de Villarrube, Esteiro y Cedeira, ha puesto de manifiesto principalmente una asociación hornblenda, granate, biotita en relación muy directa con gneises y anfibolitas cercanas, por lo que las posibilidades de explotación industrial quedan muy limitadas, necesitándose pro-

bablemente estudios de preconcentración y concentración para definir mejor el interés de estos arenales, a primeras luces pesimistas.

En la banda Puentedeume-Valdoviño —y en metagabros— se ha estudiado por luz reflejada la muestra 159 (249,300-1.004,180), presentándose ilmenita (micro-dureza 668) de color gris crema y fuerte anisotropismo. Es xenomorfa, siguiendo la orientación de la roca, y suele aparecer esporádicamente en bastoncillos dispersos. Los cristales mayores tienen con frecuencia extinción ondulante. Hay pequeñas inclusiones de pirrotina y la limonita presente es secundaria.

5.1.1 CANTERAS

Importantes canteras a cielo abierto existen, agrupándose en la descripción de acuerdo a las rocas explotadas. Por una parte se presentan canteras en filitas pertenecientes al O_{2-3} y S, fundamentalmente en tramos poco fracturados, si bien la gran proporción de sulfuros (tipo pirita) diseminados y los malos accesos dificultan su extracción, que en zonas más septentrionales suelen tener un gran mercado visto al exterior como pizarras de techar.

Canteras en serpentinitas incluidas en la masa de esquistos y rocas verdes (S₃^B). Su extracción actual adquiere un gran momento por el uso aplicado en ornamentación y en industrias siderúrgicas, si bien la gran cantidad de productos hidratados, aproximadamente un 20-25 por 100, deben motivar serias complicaciones en su utilización. El uso como piedras de ornamentación está en decadencia, tanto por las reducidas explotaciones debido a las pequeñas extensiones de sus afloramientos como por las dificultades tectónicas de explotación, que inciden en un elevado coste de extracción.

Un caso especial que puede ser de interés minero lo constituyen las serpentinitas situadas en el Silúrico (S₃^B) por hallarse en gran proporción y como principal elemento pesado, junto a magnetita, espinela altamente cromífera. Ambos serían fácilmente separables previa trituración de la roca, ya que la espinela suele estar en individuos aislados rodeada exclusivamente de clorita, caso que por otra parte no suele ocurrir en las del Complejo, en donde incluso aparecen —además de fragmentadas— incluidos en piroxeno de difícil separación.

Anfibolitas

Constituyen el principal grupo canterable susceptible de explotación para el beneficio de áridos en carreteras. El grano fino, la elevada compacidad y la gran extensión de sus afloramientos cooperan hacia el buen desarrollo de masas canterables con pequeño costo de extracción.

Granitos de dos micas deformados

Toda esta masa constituye material canterable, susceptible de explotación, para usos viables, sobre todo aplicables a pistas y rellenos de obras civiles.

Cuarzo

Sus delimitadas extensiones han restringido sus explotaciones, si bien existen aún algunos diques, caso del situado al este de Pereiro (al sur de Ortigueira), que pueden arrojar buen tonelaje en su explotación.

Caolín

Reducida a dos zonas de características diferentes. Una que la delimitarían granitos dos micas deformados y especialmente en zonas ampliamente tectonizadas en bordes externos en sobreimposición a los fenómenos deutéricos desarrollados, y la otra en las cuencas terciarias de El Pedroso, así como en la probable continuación hasta la de Moeche; independientemente de los delgados niveles de arcilla y caolín desarrollados sobre los metasedimentos de la Serie de Ordenes.

La atención, en vista de los caracteres que presentan, se ha de centrar en los dominios de la cuenca de El Pedroso y su continuación oriental hacia Moeche.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Hidrológicamente en base a las altas precipitaciones obtenidas con un drenaje jerarquizado en alta llanura, se presentan buenas condiciones para almacenar grandes cantidades de agua, susceptibles de ser aprovechadas al igual que las del embalse de Forcadas, que surte a El Ferrol.

Hidrogeológicamente, al abundar rocas impermeables no existen zonas aptas para el alumbramiento de grandes cantidades; ellas se han de acantonar en pequeñas extracciones para uso industrial o ganadero, especialmente en zonas que se aumente la permeabilidad intrínseca de las rocas; es decir, en zonas fracturadas o donde aumente el diaclasado (fundamentalmente en granitos), o en zonas próximas a diques de cuarzo, filones e incluso en proximidad a cuarcitas masivas.

Únicamente la cuenca de El Pedroso se presenta como unidad hidrogeológica con características propias, con posibilidades de obtener buenos alumbramientos debido al gran espesor de materiales arcillo-arenosos y al estar éstos relacionados con un gran accidente tectónico, que indudablemente provocará elevada transmisividad en las rocas vecinas (falla de El Pedroso-Vistaalegre).

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el norte y centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica*, vol. 6, pp. 29-48.
- ANTHONIOZ, P. M. (1966).—«Geologie sommaire de l'Unité de Morais (Tras-os-Montes, Portugal)». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 36, pp. 301-304.
- (1969).—«Etude géologique des complexes basiques de Bragança et Morais (Tras-os-Montes, Portugal)». *These Univ. Poitiers*.
- ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J., y LOPE GARCIA, M. J. (En imprenta).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 8 (07-03), Vivero». *Pub. del I. G. M. E.*
- ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J.; LOPEZ GARCIA, M. J., y ALVAREZ MENENDEZ, J. M.—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 23 (07-04), Puentes de García-Rodríguez». *Pub. del I. G. M. E.*
- ASENSIO AMOR, I., y CARABALLO MUAROTTI, L. F. (1969).—«Sedimentología litoral: Los cordones playeros entre la Punta de la Chirlateira y el Cabo Prior (provincia de La Coruña)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 67, pp. 71-86.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord. Orientale (NW de l'Espagne)». *Université de Montpellier, These doctoral*, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites herciniens et leur distribution NW de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- CARLE, W. (1945).—«Ergebnisse geologische untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nord West Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 13-36.
- COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BEATTY, L. B., y BRANNOCK, W. W. (1965).—«Eclogites and eclogites: Their Differences and Similarities». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 76, pp. 483-508, 12 figs., May 1965.
- ENGELS, J. P. (1972).—«The carazonal polygmetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 48, pp. 83-133.
- FERNANDEZ MARTINEZ, F.; MONTESERIN LOPEZ, V.; LOPEZ GARCIA, M. J., y PEINADO MORENO, M. (En imprenta).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 6 (05-03), San Salvador de Serantes». *Publ. del I. G. M. E.*

- FERNANDEZ POMPA, F.; PEINADO MORENO, M., y PIERA RODRIGUEZ, T. (En imprenta).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja número 22 (06-04), Puentedeume». *Publ. del I. G. M. E.*
- FERNANDEZ POMPA, F.; MONTESERIN LOPEZ, V.; LOPEZ GARCIA, M. J., y PEINADO MORENO, M. (En imprenta).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 21 (05-04), La Coruña». *Publ. del I. G. M. E.*
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le precambrien et le paleozoïque de la province d'Orense (NW de l'Espagne). Stratigraphie —tectonique— metamorphisme». *These doctoral Universite de Bordeaux*, I, pp. 1-249.
- FERREIRA, M. R. P. (1965).—«Geología e petrología da regiá de Rebordelos-Vinhais». *Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, vol. 36, pp. 1-287.
- FIALA, F. (1974).—«Some notes on the Problem of Spilites. In Spilites and Spilitic rocks». *Springer Verlag*.
- FLOOR, P. (1966).—«Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: The Geliñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, 36, pp. 1-203.
- GREEN, D. H., y RINGWOOD, A. E. (1969).—«La corteza de la tierra y el manto Superior». *Editorial Pembroke*.
- HILGEN, J. P. (1971).—«The Lalín Unit: A new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW Spain)». *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, Serie B, vol. 74, núm. 4.
- HOSCHEK, G. (1969).—«The Stability of Staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks». *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, pp. 208-32.
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973).—«High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia NW Spain». *Leid. Geol. Meded.*, deel 49, af. 1, t. 1, pp. 9-31.
- IUGS (1973).—«Clasification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations». *N. Jabr. Min. Mh. H.*, 4, pp. 149-164.
- KONING, H. (1967).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galicie (Espagne)». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235-242.
- KUNO, H. (1960).—«High-alumina Basalt». *J. Petrol.*, 1, pp. 121-145.
- LOTZE, F. (1945).—«Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica». *Public. extr. sobre Geología de España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 237-325.
- MACDONALD, G. A., y KATSURA, T. (1964).—«Chemical composition of Hawaiian lavas». *Jour. Petrol.*, 5, pp. 82-133.
- MAC PHERSON, J. (1881).—«Apuntes petrográficos de Galicia». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, pp. 49-87.

- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, NO. de España)». *Separata de Studia Geológica*, V, pp. 7-106, Salamanca.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, t. 44, pp. 153-281.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse Geol. Med.*, 21, pp. 468-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 59, pp. 333-358.
- PEREZ MATEOS, J., y CARABALLO MUAROTTI, L. F. (1969).—«Mineralogía de los arenales costeros de la ría de Cedeira (Galicia)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 67, pp. 97-109.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104, pp. 115-138.
- RIBEIRO, A., et ALMEIDA REBELO, J. (1966).—«Stratigraphie et structure de Tras-os-Montes oriental (Portugal)». *Leidse Geologische Mededelingen*, deel 36, pp. 293-300.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., and BELL, P. M. (1969).—«Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point». *Am. J. Sci.*, 267, pp. 467-488.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 81, pp. 7-20.
- RÍES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971).—«Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrustplate». *Nature Physical Science*, vol. 234, pp. 65-68.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geonóstica del Reino de Galicia». Madrid. *Gráficas Reunidas*, S. A., pp. 176.
- TEX, E. den (1967).—«Aperçu petrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- (1971).—«Grupos de facies y series de facies del metamorfismo, su relación con las condiciones físicas de la corteza terrestre». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 69, pp. 333-353.
- TEX, E. den, y FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Hist. Struct. Golfe. Gascogne. Symp. Inst. Fr. Pert. y C. N. E. O. Rueil-Malmaison*, t. 1, pp. 1-3-1 a 1-3-13.
- TEX, E. den; ENGELS, J. P., y VOGEL, D. E. (1972).—«A High-Pressure Intermediate-Temperature Facies Series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain)». 24 th IGC, Section 2 (Congreso de Geología del Canadá).
- VOGEL, D. E. (1966).—«Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal». *Leidse Geol. Med.*, deel 36, pp. 243-254.

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

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA