



IGME

223

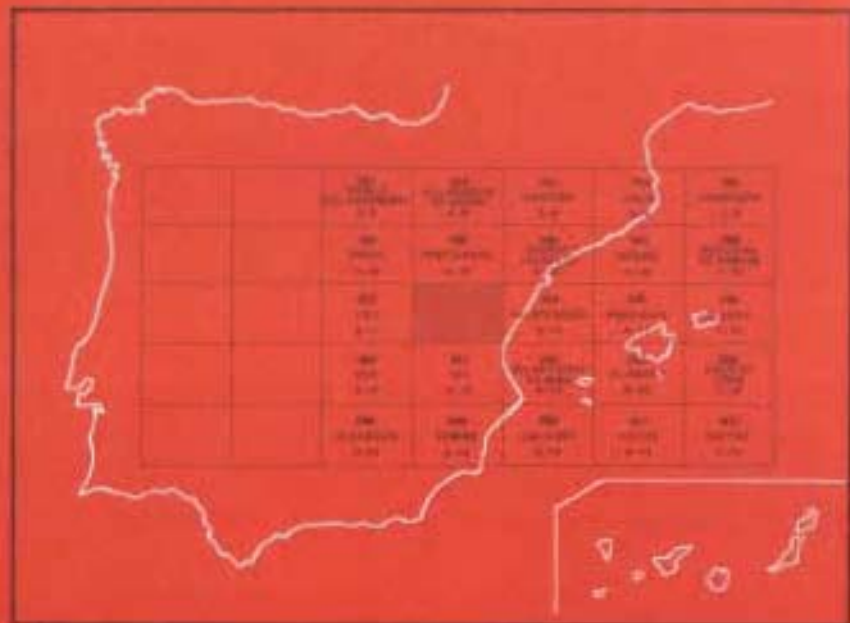
4-II

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VIGO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por GEOTEHIC, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geografía y Memoria: Javier Rubio Navas, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Coordinación: José Abril Hurtado, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Dirección: Fernando García Salinas, Dr. Ingeniero de Minas.

Asesoramiento: L. Guillermo Corretge Castañón y Peter Floor (Leiden-Holanda), Drs. en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: José M. Zapardiel Palenzuela, Ingeniero de Minas.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 41945–1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara, 210 – Madrid-2

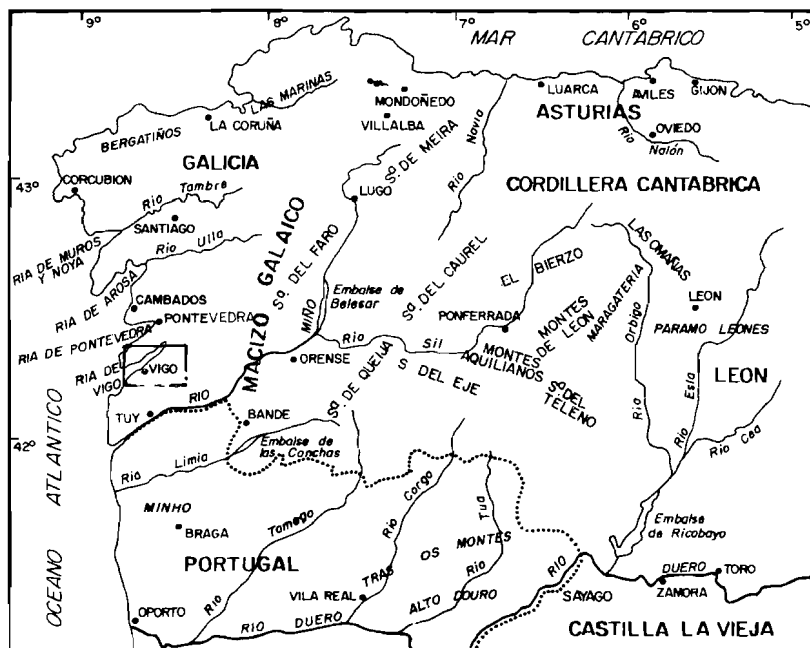
0 INTRODUCCION

La Hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, VIGO 04-11 (223), queda encuadrada geográficamente al NW de la Península Ibérica (Fig. 1), entre las coordenadas $42^{\circ}10'$, $42^{\circ}20'$ de latitud N, y $4^{\circ}50'$, $5^{\circ}10'$ de longitud W (meridiano de Madrid).

El esquema regional extraído del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (IGME, 1972) (Fig. 2) la Hoja se sitúa en la ZONA CENTRO-IBERICA incluyendo parte de la terminación sur de la unidad denominada "Fosa blastomilonítica". En el esquema de zonas paleogeográficas del NW (Fig. 3) establecido por MATTE, Ph. (1968), queda comprendida en la ZONA V, GALICIA OCCIDENTAL-NW DE PORTUGAL.

Las directrices estructurales principales en la región estudiada se disponen según una orientación submeridiana; como substrato se encuentra un complejo metasedimentario en el que se han emplazado granitoides, actualmente ortogneises, de naturaleza diversa. Todo el conjunto ha estado sometido a la Orogenia Hercínica, siendo simultáneamente y en diversas etapas objeto del emplazamiento de granitos para-autóctonos. La fracturación tardi y posthercínica y el moldeado postorogénico, completan los rasgos fundamentales del área.

La fisiografía corresponde a una unidad morfológica definida por la Ría de Vigo y su antepaís (NONN, H., 1966). La topografía puede calificarse de



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Vigo (04-11).

agreste, aunque suavizada por la influencia del clima atlántico. La red fluvial muestra una disposición de cauces subparalelos, predominantemente en dirección N-S, que se acomoda a las principales líneas de fracturación; los interfluvios presentan perfiles rejuvenecidos. La variación de cotas topográficas oscila entre los 744 m, altitud de la máxima elevación topográfica, el vértice Galleiro (x: 4°53'; y: 42°14'), y los 0 m al nivel del mar.

La bibliografía y cartografía de índole regional consultada con más frecuencia durante el desarrollo del presente trabajo, corresponde a los siguientes autores: C.E.S. ARPS (1970); M.M.A. BUISKOOL TOXOPEUS (1972); R. CAPDEVILA (1969); R. CAPDEVILA et al. (1973); G. CORRETGE et al. (1977); E. DEN TEX y P. FLOOR (1971); P. FLOOR (1966); P.E.M. HAALEBOS (1973); B.J. HENSEN (1965); H. NONN

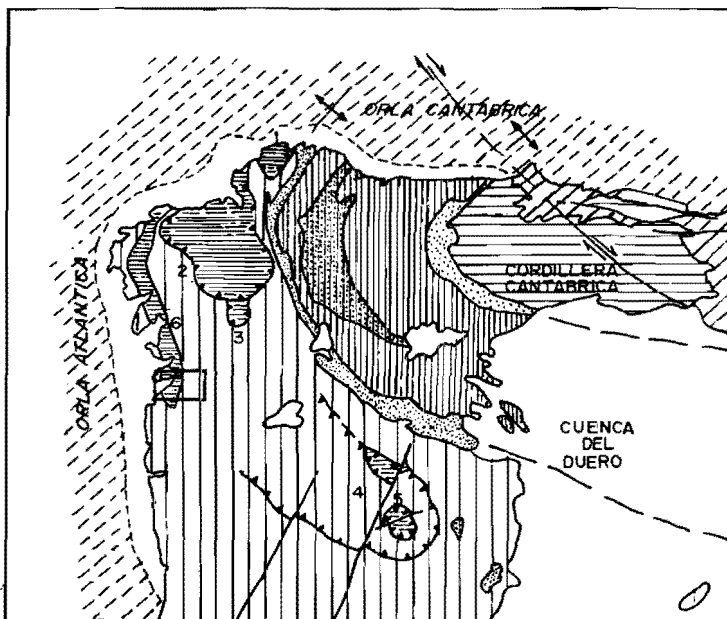
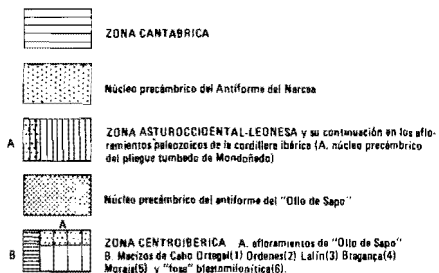


FIG2. —ESQUEMA SEGUN EL "MAPA TECTONICO DE LA PENINSULA IBERICA Y BALEARES". Ed. IGME. 1972.

ESCALA 1:4.000.000

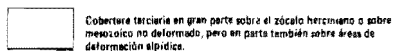
ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO

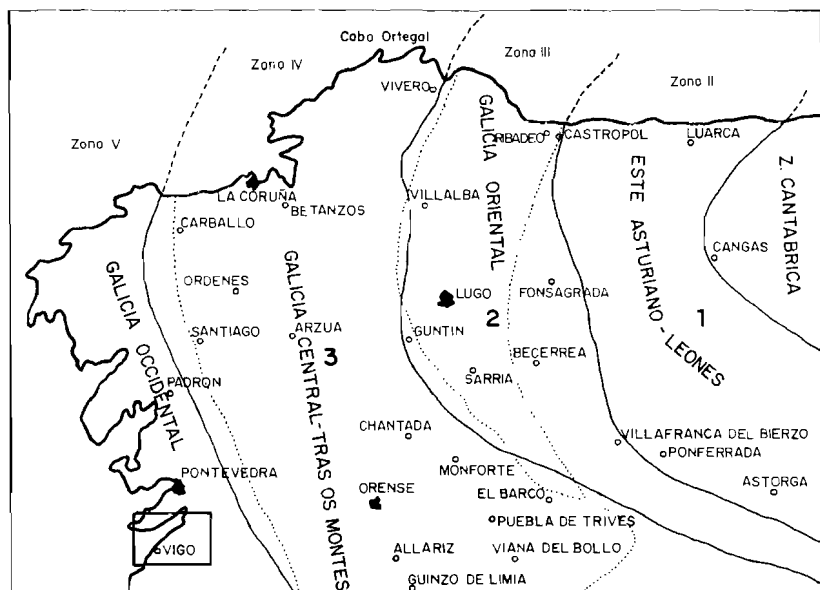


ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO



CUENCAS Terciarias





LEYENDA



Cuadrícula de la Hoja, 1:50000, nº 04-11, VIGO



Límite aproximado de zonas paleogeográficas



Límite aproximado de dominios tectónicos.



1 Dominio de pliegues de plano axial subvertical

2 Dominio de pliegues tumbados

3 Dominio de pliegues tumbados y replgados

Fig. 3.— Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NW. de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales. (MATTE, P., 1968).

(1966); F.A. Van OVERMEEREN (1973); A. RIBEIRO (1966, 1970); J.K. RODENBURG (1968).

Se ha contado en la realización del trabajo con el asesoramiento del Dr. L.G. CORRETGE, del Dpto. de Petrología de la Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. También se ha beneficiado este estudio de las indicaciones proporcionadas por el Dr. P. FLOOR de la Universidad de Leiden (Holanda). Son igualmente de agradecer las orientaciones que en aspectos estructurales nos ha podido dar M. IGLESIAS (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Salamanca).

1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Vigo están presentes formaciones sedimentarias Cuaternarias y metasedimentos. Los sedimentos del Cuaternario ocupan una extensión relativamente pequeña.

Se han distinguido dos unidades dentro del conjunto de metasedimentos, que se denominan Complejo Vigo-Pontevedra y Complejo Cabo d'Home-La Lanzada; el tránsito entre ambos complejos se realiza mediante un contacto poco neto, posiblemente debido a la meteorización y a la tectonización; donde mejor se observa este contacto es en el cuadrante nordoriental de la Hoja, ya que en otras áreas los afloramientos de ambos complejos quedan aislados por el emplazamiento de rocas graníticas.

1.1 COMPLEJO VIGO-PONTEVEDRA (ξ^{2b} , ξ_A)

Se ha designado como Complejo Vigo-Pontevedra un conjunto de materiales metasedimentarios que afloran en la parte central de la Hoja, con límites análogos a los de la "Fosa blastomilonítica" definida por los autores holandeses (P. FLOOR, 1966). Este complejo enlaza al S con el "Complejo Vigo-Tuy" (Hoja de MAGNA de TUY, 04-12, IGME 1978) de características litoestructurales similares.

Predominan en este Complejo (ξ^{2b}) gneises de plagioclasa y biotita, así como micasquitos, en menor proporción; es muy característica la presencia de anfibolitas (ξ_A) bien sea intercaladas en la serie como lentejones, o bien como diques; el origen "para" (metasedimentos calcáreos con cuarzo) y "orto" (posiblemente diabasas) de estas rocas anfibólicas no siempre se aprecia con claridad.

La datación prehercínica atribuida a la unidad "Fosa blastomilonítica" por diversos autores (P. FLOOR, 1966; C.E.S. ARPS, 1970) se basa en la observación petrográfica de metablastos incluidos dentro de minerales generados durante el metamorfismo hercínico; dichos metablastos son helicíticos. Por otra parte los ortogneises graníticos que tienen su emplazamiento en los metasedimentos del Complejo han sido datados en 500 ± 25 m.a., por determinación de la relación Rb - Sr (E. den TEX y P. FLOOR, 1966); esta edad situaría el momento de la correspondiente intrusión en el tránsito Cámbrico-Ordovícico.

1.2 COMPLEJO CABO D'HOME-LA LANZADA (PC—S, PC—Sq, ξ_A)

Hay en la Hoja otra unidad litológica constituida por los metasedimentos aflorantes a ambos lados del Complejo Vigo-Pontevedra ya citado; en el borde oriental de este Complejo se prolonga, de N a S, una banda de metasedimentos que alcanza su anchura máxima de unos tres kilómetros a la altura de Redondela (x: 4° 55', y: 42° 17'); en el sector occidental los afloramientos están más dispersos y la superficie expuesta es más reducida. La denominación Complejo Cabo d'Home-La Lanzada deriva de las correspondientes localidades situadas en las Hojas de MAGNA CIES (03-11) y GROVE (03-10) (IGME 1979) donde la serie sedimentaria que forma el Complejo tiene su mejor desarrollo.

Dentro de la Hoja la variación de los litotipos es escasa; predominan los esquistos de dos micas (PC—S) derivados de sedimentos pelíticos arcillosos, con algunas intercalaciones lentejonares de cuarcitas (PC—Sq) que en ocasiones van asociadas con delgados lechos ampelíticos. Como en el Complejo Vigo-Pontevedra, aunque con menor densidad, se encuentran aquí para-anfibolitas (ξ_A).

Las litofacies presentes en este Complejo presentan ciertas diferencias con las del Complejo Vigo-Pontevedra; en el primero dominan facies pelíticas con episodios samíticos de menor importancia, mientras que el segundo es fundamentalmente grauwáckico, con frecuentes y delgados depósitos carbonatados detríticos. Análogamente hay una variación estructural entre ambos, que se pone de manifiesto en la cartografía de la Hoja: diferente pendiente media en los planos de la esquistosidad (S_1) y distribución de las amplias megaestructuras de segunda fase.

La edad Precámbrico-Silúrico se ha atribuido a los materiales del Complejo en base a correlaciones litológicas con series de áreas próximas. No es por el momento posible una mayor concreción cronológica.

1.3 CUATERNARIO (Q, Q_M, Q_{Cd}, Q_P, Q_{F1}, Q_D)

En el entorno de la Hoja la sedimentación durante el Cuaternario da lugar a diversas formaciones detríticas.

Depósitos recientes eluvio-aluviales (Q)

Están compuestos de limos, arcillas y gravas procedentes de la disgregación y alteración de rocas esquistosas, gneísicas y graníticas, en gran parte

de acuerdo con el substrato más próximo al afloramiento. Este tipo de sedimentos pelítico-detríticos se ubican en zonas de vaguada, incluyendo cauces actuales, así como en depresiones; son en ocasiones suelos de cierto espesor a los que se han incorporado por acarreo fragmentos de materiales del lecho rocoso próximo. Las curvas granulométricas de muestras de estos depósitos detríticos reflejan lógicamente un bajo grado de clasificación.

Sedimentos de marisma y de plataforma intertidal (Q_M)

Se sitúan al N y NE de la Hoja, en la terminación de la Ría de Vigo y en la ensenada de Redondela. En superficie se pueden distinguir dos sectores: uno bajo la influencia permanente de las oscilaciones de marea y el otro que es afectado sólo durante la subida del nivel de las aguas en las mareas vivas. Los materiales depositados son esencialmente limos muy ricos en materia orgánica.

Cono de deyección (Q_{Cd})

La única estructura sedimentaria de este tipo se encuentra frente a la localidad de Redondela (x: $4^{\circ} 55'$, y: $42^{\circ} 17'$) y se ha formado en la desembocadura del Río Cabreiro en la Ría de Vigo.

Constituye un abanico de arenas limosas, bastante regular, cuya prolongación bajo el agua se aprecia claramente en fotografía aérea.

Arenas de playa (Q_p)

Son numerosas las formas de acumulación arenosas existentes en el borde litoral de la Ría de Vigo. Las de mayor desarrollo longitudinal se encuentran en la zona de la Bahía de Samil, en la orilla S de la Ría, y en las proximidades de Cangas de Morrazo (x: $5^{\circ} 06'$, y: $42^{\circ} 16'$) y Moaña (x: $5^{\circ} 03'$, y: $42^{\circ} 17'$) en la margen N; la playa de esta última localidad (playa de S. Bartolomé) muestra como particularidad estar dividida en dos partes por un tómbolo incipiente, no representado en la cartografía de la Hoja por sus pequeñas dimensiones. La granulometría de las arenas varía considerablemente de unas a otras playas; la siguiente relación (según H. NONN, 1966) resume este hecho:

- playa de Samil: arena media bastante bien clasificada
- playa de Bouzas: arena bastante gruesa bien clasificada
- playas de Rande y de la Portela: arena bastante gruesa bien clasificada

- playa de Cangas C.: arena fina bien clasificada
- playa de Cangas E.: arena media con clasificación mediocre
- playa de Moaña: arena media y fina con clasificación bastante buena

Flechas litorales

La que ha alcanzado mayor desarrollo, se encuentra frente a la localidad de Cesantes (x: 4° 55', y: 42° 19'); tiene en planta una geometría triangular algo disimétrica que enlaza lateralmente con sendas playas; su vértice en la marea baja llega casi a unirse con la pequeña isla de S. Simón (x: 4° 56', y: 42° 19') iniciando la formación de un tómbolo. La dimensión longitudinal máxima, durante la marea baja alcanza alrededor de los 300 m.

Otras flechas litorales de menor desarrollo se han formado en las playas de S. Bartolomé (Moaña), y en la de Samil.

Dunas (Q_D)

Existen dos áreas importantes de dunas en ambos márgenes de la Ría. Una de ellas ocupa la zona de trasplaya en Samil y el Vado (x: 5°06'; y: 42°12'), donde las dunas han quedado fijadas por una vegetación arbórea bien desarrollada. La otra se sitúa en las playas de Barra (x:5°10'; y:42°16') y de Limens (x: 5°06'; y: 42°16'); en este caso se trata de dunas móviles cuyo límite con las arenas de la playa propiamente dicha se mantiene en continua evolución.

La ubicación de estos dos conjuntos de dunas corresponde al dominio externo de la Ría, donde se rompe el paralelismo de sus márgenes y la acción eólica es más persistente.

2 TECTONICA

2.1 DEFORMACION PREHERCINICA

En Hojas contiguas a la presente (Hoja de MAGNA de TUY, 04-12, IGME, 1978) se cita la posibilidad de que exista una discordancia (puesta de manifiesto por la presencia de metaconglomerados) quizás correspondiente a la Fase Sárdica. En la Hoja de Vigo no se ha reconocido ninguna formación semejante.

Hay numerosas citas en la bibliografía regional sobre posibles fases de deformación prehercínica (FLOOR, PI, 1966; WARNAARS, F.W., 1977; ZUUREN, A. van, 1969; ANTHONIOZ, P.M., 1969, 1970; ARPS, C.E.S., 1970; HILGEN, J.D., 1971; MEERBEKE, G.L.E. van, et al., 1973; DEN TEX, E., 1978). Dentro de la Hoja de Vigo, en el Complejo Vigo-Pontevedra, los paragneises muestran poiquilobastos de plagioclasa con inclusiones de cuarzo, biotita y en algunos casos granates. El estudio microscópico en ocasiones muestra que estas inclusiones son helicíticas, es decir, que contienen una esquistosidad no concordante con la que se observa en las plagioclasas y por tanto anterior (FLOOR, P., 1966); los cristales de plagioclasa evidentemente tienen un carácter metablástico, habiéndose desarrollado al unísono con la dinámica hercínica. Estos hechos no se pueden considerar sin embargo como argumentos definitivos que permitan pensar en una fase de deformación prehercínica; no se han observado, por otra parte, en el Complejo Vigo-Pontevedra, estructuras plegadas debidas a esta posible etapa de deformación.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

En síntesis el diastrofismo Hercínico comienza por un período de compresión, con esfuerzos dirigidos según la dirección E-W; va acompañado por un aumento de gradiente térmico que motiva metamorfismo regional, anatexis local y que está relacionado con el emplazamiento de diversos granitos alóctonos. Por lo que se refiere a la deformación se distinguen dos fases sucesivas, que se describen a continuación.

2.2.1 Fase I

Desarrolla una esquistosidad de flujo (S_1) de plano axial, casi siempre apreciable con claridad en los afloramientos de la Hoja. Dentro del Complejo Vigo-Pontevedra los planos de (S_1) tienen vergencia variable con buzamientos desde 0° a 50° (preferentemente entre 10° y 30°); los rumbos tienen una tendencia meridiana. En el Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (también en algunos sectores del Complejo anteriormente citado) el predominio corresponde a buzamientos de (S_1) con mayor pendiente, entre 40° y 80° ; se mantiene constantemente una vergencia al E.

No se han encontrado estructuras plegadas correspondientes a esta Fase I. Se pueden deducir sin embargo algunos de sus caracteres a partir de la geometría de los planos (S_1): se trataría de pliegues apretados isoclinales, en

cuyos flancos de largo desarrollo el ángulo entre la estratificación (S_0) y la esquistosidad (S_1) sería mínimo; su plano axial tendría disposición subhorizontal y los ejes dirección N—S.

En los gneises de biotita (ξ_b^2) y de riebeckita (ξ_{Rb}^2) asociados al Complejo de Vigo-Pontevedra, la deformación de la Fase I se manifiesta en una intensa foliación, acordante con (S_1); al aplastamiento y recristalización de los minerales según estos planos origina texturas planares y plano-lineales muy características.

2.2.2 Fase II

En la zona central de la Hoja se han representado macroestructuras (dos antiformal y una sinforma) que se atribuyen a la Fase II de la deformación hercínica. Estos pliegues de gran radio se deducen del cambio de vergencia de los planos (S_1). La dirección axial de los mismos es aproximadamente N—S (homoaxial con la Fase I); los ejes tienen cabeceo variable y el plano axial es bastante inclinado; las trazas de los ejes en la cartografía resultan sinuosas como consecuencia de la pequeña inclinación de los planos (S_1), de las condiciones topográficas, del cabeceo axial y posiblemente de variaciones de competencia en el material deformado.

La Fase II está igualmente representada en estructuras menores, generalmente micropliegues de la esquistosidad (S_1), de dirección axial N 140° E a N 180°, y cabeceos de 10° a 30°.

En ocasiones se acompañan de una esquistosidad de crenulación (S_2) de plano axial subvertical, mejor desarrollada en los tramos pelíticos de la serie.

En los granitoides hercínicos la Fase II produce una orientación planar de ciertos minerales (micas) y una linealidad en otros (feldespatos principalmente), cuando la consolidación de la roca ígnea coincide con el desarrollo de la deformación. Dentro del dominio granítico se ha podido comprobar la existencia de bandas de dirección N—S a N 170° E donde la intensidad de la deformación se incrementa ("Shear bands", IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P., 1979). La principal banda de "Shear" o cizalla en la Hoja se sitúa en el eje Bahía de Samil-Cangas de Morrazo (x: 5°06'; y: 42°16'); Bueu (x: 5°06', y: 42°20'); existen otras bandas de menor continuidad y donde la intensidad de la cizalla es menos acusada.

2.3 TECTONICA POSTHERCINICA

Son frecuentes las fracturas con desplazamiento dextro o senestro cuyos planos de falla, en ocasiones conjugados, se adaptan a direcciones N 60°

E y N 170° E, aproximadamente coincidentes con direcciones de desgarre tardihercínicas (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1975).

Las fallas normales, posiblemente relacionadas con una etapa de distensión mesozoica, tienen como direcciones dominantes N 30° E, y N 30° W; en ocasiones se pueden apreciar en los espejos de falla indicios de sucesivos desplazamientos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

Se discute en la actualidad la existencia de un zócalo (Precámbrico-antiguo) en el Macizo Hespérico, asiento de zonas de subsidencia (PARGA, J.R., 1970). A favor de esta hipótesis se ha argumentado la existencia de rasgos de un metamorfismo de alto grado (tipo Barrow) y de una esquistosidad ante-hercínica en minerales relictos, así como de metamorfismo térmico posterior causado por la intrusión de granitos, igualmente antehercínicos; para el área estudiada y en contra de la hipótesis, se podría señalar la ausencia de series básicas y ultrabásicas, frecuentes en el Precámbrico Superior y Paleozoico Inferior (PARGA, J.R. op. cit.).

Los metasedimentos presentes en la Hoja dentro del Complejo Vigo-Pontevedra muestran cierta similitud con tramos de las series situadas en el SW peninsular ("Serie negra") que han sido datadas del Cámbrico Inferior al Precámbrico Superior. Del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada no se tienen unos límites cronológicos bien definidos, pudiendo extenderse desde una edad anteordovícica hasta el Silúrico. Las facies en ambos Complejos indican condiciones de depósito geosinclinal.

La intrusión de granitoides, que tras el metamorfismo hercínico se transformarán en gneises, se produce dentro del Complejo Vigo-Pontevedra durante el Ordovícico Superior (PRIEM, H.N.A. et al., 1970).

Las ortoanfíbolitas (ξ_A) son probablemente manifestaciones del magnetismo básico (diabasas y espilitas) que durante el Silúrico se produce a escala regional (DEN TEX, E. et al., 1971).

3.2 EVOLUCION HERCINICA

El ciclo hercínico se desarrolla con dos fases de deformación, acompañadas por metamorfismo regional de intermedia a baja presión (tipo

Abukuma). El emplazamiento de masas graníticas tiene lugar a lo largo del ciclo, durante y con posterioridad a la deformación, originando en algunos casos metamorfismo de contacto.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Se caracteriza por una etapa de descompresión cortical, durante la que se genera importantes sistemas de fracturación que siguen alineaciones SW–NE, N–S y WNW–ESE; a favor de algunas de estas direcciones de fracturación se producen basculamientos del borde continental, que provocan la inundación de la Ría de Vigo (NONN, H., 1966).

De la evolución finiterciaria y cuaternaria quedan rastros geomorfológicos de niveles de erosión y sedimentos detríticos, en su mayor parte costeros, de escasa entidad.

4 PETROLOGIA

El área estudiada forma parte de la banda axial del Orógeno, con características de nivel estructural inferior. En los metasedimentos se observan saltos de las isogradas debido a reajustes tectónicos posteriores al metamorfismo regional.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 Metamorfismo regional

En materiales del Complejo Vigo-Pontevedra se han encontrado metablastos de plagioclasa y/o cordierita con inclusiones helicíticas de granate (FLOOR, P., 1966) indicativas de un metamorfismo regional de alta presión (posiblemente tipo Barrow), que sería anterior por tanto al metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional hercínico está representado en la Hoja por facies metamórficas que comprenden desde la mesozona (zona de la biotita) a la catazona (zona de la sillimanita). En los materiales del Complejo Vigo-Pontevedra se encuentran las paragénesis siguientes:

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita.

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato potásico-Sillimanita.

Cuarzo-Plagioclasa (An > 15 por ciento)-Biotita-Feldespato potásico-Sillimanita-Andalucita.

Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato potásico-Anfíbol monoclinico.

Cuarzo-Plagioclasa-Cummingtonita-Piroxeno.

Cuarzo-Plagioclasa-Cummingtonita.

Indican un metamorfismo de alta temperatura y baja presión, relacionable (DEN TEX, E., 1965) con el plutonismo hercínico; las paragénesis con feldespato potásico y sillimanita son características del tránsito de las zonas B y C de metamorfismo tipo Abukuma; la cummingtonita aparece sólo en las anfibolitas mientras que la plagioclasa con un elevado contenido en anortita (oligoclasa-andesina) se encuentra ampliamente difundida entre los parageneises.

Sólo en algún caso los metablastos originados durante este metamorfismo acusan la deformación de la primera fase hercínica.

En el Complejo Cabo d'Home-La Lanzada se encuentran las paragénesis:

Cuarzo-Biotita-Granate.

Cuarzo-Biotita-Andalucita.

Cuarzo-Biotita-Sillimanita.

En las paraanfobolitas de este Complejo se ha visto la paragénesis:

Cuarzo-Anfíbol monoclinico-Plagioclasa.

Biotita-Anfíbol monoclinico.

4.1.2 Metamorfismo de contacto y metasomatismo

Tiene escasa representación en la Hoja el metamorfismo de contacto inducido, en los materiales de cobertera, por las intrusiones graníticas; en los parageneises que entran en contacto con las granodioritas tardías del ángulo SE, se producen corneanas con carácter muy local. Son más frecuentes los indicios de metasomatismo; en la proximidad de las intrusiones de granito moscovítico se ha observado desarrollo de lepidoblastos de moscovita en el parageneis, ocasionalmente conteniendo sillimanita; posiblemente la moscovita puede aparecer también en los metasedimentos como consecuencia de procesos tardíos o post-magmáticos (FLOOR, P., 1966). Igualmente es frecuente la turmalina en zonas cercanas a granitos.

4.1.3 Complejo Vigo-Pontevedra (ξ^{2b} , ψ ξ_A)

Como tipos petrológicos comprende gneises de biotita y plagioclasa, micasquistos y esporádicamente anfíbolitas. El aspecto que presentan estos materiales en el campo es de rocas con marcada esquistosidad, de tonos oscuros, gris-azulados, negruzcos o pardos.

Los paragneises tienen en los afloramientos texturas planares, lineales o masivas, mientras que al microscopio muestran lepidoblásticas bandeadas o gneísicas. Es frecuente la presencia de cuarzo azulado en forma de vénulas, amígdalas y lentejones.

La composición mineral principal corresponde a cuarzo, plagioclasa, biotita y en algunos casos moscovita.

El cuarzo se presenta o bien como inclusión dentro de la plagioclasa o bien como finas bandas, pequeños lentejones y gránulos, fuera de ella. El único feldespato presente es la plagioclasa (oligoclasa ácida-andesina) con desarrollo metablástico; es frecuente observar en los poiquiloblastos, de hasta 5 mm. de diámetro, textura en criba. La biotita se encuentra como el cuarzo en inclusiones dentro de la plagioclasa, pero en su mayor proporción aparece como pequeños cristales alotriomorfos. Como minerales accesorios hay clorita (secundaria), granate, apatito, circón, sillimanita, turmalina y opacos.

Los paragneises corresponden a sedimentos grauwáckicos en origen.

Los micasquistos abundan más ahacia la zona N de la Hoja; derivan de sedimentos pelítico-samíticos. Mineralógicamente difieren de los paragneises en la ausencia de metablastos de plagioclasa.

Las para-anfíbolitas (ξ_A) se hallan no sólo interestratificadas dentro del Complejo, sino también como xenolitos en el ortogneis de biotita (ξ_b^2); no han sido encontradas en los gneises de riebeckita (ξ_{Rb}^2). FLOOR, P. (1966) describe diversos tipos de estas anfíbolitas, en relación con sus contenidos en cuarzo (superiores o inferiores al 10 por ciento). La composición mineral corresponde a plagioclasa (bytownita) y anfíbol (hornblenda verde); la plagioclasa forma porfidoblastos con inclusiones de cuarzo, biotita y anfíbol; el anfíbol envuelve a las plagioclasas y en ocasiones muestra extinción ondulante, hecho atribuible a efectos de la deformación (FLOOR, P., op. cit.). La textura puede ser granuda irregular o nematoblástica.

4.1.4 Gneis de biotita (ξ_b^2)

Es una roca leucocrática ortometamórfica emplazada en íntima relación con el Complejo Vigo-Pontevedra. El aspecto de campo es muy caracte-

rístico por la generalizada textura lineal o planolínea, resultado de la orientación de agregados de cuarzo, feldespatos y biotita que se ha producido por recristalización metablástica; de modo local y como consecuencia de la actuación de la Fase II se origina un budinamiento de los nivelillos leucocráticos, que aparecen en la superficie de la roca como pequeñas glándulas.

La composición mineral es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita y diversos minerales accesorios. En lámina delgada las texturas son variadas: lepidoblástica, gneílica con bandeado o granuda, siempre con cataclasis acusada; la intensa linealidad de los feldespatos, apreciable a simple vista es menos evidente al microscopio. Las glándulas de feldespato (microclina-micropertita) contienen cristallitos de feldespato potásico, albita y cuarzo y están recristalizadas en porfiroblastos cuyo eje suele coincidir con la lineación de la roca. El cuarzo se dispone en bandas o intersticialmente en cristales subredondeados. Feldespatos y cuarzo presentan ocasionalmente una débil extinción cataclástica en las zonas de borde, indicando una fase tardía de esfuerzos. En la mesostasis predomina la biotita, parcialmente cloritizada; algunas muestras presentan anfíbol monoclinico como mineral accesorio, así como granate, circón, apatito, rutilo, opacos y clorita y epidota secundarias.

4.1.5 Gneis de riebeckita (ξ_{Rb}^2)

Se han cartografiado dos amplios afloramientos situados uno en la zona central de la Hoja, dentro del Complejo Vigo-Pontevedra, y otro más hacia el E, rodeado por gneises de biotita (ξ_b^2). El primero se prolonga desde la península de La Guía (x: $5^{\circ}01'$; y: $42^{\circ}16'$), donde aflora con máxima anchura, como una banda estrecha de dirección meridiana hasta el borde sur de la Hoja.

El gneis de riebeckita difiere del de biotita a simple vista en una mayor homogeneidad textural, con fino bandeado claro y oscuro ocasionalmente de tono rosado, donde se aprecia el mayor tamaño de los cristales de albita con relación a los de microclina; el cuarzo completa la relación de componentes leucocráticos principales; entre los melanocráticos son observables eventualmente a simple vista agregados radiales de egrina, lepidomelana, astrofilita y fluorita; en las bandas oscuras, de escasos milímetros de espesor, se concentra la mayor proporción de minerales accesorios: pirocloro, apatito, egrina, biotita, riebeckita, circón, rutilo, siderita, no siempre presentes en su totalidad.

Al microscopio muestran una textura granoblástica o gneílica bandeda. La albita forma porfiroblastos genéticamente más jóvenes que los

crisales de feldespatu potásico y de cuarzo; en ocasiones la albita contiene granos de egrina, lepidomelana o astrofilita, que incluso pueden no aparecer en otras partes de la roca; en algún caso se han observado fluorita y riebeckita intersticiales. Hay sericitización en las plagioclasas y moscovita tardía.

4.1.6 Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (PC-S, PC-Sq, ξ_A)

Este Complejo comprende diversos tipos litológicos (PC-S, PC-Sq, ξ_A) entre los que son dominantes los esquistos micáceos y paragneises que difieren sólo en su aspecto de campo de los anteriores por una mayor proporción de plagioclasa. En algunos tramos la serie adquiere aspecto pizarroso incluso con niveles ampelíticos delgados. Aparecen intercalaciones de para-anfibolitas y de cuarcitas micáceas y ferruginosas.

Los esquistos tienen dos micas o sólo biotita; hay también esquistos de andalucita y granate; su textura es lepidoblástica. La biotita se encuentra parcialmente cloritizada; en esta mica se observa con frecuencia un carácter tardío; su crucero es a veces transversal o perpendicular a la esquistosidad (S_1). Con cierta frecuencia hay crisales bien desarrollados de turmalina, indicativa de la incorporación de fluidos ricos en boro en relación con las intrusiones graníticas. Aparece sillimanita en finas agujas o en paquetes dentro de crisales de moscovita. Localmente se han encontrado esquistos de dos micas con porfidoblastos de granate alterados a óxidos de hierro.

Las metacuarcitas tienen textura granoblástica y presentan como minerales principales además de cuarzo, opacos (cuarcita ferruginosa) y moscovita (cuarcita esquistosa). Minerales como el cuarzo y las micas acusan la intensa deformación sufrida por el conjunto metasedimentario, ya que están alargados y orientados respectivamente. El cuarzo tiene al microscopio textura en mosaico con recristalización; los opacos, cuando aparecen, están diseminados o alineados, y algunas reflexiones internas rojas hacen pensar en óxidos de hierro. Como minerales accesorios están presentes biotita, clorita (secundaria) derivada de la anterior u ocasionalmente con hábito vermicular y asociada con aportes de feldespatu potásico, y finalmente moscovita, cirón y apatito.

Las anfibolitas intercaladas en la serie aparecen en ocasiones abundadas al actuar como niveles competentes frente a la deformación. Mineralógicamente contienen hornblenda como componente principal y proporciones menores de epidota en lenticulas, plagioclasa, cuarzo, apatito, titanita, moscovita y opacos.

4.1.7 Gneis glandular ($_{N1}\zeta^2$, $_{N3}\zeta^2$)

Aflora en el cuadrante NE de la Hoja en el área próxima a Redondela (x: 4°55'; y: 42°17'). La relación de estos gneises con los metasedimentos del Complejo de Cabo d'Home-La Lanzada, ha sido establecido por ARPS, C.E.S. (1970) dentro del mismo conjunto estructural, al N de la Hoja de Vigo; según dicho autor el gneis habría intruido como un granito de dos micas de grano grueso con megacristales, previamente al metamorfismo regional hercínico.

Se han distinguido cartográficamente dos tipos de gneis glandular según el tamaño de grano; la facies ($_{N3}\zeta^2$) tiene glándulas de feldespato de 2 cm como máximo y sus afloramientos son muy escasos; mineralógicamente no difiere de la facies común ($_{N1}\zeta^2$) constituida por un gneis con glándulas de hasta 7 cm de longitud.

El estudio petrográfico refleja texturas gneísicas y lepidoblásticas. Como componentes principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; entre los accesorios están apatito, sillimanita, opacos, monacita, xenotima, rutilo y allanita.

El cuarzo se encuentra formando agregados en mosaico de hábito irregular y también como pequeñas inclusiones dentro de los megacristales glandulares; el feldespato es microclina, con macla de Carlsbad frecuentemente; como plagioclasa aparece oligoclasa-albita, en ocasiones con anillos de albita; la plagioclasa y la biotita se encuentran, al igual que el cuarzo, como inclusiones en el feldespato potásico.

Hay zonas de migmatización donde el leucosoma granitoideo invade al ortogneis dando estructuras bandeadas acordantes con la esquistosidad (S_1), según un rumbo NW-SE relativamente constante.

4.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas presentes en la Hoja se pueden encuadrar en dos series, alcalina y calcoalcalina, de acuerdo con el esquema de evolución magmática del NW peninsular admitido por diversos autores (FLOOR, P., 1966; MATTE, Ph., 1968; CAPDEVILA, R., 1969; ARPS, C.E.S., 1970). Las características petrográficas generales de cada serie son las siguientes.

Serie alcalina

El tipo litológico típico es granito de dos micas. Son rocas de tendencia leucocrática que nunca presentan hornblenda o piroxeno; como plagioclasa

suele haber albita y/o oligoclasa ácida (en general sin zonación). La proporción de biotita y de moscovita es equivalente, y los minerales accesorios son escasos tanto en cantidad como en variedad, estando casi siempre presente el apatito.

Serie calcoalcalina

Dominan los granitos de biotita y oligoclasa (en ocasiones con moscovita). Abundan los tonos oscuros en la roca, en la que son comunes restos de precursores básicos (microdioríticos). La plagioclasa presente es oligoclasa y/o andesina, con zonación magmática; son corrientes mirmequitas y pertitas de exolución. Entre los minerales principales abunda la biotita y escasea la moscovita; en ocasiones está presente hornblenda y/o piroxeno, y en la biotita se observan halos pleocroicos. Los minerales accesorios son abundantes y variados.

4.2.1 Granitos de afinidad alcalina (γ^2 , γ_D^2)

Se han distinguido dos facies de granitos de feldespato alcalino o granitos de dos micas; la facies (γ^2) denominada común por su mayor ámbito de difusión y la facies (γ_D^2) designada como "ala de mosca", de características mineralógicas análogas a la anterior, pero caracterizada por mostrar cristales de biotita especialmente desarrollados (de 3 a 7 mm.).

La facies común (γ^2) tiene tendencia a la equigranularidad aunque localmente hay variaciones de tamaño de grano que han sido representadas en la cartografía mediante símbolos esquemáticos. La composición modal de la roca es la siguiente:

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

El cuarzo se presenta en cristales alotrimorfos, con extinción ondulante y, ocasionalmente, crecimientos simplectíticos con moscovita. El feldespato potásico (microclina) está en proporción superior a la plagioclasa, con la que forma a veces pertitas.

La plagioclasa presenta a su vez crecimientos mirmequíticos con el cuarzo; químicamente corresponde a oligoclasa o albita-oligoclasa; está en cristales subidiomorfos y/o alotrimorfos y muestra con frecuencia sericitación. La biotita, cloritizada especialmente en el borde de los cristales, está visiblemente orientada; contiene la mayor parte de los minerales accesorios (apatito, circón, rutilo, esfena y opacos) y en ocasiones se aprecia su trans-

formación isomórfica a moscovita. La moscovita engloba a veces agujas de sillimanita y más raramente andalucita, posiblemente heredada de cristales de biotita; su origen es en parte deutérico.

La aparición de estructuras migmáticas en la masa granítica, tanto más frecuentes hacia el E de la Hoja, justifica un origen anatéctico para los granitos de dos micas; sin embargo los contactos netamente intrusivos que suelen presentarse, obligan a pensar en una removilización del frente de granitización autóctono inicial. Estos granitos han sido afectados por la segunda fase de deformación hercínica, ya que muestran una foliación (motivada por la orientación de los minerales planares fundamentalmente) de rumbo N 180° a N 160° E, coincidente con las directrices regionales de dicha fase.

La facies (γ_b^2) "ala de mosca" tiene, como caracteres texturales diferenciales con la facies común, una mayor talla en las biotitas, predominio de tamaños de grano de medio a grueso y presencia local de megacristales de feldespato. Los afloramientos de la facies "ala de mosca" se distribuyen en dos macizos situados en el lado E de la Hoja. Sus contactos con la facies común son difusos, salvo al S del macizo montañoso del Galleiro (x:4°53'; y: 42°14') donde el granito con grandes biotitas y fenocristales de feldespato dispersos, parece haber sido intruido por una variedad de grano medio a fino de las facies común.

4.2.2 Granitoides de afinidad calcoalcalina

Se han dividido, atendiendo a sus relaciones con la deformación regional, en dos grupos: precoces y tardíos; los del primero han intruido con anterioridad a la segunda fase de deformación hercínica e inmediatamente después de la máxima actividad del metamorfismo regional, tienen afloramiento en macizos alargados, y en general no sobrepasan en su intrusión el nivel estructural correspondiente a la facies metamórfica de las anfibolitas; los de la serie tardía tienen características de macizos circunscritos, interrumpiendo las estructuras debidas a la segunda fase citada; únicamente presentan una foliación de tipo magmático o de flujo.

4.2.2.1 *Serie precoz*

Granodiorita con megacristales feldespáticos ($\gamma\eta^2$)

Se presenta como una roca de tonos oscuros con abundantes megacristales idiomorfos de feldespato potásico, de hasta 8 cm de largo, dis-

tribuidos en una mesostasis de composición granodiorítica, rica en biotita.

La composición modal de la roca corresponde a:

Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Biotita	Accesorios
31,9	33,2	12,8	20,1	2,0

El cuarzo aparece intersticialmente entre feldespatos y plagioclasas, en cristales alotriomorfos; tiene extinción ondulante. La plagioclasa (An > 27 por ciento) está presente en cristales subidiomorfos, y también dentro de cristales idiomorfos, con el feldespato potásico. Este mineral es microclina y se encuentra en su mayor parte en los grandes fenocristales; son frecuentes la pertitas. Como micas aparecen biotita, con grado de alteración medio, cloritización y moscovitización, y moscovita, en menor proporción que la anterior, ocasionalmente con carácter tardío. Como minerales accesorios se observan: apatito, circón, opacos, clorita, turmalina y sillimanita.

Entre los caracteres estructurales de la roca destaca una foliación planar (debida a las micas) casi siempre bien marcada, entre N 180° y N 160° E, coincidente con el rumbo de las estructuras de segunda fase en la encajante.

Microgranodiorita y cuarzdiorita (η_q^2)

Se han cartografiado diversas rocas de composición análoga a las granodioritas de megacristales (microgranodioritas) y ocasionalmente de carácter algo más básico (cuarzdioritas o tonalitas); se distribuyen en pequeños afloramientos observables tanto en puntos de la costa N de la Ría (al W de Cangas de Morrazo, x: 5°06'; y: 42°16') como en la zona central de la Hoja. Es de destacar la existencia de enclaves de cuarzdioritas con cordierita, al WNW del aeropuerto de Peinador (x: 4°57'; y: 42°13'), intruyendo en los ortogneises de biotita; son rocas granudas de tono característico gris azulado; esta coloración se ha podido comprobar que es debida a agregados de diversos minerales (cordierita, andalucita, sillimanita, biotita, cuarzo, opacos y cantidades menores de corindón, plagioclasa y espinela. FLOOR, P., 1966). El estudio petrográfico de estas rocas demuestra la presencia de cordierita en cristales idiomórficos; plagioclasa (An > 10-30 por ciento) también en cristales idiomórficos, conteniendo en ocasiones cordierita; la microclina es muy escasa y el cuarzo, la biotita y la moscovita ocupan posiciones intersticiales.

En los afloramientos es característica la exfoliación esferoidal de la roca; existen escasos afloramientos, debido en parte a la exhaustiva explotación de esta roca como piedra de sillería.

Granito y granodiorita biotíticos (γ_b^2)

Este grupo de granitoides es heterogéneo en el aspecto textural, si bien los tipos petrológicos presentes participan de un quimismo común. Los afloramientos se sitúan en la mitad occidental de la Hoja, a ambos lados de la Ría de Vigo.

La facies más frecuente está en relación estrecha con la granodiorita de megacristales precoz (γ^2); el contacto entre ambas tiene carácter difuso. Petrográficamente se trata de granodioritas y granitos adamellíticos, de grano medio a grueso. La plagioclasa (oligoclasa, An > 27 por ciento) forma megacristales subidiomorfos, con núcleos seritizados; también aparece en cristales alotriomorfos, al igual que el cuarzo y el feldespato potásico. La biotita es muy abundante y la moscovita escasa. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, opacos, clorita y epidota secundarias y sillimanita asimilada de metasedimentos aluminicos.

La composición modal media es:

Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Biotita	Accesorios
29,3	29,9	25,3	13,3	2,2

Los megacristales se presentan con frecuencia variable en la roca, que se caracteriza por variaciones texturales a nivel de afloramiento, inhomogeneidad y existencia de "schlieren" biotíticos.

Granito moscovítico y aplitas (γ_m^2)

Hay dos cuerpos intrusivos de granitos leucocráticos moscovíticos que tienen su emplazamiento al S de Vigo y al N de Moaña (x: 5°03'; y: 42°17'). Sus dimensiones máximas de afloramiento varían de uno a dos kilómetros.

Se ha seguido para su presentación cartográfica el criterio establecido por algunos autores (FLOOR, P., 1966; ARPS, C.E.S., 1970) de considerar a estos leucogranitos como diferenciados tardíos de la serie de granitoides calcoalcalinos precoces. Se plantea sin embargo, el problema de la correcta ubicación de los mismos dentro de las series graníticas que aparecen en el sector; si bien está clara su proximidad a los granitoides calcoalcalinos precoces también hay que tener en cuenta que intruyen en los granitos de afinidad alcalina (γ^2), serie ligeramente posterior en el tiempo a los granitos y granodioritas precoces.

Las características texturales y mineralógicas observables son las siguientes: el tamaño de grano varía de medio a fino, siendo también frecuen-

tes intrusiones aplíticas en forma de vénulas, carácter leucocrático marcado. Los minerales principales son cuarzo, allanita y feldespato potásico; las albitas muestran en ocasiones tamaños mayores que los otros componentes; en el feldespato alcalino hay pertitización, pero no se han visto mirmequitas. Como minerales accesorios se encuentran zircón, apatito, berilo, turmalina, granate (visible a simple vista), biotita, opacos y sillimanita (dentro de moscovitas).

4.2.2.2 Serie tardía

En el ángulo SE de la Hoja se encuentra emplazado un macizo granítico de contornos redondeados, que marca un contacto muy neto con las rocas encajantes. Estructuralmente este plutón no ha sido afectado por las fases de deformación hercínicas, por lo que se puede incluir en el tipo G 4 de CAP-DEVILA, R. (1969) con una edad aproximadamente correspondiente al Carbonífero Terminal. Atendiendo a los caracteres texturales y al quimismo se han diferenciado tres facies dentro del plutón.

Granodiorita y granito biotítico-anfibólico ($2\gamma\eta^{2,3}$)

Se puede denominar facies común ya que representa la mayor parte del afloramiento del plutón. Se trata de una roca clara, ligeramente rosada, al menos localmente, de grano medio a grueso y con textura porfídica; los fenocristales son feldespato potásico y plagioclasa; por su composición la roca es una granodiorita (menos feldespato potásico que plagioclasa) o bien, con menor frecuencia, un granito adamellítico.

La descripción mineralógica es la siguiente:

El feldespato potásico (microclina) cristaliza idiomórficamente, frecuentemente con maclado según Carlsbad, con zonación y pertitas en finas vénulas; hay inclusiones de pequeñas biotitas dispuestas en alineaciones, paralelamente a las caras de crecimiento de los cristales; también es frecuente la textura gráfica y de modo ocasional los fenómenos de sineusis. Siempre está en porcentaje superior al 5 por ciento de la roca.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito idiomorfo y alotriomorfo; es de color blanco lechoso y presenta menor alteración que el feldespato; en cristales de fractura fresca muestra pequeñas facetas brillantes, mientras que por alteración se origina sausriritización y seritización. La composición de la plagioclasa corresponde a andesina o andesina-oligoclasa.

El cuarzo está en cristales de hábito xenomorfo ligeramente redondeados, de color gris oscuro traslúcido o incoloros. Al microscopio suelen mostrar una ligera extinción ondulante.

Contiene habitualmente pequeñas inclusiones de minerales accesorios y de biotita.

La biotita es la mica principal, y se encuentra acompañada corrientemente por clorita y sericita secundarias. Los cristales de biotita tienen dimensiones de 1 a 2 mm, y suelen formar agregados en racimos, disponiéndose también en hileras. Entre los minerales accesorios que se observan incluidos en las biotitas son los más frecuentes: rutilo, circón y allanita en algún caso.

El anfíbol monoclinico (hornblenda) es característico; puede presentarse en calidad de mineral principal o accesorio, incluido dentro de los grandes cristales de plagioclasa, pero siempre está en menor proporción que la biotita.

Entre los minerales accesorios se encuentran, además de los ya citados, esfena, apatito, fluorita y opacos. La fluorita aparece como inclusión en la plagioclasa, ocasionalmente también en posición intersticial; su aparición coincide con una disminución en el tenor de anortita, lo que indica una generación metasomática de la fluorita a expensas del calcio de la plagioclasa.

La composición modal media es:

Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Biotita	Accesorios
27,3	34,3	22,8	11,5	4,5

Granito inequigranular de grano grueso (${}_2\gamma^{2,3}$)

Esta facies se sitúa en el margen del plutón, configurando una banda de 3 Km de ancho, y en algunos otros afloramientos aislados, pasando por contacto difuso a la facies común (${}_2\gamma\eta^{2,3}$).

Desde un punto de vista químico se observa un incremento de potasio con relación a la facies común; el feldespato potásico y la plagioclasa se encuentran en proporciones equivalentes o bien abunda más el feldespato, por lo que la roca se clasifica como adamellita o como granito con potasificación. No presenta anfíboles, pero por el contrario contiene frecuentes inclusiones de fluorita. La textura es de tendencia panxenomórfica inequigranular, con cristales de tamaño grueso a muy grueso de feldespato y plagioclasa, que muestran intercrecimientos en sus bordes aún conservando hacia los núcleos estructuras idiomórficas.

Del estudio en lámina delgada se deducen las siguientes particularidades:

El feldespato potásico (microclina) forma cristales de hasta 2 cm; contiene delgadas vénulas peritéticas de plagioclasa, maclas de Carlsbad (a veces visibles a simple vista) y una ligera seritización o caolinización de los núcleos de los cristales.

En la plagioclasa se distinguen dos generaciones sucesivas de cristales (FLOOR, P., 1966), la más antigua zonada, con núcleos de oligoclasa básica y anillos de albita o de oligoclasa ácida, como límites interiores de las zonas idiomórficas; la generación siguiente la forman anillos y cristales de plagioclasa débilmente alterados, no presentando una estructura zonal clara sino únicamente un maclado (ley de la albita) discontinuo.

El cuarzo está en cristales alotriomorfos de dimensiones inferiores a 1 cm, de tonos en general gris-traslúcidos. Muestra extinción ondulante y mirmequitas.

La biotita es abundante; ocupa posiciones intersticiales entre los cristales de mayor talla de la roca. Los bordes de las biotitas están con frecuencia cloritizados; gran parte de los minerales accesorios presentes se encuentran incluidos en las biotitas.

Granito holofeldespático de grano grueso ($\gamma_f^{2,3}$)

Es un granito inequigranular muy rico en feldespato potásico, lo que le confiere una coloración rosada o rojiza. Tiene grano grueso, y en ocasiones está asociado con diques aplíticos, pegmatíticos y de cuarzo; su relación con manifestaciones hidrotermales y pneumatolíticas de las últimas fases de evolución magmática es indudable. Especialmente está en relación con fracturas y con los bordes del plutón. El tránsito de ésta a las otras facies de la granodiorita tardía es difuso o progresivo.

El análisis modal da como resultado:

Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Biotita	Accesorios
25	19	49	5	2

4.2.3 Rocas filonianas (F_q, F_p)

Es frecuente encontrar en la Hoja diques de cuarzo (F_q) y de pegmatitas y aplitas (F_p); en numerosos casos van asociados unos y otros. Generalmente son pequeños filones y diques de escaso recorrido o formando enjambres; su orientación en estos casos es variable, pudiendo apreciarse sucesivas venidas hidrotermales. Hay que destacar sin embargo un dique de cuarzo de mayor importancia que, con un recorrido aproximado de seis kilómetros y

RELACION DE ANALISIS QUIMICOS DE LOS PRINCIPALES TIPOS PETROLOGICOS DE LA HOJA

FACIES	ROCAS METAMORFICAS		ROCAS IGNEAS							
	ξ_b^2	ξ_{RB}^2	γ^2	γ_b^2	η_q^2	m^2	m_b^2	${}_2m^{2,3}$	${}_2\gamma^{2,3}$	
Núm. de muestra	4	2	12	4	1	1	1	6	8	
	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	—	—	—	\bar{x} s	\bar{x} s	
SiO ₂	73,83 2,18	72,22 10,95	73,32 1,09	73,53 0,47	63,97	70,16	68,79	71,54 1,34	72,95 2,45	
TiO ₂	0,20 0,21	0,41 0,40	0,20 0,07	0,25 0,12	0,98	0,24	0,34	0,35 0,15	0,22 0,13	
Al ₂ O ₃	12,39 2,10	14,54 2,84	14,48 1,92	13,41 0,93	13,55	14,80	16,18	14,47 0,63	13,94 1,01	
Fe ₂ O ₃ *	2,18 0,98	5,12 2,31	1,71 0,65	1,93 0,37	5,89	2,19	2,32	2,76 0,42	2,43 0,51	
MgO	0,31 0,20	1,58 2,06	0,35 0,11	0,37 0,08	4,01	0,56	1,14	0,37 0,20	0,31 0,12	
MnO	0,02 0,01	0,06 0,05	0,016 0,01	0,01 0,01	0,08	0,02	0,03	0,04 0,01	0,02 0,01	
CaO	0,82 0,72	0,81 0,71	0,51 0,27	0,37 0,12	4,14	1,34	1,32	1,48 0,19	0,90 0,50	
Na ₂ O	3,21 0,51	3,12 0,70	2,70 0,64	2,54 0,37	2,09	3,14	2,97	3,53 0,11	2,97 0,40	
K ₂ O	3,87 0,65	3,70 0,54	5,08 0,60	5,36 0,39	3,09	5,86	5,01	4,63 0,11	4,95 0,55	
P ₂ O ₅	0,07 0,05	0,16 0,10	0,09 0,04	0,09 0,06	0,10	0,13	0,01	0,09 0,04	0,10 0,06	
M.V.	2,68 1,88	1,14 0,13	1,32 0,46	1,86 1,15	2,06	1,44	1,97	0,66 0,33	0,79 0,53	

* Fe Total

En la Documentación Complementaria se adjunta un informe geoquímico detallado.
Análisis realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

dirección WNW-ESE, se sitúa en el cuadrante suroriental de la Hoja; lleva asociada una brecha silícea penecontemporánea y su relación con una fractura de análoga dirección parece evidente.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 CANTERAS Y YACIMIENTOS DE ARIDOS

Se puede resumir el aprovechamiento y las posibilidades futuras de los materiales existentes en la Hoja consideradas como Rocas Industriales, del siguiente modo:

– Sedimentos del Cuaternario

Las arenas de playa (Q_p) y de dunas (Q_D) son utilizadas en la actualidad como áridos naturales para la industria de la construcción con área de consumo local; la explotación se realiza a pequeña escala y es de esperar que con carácter regresivo dado el interés medio-ambiental de las citadas formaciones.

– Materiales metamórficos

Los niveles de anfíbolitas (ξ_A) han sido explotados como árido de trituración en contados casos, debido a la alteración de este tipo litológico. Los restantes materiales metasedimentarios tienen un aprovechamiento habitual como préstamos, en obras de infraestructura locales. Los ortogneises, principalmente el gneis de la biotita (ξ_b^2), reúnen características excelentes para su empleo como áridos de trituración en zonas de poca alteración; existe una cantera en activo de estas características, aproximadamente a 1 Km al E de la pequeña localidad de San Ciprián (x: 4°59'; y: 42°11').

– Rocas ígneas

Tanto por su extensión en la Hoja como por su tradicional utilización como áridos y como rocas de construcción, forman el grupo litológico de máximo interés.

Las granodioritas de la serie precoz, así como los granitos de dos micas han sido objeto de explotación múltiple: como áridos, como rocas de escollera y ocasionalmente para obtención de piedra de construcción de uso local; la mayor parte de las explotaciones están actualmente abandonadas en la región meridional de la Hoja (zona próxima a Vigo), quedando en actividad una en la península de Morrazo, al N de la Hoja, destinada a producción de áridos para hormigones utilizados en el área de Bueu (x: 5°06'; y: 42°19') y Cangas (x: 5°06'; y: 42°16'). Los granitos de dos micas en estado de disgregación ("xabre") dan lugar a pequeños frentes empleados para la obtención de arena de mortero y más generalmente como préstamos.

Las granodioritas tardías constituyen un grupo litológico de considerables posibilidades en la Hoja de Vigo; aunque son explotadas para roca ornamental y roca de construcción en algunas canteras intermitentes, sus reservas merecen un mayor desarrollo en el proceso extractivo; se encuentran representadas facies de granitos rosados inequigranulares (${}_2\gamma^{2,3}$) (variedad comercial denominada "Rosa Porriño") y facies de granodiorita y granito adamellítico biotítico con gruesos fenocristales (${}_2\gamma\eta^{2,3}$) (comercialmente "Gris perla") que en zonas limítrofes (Hojas de MAGNA de TUY, 04-12 y SALVATIERRA DE MIÑO, 05-12, IGME 1978) son objeto de una intensa explotación. Por otra parte, la meteorización y disgregación de la roca, más acentuada en la facies rosada (${}_2\gamma^{2,3}$), permite su aprovechamiento como árido natural; así se puede apreciar en una explotación situada en el término municipal de Mos (x: 4°55'; y: 42°12') próximo a la carretera de Porriño a Redondela, donde mediante una planta de clasificación y lavado se producen arenas cuarzo-feldespáticas destinadas a morteros y a mezclas bituminosas en frío.

5.2 MINERIA

Ha existido actividad minera en el ámbito de la Hoja de Vigo aunque a pequeña escala, de lo que quedan como testimonio labores de escasa envergadura, establecidas sobre yacimientos de carácter filoniano; algunas de ellas más significativas se han indicado en la cartografía. Los minerales explotados generalmente han sido cuarzo y feldespato; se han observado indicios de sulfuros en diversos filones de cuarzo y pegmatitas.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La hidrogeología subterránea está casi exclusivamente condicionada por la red de fracturas y diaclasa establecida en los materiales granitoideos, ya

que la porosidad en los metasedimentos es baja. Son aprovechados algunos acuíferos superficiales mediante pozos que suministran caudales reducidos para servicio de pequeños núcleos de población. Las peculiaridades topográficas y litológicas en la zona condicionan un predominio de la escorrentía sobre la infiltración.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P.M. (1969).— "Etude pétrographique et structural des régions de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Tesis. Universidad de Poitiers*.
- ANTHONIOZ, P.M. (1970).— "Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Sciences de la Terre*, núm. 15.
- 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)". *Leids. Geol. Meded.*
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Geological Map of western Galicia. Pontevedra". Escala 1:100.000. *Ed. Dpto. Petr. Min. y Cristal.* Universidad de Leiden. Holanda.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation". *Tecnophysics. 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 anciens des Asturies et de Galice". *Nén. Soc. Géol. Nord.* t. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique". *C.N.R.S. Mem. et Docum.* T. IV. París.
- BUIJKOL TOXOPEUS, J.M.A.; HAALEBOS, P.E.M. y VAN OVERMEEREN, F.A. (1978).— "An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain)". *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, núm. 27. Ed. homenaje a I. Parga Pondal.

- CAPDEVILA, R. (1967).— “Extensión du métamorphisme regional hercynien dans le Nord-Ouest de l’Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)”. *C.R. Somm. Soc. Géol. de France*, Fasc. 7. París.
- CAPDEVILA, R. (1969).— “Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de 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.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— “Estimation radiométrique de l’âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (N-W de l’Espagne)”. *C.R. Acad. Sc.*, t. 270.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).— “Les granitoides varisques de la Meseta ibérique”. *B.S.D.F. (7)*, XV, núm. 34.
- CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F.J. (1977).— “Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol”. *Coll. inter. CNRS*, Rennes, núm. 243.
- ESBERT, R.M. y ORDAZ, J. (1977).— “Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (2ª parte)”. *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 88, Fascículo 2.
- FLOOR, P. (1966).— “Los metasedimentos y gneises graníticos ante-hercynicos”. *Leidse. Geol. Meded.* Vol. 36.
- FLOOR, P. (1966).— “Petrology of an aegirine-riebeckita gneisbearing part of the Hesperian massif: The Galiñeiro and the surrounding area, Vigo, Spain”. *Leids. Geol. Meded.* Vol. 36.
- FLOOR, P. (1970).— “Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire”. *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 81. Fase 2-3.
- FLOOR, P.; DISCH, H.J. y OEN ING SOEN (1970).— “Essai de corrélation de quelques granites hercyniennes de la Galice et du Nord du Portugal”. *Bol. Geol. y Min.* T. 81, Fasc. 2.3.
- HILGEN, J.D. (1971).— “The Ialín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)”. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 74.
- IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979).— “Shear zones in the Iberian Arc”. Congreso sobre “Shear zones in rocks”. Barcelona (in press.).
- IGME (1972).— “Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares”. *Serv. Publ. Minist. Industria*.

- IGME (1972).— "Mapa Metalogenético de España, 1:1.500.000. Mapa previsor de mineralizaciones de Estaño". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME (1972).— "Mapa Metalogenético de España, 1:1.500.000. Mapa previsor de mineralizaciones de Wolframio". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España, 1:50.000, ALLARIZ, 07-11". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España, 1:50.000. ORENSE, 06-10". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España, 1:50.000, RIBADAVIA, 06-11". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME (1974).— "Mapa Geológico de España, 1:50.000, CELANOVA, 06-12". *Serv. Publ. Minist. Industria*.
- IGME et al. (1977).— "Proyecto MAGNA y el Banco de Datos Geológicos". *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 88. Fasc. 1.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).— "L'évolution paléogeographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien". *Bull. Soc. Mineral de Bretagne. Sér. C. Tv*. Fasc. 1.
- LOTZE, F. (1945).— "Zur Gliederung des Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Fosch* núm. 6.
- LOTZE, F. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. IGME*. T. 75, Madrid.
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*. T. 44.
- MATTE, Ph. (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 Ibérique". *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 276.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1967).— "Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique; grandes nappes ou extrusions?". *C.R. Acad. Sc. Paris*. Núm. 264.
- MAUFRET, A.; NOILOT, G.; AUXIETRE, J. y DUNAN, P. (1978).— "Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". *Bull. Soc. Géol. France*, t. XX, núm. 4.
- MEERBEKE, G.L.E. van; HILGEN, J.D. y FLOOR, P. (1973).— "Preliminary result of the investigation of the central Galician schist area (prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Leidse. Geol. Meded.* 49.
- NONN, H. (1966).— "Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique". *Pub. Fac. des Lettres Univ. Strasbourg*.

- ORDAZ, J. y ESBERT, R.M. (1977).— "Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia. (1ª parte)". *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 88, Fasc. 1.
- OEN ING SOEN (1970).— "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 81, Fasc. 2-3.
- PARGA PONDAL, I. (1960).— "Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia". *Not. y Com. IGME*. Núm. 59.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Rocas y minerales de interés económico del macizo Galaico". *Trabajos del Lab. Geol. de Lage (La Coruña)*, núm. 14.
- PARGA PONDAL, I. et al. (1967).— "Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (hercynien et antehercynien)". *Serv. Geol. Portugal*. 1ª Ed. Lisboa.
- PARGA PONDAL, I. y TORRE ENCISO, E. (1953).— "Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos y su historia geológico-tectónica". *Not. y Com. IGME*, núm. 32.
- PARGA, J.R. (1970).— "Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-Mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.J.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. y FLOOR, P. (1966).— "Isotopia evidence for Upper Cambrian or Lower Ordovician granite emplacement in the Vigo area northwestern." *Spain. Geol. Min.* 45.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.J.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. y VERDURMEN, E.A. Th. (1970).— "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Península". *Eclog. Geol. Helvet.* 63.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribution a l'étude tectonique de Tras os Montes oriental". *Memoria núm. 24, Nova Serie, Serv. Geol. de Portugal*.
- RIEMER, W. (1963).— "Entwicklung des Paläozoikums in der südliehen Provinz Lugo (Spanien)". *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 117.
- RIEMER, W. (1965).— "Untersuchungen am Ostrand der galicischen kristallizone (Spanien)". *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- TEX, E. Den (1978).— "El zócalo Policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Varisca en Galicia Occidental". *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, núm. 27. Ed. Homenaje a I. Parga Pondal.
- TEX, E. DEN y FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the geology of western Galicia". *Dep. Petr. Mineral. Geol. Inst. Leiden*.
- VAN MEERBEKE, G.L.E.; HILGEN, J.D. y FLOOR, P. (1973).— "Preliminary results of the central Galician schist area. (Prov. of

- Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Leidse Geol. Medel.* 49.
- WARNAARS, F.W. (1967).— "Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing poly-orogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)". Tesis, Universidad de Leiden.
- YPMA, P.J.M. (1967).— "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España)". *Leidse Geol. Meded.* 36.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA