



IGME

299

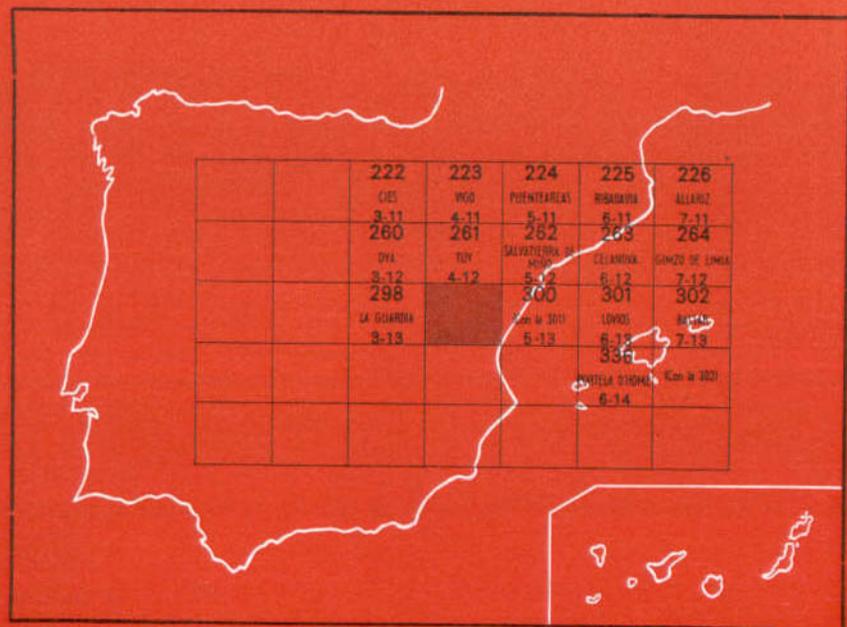
4-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TOMIÑO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TOMIÑO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

En *Trabajos de Campo y Gabinete*: Abril Hurtado, José, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento: Corretgé Castañón, L. Guillermo, Universidad de Salamanca.

Asesor especial: Floor, Peter. Leiden (Holanda).

Supervisión IGME: Solar Menéndez, José Benito, Ing. de Minas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 39.989 - 1981

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

0 INTRODUCCION

La presente Hoja número 4-13 (299) TOMIÑO, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el sector NO de la Península Ibérica, entre las coordenadas geográficas 4° 59', 5° 10' de longitud O (meridiano de Madrid) y 41° 50', 42° de latitud N.

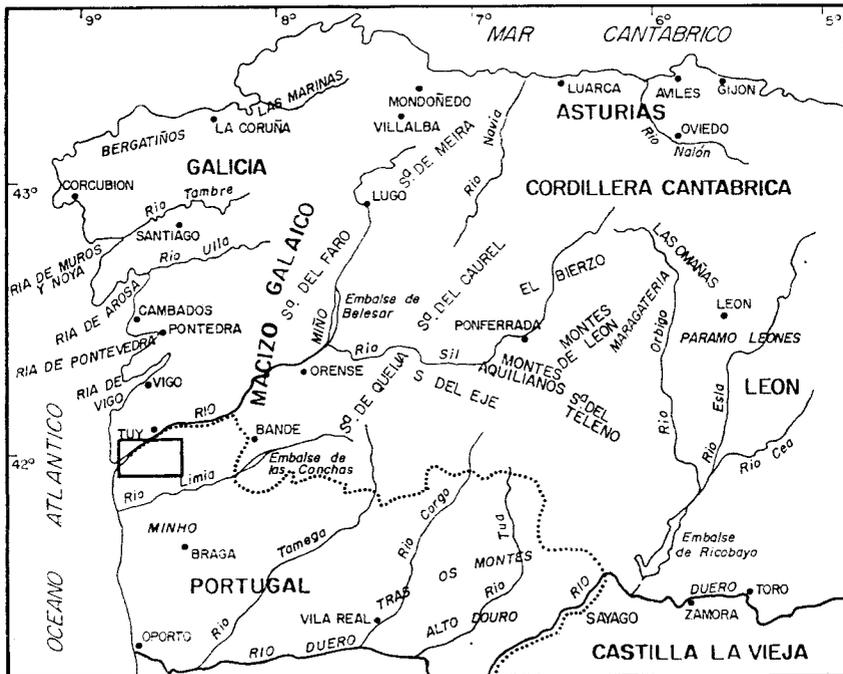
Desde el punto de vista de la geografía física, la Hoja aparece cruzada de NE a SO por el Miño, sirviendo de límite fronterizo con Portugal en todo su recorrido dentro de ella. La red hidrográfica está formada por el río Carballo, de dirección N-S, que separa los dos núcleos montañosos más importantes: Sierra de Argallo, al Este, y macizo costero de la Guardia-Oya, al O. La primera desciende hacia el SE mediante suaves laderas hasta alcanzar de forma escalonada los promontorios del Portela, Goyán, Tomiño, etc., y finalmente las terrazas bajas del Miño, cubiertas de pastizales, prados y huertas. Las cotas máximas aparecen en el Alto de Mabilia (443 m.), Santa Comba (411 m.) y Sierra de Argallo (416 m.); la mínima está próxima al nivel del mar en el área del Pasaje de Camposancos.

Es una zona densamente poblada, con grandes núcleos de población (El Rosal, San Cristóbal de Goyán, San Pedro de Forcadela, Tomiño, etc.) a los que rodea una población diseminada muy copiosa.

En cuanto a las comunicaciones diremos que de la nacional 120 de Orreaga a Portugal por Tuy y en dirección a La Guardia parten numerosos ramales, completándose así una red vial densa que es utilizada por un importante volumen de tráfico nacional y portugués, fundamentalmente.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se incluye dentro de la zona centroibérica (Mapa Tectónico de la Península Ibérica, IGME, 1972) cerca de la terminación de la fosa blastomilonítica. A su vez se incluye en la zona V de MATTE, Ph. (1968) de Galicia occidental y NO de Portugal. Está formada por una cobertura epi o mesozonal con esquistos, grauwacas, cuarcitas y ampelitas, considerada en su conjunto como un complejo Precámbrico-Paleozoico indiferenciado (DEN TEX, E., 1965, y FLOOR, P., 1970) atravesado por cuerpos graníticos y rocas filonianas de diversa edad, petrología y estructura.

Han sido importantes para la realización de este estudio diversos trabajos de ámbito regional y local, entre los que se encuentran los de CAPDEVILA, R. (1969), MATTE, Ph. (1936-1969), FLOOR, P. (1966), ARPS, C.E.S. (1970), NONN, H. (1968), VAN CALSTEREN et al (1977) y BUISKOOL J.M.A. et al (1978).



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Fig. 1.- ESQUEMA DE SITUACION GEOGRAFICA

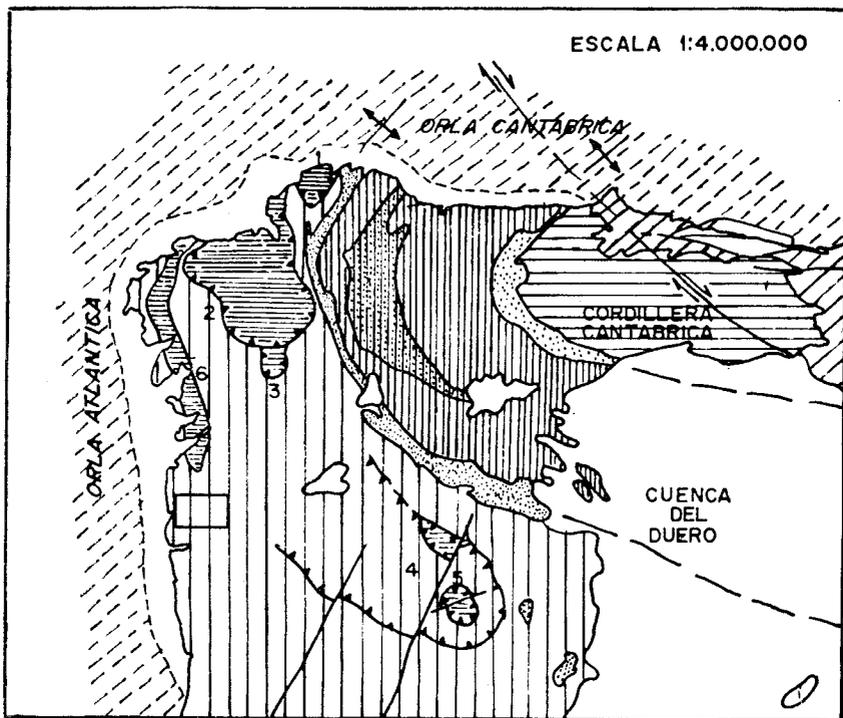
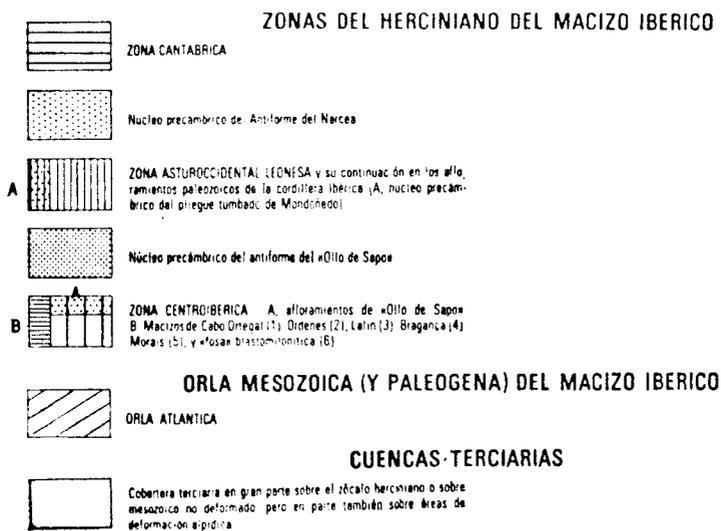


FIG2b.-ESQUEMA SEGUN EL "MAPA TECTONICO DE LA PENINSULA IBERICA Y BALEARES". Ed. IGME, 1972.



1 ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica de la Hoja está poco definida por la carencia total de fauna de las diferentes formaciones que la constituyen. En cualquier caso existe un substrato metasedentario, que por correlación con los afloramientos portugueses de la ribera meridional del Miño puede atribuirse al Precámbrico-Ordovícico (tramo basal) y supraordovícico Silúrico (tramo terminal). Sobre él, apoyado mediante contacto discordante erosivo, yace un conjunto de depósitos finiterciarios y/o cuaternarios, formados por sedimentos aterrazados que jalonan las riberas del Miño y Louro y diversos depósitos superficiales de origen aluvial, coluvial y mixto. Estos últimos revisten una singular importancia por cuanto en ellos se asienta una creciente actividad extractiva de áridos rodados, para la construcción y obras públicas que se llevan a cabo en la región.

1.1 PRECAMBRICO-SILURICO

1.1.1 COMPLEJO MONTEFERRERO-EL ROSAL (PC-S, cg)

Constituye una formación metasedimentaria de edad probable Precámbrico Superior-Silúrico, en la que han intruído diversos cuerpos ácidos (microgranitos leucocráticos, pegmatitas, pegmaaplitas y cuarzo) de morfoestructura filoniana más o menos paralela a la esquistosidad principal. En su conjunto es difícil establecer una columna estratigráfica fiable, dada la complicada tectónica de la zona y la dificultad de aplicar con certeza los diversos criterios de polaridad disponibles. Pese a ello, y por correlaciones litoestratigráficas con las series portuguesas de las Hojas de Caminha (TEIXEIRA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C., 1961) y Valencia (TEIXEIRA, C., 1956) en nuestra zona se hallan representados, al menos en parte:

- 1) El complejo esquistograuwaquico.
- 2) Serie supraordovícica (probable Silúrico).

1) Complejo esquistograuwaquico

Aflora a ambos lados de la franja metasedimentaria principal, aunque en esta Hoja ha sido reconocida su presencia sólo en el sector de El Rosal-Loureira. La columna estratigráfica que a continuación se expone corresponde a la zona de Lomba-Fornelos, en donde ha sido posible identificar, con ayuda de estudios petrográficos, los diversos litotipos presentes en el complejo esquistograuwaquico portugués. Los criterios de polaridad han podido ser aplicados sólo en ocasiones, por lo que la potencia de los tramos y su posición estratigráfica relativa es a veces dudosa.

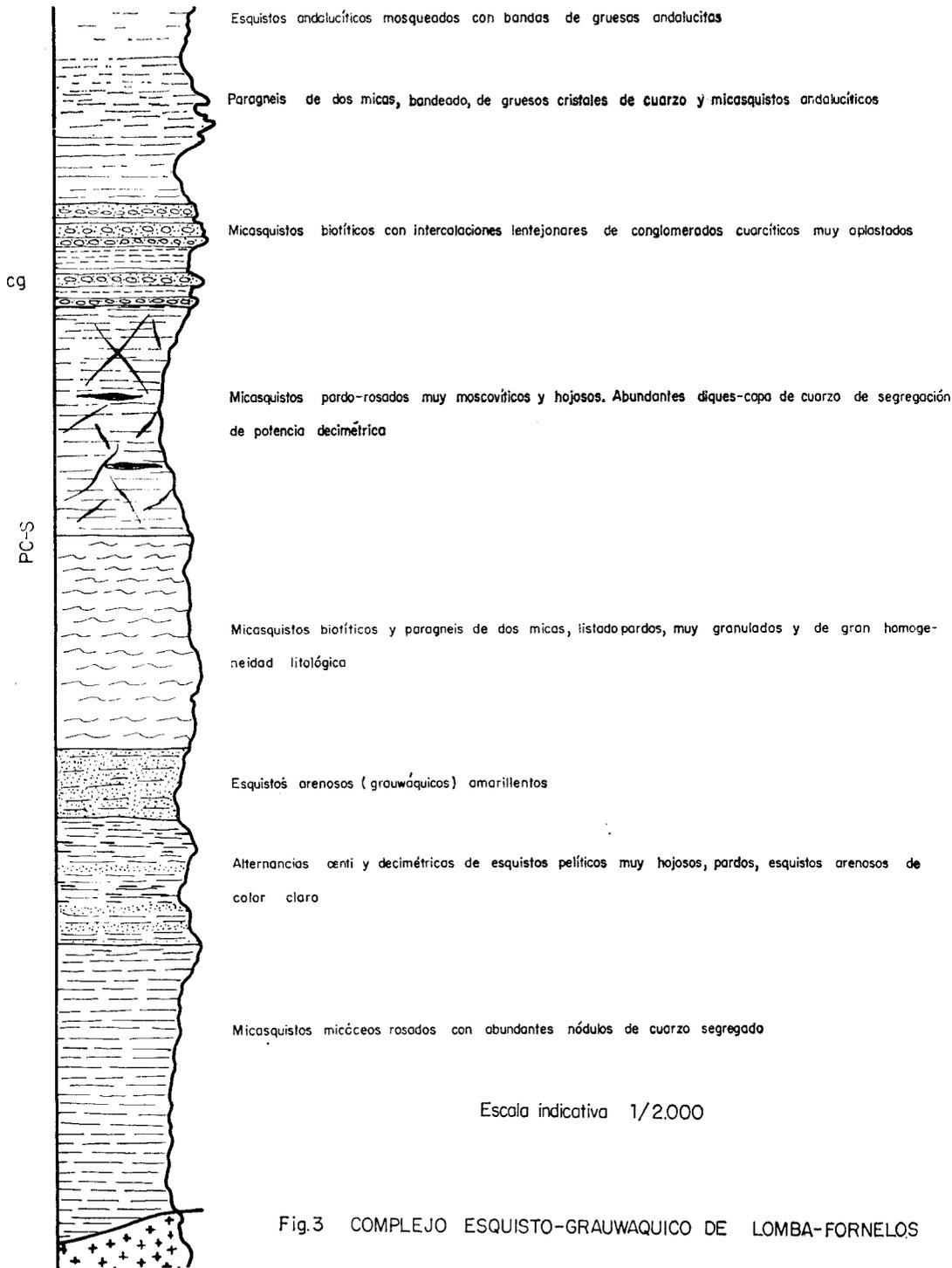


Fig.3 COMPLEJO ESQUISTO-GRAUWAQUICO DE LOMBA-FORNELOS

El límite entre 1) y 2) no puede establecerse con certeza, por coincidir en esta zona con un importante accidente tectónico que trasciende al norte de Portugal (Hoja 1-C CAMINHA, C. TEIXEIRA, 1961), de dirección N-S. Pese a ello se hace notar en el mapa la presencia de elementos petrográficos típicos del «Complejo esquistograuwaquico», con una sobrecarga o trama, aparte las hiladas conglomeráticas cartografiadas. El muro está metamorfozado y en parte digerido por el granito cataclástico de Sta. Tecla-Sanjián, por lo que se desconoce el límite inferior de la serie.

En líneas generales aparece formada por micaesquistos dorados, cuarzo-esquistos y paragneis de dos micas, con una marcada homogeneidad petrográfica. Entre ellos se intercalan, hacia el centro y parte alta de la serie, lentejones conglomeráticos de cantos cuarcíticos, muy recristalizados y deformados, que han perdido casi totalmente su textura y estructura originales. La potencia total puede estimarse en unos 350 m. en la zona de El Rosal. Desde el punto de vista estratigráfico este complejo es, al menos en parte, de edad precámbrica, pudiendo alcanzar incluso al Cámbrico Inferior (TEIXEIRA, C., 1969) (fig. 3).

En la base aparecen micaesquistos con abundantes nódulos de cuarzo segregado, son rocas de color pardo rosado o amarillento, de marcada hojidad, a menudo cubiertas por potentes suelos residuales. El muro de la formación no se conoce, por hallarse en contacto mecánico con el granito cataclástico infrayacente. Al microscopio aparece formado por cuarzo, moscovita y biotita (fuertemente cloritizada) como elementos esenciales o principales y rincón y opacos como accesorios. La textura es lepidoblástica y el grado de alteración medio a bajo.

Los criterios de polaridad encontrados permiten asegurar una potencia mínima del tramo superior a los 70 m.

Siguen hacia el techo alternancias centimétricas y decimétricas de cuarzo-esquistos amarillentos y micaesquistos oscuros de grano muy fino. En afloramiento estos materiales aparecen finamente listados, pudiendo separarse en ellos cuerpos tabulares que han sido aprovechados en ocasiones para el levantamiento de tapias y cercados. Al microscopio estas rocas están formadas por cuarzo, moscovita y biotita (igualmente cloritizada), apareciendo las micas muy minoritarias en los niveles claros, de aspecto arenoso. Como elementos accesorios aparecen también circón y opacos.

La potencia presumible de este tramo es de unos 40 m.

Sigue un paquete esquistograuwaquico arenoso, bastante homogéneo, con esquistos grauwaquicos verdosos en bandas decimétricas de notable continuidad lateral. Como elementos esenciales de estas rocas aparece el cuarzo acompañado en menor proporción por moscovita y biotita cloritizada.

Sigue un potente paquete de micaesquistos biotíticos y paragneis de dos micas muy crenulados, formados por moscovita, cuarzo, turmalina y

biotita cloritizada en parte. La textura es lepidoblástica con fuerte crenulación y el grado de alteración elevado.

La potencia total de estos dos últimos paquetes puede alcanzar los 60 m.; sobre ellos se apoya un grueso tramo de micasquistos pardo-rosados muy moscovíticos y hojosos, que contienen abundantes diques capa de cuarzo de segregación, de pocos centímetros de potencia. Al microscopio aparecen formados por moscovita y cuarzo como elementos principales y turmalina, biotita, óxidos de Fe y andalucita (alterada a productos arcillosos) como elementos accesorios. Su textura es lepidoblástica y el grado de alteración bajo a medio.

Sigue un tramo heterogéneo de cuarzo-esquistos, microconglomerados y conglomerados cuarcíticos gruesos, micasquistos y paragneis en capas generalmente lentejonares. El metamorfismo y aplastamiento sufridos han deformado, y borrado en buena parte, la petrofábrica original de estos materiales, que en afloramientos se presentan como rocas cuarzosas casi totalmente recrystalizadas, esquistosadas y con clara disyunción planar.

Las capas de conglomerados alcanzan potencias decimétricas y métricas, intercalando con frecuencia horizontes pelíticos micáceos laminares. La potencia total del tramo resulta muy imprecisa, por cuanto la altura estratigráfica de los conglomerados varía entre amplios límites. En la zona de Lomba podría alcanzar la treintena de metros, mientras al O de Sta. Tecla (Hoja de La Guardia) se aproxima al centenar de metros. Petrográficamente se trata de rocas cuarzoesquistosas con cuarzo, moscovita y biotita, como elementos principales, y turmalina, opacos y plagioclasa, como elementos accesorios. La textura es lepidoblástica con aspecto brechífero-conglomerático; con esta composición y textura la roca puede clasificarse desde el mero punto de vista petrográfico como un gneis glandular, aunque los datos de campo aseguren su origen detrítico conglomerático.

A techo, esta formación incluye capas de gneis de dos micas y micaesquistos andalucíticos pardos o gris oscuro. Los primeros forman gruesos paquetes de extraordinaria compacidad, que han sido localmente explotados para la obtención de losas. La gneisificación ha conllevado la aparición de gruesos ojos de cuarzo (menores de plagioclasa) que confieren a la roca un cierto valor ornamental. Los micaesquistos andalucíticos tienen grano fino y aspecto granulado, debido a los abundantes cristales de andalucita, en su mayor parte sincinemática. Los paragneis están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita como elementos principales, y apatito, circón y minerales opacos como accesorios. La textura es lepidoblástica y su grado de alteración generalmente bajo.

Por su parte, los esquistos andalucíticos contienen cuarzo, moscovita, biotita y andalucita como minerales principales, y apatito, circón, opacos y clorita (secundaria) como accesorios. La textura es lepidoblástica con ligero mosqueado y el grado de alteración de medio a alto.

Ambos litotipos proceden del metamorfismo regional de sedimentos psammíticos o pelíticos, en facies intermedia entre los esquistos verdes y la anfibolita (subfacies de la andalucita-biotita). La andalucita pertenece a dos generaciones claramente diferenciadas. La primera, sincinemática, está representada por finos cristales de hábito prismático, cuyo eje mayor es paralelo al elemento planar más representativo: la esquistosidad de F2. La segunda, por gruesos cristales azulados que engloban claramente a la esquistosidad y adoptan orientaciones variables.

2) Serie supraordovícica (probable Silúrico)

Ocupa la casi totalidad de la banda central metasedimentaria de la Hoja, desde el valle del Miño (Tabagón y Paradela) hasta la estribación N de la Sierra de Argallo, en los confines con la Hoja de Tuy. Por el Sur esta banda de metasedimentos pasa a Portugal, Hojas de Caminha y Valença. Al E y O aparece flanqueada por los granitoides de Tomiño y el macizo de La Guardia-Santa María de Oya.

En líneas generales la serie se compone mayoritariamente de esquistos andalucíticos de varios tipos, entre los que se intercalan diversos tramos cuarcíticos en capas de potencia métrica y continuidad lateral muy variable, que constituyen en su conjunto un nivel guía de relativa importancia. La recrystalización (cristaloblastesis) de los procesos metamórficos sufridos por estos materiales ha borrado en parte las superficies estratales, produciendo superficies de transposición y «tectonic bandding» que impiden aplicar a menudo los criterios de polaridad y el consiguiente levantamiento de columnas estratigráficas de cierto detalle. Pese a ello, y mirando el afloramiento en su conjunto, puede establecerse (fig. 4):

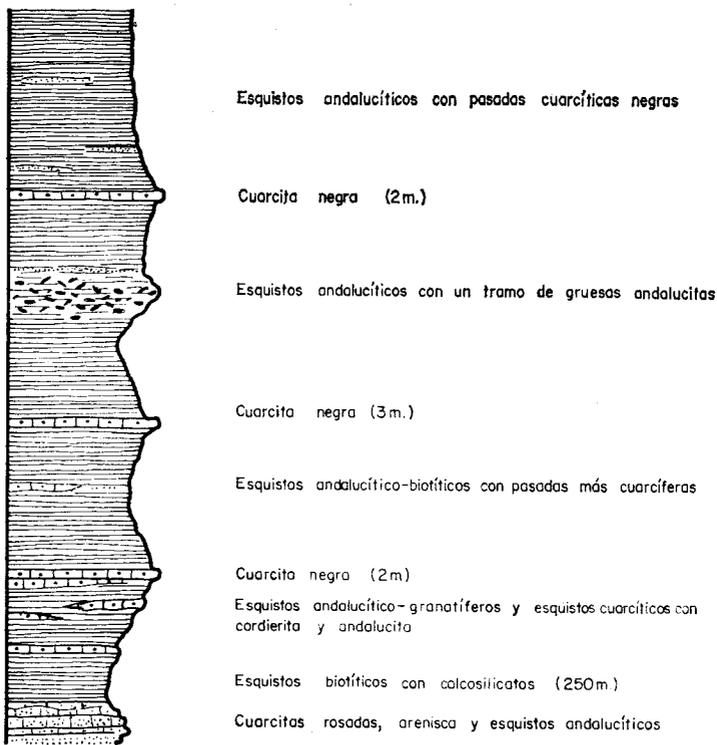
1) Un tramo basal formado por esquistos andalucíticos y a veces granatíferos, de aspecto lustroso y colores verde-azulados, con notable homogeneidad litológica.

2) Un heterogéneo y potente paquete de alternancias cuarcíticas y micasquistos de andalucita y biotita. Las cuarcitas son rosadas o amarillentas, a diferencia de las del tramo superior, que son azuladas o negras.

3) Un tramo pelítico en el que destaca un nivel de micasquistos pardorjizos con gruesos cristales de andalucita, cuya compacidad y dureza determina un resalte morfológico peculiar, con crestones agudos de aspecto ruñiforme.

4) Un tramo superior pelítico-psammítico de micasquistos oscuros, cuarzoquistos, esquistos arenosos y cuarcitas negras ferruginosas, en capas decimétricas y métricas.

Este conjunto metasedimentario se haya atravesado por numerosos diques ácidos (pegmaoplititas, cuarzo y microgranitos), más o menos paralelos a la S2 (esquistosidad más visible).



Escala 1/350

Fig.4 COLUMNA ESQUEMATICA DE LA FORMACION SUPRAORDOVICICA
DE LA SIERRA DE ARGALLO

Los esquistos de 1) presentan al microscopio una textura lepidoblástica, con cuarzo, biotita, moscovita y productos arcillosos (probablemente de alteración de la andalucita) como elementos principales, y granates (ocasionales), circón, apatito y opacos como minerales accesorios. Afloran en Mogán, Paradela, Portela, Valdeañotes y Lomba, en el ángulo SO del ámbito metasedimentario estudiado.

Las cuarcitas de 2) están formadas por cuarzo y biotita (ocasional) como minerales principales, y moscovita, turmalina, circón y opacos como accesorios. Los granos minerales forman un mosaico equigranular de cuarzo con abundante fracción recrystalizada, y láminas de micas dispuestas irre-

gularmente. aL fracción pesada es relativamente abundante y aparece compuesta por turmalinas y circones. Por su parte, los micasquistos están formados por cuarzo, biotita, moscovita y andalucita (casi totalmente seritizada); como elementos accesorios aparecen granates (no siempre), circón, apatito y opacos. Los granates suelen estar alterados a óxidos de Fe. La textura es lepidoblástica con ligero mosqueado, y el grado de alteración de la roca medio.

Los micasquitos andalucíticos (pardo-rojizos de 3) aparecen al microscopio formados por cuarzo, moscovita, biotita (cloritizada) y andalucita, a los que acompañan apatito, circón, rutilo y opacos como elementos accesorios. Su textura es lepidoblástica y el grado de alteración de medio a bajo. La turmalinización que en ocasiones presentan es debida a fenómenos posteriores de hidrotermalismo o pneumatolisis. Asimismo presentan localmente procesos de corneificación y mosqueado, sobreimpuestos por un metamorfismo térmico posterior. La cantidad de cristales de andalucita es bastante elevada en general, llegando a veces a recubrir por completo las superficies aflorantes de los esquistos, adquiriendo éstos un aspecto granulado muy característico.

Por último, en el tramo terminal 4) los micasquitos andalucíticos son muy parecidos en composición y textura a los estudiados en 3). Existen, sin embargo, diferencias estructurales y a escalaflores, aparte algunos litotipos curiosos como el representado por la muestra AH-114 recogida entre Vilachán y Sanomedio, al pie de la Sierra de Argallo, que contiene entre sus elementos principales cordierita, cuarzo, andalucita, plagioclasa ($An > 10$ por 100), biotita y moscovita; como accesorios presenta turmalina, circón y opacos. La presencia de andalucita y cordierita sugiere condiciones metamorfizantes de alta temperatura y baja presión. El resto de la serie está formado por esquistos oscuros, a veces negros, con cuarzo, moscovita, biotita, andalucita y turmalina (ocasional) minerales principales, y circón, apatito, opacos y sillimanita (en ocasiones) como accesorios. La textura es lepidoblástica siempre.

Las cuarcitas negras de este tramo aparecen al microscopio compuestas por cuarzo y opacos (óxidos de Fe) como minerales principales y moscovita (a veces en calidad de principal), sericita, biotita (ocasional y a veces como mineral principal), turmalina, circón, materia carbonosa y opacos como accesorios más frecuentes. La textura es granoblástica, formando un mosaico equigranular de granos de cuarzo recrecidos y polvo arcilloso ferruginoso diseminado. El cuarzo, recristalizado en cristales idiomorfos, aparece totalmente limpio.

La potencia estimada de la serie descrita es superior a los 1.000 m., de acuerdo con los datos estratigráficos y criterios de polaridad aplicados en la transversal de la Sierra de Argallo, entre Tomiño y Loureza.

1.1.2 ENCLAVES METASEDIMENTARIOS

Dentro del macizo granítico de La Guardia-Bayona, que constituye el núcleo montañoso costero, el más prominente de la Hoja, existen numerosos enclaves metasedimentarios de composición y textura variados, y que responden, en su mayor parte, a litotipos del complejo esquisto-grauwáquico estudiado en 1.1.1. Al metamorfismo regional se superpone, en estos enclaves, un acusado, aunque local, metamorfismo térmico, que ha provocado la aparición de nuevos minerales y, sobre todo, ha formado estructuras flevíticas y fenómenos de asimilación magmática, a veces bastante generalizados.

1) Esquistos micáceos

Aparecen en bandas de potencia decamétrica o métrica y de varios centenares de metros de longitud. Por lo general, presentan estructuras flevíticas en las zonas marginales, con fenómenos claros de sustitución capa a capa; son también frecuentes, en estos materiales, repliegues debidos a fases tardías y estructuras ptigmáticas bastante complejas desde el punto de vista geométrico. Son rocas micáceas oscuras, fajeadas, con esquistosidad de flujo subvertical N-S.

Petrográficamente han sido clasificadas como micaesquistos o paragneis de dos micas (micacitas) y proceden de sedimentos arcillosos por metamorfismo regional en facies anfibolita. Su textura es lepidoblástica y en su composición mineral participan cuarzo, moscovita y biotita en calidad de principales, y sillimanita (ocasional), circón, apatito, plagioclasa ($An > 15$ por 100) y opacos como accesorios. La plagioclasa es ocasionalmente elemento principal.

2) Gneis glandulares

Dentro del macizo granítico tienen muy escasa representación cartográfica, reduciéndose sus afloramientos a dos estrechas bandas, situadas en el paraje Campo de Couto, junto a la pista forestal que discurre hacia el Sur y que parte de la carretera de Oya a Mabilia. Son rocas de grano grueso, glandulares, formadas por cuarzo, microclina y plagioclasa como minerales principales, y biotita, óxidos de Fe, moscovita (secundaria) y circón como accesorios. Se trata de una roca granítica con claros efectos cataclásticos, puestos de manifiesto por la intensa microfacturación y distorsión de sus minerales componentes. Su textura es granuda cataclástica y su grado de alteración medio.

3) **Metaconglomerados**

Rocas moteadas de estructura pseudoglandular, con cantos cuarzosos muy deformados (aplastamiento y estiramiento acusados) formando una trama granular bastante cerrada. Los espacios intergranulares están ocupados por filetes micáceos oscuros de superficie alabeada con claros signos de un importante estiramiento. Las capas conglomeráticas tienen potencia métrica y longitud muy variable, entre varias decenas de metros y medio kilómetro, con estructura claramente lentejonar. Junto a estos materiales yacen litotipos afines (microconglomerados y cuarzo-esquistos), todos ellos procedentes de la metamorfización de rocas psammíticas básicamente síliceas.

Desde el punto de vista petrográfico están formadas por cuarzo, moscovita y biotita, como elementos minerales principales, y apatito, circón y opacos como accesorios. La cantidad de cuarzo recristalizado es elevada y el tamaño de los granos muy grande, siendo difícil la observación de la original superficie de los cantos, por lo que la roca podría clasificarse al microscopio como un esquisto cuarcítico de dos micas, con cuarzo segregado muy abundante.

1.2 **CUATERNARIO**

Los materiales cuaternarios se distribuyen preferentemente en el valle del Miño, constituyendo depósitos aterrazados parcialmente coluvionados. Otros restos detríticos recientes aparecen dispersos sobre el substrato metamórfico e ígneo del resto de la Hoja.

1.2.1 **TERRAZAS DEL MIÑO (QT1, QT2, QT3, QT4)**

De acuerdo con los datos disponibles (NONN, H., 1966) y el estudio llevado a cabo, se han separado en la zona cuatro importantes niveles de terrazas situadas a distintas alturas sobre el actual cauce de inundación. El límite entre las dos más recientes es bastante neto en la mayor parte de la zona, no ocurriendo igual para las terrazas más altas, en las que el modelado morfológico posterior ha borrado los escarpes y erosionado sus afloramientos, produciendo una superficie de arrasamiento inclinada hacia el valle con pendiente uniforme.

En resumen, puede afirmarse que las terrazas del Miño son terrazas de acumulación, con cantos rodados de naturaleza cuarcítica como fracción mayoritaria, sueltos, o muy poco cementados, alternantes con paquetes arcillosos más o menos gruesos. Aparte los cantos cuarcíticos y/o cuarzosos, entran a formar parte también los feldespatos, mica y productos de alteración de éstos (caolín).

La edad de las mismas según C. TEIXEIRA (1946) sería interglaciar Riss-Würm para la QT4 y QT3; interglaciar Mindel-Riss para la QT2 (Tirreniense). La QT1 y otras más altas representadas en el lado portugués (inexistentes o poco representadas en nuestra zona) serían de edad milaziense y siciliense.

El origen de estas terrazas debe atribuirse a las diversas oscilaciones glacio-eustáticas del nivel del mar durante el pleistoceno, acompañadas de movimientos verticales epigenéticos, puestos de manifiesto en toda la región gallega. El modelado de replanos, previo al depósito de las terrazas,

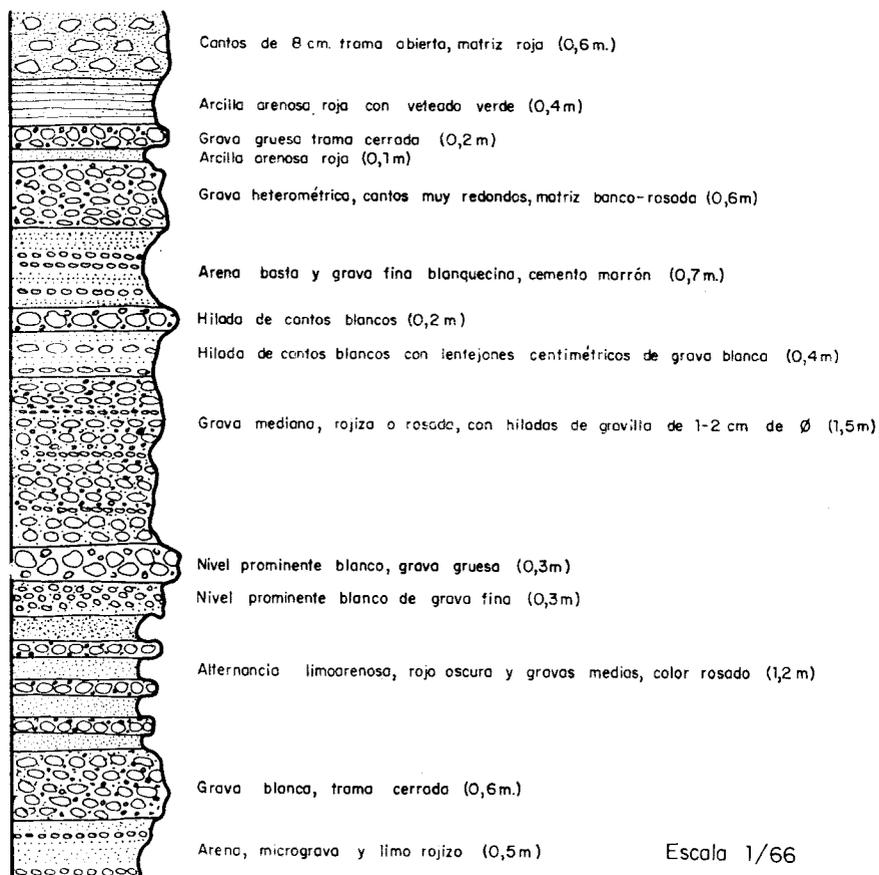


Fig. 5 COLUMNA PARCIAL DE LA QT₂ (ZONA DE GOYAN)

ha quedado marcado en la zona costera con diversas rasas de erosión y las playas levantadas de la desembocadura del Miño.

La terraza más alta (QT1) se sitúa entre los 55 y algo más de 70 m. Aparece cubierta a menudo por suelos de alteración granulares y bosques, que impiden la observación directa de su columna estratigráfica. No ha sido apenas objeto de explotación, a diferencia de las más recientes, por ocupar sus asomos zonas altas, a menudo mal comunicadas. La constitución de los suelos coluviales formados a sus expensas indican que la terraza contiene gruesos paquetes de gravas silíceas o silicatadas, trabadas parcialmente por arcillas pardas a veces blanquecinas o amarillentas (con elevada proporción de caolín) que sólo en ocasiones constituye un cemento duro.

La terraza QT2 se sitúa entre 30 y 45-50 m., sin solución de continuidad aparente con la anterior. Aparece parcialmente erosionada y constituye una unidad cartográfica poco neta. Al igual que la terraza superior, se halla cubierta por suelos edafológicos potentes que ocultan su composición y estratigrafía de detalle. Está formada por gravas sueltas y paquetes limo-arcillosos, en todo semejantes a los de QT1. Se han explotado los paquetes conglomeráticos en las zonas de Goyán, Estas y Carregal.

La terraza QT3 se extiende entre las cotas 15 y 20-25 m., dando origen a amplias extensiones semiplanas colgadas a ambos lados del cauce del Miño. Existe un claro escarpe entre esta terraza y la inmediata inferior QT4, generalmente cubierto por gravas caídas de aquélla.

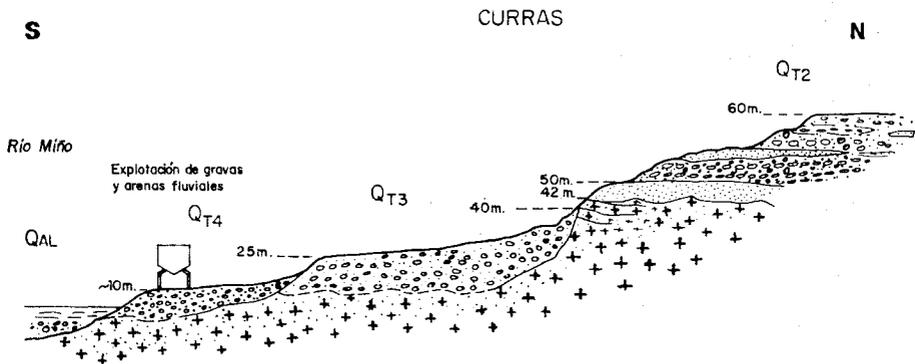


Fig.6 CORTE ESQUEMATICO DE LAS TERRAZAS DEL MIÑO EN CURRAS

	Conglomerados
	Arenas caolíníferas
	Gravas cuarcíticas de cantos redondeados
	Granito (alterado y degradado en parte)

Se observa como un hecho curioso, común a las terrazas estudiadas, la presencia de un yacente caolinífero-arenoso, en ocasiones de varios metros de potencia, siempre situado a muro de la formación conglomerática basta, que constituye la masa fundamental de todas ellas.

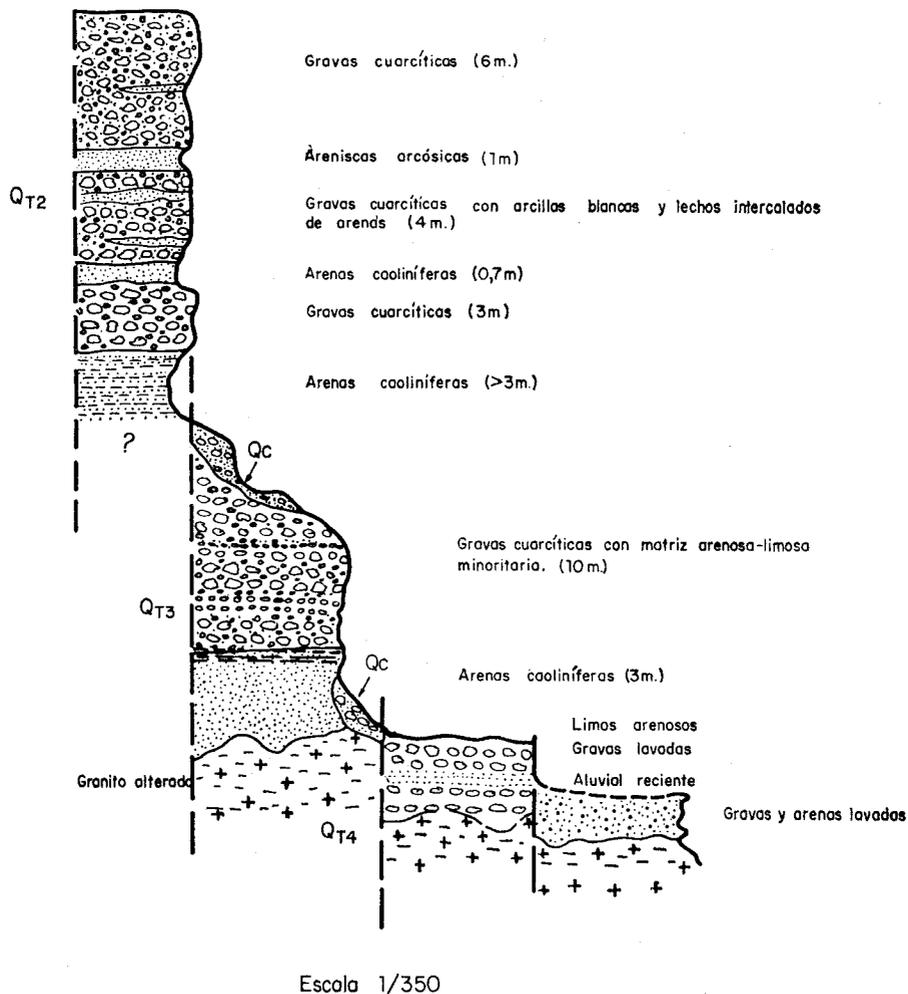


Fig 7 COLUMNA DE LAS TERRAZAS Q_{T2}, Q_{T3}, Q_{T4}, Y ALUVIAL DEL MIÑO

(ZONA DE CURRAS)

Parece evidente que la deposición de los aluviones cuarcíticos estuvo precedida por etapas interglaciares, de pluviosidad y escorrentía moderada, durante las cuales el transporte y depósito fue casi exclusivamente de materiales finos, pasando al final de cada interglaciar a sendas etapas de fuertes precipitaciones, capaces de aterrizar el gran volumen de cantos depositados (LAUTENSACH, H., 1928).

En las estaciones 16 (NE de Salcidos) 67, 72 y 73 (O de Goyán) se muestra la disposición estratigráfica expuesta, en donde los caolines infra-yacentes han sido objeto de explotación, previa separación de la fracción arenosa.

Por su parte, la terraza QT4 aparece bien representada a ambos lados del Miño (TEIXEIRA, C., 1946) y constituye extensas planicies apenas colgadas sobre el cauce de inundación (entre 0 y 5-8 m. cerca de La Guardia y hasta 10 m. hacia la desembocadura del Louro). Está formada, al menos en su tramo más alto, por limos y arcillas pardas, que engloban una fracción minoritaria de cantos silíceos o silicatados. Los lechos granulares son muy poco frecuentes, por lo que esta terraza carece de interés desde el punto de vista de las explotaciones de áridos. Los sectores de Paradela-Tabagón y Goyán-Forcadela muestran importantes afloramientos de esta terraza, cubierta a menudo por huertas y pastizales (figs. 6 y 7).

1.2.2 DEPOSITOS RECIENTES (QP, QAL, QC, QCD, QAL-C)

En el cauce de inundación del Miño aparecen retazos aislados de légameos y arenas con estratificaciones cruzadas y estructuras trenzadas, consecuencia de las variaciones estacionales de caudal. Son, en definitiva, depósitos aluviales de composición muy variable y extensión superficial muy limitada. También aparecen en el fondo de los arroyos y cauces de la zona (QAL). En las márgenes del Miño estos depósitos solapan con arenas de playa fluvial (QP) de granulometría uniforme y tamaños de grano de uno a tres milímetros. El estudio con binocular ha puesto de manifiesto una fracción mayoritaria de granos de cuarzo, seguida de la de feldespatos y moscovita; los minerales pesados más frecuentes son apatito, circón, turmalina, granate y óxidos de Fe. Existen restos incartografiables de playas en las rasas costeras (Hoja de La Guardia).

Los depósitos coluviales (QC) están ampliamente representados en el área sur-occidental (zona de Salcidos-El Rosal) en donde resulta problemática la delimitación cartográfica detallada de las terrazas descritas en 1.2.1.

Los depósitos mixtos aluvio-coluviales (QAI-C) forman un afloramiento casi constante en el sector de Tabagón-Tomiño, sirviendo de nexo topográfico entre las laderas erosionadas de las terrazas superiores y el fondo de los valles, en su confluencia con la llanura aluvial y la terraza inferior QT4,

Están formados por cantos y matriz arcillosa en proporciones parecidas y con potencias que oscilan entre 0,5 y la decena de metros.

Por último, los conos de deyección (QCd) están poco representados en la zona (Salcidos), en la que no existen apenas valles encajados y pendientes acusadas que propicien su desarrollo. Por otra parte, la erosión aerolar es netamente superior a la lineal, inhibiéndose los procesos morfogenéticos de los «pie de monte» y conos de deyección.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Desde un punto de vista tectónico y estructural la Hoja estudiada se incluye en la zona V (Galicia Occidental-NO de Portugal) del Esquema paleogeográfico y dominios tectónicos del NO de la Península Ibérica (Ph. MATTE, 1968). A su vez forma parte de la zona Galaico-Castellana de LOTZE, F. (1954) y zona Centro-Ibérica del Mapa Tectónico de la Península Ibérica del IGME (1977) (fig. 2).

Es admisible en esta región la existencia de, al menos, dos etapas de movimientos tectónicos anteriores al Hercínico, si bien las rocas estudiadas durante la realización de la presente Hoja no lo evidencian. No obstante, en zonas situadas más al norte, existen vestigios de una esquistosidad prehercínica (posiblemente Precámbrico Superior) en el interior de algunos metablastos desarrollados durante el Hercínico (FLOOR, P., 1966). En la zona estudiada la deformación hercínica ha borrado totalmente las posibles estructuras y texturas relictas de orogenias anteriores, tales como la Asíntica (Infracambriano) y Caledónica (límite Ordovícico-Silúrico), puestas de manifiesto en zonas más extensas de hercínico peninsular. Por otra parte, la ausencia de discordancias apreciables entre los tramos preordovícicos (complejo esquistograuwaquico) y postordovícico (posible Silúrico de la banda metasedimentaria Monteferro-El Rosal) impiden la determinación y datación de los posibles fenómenos tectónicos prehercínicos acaecidos. Los tramos conglomeráticos dentro del esquistograuwaquico podrían significar otros tantos movimientos de elevación y descenso cíclicos de la cuenca, sin otros presupuestos tectónicos, ya que no existen discordancias angulares ni erosivas a techo o muro de aquéllas.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Supone una clara superposición de etapas compresivas acompañadas de un importante flujo térmico, que han propiciado conjuntamente un metamorfismo regional y diversos procesos de granitización. Han podido diferenciarse dos fases de deformación y metamorfismo fundamentales, a las que se deben

los principales rasgos estructurales actualmente visibles, y varias fases tardías de acción menos ostensible, pero de indudable interés morfogenético.

2.2.1 FASE I (F1)

a) Pliegues

Ha producido en la región una importante deformación acompañada de metamorfismo, pese a que sus efectos se hallan casi totalmente borrados por la fase 2 (F2), en la zona estudiada. Se caracteriza por la formación de pliegues inclinados isoclinales, apretados, de plano axial muy levantado y rumbo aproximado N-S. En zonas más externas del macizo hercínico estos pliegues son observables a todas las escalas, llegando a presentar plano axial subhorizontal y gran desarrollo de los flancos inversos.

Pese a la ausencia de datos que confirmen tal hipótesis, es presumible que esta fase haya sido la responsable de la gran sinforma de la Sierra de Argallo, de eje subhorizontal N-S, plano axial subvertical y flancos subparalelos. A escala meso y micro no son ostensibles sus efectos por haber sido borrados por la F2.

b) Esquistosidad (S1) y Lineaciones (L1)

A escala de afloramiento es responsable, en la zona, de una esquistosidad de flujo, originalmente dispuesta con rumbo N-S de acuerdo con la posición de la Hoja en relación con el arco hercínico, y actualmente plegada por la F2.

Es muy penetrativa y sólo ha podido medirse en algunos puntos próximos al cierre de los pliegues. Las lineaciones de intersección de la S_1 y S_0 (L1) no son visibles en general, y únicamente en contados puntos (zonas de charnela) ha sido posible su medida.

2.2.2 FASE II (F2)

Es la responsable principal de la deformación y el metamorfismo observable en la zona, borrando los efectos de la F1. En efecto, a ella se deben las macroestructuras cartografiadas, así como buena parte de los pliegues menores observados y la totalidad de la esquistosidad visible. Es una fase homoaxial con la F1 y de intensidad decreciente de oeste a este.

a) Pliegues mayores

A macroescala y escala cartográfica ha producido la estructura antiformal de la Sierra de Argallo, en el centro de la gran sinforma que constituye la banda metasedimentaria estudiada en 1.1.1. Otros pliegues cartografiados acompañan al antiforme citado, dando una estructura de plegamiento compleja. Se trata de pliegues cilíndricos apretados, de charnelas algo redondeadas y ángulo de abertura próximo a los 30° , medido en los puntos de inflexión.

Son pliegues inclinados con esquistosidad de plano axial, vergentes al O, de tipo «flexural slip», al menos en el conjunto de las capas competentes cuarcíticas aflorantes en el núcleo (zona de Portela-Couselo), en donde es posible observar estiramientos minerales (andalucitas) y estrías paralelas a las capas y perpendiculares al eje del pliegue. Dicho eje se curvó a escala cartográfica (fase 3) y buza hacia el norte unos 30° provocando la inmersión de la estructura y desapareciendo las capas-guía que la ponían de manifiesto. Otros pliegues semejantes han sido fotografiados sobre los diques-capa ácidos que atraviesan el complejo esquistoso, y que han servido a estos efectos como elementos pseudo-estratales guía.

Acompañan a los pliegues descritos, pliegues de envergadura decimétrica o métrica, con ejes buzando indistintamente a S o N y características geométricas semejantes a las de aquéllos, por responder ambos a un único mecanismo de deformación. Las laderas situadas al N de Couselo muestran numerosos pliegues de arrastre en ambos flancos de la antiformal, de eje subhorizontal y rumbo aproximado N-160. Son pliegues con esquistosidad de flujo de plano axial. Tanto los ejes de los pliegues mayores como de los menores presentan notables cabeceos y desviaciones de sus ejes, debidos, en parte al menos, a los efectos de una fase 3. En las zonas próximas a la charnela del pliegue de F2 aparece una intensa crenulación de la S1 homoaxial con la S2 de flujo, visible sólo en los tramos pelíticos.

c) Esquistosidad

Se desarrolla en toda la región una esquistosidad de flujo que acompaña a los pliegues descritos, disponiéndose paralela a los planos axiales de los mismos (aunque a pequeña escala adopta una distribución en abanico para cada pliegue). Constituye el elemento planar más visible y penetrativo, junto con la estratificación en las bandas cuarcíticas. La deformación y transformaciones minerales (cristaloblastesis) han sido muy intensos, produciéndose la transposición de la estratificación por la esquistosidad, hasta el límite de haberse borrado los rasgos residuales de aquélla. La foliación es paralela a la esquistosidad descrita, y aparece más o menos ostensible en todo el ámbito del macizo granítico de La Guardia-Bayona. Ambas buzando entre 50 y 70° al E, variando los rumbos desde N 20 a N-S, siendo muy frecuentes los rumbos N 160-170.

d) Lineaciones (L2)

Es visible la lineación de intersección de S_0 y S_2 . Su rumbo aproximado es N 170, buzando frecuentemente hacia el sur hasta 50°. Lineaciones de estiramiento mineral son frecuentes en las zonas de charnela de los pliegues de F-2, al N de Paradela; son perpendiculares al eje de los pliegues y paralelas a la estratificación. Otra lineación de estiramiento muy marcada se muestra

en los cantos deformados y recrystalizados de cuarzo y cuarcita de los tramos conglomeráticos del complejo esquisto-grauwáquico. Esta lineación es paralela a la estratificación y al eje B de los pliegues.

2.2.3 FASES TARDIAS

Con distribución espacial irregular aparecen en la zona pequeños pliegues de la esquistosidad S_2 debidos a una fase 3 hercínica. Son pliegues centi o decimétricos, generalmente apretados, no acompañados de esquistosidad. Sus ejes tienen N 40-60 de rumbo y hasta 45° de buzamiento al NE o NO. El plano axial es subvertical en casi todos los casos. A escala cartográfica también es visible esta fase, por cuanto deforma ligeramente al plano axial de las macro-estructuras cartografiadas de fases 1 y 2, incurvando levemente sus ejes que oscilan, por esta causa, entre rumbos N 170 a N 10-20 E y acentuando el ángulo de inmersión de los mismos. En rocas muy esquistosadas (de fuerte anisotropía) esta fase ha producido micropliegues de tipo kink y chevron, así como kinks aislados de escala centimétrica. Los ejes buzanan fuertemente al SO cerca de Paradela.

2.2.4 DEFORMACION TARDIHERCINICA

Durante y después de la actuación de las fases descritas se produjo la elevación del macizo hercínico, comenzando así su desmantelamiento y adoptando progresivamente un comportamiento de tipo rígido, frente a los esfuerzos posteriores. Como consecuencia de ello se formaron una serie de fracturas con funcionamiento y saltos muy variables, pero todas ellas con una componente horizontal muy acusada. El análisis del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (IGME, 1972) pone de relieve la importancia de tales fracturas en todo el NO peninsular, pudiendo concretarse, a escala de la Hoja estudiada, las principales discontinuidades allí reseñadas. En efecto, las principales direcciones de falla constatadas en nuestra zona, coinciden con las de rumbo aproximado N-S (falla Tabagón-El Rosal-Refojos, que pone en contacto el complejo esquisto-grauwáquico y la serie silúrica?) y fallas transversales a las estructuras, con la dirección N 40-60 E, coincidente con las de las Rías del área estudiada. Estas últimas deben tener un salto horizontal importante, aunque sólo han podido ser constatados desplazamientos inferiores a 100 m. dextros o sinistros, indistintamente, cerca de S. Mamed de Loureza. Estos desgarres no dan, a escala de afloramiento, un crucero fácilmente apreciable, salvo en las proximidades de las grandes fallas y únicamente sobre materiales competentes (cuarcitas), en donde aparece un conjunto de diaclasas paralelas, a menudo rellenas por óxidos de Fe y cuarzo. En relación asimismo con estos desgarres aparecen algunos diques verticales de naturaleza ácida.

2.3 DEFORMACION POSTHERCINICA

No hay vestigios en la región de nuevas etapas tectónicas hasta el final del Terciario, época en que se produjeron movimientos verticales de origen distensivo, cuyo efecto fue el reajuste de los bloques formados en la etapa tardihercínica. Este hecho condicionó, junto con los fuertes cambios climáticos del Pleistoceno, ciertas modificaciones en el nivel de base de la red fluvial asentada en la región, dando origen a diversos ciclos erosivos, con la producción de rasas costeras, altiplanos de erosión y terrazas, en el área estudiada.

3 HISTORIA GEOLOGICA

El primer hecho constatable en la historia geológica de la región es la estructuración y desarrollo del geosinclinal Precámbrico-Paleozoico en el que tiene lugar el depósito de una potente serie pelítico-psammítica, localmente de marcado carácter turbidítico. No hay evidencias paleontológicas en la zona que precisen la edad de estos materiales, ni de discordancias o discontinuidades que acoten de manera clara su evolución estratigráfica en relación con la fase Asíntica, admitida por algunos autores en el Hercínico hispánico (MATTE, Ph., 1968, y LOTZE, F., 1956). Sin embargo, la presencia de niveles conglomeráticos groseros dentro de este complejo, sugiere importantes episodios de emersión en los bordes norte y oeste de la cuenca, posiblemente relacionados con dicha fase. El contacto mecánico existente entre el complejo esquisto-grauwáquico y las series superiores (probable Silúrico) impide establecer un orden fiable de acontecimientos tectónicos en este geosinclinal, que parece no haber depositado las series Cámbrica completa y Ordovícica en parte, al menos con los caracteres petrográficos típicos de las zonas más externas de la cadena. Más al sur (Portugal, Extremadura), se cita la presencia de un Ordovícico discordante sobre el sustrato esquisto-grauwáquico, que da paso, sin solución de continuidad, a una serie heterogénea de esquistos andalucíticos y cuarcitas, considerada como probable Silúrico. Ello supone la actuación de la fase Sárdica apuntada por numerosos autores, entre los que destaca LOTZE, F. (1956), quien atribuye a lplegamiento sárdico una extraordinaria importancia, marcándose con él una amplia discontinuidad erosiva entre un residuo Precámbrico-Cámbrico, sometido a un prolongado proceso de denudación y arrasamiento, y las capas basales del Ordovícico.

El geosinclinal caledoniano, pues, preside el depósito de una serie básicamente arcillosa, aunque con niveles indentados de arenas y psammitas que sugieren una cuenca móvil, sujeta a variaciones constantes en sus condicionantes geográficos y batimétricos. No se conocen en la zona restos del

Devónico esquisto-carbonático depositado en largos surcos sobre áreas más externas, ni del Carbonífero, siendo presumible que pudieran haberse depositado pero que, tras la emersión y destrucción parcial del edificio paleozoico, hubiesen desaparecido.

Los movimientos hercínicos dislocaron y metamorfixaron el yacente esquisto durante la fase 1, confiriéndole una fuerte anisotropía que condicionaría más tarde su comportamiento frente a sus sucesivas fases tectónicas. Plegada y dislocada la cadena fue intruida por los primeros episodios graníticos, durante la interfase 1-2, que progresaron a su través metamorfixando y asimilando las series en su entorno. En relación con estos granitos intruyeron más tarde numerosos cuerpos filonianos granito-aplo-pegmatíticos que en parte se vieron afectados por la deformación y el metamorfismo de la fase 2. Los procesos póstumos de emplazamiento de las granodioritas tardías y las últimas removilizaciones filonianas ha alcanzado probablemente a la fase tardihercínica, produciendo nuevos diques ácidos de dirección N 60 (O de Vilachán), cuando ya el macizo tenía un comportamiento predominantemente rígido. La reconstrucción de la historia geológica durante el Terciario y Cuaternario se basa, fundamentalmente, en los estudios de NONN, H. (1966) y TEIXEIRA, C. (1961). Para el primero, los restos cíclicos morfológicos más antiguos corresponden al nivel de cumbres de las sierras gallegas, y serían los elementos topográficos heredados del Mesozoico, más importantes. Al principio del Terciario, las zonas emergidas corresponderían a una superficie poligénica, y sometida a unas condiciones climáticas caolinizantes de carácter tropical. Esta superficie sería más tarde desnivelada por las fases Pirenaica y Sávica (final del Paleógeno y principios del Neógeno) respectivamente. Durante el Terciario Inferior se origina un proceso evolutivo cíclico del relieve, que conduce a la formación de las «penillanuras parciales» (SOLE SABARIS, L., 1951) o «superficies fundamentales» (BIROT, P., y SOLE SABARIS, L., 1954), cuya edad sería entre el Sarosiense y Sanoisiense para las más antiguas, y finales del Oligoceno, las más recientes (NONN, H. 1966). Durante el Mioceno se produce un nuevo, aunque muy localizado, ciclo sedimentario de tipo continental (Oligoceno fluvio-lacustre). Por último, durante el Cuaternario (Pleistoceno) se desarrollan diversos ciclos morfogenéticos en relación con las sucesivas glaciaciones, propiciando la excavación de las rasas costeras, y el depósito de las terrazas del Miño. Finalmente, en etapas recientes se han implantado en la zona los aluviones, los conos de deyección, coluviones y demás formaciones superficiales.

4 PETROLOGIA

Se estudia en este capítulo la petrología de las rocas metamórficas e ígneas de la zona en apartados distintos, habiéndose incluido en el corres-

pondiente a las rocas ígneas, las rocas originadas por procesos más o menos generalizados de migmatización y metasomatismo.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 METAMORFISMO REGIONAL

Afecta a todas las rocas aflorantes en la Hoja (salvo depósitos cuaternarios) y presenta caracteres de metamorfismo regional de presión intermedia y elevado gradiente térmico, comprendiendo términos que van desde la zona de la clorita (epizona) hasta la zona de la sillimanita (catazona).

Las asociaciones minerales (paragénesis) estables, más frecuentemente encontradas en la banda metasedimentaria que hemos denominado Complejo de Monteferro-El Rosal, son las siguientes:

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

Como paragénesis excepcional (sólo encontrada en la muestra AH-114) aparece en los esquistos de este mismo complejo la siguiente:

- Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-cordierita-plagioclasa.

De las anteriores, la primera pertenece a la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita) y las siguientes a la facies anfibolita (zona de la biotita las dos primeras, zona del granate las dos siguientes y zona de la sillimanita las últimas).

Las paragénesis con sillimanita se desarrollan únicamente en las proximidades de los macizos graníticos intruidos o en algunos enclaves paragneísicos parcialmente asimilados por aquéllos. La asociación mineral con cordierita y andalucita (muestra AH-114) presenta la particularidad de su composición en una zona en donde los condicionantes de presión y temperatura han sido bastante homogéneas durante la larga etapa de metamorfismo y deformación sufridos.

Los cristales de andalucita son claramente sincinemáticos en la mayor parte de las rocas estudiadas. La dificultad de discernir si son cristales sinfase 1 (F1) o sinfase 2 (F2) dimana de la homoaxialidad probada de ambas fases en este sector de la cadena hercínica, y de la notable intensidad de la F2 en el dominio cubierto por la Hoja; intensidad que decrece hacia el E, en donde ha podido probarse el origen sinfase 1 de muchas andalucitas, que aparecen dobladas claramente por la F-2. Pese a ello, los procesos

cristaloblásticos generados por el flujo térmico aportado durante algunas de las intrusiones graníticas de la región, han podido ser importantes localmente, recreciendo andalucitas preexistentes y/o generando nuevos cristales. Esto ha sido bastante probable durante la etapa tardifase 1 en que se generaron la mayor parte de las granodioritas precoces de la región.

Las paragénesis calcosilicatadas encontradas en el complejo metasedimentario de 1.1 (cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa) suponen la existencia, en la serie primitiva, de elementos carbonatados (la plagioclasa es bastante cálcica con An > 10 por 100).

4.1.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

De manera muy local siempre, y espacialmente relacionado con los últimos episodios intrusivos acaecidos en la zona, se constata la presencia de un metamorfismo de contacto, superpuesto al metamorfismo regional estudiado en 4.1.1. Se caracteriza esencialmente por la formación de biotita con cruceros normales a la esquistosidad S1 y, ocasionalmente, por la aparición de agujas de sillimanita, desarrolladas a expensas de antiguos cristales de biotita. Los minerales generados durante este metamorfismo de contacto son posteriores claramente a la F1 y contemporáneos, o ligeramente anteriores, a la actuación de la F2. Los cristales de andalucita generados durante la actuación de la primera fase hercínica, han sufrido localmente recrecimientos apreciables a causa del metamorfismo térmico provocado por la intrusión de los cuerpos graníticos tardíos, y, sobre todo, de las inyecciones ácidas (pegmaaplitas, y leucogranitos) que atraviesan, en forma de diques, gran parte del complejo esquistoso estudiado en 1.1.1

4.2 ROCAS IGNEAS

4.2.1 GRANITOS ADAMELLITICOS (GRANITOS DE PINZAS) (γ_b^2)

Presentan un amplio afloramiento al N de la presente Hoja, por lo que ha sido descrito en la zona de Pinzás (Hoja de Tuy). Afloran en Tomiño-Vilachán y al E de Goyán, bajo los potentes paquetes detríticos de las terrazas del Miño, o bajo depósitos aluvio-coluviales de pequeña potencia, pero considerable continuidad lateral.

Se trata, en campo, de un granito de grano medio a grueso, poco o nada orientado, con gruesos cristales de plagioclasa que destacan dentro del conjunto cristalino de cuarzo, feldespato potásico, biotita y láminas minoritarias de moscovita. Localmente llega a presentar una clara textura porfiroide, con gruesos cristales feldespáticos (cruce de la Cra. de Estas, X: 180.500; Y: 831.000, con la Cra. de Tuy-La Guardia). Al O de Vilachán (X: 178.600; Y: 832.500) aparece en contacto con la serie metasedimentaria del complejo Monteferro-El Rosal. Por el E aparece en relación espacial con los granitoides

de Areas y Tuy. El contacto con ambas formaciones es mecánico, de tipo intrusivo, siendo en cuanto a su emplazamiento claramente posterior al granito de dos micas aflorantes al E de Carregal (X: 184.500; Y: 832.500).

En lámina delgada aparece formado por cuarzo, microclina, plagioclasa (oligoclasa), biotita y moscovita, como elementos principales, y apatito, circón y opacos como accesorios. Su textura es granuda alotriomorfa y el grado de alteración de la roca, medio o alto. Puede clasificarse como un granito adame-llítico con moscovitización de la biotita y las plagioclasas.

La composición modal de estas rocas es la siguiente:

Cuarzo: 29,3
Plagioclasa: 29,9
Microclina: 25,3
Biotita: 13,3
Moscovita: 2,1
Accesorios: 0,1

Las plagioclasas aparecen con frecuencia zonadas, con amplia variación de los contenidos de anortita en las diferentes zonas del cristal. Los núcleos aparecen a menudo sericitizados. El feldespato potásico es microclina, que se presenta en cristales xenomorfos con poco desarrollo de crecimientos perfiticos. La biotita presenta pleocroísmo marrón-verdoso y muestra frecuente alteración a biotita verde y clorita; con frecuencia aparecen cristales de biotita pasando a moscovita.

La moscovita es, en su mayor parte al menos, de origen tardío; se presenta en cristales subidiomorfos que engloban al resto de los componentes minerales de la roca.

4.2.2 GRANITOS CATACLASTICOS (GRANITOS DE LA GUARDIA-BAYONA ($x\gamma^2$))

Presentan un amplio afloramiento en esta Hoja, al O de la banda metasedimentaria estudiada en 1.1.1, ocupando el macizo montañoso de la costa entre Sta. Tecla (Hoja 3-13, La Guardia) y Campo de Couto (X: 171.100; Y: 830.500).

El contacto de esta unidad granítica con el complejo esquistoso de Monteferro-El Rosal es mecánico en la mitad norte de la Hoja, sufriendo desplazamientos notables a causa de fallas de desgarre (de origen probable tardihercínico). En el resto de la Hoja el contacto es de tipo «concordante» con la serie metasedimentaria, por cuanto la deformación planar más visible afecta ambos con igual orientación, siendo el contacto paralelo a la misma.

En campo se trata de un granito de dos micas, muy orientado, de grano medio a grueso y de una acusada heterogeneidad textural, a escala de afloramiento. La cataclasis queda materializada por una foliación muy mar-

cada de rumbo N 160-170, N-S y N 10-15 E y buzamiento subvertical con ligera vergencia al O. Esta deformación corresponde a la F2 hercínica. Por otra parte, las medidas radiométricas de edades absolutas, con muestras recogidas en distintos puntos de este macizo [Hojas de Oya (03-12) y La Guardia (02-13)] ponen de manifiesto una edad de 318 ± 21 m.a. (VAN CALSTEREN et al, 1977) que los sitúa en plena interfase 1-2 hercínica, en contra de lo que algunos autores anteriores aseguraban, asignando un origen antehercínico a estos granitos. La causa de esta confusión puede estar: a) en la orientación de la S2, que es prácticamente paralela a la S1 (fases homoaxiales) a nivel regional; b) la desaparición casi total de la S1 por la acción de la F2; c) la amortiguación progresiva de la F2 hacia el E, llegando a confundirse las estructuras planares de ambas, en campo.

En la zona de Mabilia (X: 174.200; Y: 833.100) y Sta. Comba (X: 174.400; Y: 832.200) este granito engloba gran cantidad de enclaves metasedimentarios más o menos asimilados y con frecuentes estructuras migmatíticas en las zonas de contacto; se trata en estos casos de apófisis con mayor grado de aloctonía, aunque los granitos son, en ambos casos, semejantes mineralógica y texturalmente.

Al microscopio se han clasificado como granitos de dos micas cataclás-ticos, formados por cuarzo, microclina, plagioclasa (oligoclasa-albita) moscovita (con frecuencia secundaria) y biotita, como elementos principales. Entre los accesorios aparecen clorita (secundaria de biotita), apatito, circón y opacos. El grado de alteración es medio a alto por efecto de la cataclasis. La composición modal de estos granitos es la siguiente:

Cuarzo: 30,6
Plagioclasa: 24,4
Moscovita: 9,6
Microclina: 27,3
Biotita: 8,0
Accesorios: 0,1

La plagioclasa (oligoclasa-albita) muy fracturada y con frecuentes alteraciones a sericita, aparece en cristales subidiomorfos de hasta 8 mm. Son frecuentes los procesos de albitización, potasificación y moscovitización de las plagioclasas, sobre todo en las proximidades de las abundantes venas pegmatíticas que atraviesan el macizo. El cuarzo presenta invariablemente extinción ondulante y a veces estructura en mortero. El feldespato potásico se presenta en cristales subidiomorfos de microclina de hasta 1 cm. La biotita tiene pleocroísmo marrón-rojizo y sufre, frecuentemente, la alteración a clorita y a moscovita. Esta es, en su mayor parte, tardía, generándose también a expensas de la plagioclasa.

4.2.3 GRANITO DE FELDESPATO ALCALINO (γ_2)

Afloran en pequeños retazos en el ángulo NE de la Hoja, bajo los depósitos detríticos de las terrazas del Miño, colgadas a diversas alturas sobre el cauce actual. Aparecen en contacto mecánico con los granitoides estudiados en 4.2.1, los cuales intruyen en estos, hecho que ha podido constatarse en zonas situadas al N (Hoja de Tuy), donde la extensión de afloramiento permite establecer estas relaciones.

No presentan una deformación ostensible, aunque de forma local puede medirse una cierta tendencia de las micas a orientarse según N 160. Se considera que estos granitos se han originado en una etapa ligeramente anterior a los ya estudiados granitos de Pinzás, aunque deban situarse, como aquéllos, en la interfase 1-2 hercínica.

Han sido observadas diversas facies dentro de este conjunto granítico, aunque sin posible representación cartográfica. La más común es la de granito equigranular de dos micas, de grano medio, aunque se han recogido muestras de granitos porfiroides y granitos moscovíticos de grano medio a grueso.

Se trata de granitos formados por cuarzo, plagioclasa, microclina, moscovita y biotita como elementos esenciales y circón, apatito, rutilo (ocasional), opacos, clorita (de alteración de biotitas) y sillimanita (ocasional) como accesorios. La facies porfídica tiene cristales de feldespato potásico de hasta varios centímetros.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida, y sólo en los pequeños cristales encerrados en la microclina el contenido básico (anortita) alcanza el 16 por 100 (FLOOR, P., 1966) en la zona central, para pasar a albita en la periferia de los mismos. La moscovita es más abundante que la biotita, de la que en parte procede. La biotita presenta pleocroísmo marrón-rojizo, alterándose a biotita verde o clorita.

La facies de granito porfiroide se ubica preferentemente en la zona de contacto con el granito adamelítico de Pinzás, estudiado en 4.2.1. Su mineralogía es semejante a la de la facies común, considerándose a estos granitos como diferenciados de borde de aquélla. Los granitos moscovíticos también aparecen en la zona de borde. Su mineralogía es semejante a los primeros y su contenido en moscovita es sensiblemente superior, siendo en ocasiones la única mica existente. Se considera a esta facies como diferenciado tardío dentro de la facies equigranular de dos micas.

4.2.4 ROCAS FILONIANAS

Las rocas ígneas estudiadas anteriormente se acompañan de un importante cortejo filoniano de marcado carácter ácido. En áreas más septentrionales también aparecen diques básicos y ultrabásicos de relativa importancia que no afloran en la Hoja de Tomiño. Se orientan paralelamente a la esquis-

tosidad S2 o muy próximo a ella, aunque existen numerosos diques que la cortan. También existen algunos de estos diques (sobre todo de naturaleza granítica) que han sido deformados y plegados por la F2, de donde se intuye que este complejo filoniano responde a diversas generaciones, íntimamente ligadas a los diversos episodios de emplazamiento de los graníticos estudiados anteriormente.

Con la denominación general de diques ácidos englobamos los tres tipos fundamentales de diques cartografiados: cuarzo, pegmatitas y microgranitos leucocráticos, todos ellos formados durante las últimas etapas del emplazamiento de los distintos cuerpos graníticos estudiados en 4.2.

Los diques de cuarzo lechoso son muy abundantes en el complejo Monteferro-El Rosal; son de potencia métrica (sólo ocasionalmente presentan más de diez metros) y con escasa continuidad lateral. En la zona sur de Vilaríño (límite con la Hoja de Tuy) los diques de cuarzo comportan gruesos agregados cristalinos de andalucita de color rosa, así como abundantes turmalinizaciones en las pizarras de caja.

Los diques pegmatíticos y pegmatoplíticos son muy frecuentes asimismo en el complejo Monteferro-El Rosal y preferentemente en las proximidades de los dos cuerpos graníticos que le enmarcan por el E y el O. Contienen, obviamente, cuarzo, feldespato potásico y moscovita, aparte turmalina y biotita, en cristales ocasionalmente gruesos. A veces acompaña el berilo blanco, que ha llegado a ser explotado en algunos puntos de la Hoja de Tuy. No se han observado en ningún caso manifestaciones de minerales metálicos, relacionados con estos diques.

Por su parte los diques de granito microgranudo leucocrático, aparecen muy bien representados en la vertiente E de la Sierra de Argallo. Están formados por granito moscovítico de grano fino a medio, generalmente pobre en feldespatos. En ocasiones aparecen casi exclusivamente formados por cuarzo y moscovita, en gradual transición a auténticos diques aplíticos. En la Documentación Complementaria se insertan fotografías de diques graníticos deformados por la F2, con pliegues apretados, de plano axial paralelo a la esquistosidad S2, de rumbo N 160 y 60 E de buzamiento.

4.3 PROCESOS DE MIGMATIZACION

Son frecuentes las estructuras flevíticas, de diversos tipos, en los enclaves metasedimentarios que aparecen dispersos a lo largo y ancho del macizo granítico de la costa, estudiados en 4.2.2. Son el resultado de fenómenos de asimilación magmática en diversos estadios de evolución, llegándose a la fusión parcial de la roca preexistente que queda en parte asimilada por el granito, llegándose a la fusión parcial de la roca preexistente que queda en parte asimilada por el granito, creándose, en los bordes de asimilación, estructuras migmatíticas de mayor o menor complejidad. El fenómeno de fusión parcial ha

supuesto, en líneas generales, un incremento de las condiciones metamórficas a que el sedimento se vio sometido durante el metamorfismo regional. Dicho incremento ha quedado marcado, en ocasiones, por la aparición de sillimanita, tanto en el enclave metamórfico como en el granito encajante que vio alterada su composición original en la zona de contacto, por la parcial asimilación del sedimento. A escala cartográfica ha sido posible situar la envolvente de las zonas con asomos metasedimentarios frecuentes, pudiéndose así delimitar en cierto modo los diversos grados de aloctonia de los diferentes cuerpos graníticos alcalinos de la zona.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS PRINCIPALES FORMACIONES (*)

FACIES	Rocas graníticas			Rocas filonianas		Rocas metamórficas	
	γ^2	γ_b^2	$X\gamma^2$	$F_{a2,3}$	PC-S		
N. MUST.	1	4	8	1	5		
		\bar{x} s	\bar{x} s		\bar{x} s		
SiO ₂	71,23	72,97 (1,57)	73,17 (1,20)	73,82	59,12 (3,56)		
TiO ₂	0,28	0,14 (0,09)	0,13 (0,08)	0,06	0,86 (0,07)		
Al ₂ O ₃	15,46	15,17 (1,08)	15,31 (0,71)	16,34	23,61 (1,81)		
F ₂ O ₃	2,26	1,48 (0,55)	1,20 (0,37)	0,63	7,77 (1,53)		
MgO	0,54	0,41 (0,34)	0,22 (0,09)	0,07	1,34 (0,67)		
MnO	0,021	0,03 (0,01)	0,04 (0,02)	0,028	0,07 (0,03)		
CaO	0,46	0,69 (0,33)	0,40 (0,11)	0,37	0,12 (0,06)		
Na ₂ O	2,16	2,15 (0,15)	2,81 (0,39)	4,68	0,57 (0,43)		
K ₂ O	5,49	4,32 (0,62)	4,95 (0,93)	2,26	3,99 (0,86)		
P ₂ O ₅	0,13	0,11 (0,04)	0,09 (0,03)	0,10	0,18 (0,04)		
M.V.	1,61	1,33 (0,06)	1,30 (0,17)	1,37	2,00 (0,15)		
Total	99,70	99,64	99,70	99,77	99,65		

Análisis realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

(*) En Documentación Complementaria existe un amplio Informe sobre el quimismo y la evolución de estas rocas.

(*) (Fe total).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

La zona estudiada presenta indicios y manifestaciones mineras que han tenido una relativa importancia en el pasado, siendo el wolframio y la

andalucita los minerales de mayor interés. El primero ha sido objeto de explotación (no tanto de investigación) en la zona de Goyán. No hemos podido conocer los puntos exactos de extracción, aunque al parecer dicha actividad extractiva fue esporádica y limitada.

La andalucita fue objeto de estudio en diversos puntos de la banda de metasedimentos, no llegando a una etapa de explotación franca en ningún caso. Es evidente que la abundancia de andalucita en las pizarras del Complejo Silúrico es extraordinaria, sin que ello signifique una explotabilidad asegurada. En este sentido sería conveniente la realización de los oportunos estudios y análisis, dada la abundancia de andalucita en algunos de los tramos estudiados. Existen en la zona algunas catas mineras dispersas en diques ácidos, sin que se aprecie en ellos metalizaciones o indicios minerales constatables. Es preciso destacar las frecuentes turmalinizaciones, como fenómenos tardíos relacionados con las inyecciones ácidas y los diques pegmatíticos; en ambos casos estos fenómenos podrían tener un potencial interés, desde el ángulo minero.

5.2 CANTERAS

La zona es particularmente rica en explotaciones de áridos naturales (áridos rodados), extrayéndose un volumen anual muy considerable de gravas y arenas que, debidamente separadas y seleccionadas por tamaño de grano, se utilizan en el sector de la Construcción, con expansión de ámbito regional. Las gravas son generalmente silíceas, cuarcíticas o cuarzosas, redondeadas a subesféricas y tamaños comprendidos entre 3 y 10 cm. La fracción más gruesa, separada en cantera o a pie de obra, se somete a una operación de machaqueo para la obtención de gravillas de trituración de diversa granulometría. Las arenas y finos limosos son nuevamente tratados para su separación y empleo en diversas industrias.

Otro sector industrial importante en la zona lo constituyen las explotaciones de arcilla. Existen yacimientos caoliníferos de interés en la base de las terrazas QT1, QT2 y QT3, como se ha indicado en 1.2, en los que coexiste arena y arcilla caolinífera de relativa fácil separación. Tales yacimientos están en su mayor parte soterrados y tienen un alto interés potencial.

Por último, las formaciones rocosas constituidas por granitos, cuarcitas y esquistos tienen poco interés dada la situación geográfica de los afloramientos de roca sana y el limitado campo de aplicación de las mismas, por la baja calidad de estos materiales en el campo de las piedras de construcción y rocas ornamentales. Son muy dispersos y pequeños los frentes abandonados de antiguas explotaciones, casi siempre familiares, de donde se extrayeran bloques para la construcción de muros, vallados y viviendas. Pese a ello es preciso indicar la posible localización de recintos rocosos en el macizo granítico de Vilachán, que reúnan características favorables para

la explotación de bloques para serrado de planchas ornamentales. El granito es bastante leucocrático, de dos micas y de grano medio a grueso, y la red de diaclasas que la afecta es abierta y poco penetrativa, localmente.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Pese al elevado índice pluviométrico de la región (próximo a los 1.300 mm. anuales) la escasa (cuando no nula) impermeabilidad del substrato, propicia una importante escorrentía en toda la zona, a la vez que se dificulta la implantación de acuíferos subterráneos de interés. Pese a lo anteriormente expuesto, es posible la prospección y explotación de pequeñas venas acuíferas relacionadas con la importante red de diaclasas y fallas que afectan al substrato ígneo y/o metasedimentario. Por otra parte, los distintos niveles de terrazas ubicados en ambos lados del cauce del Miño, albergan otros tantos acuíferos, dada su composición granular y su morfoestructura. Tales acuíferos presentan un interés limitado, toda vez que la potencia de los niveles permeables no supera, a menudo, la decena de metros y, de otra parte, al muro de cada terraza yace una potente capa de arenas caoliníferas prácticamente impermeable. El resultado de todo ello es la implantación de pequeños acuíferos «colgados» y drenados naturalmente, a través de los acúmulos coluviales que soterran los escarpes de cada terraza.

No han sido encontradas, en consecuencia, captaciones dignas de mención en la zona estudiada, si bien es verdad que son muy frecuentes los pozos familiares de poca profundidad y limitado caudal, así como zanjones de drenaje y pequeñas galerías, casi siempre dedicadas al suministro hídrico de fincas y viviendas.

Hay que destacar, como labores de captación importantes, las dedicadas al abastecimiento de algunos de los núcleos de población asentados en la zona (Tabagón, Estas, etc.). Se trata de surgencias importantes ubicadas en la falda E de la Sierra de Argallo, posiblemente potenciadas por galerías, actualmente no accesibles, y cursos casi permanentes de escorrentía, procedentes de nuevas pequeñas surgencias reunidas.

6 BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O. (1977).—«Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal de Olló de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-III.
- ARPS, C. E. S. (1970).—«Petrology of a part of the western galician basement between the rio Jallas and the ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on Zircon investigations». *Leids. Geol. Meded.*, pp. 57-155.
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des condi-

- tions de la deformation». *Tectonophysics*, 25, Elsevier Sc. Publish. Co. Amsterdam.
- BARD, J.-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, vol. 241.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches Sur les terrains ancien des Asturies et de Galice». *Nen. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, núm. 1, Lille.
- BIROT, P, y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dan le nord-ouest de la Péninsule Iberique». *C. N. R. 5 Mem. et Docum.*, t. IV, París.
- (1954).—«Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsula Iberique». *Publ. Inst. Geol.*, Univers. Barcelona, 1954.
- BUISSKOOLO TOXOPEUS, J. M. A.; HA ALEBOS, P. E. M., and Von OVERMEE-REN, F. A. (1978).—«An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain)». *Cuad. Sem. Est. Cerámicos Sargadelos*, núm. 27, pp. 93-110.
- CAPDEVILA, R. (1973).—«Nature, origine et répartition des plutonites varisques dans la plaque iberique». *1.º Révm. Ann. Sci. Terre, Paris (S. G. F.)*, p. 117 (Resumé).
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., et FLOOR P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta ibérique». *Bull. Soc. geol. Fr.*, 15 (3-4), pp. 209-228.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension du métamorphisme regional hercynienne dans la Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, facs. 7, París.
- (1969).—«La matamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynienne Galice Nord-Orientale (NW de l'Espagne)». *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier Univ. de Montpellier*.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, Madrid.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Soc.*, t. 270.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975).—«Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVI-VI.
- CARLE (1940).—«Gänge als Zeitmarken und tektonische Bezugstflächen. Mit einem Beitrag zur regionalen Geologie Galiciens (Nordwestspanien)». *Geolog. Rundsch. Bd.*, XXXI, Heft 314, pp. 230-240, Stuttgart.
- CORRETGE, L. G.; UGIDO, J. L. y MARTINEZ, F. J. (1977).—«Les series grahitiques varisques du secteur centre-occidental spagnol. La chaîne varisque d'Europe Moyenne et occidental». *Coll intern. C. R. N. S., Rennes*, número 243, 1977, pp. 453-461, 4 figs.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archécyahtes de la Formation Vegadeo et leur vapport, avec la distribution des facies car-

- bonatés, dans le NW de l'Espagne». *Bre. Geol. Astúrica*, año XIX, núm. 3.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000 (Allariz, 7-11)». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000 (Nogueira de Ramuin, 7-10)». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DROT, J., y MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NW de España)». *Not. y Com. IGME*, número 93, Madrid.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Thèse de doctorat d'état és Sciences Naturelles*, Universidad de Burdeos.
- FLOOR, P. (1966).—«Petrology of an aegirine-riebeckita gneiss-bearing part of the Heiperian massif: The Galiñeiro and the surrounding areas, Vigo, Spain». *Leids Geol. Meded.*, vol. 36, pp. 1-204.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«Criaderos de Hierro de España». *Mem. IGME*, t. IV, Madrid.
- (1942).—«El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España». *IGME*, Madrid.
- IGME (1953).—«Mapa geológico de España, Hoja núm. 261 (Tuy).
- (1954).—«Mapa geológico de España, Hoja núm. 260 (Oya)».
- (1956).—«Mapa geológico de España, Hoja núm. 299 (La Guardia)».
- (1972).—«Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Estaño».
- (1972).—«Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Wolframio».
- I. N. E. (1970).—«Censo de Población de España».
- JARITZ, W., y WALTER, R. (1970).—«Faziesuntersuchugen in Altapaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. J. B.*, vol. 88, Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien». *Bull. Soc. Mineral. de Bretagne, Ser. C*, t. V, fasc. 1.
- LAUTENSACH, H. (1928) (traducción portuguesa).—«Formação dos terraços interglaciares do Norte de Portugal e as suas relações com os problemas da época glaciária». *Pub. da Soc. Geol. de Portugal*, Porto, 1945.
- LOTZE, F. (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. y Com. IGME*, t. 75, Madrid.
- LLOPIS, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada Inst. Elcano. CSIC*, Zaragoza.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del

- occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1972).—«El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica». *Acta. Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4, Barcelona.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, Paris.
- (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Soc. Paris*, t. 259.
- (1964).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 2, Paris.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.
- (1969).—«Les kink-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du nord-ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, 7 (4), Elsevier Publish Co., Amsterdam.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1973).—«La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280.
- (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264.
- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformengen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, Heidelberg.
- (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la Provincia de León (España)». *Not. y Com. IGME*, núm. 88, Madrid.
- (1966).—«Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Min.*, vol. 9, Stuttgart.
- (1968).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Norwest-Spanien». *Geotekt Forsch.*, número 27, Stuttgart.
- NONN, H. (1966).—«Les regions cotières de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique». *Public. Fac. Lett. de l'Université de Strasbourg*.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphyroïde antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, Madrid.
- PARGA PONDAL, I. (1967).—«Datos geológicos petrográficos de la provincia de «La Coruña», in «Estudio agrobiológico de la provincia de La Coruña».

- Ed. Instituto de Investigaciones Geológicas y Agrobiológicas de Galicia (CSIC)*, pp. 5-47.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 2, Oviedo.
- (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, Oviedo.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-Occidental leonesa (W de León. NW de España)». *Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*.
- PRADO, C. de (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. de France*, 2.^a Serie, t. XV, París.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 17.
- (1965).—«Untersuchungen am Ostrand galicischen Kristallzone (Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME*, núm. 81, Madrid.
- SLUITER, W. I., y PANNEKDEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Mededelingen*, DL 30.
- SOLE SABARIS, L. (1951).—«Geografía física de la Península Ibérica, Tomo 3». *Geografía de España y Portugal*, 1951, Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1958).—«Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora». *Brev. Geol. Astúrica*, 1958.
- TEX, E. Den, y FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral Geol. Inst. Leidem*, Holanda.
- TEIXEIRA, C. (1946).—«Os terraços da parte portuguesa do rio Minho». *Com dos Serv. Geol de Portugal*, 33, Lisboa, 1946.
- VAN CALSTEREN, P. W. C.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E. A. Th., and VERSCHURE, R. M. (1977).—«Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of N.W. Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume». *Verhandeling N. R. 2 Z. W. O. Lab. voor Isotopen-geologie*, pp. 25-46, Amsterdam.
- VIDAL BOX, C.—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. R. S. E. H. N.*
- YPMA, P. (1966).—«Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)». *Leids. Geol. Meded.*, 36, pp. 279-291.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA