



IGME

5 OCT. 1984

224

5-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

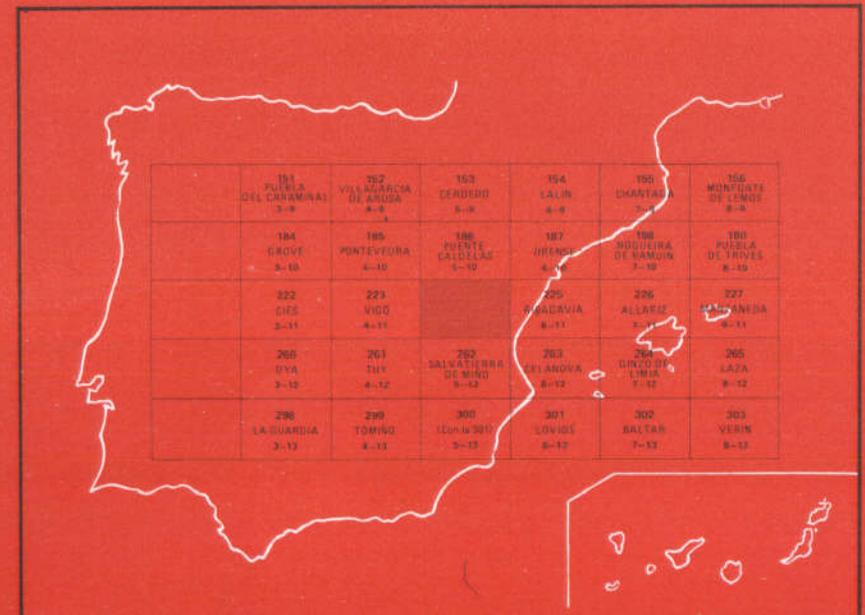


PUENTEAREAS

Segunda serie - Primera edición

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

I.S.S.N. : 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

5 OCT. 1984

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000



PUENTE AREAS

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:

Trabajo de Campo y Gabinete: Sebastián Rivera Navarro y Javier Rubio Navas, Lcdos. en Ciencias Geológicas.

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

Asesoramiento: L. Guillermo Corretge Castañón, Universidad de Salamanca y Peter Floor, Universidad de Leiden (Holanda).

Supervisión I.G.M.E.: J. María Zapardiel Palenzuela, Ingeniero de Minas.

Dirección del Proyecto: Fernando García Salinas, Dr. 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 - 41946–1981

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

0 INTRODUCCION

La presente Hoja número 05-11 (224) PUENTEAREAS, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, representa un sector, en el NW de la Península Ibérica, comprendido entre las coordenadas geográficas $4^{\circ}30'$ y $4^{\circ}10'$ de longitud W (meridiano de Madrid) y entre $42^{\circ}10'$ y $42^{\circ}20'$ de latitud N (Fig. 1).

Desde el punto de vista geográfico se sitúa en la parte suroccidental de la región gallega, inmediateamente al N de la frontera portuguesa. El área de estudio está atravesada por la Carretera Nacional núm. 120 de Orense a Vigo, aproximadamente entre el límite de las provincias de Orense y Pontevedra, en las cercanías de la Cañiza (x: 221.665; y: 855.319), y Puenteareas (x: 202.339; y: 851.957).

Desde el punto de vista geológico, el sector estudiado se incluye entre las zonas paleogeográficas IV, Galicia Central-Tras os Montes y V, Galicia Occidental de MATTE, Ph. (1968). A su vez forma parte de la zona Centro-Ibérica del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (IGME, 1972) (Figuras 2 y 3).

A grandes rasgos los materiales estudiados son, en la mayor parte, rocas ígneas originadas durante los diferentes episodios de la Orogenia Hercínica, que intruyeron en una cobertera metasedimentaria afectada por metamorfismo hercínico, de los cuales únicamente quedan varios enclaves que se disponen en dirección N-S.

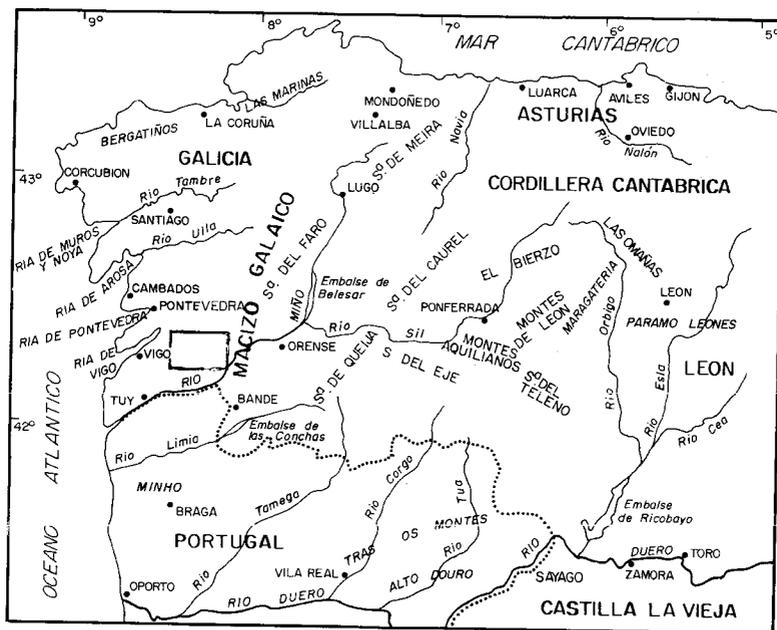
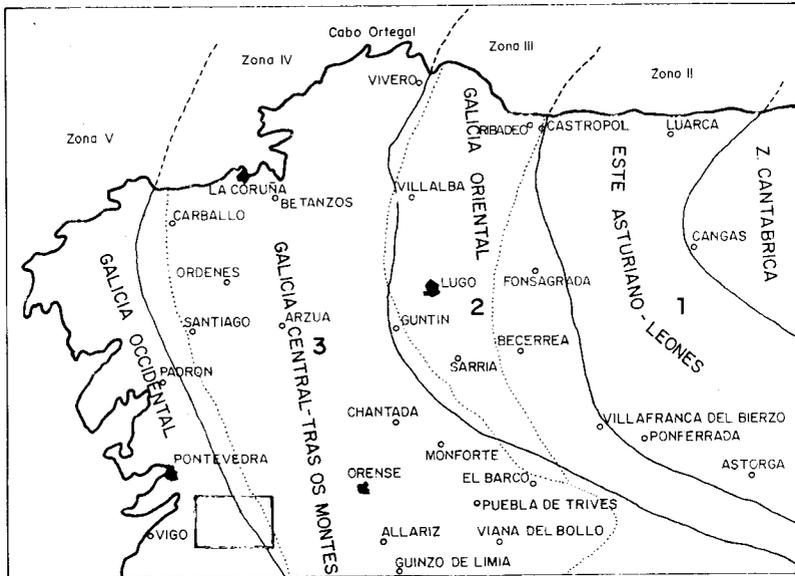


Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Puenteareas (05-11).

Han sido consultados para la elaboración de la presente Hoja y Memoria geológica de PUENTEAREAS diversas publicaciones de ámbito regional de los siguientes autores entre otros: CAPDEVILA, R. (1969); MATTE, Ph. (1963-69); FLOOR, P. (1966); ARPS, C.E.S. (1970); NONN, H. (1966); BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. et al. (1978). Una relación más detallada de los autores y publicaciones consultadas se encuentra en el Capítulo 6 de Bibliografía.

Durante la realización del presente trabajo se ha contado con el asesoramiento del Dr. L.G. CORRETGE del Departamento de Petrología de la

Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca y del Dr. P. FLOOR de la Universidad de Leiden (Holanda), tanto en visitas al campo como en la corrección de la Memoria.



LEYENDA

	Cuadrícula de la Hoja, 1:50.000, nº 05-11, PUENTEAREAS
	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 replegados

Fig. 2.— Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NW. de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales. (MATTE, P., 1968).

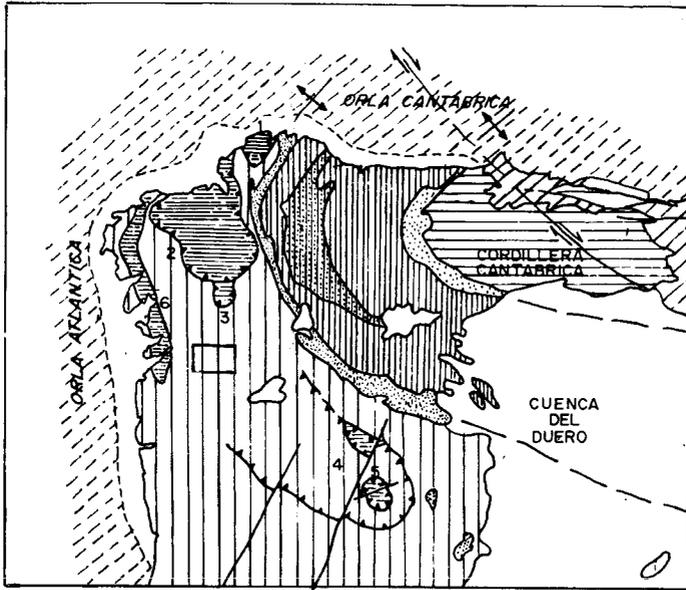


Fig. 3.— Esquema según el "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Ed. IGME. 1972.

ESCALA 1:4.000.000

ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO



ZONA CANTÁBRICA



Núcleo precámbrico del Antiforme del Narcea

A



ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA y su continuación en los afloramientos paleozoicos de la cordillera ibérica (A, núcleo precámbrico del pliegue tumbado de Mondoñedo)



Núcleo precámbrico del antiforme del "Ojo de Sapo"

B



ZONA CENTROIBÉRICA A, afloramientos de "Ojo de Sapo"
B, Macizos de Cabo Ortegal(1) Ordenes(2) Lalin(3) Breganca(4) Morais(5) y "tosa" biostomilónica(6).

ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO



ORLA ATLÁNTICA

CUENCAS TERCIARIAS



Cobertura terciaria en gran parte sobre el zócalo hercyniano o sobre mesozoico no deformado, pero en parte también sobre áreas de deformación alpidica.

1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de PUENTEAREAS, desde el punto de vista litoestratigráfico, se distinguen únicamente dos unidades: una, constituida por materiales metasedimentarios dispuestos en varios afloramientos alargados y aislados entre sí, de poca extensión cartográfica; y otra, formada por depósitos recientes, de escaso desarrollo, que ocupan los lechos de algunos cauces.

1.1 PRECAMBRICO—ORDOVICICO (PC—O)

Los materiales metasedimentarios constituyen una formación pelítica con intercalaciones detríticas, que han sufrido un metamorfismo epi a mesozonal, durante la orogenia hercínica, que transformó a esos sedimentos en micasquistos y cuarcitas. Su serie es muy difícil de establecer debido a su escasa representación y a la disposición de sus afloramientos, en bandas largas, estrechas y discontinuas, como resultado de las deformaciones y del emplazamiento de los materiales plutónicos que intruyeron en su seno.

Estas bandas, alargadas en dirección aproximada N—S, se encuentran representadas sobre todo en la mitad oriental de la Hoja. Constituyen afloramientos aislados entre sí de muy variada extensión, desde algunos metros cuadrados como enclaves dentro de los granitos, no cartografiados, hasta bandas que llegan a 8 Km de longitud por 1,5 Km de anchura máxima; en todos los casos la forma, así como la esquistosidad existente coincide con la orientación regional.

Existen relaciones de contacto con casi todos los tipos de rocas ígneas presentes en el área estudiada; con las granodioritas, tanto tardías como precoces, los contactos son siempre netos y presentan metamorfismo térmico en sus proximidades. Con los granitos de dos micas también presentan bordes netos, pueden observarse numerosos enclaves más o menos asimilados con formas paralelepípedicas; sin embargo, son frecuentes las inyecciones graníticas y pegmatíticas que aprovechan las superficies de esquistosidad S_1 para su emplazamiento. La misma relación existe con los materiales migmatíticos, aunque al NW de La Cañiza (x: 221.000; y: 863.000) las inyecciones ígneas se hacen tan abundantes que imposibilitan definir claramente el contacto.

Litológicamente, la formación (PC—O) está constituida por una secuencia monótona de colores parduzcos, de metasedimentos ricos en alúmina, entre los que predominan esquistos, micasquistos y paragneises, biotíticos y biotítico-moscovítico con andalucita y sillimanita como minerales

índice de metamorfismo principales, entre los que se intercalan esporádicamente delgadas capas de cuarcitas, sin continuidad lateral, y localmente niveles de algunos centímetros de espesor de anfibolitas verdosas y niveles calcosilicatados. También aparecen con frecuencia finos lechos de cuarzo de segregación a veces con andalucita, lo que confirmaría la hiperluminidad de los sedimentos originarios, paralelos a la superficie de estratificación S_1 y normalmente plegados.

Se han observado manifestaciones hidrotermales en el seno de los micasquistos, puestas de relieve por la presencia de turmalinas a veces en cantidades elevadas (turmalinitas).

Es difícil calcular el espesor real de la serie dentro de la Hoja, debido a la falta de niveles de referencia y al replegamiento que presentan; de acuerdo con sectores adyacentes, sin embargo, se estima que no deben sobrepasar los 250 ó 300 m.

Debido también a la ausencia de datos paleontológicos y niveles guía exactamente correlacionables con sectores orientales de Galicia, de cronología bien definida, no se conoce la edad de esta serie Paleozoica. En áreas situadas más al W (Sur de Vigo) y sobre todo al N de Portugal, se han podido diferenciar materiales que van del Precámbrico al Silúrico: una serie asimilable al "Complejo esquistograuváquico Preordovícico", la "Serie variable" Ordovícica y la "Serie monótona" del Silúrico (BUISKOOL, TOXOPEUS, J.M.A. et al., 1978). No se han encontrado evidencias en la Hoja de la presencia del Silúrico, por lo que la serie tiene una edad indeterminada situada entre el Precámbrico y el Ordovícico.

1.2 CUATERNARIO

Los depósitos recientes tienen poco desarrollo. Constituidos únicamente por derrubios y aluviones concentrados en los principales cauces de la red fluvial, consisten en arenas, gravas y cantos de cuarzo y esquistos que provienen de la denudación de los macizos graníticos y áreas metamórficas.

2 TECTONICA

El área representada en esta Hoja se encuadra en el dominio de la Orogenia Hercínica. El análisis estructural en los materiales que la ocupan indica la existencia de dos etapas de deformación pertenecientes a dicha

orogenia. Antes de las deformaciones hercínicas parece que existieron dos etapas de movimientos tectónicos (fase Sárdica y fase Caledónica), puestas de manifiesto en otras áreas del macizo Hespérico por diversos autores, de los cuales no hay evidencias en estos materiales. La intensidad de la orogenia hercínica puede haber borrado cualquier signo de deformación anterior a ellos. En áreas vecinas (alrededores de Vigo) se han detectado, sin embargo, diversos fenómenos de metamorfismo y deformación previos a la Orogenia Hercínica (FLOOR, P., 1966). Entre la Orogenia Precámbrica y la Hercínica no ha debido haber plagamientos importantes sino solamente movimientos epirogénicos (MATTE, Ph., 1968).

2.1 DEFORMACION HERCINICA

Corresponde a una etapa compresiva acompañada de un importante flujo térmico, durante la que se produce metamorfismo regional y granitizaciones. De dicha etapa se reconocen dos fases de deformación, F_1 y F_2 que desarrollan estructuras planares S_1 y S_2 en las estructuras observables.

2.1.1 Fase I (F_1)

La primera fase de deformación es la más importante. Da lugar a una esquistosidad de flujo (S_1) que es la superficie más representativa observable en los metasedimentos y rocas migmatíticas.

La esquistosidad presenta una dirección que varía desde N 140° E a N—S y fuertes buzamientos hacia el W, desde 45° hasta la vertical.

En los esquistos aparece como una superficie muy penetrativa que borra casi todas las estructuras anteriores (S_0), excepto en algunos lechos cuarcíticos donde puede verse paralela a los bordes de la capa, lo que representaría, en esos puntos, que se mantiene subparalela a la antigua superficie de estratificación.

La esquistosidad, S_1 , también se mantiene subparalela al bandeo de las rocas migmatíticas; posiblemente durante la migmatización dichos planos de discontinuidad sirvieron para el emplazamiento de los componentes móviles de dichas rocas.

En todos estos materiales, la S_1 , aparece con frecuencia microplegada, o bien doblada en las chanelas de los pliegues de la segunda fase, F_2 .

No se han observado ni micro ni macroestructuras de primera fase dentro de la Hoja. En otros sectores de Galicia se ha comprobado que da pliegues tumbados y de gran amplitud acompañados siempre de la esquistosidad.

sidad de flujo S_1 de plano axial (MATTE, Ph., 1968). En visitas efectuadas durante la realización de la Hoja GROVE (03-10), próxima a ésta, se han podido ver varios pliegues de escala métrica correspondientes a la primera fase. Se trata de pliegues tumbados, de plano axial subhorizontal con la esquistosidad de flujo S_1 bien marcada y paralela a dicho plano axial.

Igualmente en la Hoja de VIGO (04-11) los materiales del Complejo Vigo-Pontevedra ("Fosa blastomilonítica" de los autores holandeses, FLOOR, P., 1966) presentan esquistosidad de flujo, S_1 , subhorizontal plegada por la segunda fase de plano axial subvertical.

La deformación de primera fase ha sido datada como Devónico Superior-Carbonífero Inferior (DEN TEX, E. y FLOOR, P., 1971; RIBEIRO, A., 1974) ya que parece contemporánea con la intrusión de algunos granitos hercínicos de regiones próximas (Lage, Carril y Silleiro) de 349 ± 25 m.a. por datación radiométrica (PRIEM et al., 1970).

2.1.2 Fase II (F_2)

La segunda fase de deformación es menos importante que la primera. Excepto a las granodioritas tardías, esta fase afecta a todos los materiales ígneos y metamórficos de la Hoja con distinto desarrollo en cada uno de ellos. Da lugar a una esquistosidad, S_2 , menos penetrativa que la esquistosidad principal, S_1 y menos regularmente repartida según los sectores. La dirección se mantiene sensiblemente paralela a la de S_1 (N 140° E a N-S), lo que indica que estas dos fases de deformación son homooxiales, si bien las superficies de esquistosidad, S_2 , son subverticales o buzan fuertemente al W.

En los metasedimentos la esquistosidad S_2 se manifiesta como de fractura en los niveles más competentes, mientras que en los niveles más pelíticos es de crenulación, repliega a las superficies S_1 en forma de pequeños pliegues centimétricos o milimétricos, generalmente de tipo similar. Al microscopio pueden verse arcos poligonales de moscovita (que representan superficies recrystalizadas S_1) flanqueadas por la esquistosidad de crenulación S_2 . Muchas veces los esquistos aparecen con una sola esquistosidad subvertical visible en el campo.

El estudio microscópico en lámina delgada, en estos casos, pone de manifiesto a veces la existencia de una esquistosidad interna en algunos metablastos, que forman un pequeño ángulo con la esquistosidad externa, esto evidencia que ha habido una rotación y aplastamiento durante la segunda fase de deformación. Por tanto, allí donde sólo se ve una superficie de esquistosidad puede decirse, con toda probabilidad, que se trata de S_1 más S_2 (S_{1+2}) (BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. et al., 1978).

En las rocas migmatíticas los fenómenos producidos por la segunda fase son similares a los anteriormente descritos; a veces no se aprecian superficies de esquistosidad S_2 , sin embargo el bandeo migmatítico, paralelo a la S_1 como se mencionó antes, aparece microplegado por la segunda fase con los planos axiales paralelos a las superficies de S_2 .

Los granitos alcalinos de dos micas y calcoalcalinos precoces aparecen con estructuras lineares o planolíneas que marcan una foliación coincidente con la S_2 desarrollada en metasedimentos y migmatitas. La intrusión de esas rocas ígneas está relacionada con la segunda fase de deformación, aunque su influencia varía de unos a otros; esto se debe principalmente a las ligeras diferencias de tiempo en sus emplazamientos respecto a la segunda fase, F_2 . La foliación viene marcada por la orientación de los minerales planares (micas), tabulares (megacrístales de microclina) y agregados cristalinos (generalmente de cuarzo y feldespatos) apreciables micro y macroscópicamente. Son frecuentes en campo la aparición de restitas ("moscas" y "schlieren") siempre con la misma orientación.

La segunda fase de deformación es la responsable de todas las estructuras mayores observables; los pliegues mayores son bastante abiertos, de gran radio, siempre de plano axial subvertical. Están acompañados de pliegues menores de las mismas características y micropliegues (parásitos) que dan criterio de polaridad en diversos puntos.

Los micropliegues, de escala centimétrica o milimétrica, son generalmente asimétricos, pliegan a la S_1 , se observan numerosas charnelas ocupadas por cuarzo de segregación durante la fase primera, y son en general postmetamórficos, ya que no se observan crecimientos minerales importantes asociados a S_2 . Los ejes de los pliegues son subhorizontales, así como las lineaciones L_{1-2} , o bien se hunden 10° - 15° con cabeceo al N o al S.

En cartografía no ha sido posible representar estructuras mayores, debido a que los materiales donde se han encontrado los criterios de polaridad tectónica se enclavan en granitos y muchos otros criterios pueden haber quedado enmascarados por su intrusión.

En algún lugar, sin embargo, se observa cómo los macizos graníticos se sitúan en amplias antiformas de Fase II. Este efecto de abombamiento puede ser resultado de la intrusión sincinemática de los cuerpos graníticos (véase, por ejemplo, el macizo de Avión).

La edad de la segunda fase se sitúa alrededor de los 290-295 m.a., según datación radiométrica de algunos granitos (tipo Guitiriz) que corresponde al Intrawestfaliense; otros autores hablan de Namuriense Superior-Westfaliense Inferior (MATTE, Ph., 1968; CORRETGE, L.G. et al., 1977).

2.1.3 Fases tardías

Se observan en algunos puntos de la Hoja, principalmente en materiales metasedimentarios y migmatíticos, que los planos axiales de los pliegues mesoscópicos de segunda fase se encuentran plegados de manera muy laxa, a veces corresponde sólo a una flexión; el plano axial de estas flexiones es de dirección N 110° E a E-W, vertical; no se ha visto que estén acompañados de esquistosidad ni de micropliegues.

Este fenómeno, cuando se presenta, es de carácter muy local y desaparece a los pocos metros. Puede estar causado por una última fase de deformación o postfase segunda.

2.2 DEFORMACION TARDIHERCINICA

Es frecuente en toda la Hoja, la aparición de pequeños desgarres que afectan a la totalidad de los materiales estudiados. Se trata de fracturas de cizalla de carácter tanto dextral como senestro, con estrías subhorizontales o que forman un pequeño ángulo con la horizontal (10°-25°). Las direcciones principales de esta fracturación son N 140° E y N 60° E.

Estos desgarres obedecen a una dirección general de esfuerzos N-S que concuerdan con el modelo tardihercínico de fracturación para el NW de la Península (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1975). No se observan movimientos de arrastre en la roca encajante ocasionados por los desgarres, por lo que el comportamiento de los materiales en el momento de producirse fue bastante rígido.

2.3 DEFORMACION POSTHERCINICA

Después y durante la actuación de las fases de deformación hercínica deben producirse una elevación y desmantelamiento de la cadena, la cual se va a comportar de forma rígida ante la actuación de nuevos esfuerzos.

Dada la constitución de la columna estratigráfica de la Hoja resulta casi imposible conocer con un mínimo de precisión la historia tectónica de la misma en el período comprendido entre el emplazamiento de los últimos granitos (aproximadamente Carbonífero-Pérmico) y el Terciario Superior. Durante el final del Terciario debieron producirse movimientos isostáticos de ascenso y descenso con claro origen distensivo, estos movimientos provocaron la compartimentación en bloques y el reajuste de umbrales y fosas de

relativa poca extensión pero con acusados desniveles como parece ponerse de manifiesto por los depósitos continentales de la alta energía que se acumularon en estas fosas (por ejemplo, en zonas vecinas, Porriño-Tuy).

En este sentido es destacable el reajuste de antiguas fracturas durante esta etapa distensiva del Terciario. Las fotos obtenidas por satélite, muestran claras alineaciones, de dirección aproximada N-S y otras desviadas tanto al E como al W que producen el efecto de un enrejado.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los metasedimentos, tan escasamente representados en la Hoja, proporcionan pocos datos sobre la evolución histórica de la zona. Son materiales que se depositan durante el Paleozoico, en el régimen geosinclinal que tiene sus comienzos en el Precámbrico en el NW de la Península Ibérica (MATTE, Ph., 1968), dentro del dominio eugeosinclinal (PARGA PONDAL, J.R., 1970).

Los sedimentos, fundamentalmente pelíticos, con algunos episodios detríticos, no conservan restos paleontológicos que permitan atribuirle una edad definida. Tampoco conservan discontinuidades o discordancias que señalen la actuación de las fases Sárdica y Caledónica, admitida por algunos autores en el Hercínico de España (MATTE, Ph., 1969 y LOTZE, F., 1956). Los materiales metasedimentarios de la Hoja no proporcionan más datos sobre la Paleogeografía y Estratigrafía de la región.

Los depósitos en dicha cuenca sufrieron los efectos de la deformación hercínica. Durante la actuación de la primera fase se plegaron, dando a escala regional grandes pliegues tumbados acompañados de una esquistosidad de flujo, S_1 . Con anterioridad habría tenido lugar la inyección entre la serie de materiales ígneos con textura porfídica, que se transformaron en gneises glandulares durante el metamorfismo regional hercínico. Este metamorfismo, de alta temperatura y presión baja a intermedia que alcanzó la facies de las anfibolitas, afectó a los sedimentos que se convirtieron en micasquistos y gneises.

En áreas profundas de la corteza, "la fusión de rocas metamórficas saturadas en agua y situadas en la base de la mesozona en el curso del paroxismo del metamorfismo regional" (CAPDEVILA, R., 1969-70) originó la formación de las rocas migmatíticas e ígneas hercínicas.

Después de la primera fase de deformación, tiene lugar el em-

plazamiento de las granodioritas precoces que sufren los efectos de la segunda fase, F_2 .

Esta última, de efectos menos intensos que F_1 , afecta a los metasedimentos, plegando la esquistosidad S_1 y dando meso y micropliegues; a veces se desarrolla una esquistosidad de fractura o crenulación, S_2 . La actuación de F_2 es también la responsable del emplazamiento de los granitos de dos micas y de las rocas migmatíticas que intruyen en la cobertera metamórfica. Los distintos tipos de granitos de dos micas, se emplazan con ligeras diferencias de tiempo, por lo que los efectos de la segunda fase no se traducen por igual en unos y otros.

Con posterioridad a la actuación de F_2 tiene lugar la intrusión de dos cuerpos graníticos tardíos, no deformados, se trata de los macizos circunscritos de Porriño y Ribadavia, que producen una estrecha aureola de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes.

Más tarde se produce una etapa de compresión N-S que, en la zona estudiada, queda reflejada por la presencia de desgarres de dirección N 140° E y N 60° E; estas estructuras indican un comportamiento hasta cierto punto rígido del Orógeno, que posiblemente había sufrido una elevación y desmantelamiento parcial antes de producirse estos esfuerzos.

La historia geológica posterior a estos fenómenos no queda reflejada en los materiales de la Hoja; únicamente cabe destacar las grandes fracturas N-S producidas probablemente durante una etapa distensiva que ha hecho bascular o rejuglar los bloques ya rígidos, provocando su compartimentación y la aparición de áreas levantadas y hundidas.

4 PETROLOGIA

Se van a considerar por separado, para su estudio petrológico los principales grupos de rocas diferenciados en la Hoja, rocas metamórficas, metasedimentos y ortogneises, rocas ígneas y aquellas otras de características intermedias como son las migmatitas.

El metamorfismo regional detectado en los materiales de la Hoja corresponde al tipo de baja a intermedia presión y alta temperatura; por otro lado, la intrusión de las granodioritas produce metamorfismo de contacto cerca de sus bordes.

No se puede hablar, sin embargo, de metamorfismo de contacto propiamente dicho producido por el emplazamiento de los granitos de dos micas

(aunque es el foco térmico causante de la elevación de temperatura) sino que más bien, la formación de dichos granitos de granitoides sería por anatexis en los niveles estructurales inferiores, y en los intermedios se produciría migmatización, mientras que los materiales de niveles superiores sufrirían un aumento de temperatura con el consiguiente "telescoping" de las isogradas a consecuencia del desenraizamiento de los granitos de dos niveles. La actuación de la segunda fase de deformación sería la causante de la disposición al mismo nivel estructural, de los diferentes tipos de materiales.

Para la más fácil comprensión y redacción del texto, se estudiarán por separado estos tipos principales de rocas y para cada uno de ellos se describirán los fenómenos por los que fueron afectados.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de este apartado se considerarán por separado los materiales afectados, por un lado, por el metamorfismo regional, y por otro por el metamorfismo de contacto.

4.1.1 Metamorfismo regional

Los sedimentos originales que actualmente constituyen la formación PC-O han sufrido un proceso de metamorfismo regional de baja presión y alta temperatura que viene puesto de relieve por la aparición de los siguiente minerales índice:

- 1.— Cuarzo-moscovita-biotita.
- 2.— Cuarzo-moscovita-biotita-alandino-andalucita.
- 3.— Cuarzo-moscovita-biotita-alandino-estaurolita.
- 4.— Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-andalucita.
- 5.— Cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico.

Estas paragénesis características en los materiales pelíticos (esquistos y micasquistos) corresponden a la facies de las anfibolitas. La núm. 1, pertenece a la zona de la biotita, la núm. 2, correspondería a la zona del granate, las núms. 3 y 4 a la zona de la estaurolita-andalucita y la última sería un paso intermedio entre ésta y la zona de la sillimanita.

Estas asociaciones son características del metamorfismo regional de baja presión (MIYASHIRO, A., 1958) del tipo Abukuma, de las cuales la constituida por cuarzo-moscovita-biotita pertenece a la parte más baja de la facies de las anfibolitas y la constituida por cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico corresponde al tránsito de las zonas B y C de dicha facies.

La aparición de la andalucita como mineral índice hay que tomarla con precaución, ya que, aunque aparece con mucha frecuencia, en la mayor parte de los casos está producida, o bien recrecida, por el ascenso de temperatura ocasionada por la cercanía de los granitos de afinidad calcoalcalina (granodioritas precoces y tardías).

Los paragneises que aparecen entre los esquistos y micasquistos presentan además plagioclasa, que no supera nunca el 15 por ciento de contenido en anortita, esto es albita-oligoclasa ácida.

Originalmente se trataría de sedimentos ligeramente diferentes a las anteriores, grauwakas.

Las texturas son siempre lepidoblásticas o gneísicas según los casos.

El cuarzo aparece con extinción ondulante, entre los demás minerales o bien agrupados en delgadas capas.

La biotita es sustituida en parte por moscovita y generalmente alterada a clorita (se observan algunas agujas de sagenita). Está siempre paralela a la esquistosidad principal y frecuentemente forma kinkings y micropliegues.

La moscovita en parte sustituye a la biotita y otras veces aparece transversalmente a ella y por tanto corta a la esquistosidad principal.

La andalucita cuando no es debida al metamorfismo de contacto, se presenta en porfidoblastos, plegados junto al cuarzo y micas, con textura poiquiloblástica.

El granate, almandino, se presenta también en porfidoblastos alterados a óxidos de hierro y con inclusiones de cuarzo y biotita.

Los minerales accesorios son generalmente apatito, circón, opacos y escasos rutilos. La clorita es secundaria o hidrotermal y las turmalinas, pneumatolíticas, son muy frecuentes y abundantes sobre todo cerca de las rocas ígneas.

Intercalados entre los materiales de la serie PC—O aparecen a veces delgados niveles de anfibolitas verdosas (ξ_A) (menos de 5 cm de espesor). Están constituidas por cuarzo, anfíbol y plagioclasas, y como accesorios más comunes: apatito, esfena, biotita y opacos. El anfíbol es hornblenda verde; las plagioclasas, con un contenido mayor del 15 por ciento en anortita, aparecen como metablastos con inclusiones de cuarzo y biotita, generalmente sericitizadas.

4.1.2 Metamorfismo de contacto

El emplazamiento de los granitos de dos micas puede haber producido, en algún caso, un metamorfismo de contacto que sería continuación del metamorfismo regional hercínico. Se traduce en la formación de una nueva

generación de biotita con cruceros transversales a la esquistosidad principal y más raramente en la aparición de agujas de sillimanita que han crecido a expensas de antiguas biotitas. Los minerales producidos por este metamorfismo son pues posteriores a la Fase I y ligeramente anteriores o contemporáneos con la Fase II.

De todas formas, los efectos de este metamorfismo (incremento de la temperatura), no han podido ser homogéneos en todos los sectores, debido a la diferencia en el tiempo de formación y/o emplazamiento de los granitos de dos micas; estos efectos dependerán indudablemente de la temperatura a la que se encontraban estos materiales en el momento de emplazarse, es decir, del carácter más o menos alóctono de cada uno de ellos.

La intrusión de los granitos calcoalcalinos produce un metamorfismo de contacto más evidente; en este caso, se encuentra más homogéneamente repartido en cartografía, alrededor de los macizos granodioríticos.

Alrededor de dichos macizos aparecen, con mucha frecuencia y abundancia, andalucitas en metablastos de diferentes tamaños (más grandes a medida que nos acercamos al contacto), que engloban a cuarzo y micas; a veces, incluso, crecen alrededor de los cristales de andalucita preexistentes con textura sigmoidal. Este fenómeno se reduce al área de vecindad de los macizos granodioríticos, dando un aspecto "mosqueado" a los esquistos.

Unicamente en una estrecha franja, justo en el contacto con las intrusiones, se desarrollan verdaderas corneanas con textura granoblástica y masiva típicas. La muestra que señala el más alto grado de metamorfismo encontrado presenta la asociación cuarzo-moscovita-biotita-cordierita-andalucita-feldespatos potásico, acompañada de espinela verde (solución de pleonasto o espinela normal y magnetita o espinela inversa). Inmediatamente fuera del contacto, sólo la andalucita está presente.

Se observa también en las rocas afectadas por metamorfismo de contacto fenómenos muy acusados de moscovitización y cierta potasificación (metasomatismo).

4.1.3 Gneis glandular (N_{ξ}^2)

Los tres únicos afloramientos de estas rocas aparecen en cartografía en la parte W de la Hoja. Los dos situados hacia el centro y el norte son los de mayores dimensiones, aunque no supera ninguno el Km^2 de extensión, y el tercero al Sur, muy próximo a la granodiorita biotítico-anfibólica ($_{2}\gamma\eta^{2,3}$) de Porriño, es de reducida extensión.

Se presentan con estructura gneílica, fuertemente migmatizados, como enclaves dentro del granito de dos micas ($_{3-4}\gamma^2$) y en relación también con

las rocas migmatíticas. No se ponen en contacto en ninguno de los casos con la formación de matasedimientos (PC—O) aunque en áreas limítrofes parece que intruyen en ellos.

Los granitos de dos micas, claramente intrusivos en los gneises, se presentan, según la dirección general de deformación, con una marcada esquistosidad que debe corresponder a la Fase I hercínica; no se observan deformaciones de la misma, ni estructuras atribuibles a la Fase II, debido quizá al grado de alteración y recubrimiento que sobre ellos se ha desarrollado.

De acuerdo con criterios regionales, los gneises glandulares intruirían, originalmente como rocas graníticas de composición calcoalcalina y textura porfiroide, en los materiales pelíticos de la formación PC—O. La Fase I de deformación hercínica produciría la esquistosidad visible y los primeros síntomas de migmatización en estas rocas, (la composición original de la roca favorecería el desarrollo de dicho fenómeno). Los emplazamientos posteriores del granito de dos micas y el consiguiente aumento de temperatura, podrían haber causado sucesivas transformaciones de las partes más móviles, que enmascararían la estructura original de la roca. A nivel de afloramiento pueden verse frecuentes inyecciones granitoideas dentro de los gneises glandulares.

Es llamativo, en ocasiones, el gran parecido que muestran con algunas facies de la formación "Olló de Sapo" del NW peninsular y de otras formaciones glandulares situadas al Norte (Malpica).

Los principales criterios seguidos para considerar el origen orto de los gneises glandulares son los siguientes:

- Presencia de pequeños cuerpos intrusivos de gneis glandular en series metasedimentarias (en áreas limítrofes).
- Presencia de texturas pertíticas y mirmequíticas.
- Idiomorfismo de los circones.
- El gran tamaño de los feldespatos, difícil de explicar en formaciones paragneísicas.

El aspecto textural de la roca es el de un gneis de grano medio a grueso con glándulas de feldespato potásico, mono o policristalinas, de hasta 10 cm de eje mayor, en una matriz inequigranular constituida fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita.

El feldespato potásico constituye las glándulas, presenta crecimientos micropertíticos o poiquilíticos de pequeñas plagioclasas, y se observan fenómenos de fusión parcial más o menos desarrollados.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida, se presenta en cristales subidiomorfos de menor tamaño que los de feldespato potásico, con frecuentes procesos de sericitización.

El cuarzo es xenomorfo, en cristales menores de 5 mm de tamaño, frecuentemente alargados y recrystalizados con huellas de fusión incipiente.

La biotita es menos abundante que la moscovita, se presenta agrupada en lechos, de continuidad variable, orientados; se observan generalmente transformaciones en clorita y reemplazamientos de moscovita.

La moscovita es tardía, aparece orientada cuando sustituye a la biotita y también trasversal a la esquistosidad. Crece, además, a expensas del feldespato potásico. A veces contiene pequeñas agujas de sillimanita.

Los accesorios más frecuentes, además de la sillimanita, son: apatito, circón (idiomorfo-subidiomorfo), rutilo, opacos y clorita, secundaria de la biotita.

4.2 ROCAS MIGMATITICAS (ψ^2)

Ocupan algo menos de la tercera parte de la Hoja.

En general existen pasos graduales entre este tipo de rocas y los granitos de dos micas, salvo en puntos excepcionales donde son netos; también sucede esto con los micásquistos, entre los que se inyecta material ígneo que dificulta a veces su separación, aunque por lo general son bien diferenciables.

El criterio utilizado en cartografía ha sido el de separar ambos extremos de la migmatización; por un lado, los materiales metamórficos (PC-O), y por otro, los granitos de dos micas donde los restos metamórficos, casi totalmente asimilados, constituyen únicamente heterogeneidades (restitas y "moscas") dentro de una matriz granítica; este eslabón está representado por la facies equigranular de grano medio a grueso ($_{2-3}\gamma^2$), descrita más adelante.

Entre ambos extremos se sitúan las rocas migmatíticas que forman un grupo bastante heterogéneo, con todos los pasos intermedios entre micásquistos y gneises migmatíticos, por un lado, y granitos de dos micas inhomogéneos por otro. La característica primordial que se ha utilizado para su identificación ha sido el poder distinguir en la roca una parte químicamente movilizada de composición granitoidea y/o pegmatoidea (paleosoma). La disposición de estas dos partes permite diferenciar, en las rocas migmatíticas, dos grupos según su estructura, denominadas metatexitas (heterogéneas) y diatexitas (homogéneas) de acuerdo con la terminología de K.R. MEHNERT.

A lo primero, pertenecen aquéllas en las que la esquistosidad heredada persiste; se puede por tanto diferenciar un bandeado leucocrático-melano-

crático que, de acuerdo con su disposición y según el mencionado autor, forman estructuras flebíticas, estromáticas, plegadas y oftalmíticas, las tres últimas las más abundantes.

Al segundo pertenecen aquéllas otras en las que la esquistosidad preexistente se encuentra muy difuminada, estructuras en "schlieren", o casi borrada, "nebulitas"; la muestra de mano aparece entonces como bastante magmática y sólo una visión de conjunto del afloramiento permite reconocer las heterogeneidades; este último grupo constituye la transición a los granitos anatéticos de dos micas.

Todos los tipos de estructuras cambian frecuentemente de unos a otros, e incluso coexisten, por lo que es muy difícil la separación de diferentes facies. Por otra parte, la proporción de las partes melanocráticas y leucocráticas, así como el espesor de ambas, también varía ostensiblemente.

La dirección de la esquistosidad, más o menos marcada, siempre coincide con la dirección de la esquistosidad de Fase I y frecuentemente se encuentra plegada por la Fase II.

Petrologicamente, las dos partes de la roca son bien diferentes entre sí. El paleosoma corresponde a una roca metamórfica de presión intermedia y alta temperatura. Se trata de micasquitos y gneises migmatíticos cuyos componentes principales son biotita, moscovita, sillimanita, cuarzo y feldespatos. Las asociaciones minerales presentes son:

- 1.— Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-sillimanita.
- 2.— Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-granate-sillimanita.
- 3.— Cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita.
- 4.— Cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico-sillimanita.

La plagioclasa está presente en los gneises. Estas paragénesis, al igual que las encontradas en las rocas de la formación PC—O, son también características del metamorfismo regional tipo Abukuma (MIYASHIRO, A., 1958) y corresponden a un grado más elevado de metamorfismo que aquéllas, se sitúan en la facies de las anfibolitas, zona de la sillimanita. La paragénesis, cuarzo-moscovita-biotita-feldespato potásico-sillimanita, corresponde al estado más avanzado, próximo ya a la anatexis; esa misma paragénesis se encuentra habitualmente en los granitos relacionados con estas rocas migmatíticas.

Al microscopio, el paleosoma se presenta en bandas o hileras continuas con textura lepidoblástica, o bien mezcladas ambas partes con tendencia a la homogeneización.

El cuarzo se presenta recristalizado frecuentemente englobando a otros minerales.

La plagioclasa generalmente es oligoclasa, se encuentra en cristales indi-

viduales rodeados por minerales micáceos o agrupados en hileras. Son frecuentes las texturas poiquiloblásticas.

La biotita es muy abundante, marca la esquistosidad principal y presenta sustituciones de moscovita y alteraciones a clorita con agujas de rutilo formadas en el proceso.

La moscovita aparece o bien en sustituciones de biotita o bien con cruceros transversales a la esquistosidad.

La sillimanita se forma a partir de la biotita, en paquetes fibrosos de aspecto afieltrado (fibrolita) y en finas agujas en ocasiones dentro de las moscovitas tardías que reemplazan a la biotita. También se presentan en cristales prismáticos dentro del cuarzo.

La presencia de turmalinas indica riqueza en boro de los fluidos y siempre está relacionada con los procesos de moscovitización y albitización, que afectan a los macizos graníticos.

El neosoma está constituido por la parte granítica de la roca. Su textura es granuda alotriomorfa. Los minerales esenciales siempre son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y más raramente granates. La composición modal varía mucho y corresponde a granitos alcalinos, adamellíticos, granodioríticos y en algún caso a cuarzdioritas.

El cuarzo aparece frecuentemente recristalizado con estructura en mortero, extinción ondulante.

El feldespato potásico es microclina, con crecimientos peritéticos y poiquiloblásticos. Puede presentarse en fenocristales, sobre todo cuando la composición es adamellítica o granodiorítica, y presenta sustituciones de plagioclasa y moscovita.

La plagioclasa contiene algo más de anortita que en los granitos de dos micas, el término más frecuente es oligoclasa.

La biotita, generalmente abundante, aparece o bien en lechos, o en cristales pequeños aislados, e incluye algunas agujas de sillimanita.

La moscovita reemplaza en parte a la biotita y a los feldespatos y se observan entrecrecimientos simplectíticos.

Los granates están alterados a óxidos de hierro y contienen inclusiones de cuarzo.

Entre los minerales accesorios más importantes destacan los apatitos, muy bien formados. También suelen acompañar circón, clorita (secundaria de biotita) y opacos.

Existen diversas interpretaciones en cuanto al origen del neosoma de las migmatitas encontradas en Galicia Occidental, las más importantes son:

— Que se trata de inyecciones en la roca encajante cuando se emplazan los macizos graníticos.

— Que se forman como movilizados granitoideos/pegmatoideos durante el metamorfismo regional.

Ambas hipótesis, y alguna otra, no deben ser excluyentes en todo el ámbito regional, e incluso localmente coexisten.

Las observaciones hechas durante la realización de este trabajo, permiten comprobar que aunque aparezcan inyecciones graníticas, a todas las escalas, entre los esquistos de la formación PC—O, es improbable que el granito en el momento de emplazarse tuviera bastante exceso de calor para producir la fusión parcial de los metasedimentos, mientras que los mismos granitos no causan anatexia en los esquistos circundantes; por otra parte, éstos pertenecen a la zona de la biotita y a la zona de la andalucita-estaurrolita de la facies de las anfíbolitas, mientras que los paleosomas de las migmatitas pertenecen a la zona de la sillimanita de la misma facies metamórfica, esto induce a pensar que la diferencia en el grado de metamorfismo se debe a una diferencia de profundidad en el momento de su formación. Las migmatitas, en la zona de la sillimanita, deben haberse formado en un nivel estructural más profundo que los esquistos de la zona de la andalucita-estaurrolita. Una fase de deformación posterior, haría ascender a las migmatitas y a los granitos anactéticos, aún más profundos, al mismo nivel que los esquistos. Esta hipótesis parece estar de acuerdo con observaciones realizadas en áreas próximas (BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. et al., 1978).

4.3 ROCAS IGNEAS

La Hoja 05-11 de PUENTEAREAS está ocupada cartográficamente en su mayor parte por rocas ígneas. Estas rocas han sido objeto de numerosos estudios y clasificaciones, tanto en Galicia como en el N de Portugal, por autores españoles, franceses, portugueses y holandeses de los que se dan cita dentro de la Memoria y en el Capítulo 6, Bibliografía.

Estos autores han establecido, en primer lugar, una división de las rocas graníticas hercínicas del NW peninsular, en dos grandes grupos de acuerdo con criterios petrográficos y cuyas características son:

— Serie calcoalcalina, rocas bastante oscuras, con plagioclasa de composición oligoclasa y/o andesina (zonación magmática), con precursores básicos comunes (microcuarzodioritas), abundantes crecimientos mirmequíticos y pertíticos entre sus minerales, generalmente ricos en biotita, contenido en moscovita bajo o ausente, a veces con hornblenda y/o piroxenos.

— Serie alcalina, rocas bastante claras (leucogranitos o leucogranodioritas), con plagioclasa de composición albita y/o oligoclasa ácida (general-

mente sin zonación), con mirmequitas y pertitas de exolución menos abundantes y contenidos equivalentes de moscovita y biotita, jamás con hornblenda o piroxeno.

A ambas series de rocas pertenecen distintos tipos de granitos, subdivididos, a su vez, según la edad de emplazamiento y por tanto según estén afectados o no por las distintas fases de deformación. En este sentido los criterios texturales y estructurales definen un conjunto de subtipos muy variables, relacionados entre sí.

Los granitos de la serie alcalina parecen haberse originado por anatexia, a profundidades moderadas de la corteza; son frecuentes los granitos palinogénéticos más o menos autóctonos (parautóctonos). Los granitos de la serie calcoalcalina tienen un carácter más evolucionado que los anteriores, formados a más alta temperatura, que indican un origen de mayor profundidad.

4.3.1 Granitos de afinidad alcalina

Se trata de los granitos de dos micas con feldespato alcalino (serie alcalina) tan extensamente representados en el NW de la Península; han sido descritos con anterioridad por diversos autores (CAPDEVILA, R. y FLOOR, P., 1970; FLOOR, P. et al., 1970; BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. et al., 1978...).

Son los materiales mejor representados en la Hoja, ocupan alrededor del 70 por ciento de su superficie. Se disponen aproximadamente a lo largo de bandas que la cruzan en dirección N-S y entran en contacto con los demás materiales cartografiados a los que intruyen. Únicamente los granitos de la serie calcoalcalina tardíos (granodiorita biotítica-anfibólica) intruyen posteriormente entre ellos.

En los contactos con la serie metasedimentaria, a veces, las inyecciones de material granítico entre los micasquistos se hace tan abundante que dibujan un contacto muy irregular. Así mismo, es intrusivo, en parte, en las rocas migmatíticas pero en la mayoría de las ocasiones se hace difícil separarlos, ya que existe una transición gradual con estas rocas.

Los granitos de dos micas se emplazan, en su posición actual, con ligeras diferencias de tiempo de unos a otros con respecto a las fases de deformación. Se puede decir que son pre-Fase II a sin-Fase II. No se han observado en ninguno de los afloramientos relaciones con la Fase I hercínica; la Fase II produce foliaciones con dirección N 140°-170° E y la disposición cartográfica concuerda, a grandes rasgos, con las estructuras mayores originadas durante la misma. Sin embargo, unos granitos se emplazan antes y otros

continúan su emplazamiento durante su apogeo. De ahí, que la intensidad de la deformación sea más acusada en uno u otro tipo. Esta diferente intensidad también puede estar relacionada, e incluso en gran parte provocada, por el desarrollo de bandas de dirección N-S, que recorren el NW peninsular con una intensa deformación, "Shear bands" (IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P., 1979). De todas formas, este fenómeno está mucho mejor desarrollado al W de la zona estudiada y aquí los efectos no son tan evidentes.

En función de las características texturales principalmente, se han podido distinguir varias facies, que en secuencia temporal deducida en nuestro trabajo de campo son las siguientes:

- 1) – Granitos de grano grueso con grandes biotitas ("ala de mosca").
- 2) (?) Granitos equigranulares de grano medio a fino.
- 3) (?) Granitos equigranulares de grano medio a grueso.
- 4) – Granitos de grano grueso con escasos megacrístales.
- 5) – Granitos ácidos moscovíticos.

4.3.1.1 Granito equigranular de grano medio a fino ($_{3-4} \gamma^2$)

Se encuentra representado sobre todo en los bordes oriental y occidental de la Hoja, sensiblemente alineados en dirección NNW-SSE. Se presenta con un tamaño de grano, normalmente muy homogéneo, menor de 3 mm, aunque localmente puede aumentar. La textura también es homogénea, granuda, sin apenas restitas y lechos biotíticos, tan frecuentes en otros tipos.

Presenta una foliación marcada por la orientación de los minerales planares, el grado de orientación varía notablemente de un sector a otro, aunque siempre se mantiene paralela a la dirección de deformación regional.

En la parte oriental de la Hoja se presenta en contacto con micasquistos entre los que se inyecta en capas delgadas a favor de la esquistosidad.

Presentan contacto difuso con el resto de los granitos de dos micas y con las rocas migmatíticas, a los que se pasa gradualmente.

La aparición de pegmatitas y aplitas es menos abundante que en otros tipos de granitos.

Los componentes mineralógicos principales son comunes a la mayoría de los granitos diferenciados.

Estos son: cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita. Suelen acompañar, apatito, circón, clorita y opacos. La composición modal media es:

Cuarzo	Microclina	Plagioclasa	Moscovita	Biotita	Accesorios
25,6	26,43	30,73	11,66	5,7	0,2

El cuarzo se presenta con frecuente extinción ondulante en cristales subidiomorfos o alotriomorfos. Forma agregados intersticiales entre los dos feldespatos y en general de menor tamaño que ellos.

El feldespato potásico es siempre microclina y se presenta en cristales subidiomorfos. Es frecuente observar crecimientos mirmequíticos y microperitíticos con el cuarzo y las plagioclasas. Comúnmente aparecen maclas en enrejado y Carlsbad. Se observan sustituciones de microclina por moscovita y plagioclasas.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida, es más básica en los pequeños cristales encerrados en la microclina, pertitas. Presenta frecuentes maclas polisintéticas, algunas alteraciones a sericita y más escasamente saururización. En general no está zonada.

La moscovita es mucho más abundante y de mayor tamaño que la biotita, se presenta asociada en grupos de pocas láminas, con o sin orientación preferente. Es relativamente frecuente que forme crecimientos simplectíticos con el cuarzo. En general es secundaria y crece a expensas de la biotita y de los dos feldespatos. Suele presentar inclusiones de sillimanita en cristales prismáticos y agujas, y de otros minerales, pero no es frecuente encontrarla incluida en otros.

La biotita presenta pleocroísmo marrón rojizo y es, generalmente, menos abundante que la moscovita; se altera fácilmente a biotita verde y a clorita. Son comunes las inclusiones de circones radioactivos de pequeños apatitos y de algún mineral opaco.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita), rutilo y frecuentemente sillimanita procedente de la asimilación de metasedimentos.

4.3.1.2 *Granito inhomogéneo de grano medio a grueso* ($_{2-3}\gamma^2$)

Aparece fundamentalmente en la parte central de la Hoja. Es el tipo de granito más heterogéneo de los diferenciados, presenta un tamaño de grano comúnmente comprendido entre 3-5 mm, aunque suele variar mucho, ocasionalmente aparecen pequeños fenocristales de feldespato potásico orientados según N 140°-170° E. Se presentan frecuentemente con textura inhomogénea, con gran abundancia de restitas, restos prácticamente asimilados de las rocas metamórficas preexistentes, que aparecen unas veces como hileras micáceas paralelas a la dirección principal de deformación, otras dispuestas de forma dispersa; este carácter da una tonalidad más oscura a las rocas.

Los enclaves de metasedimentos, más o menos asimilados, son bastante frecuentes, así como intercalaciones pegmatoideas dispuestas en diques o irregularmente, diques de aplitas y de cuarzo.

La composición mineralógica es similar a la de los granitos de grano medio a fino; únicamente varía en la mayor proporción de moscovita/biotita, debida fundamentalmente a los procesos postmagmáticos mucho más desarrollados en esta facies. En general, al aumentar el tamaño de grano, se observa un mayor desarrollo de los procesos postmagmáticos de moscovitización y albitización.

Por el centro del borde meridional de la Hoja este granito se continúa hasta la Hoja inferior (Hoja 05-12, SALVATIERRA DE MIÑO) donde se ha distinguido como una facies distinta, en función de un contenido más elevado de plagioclasas en las muestras. Este fenómeno no ha sido detectado más al N.

4.3.1.3 *Granito de grano grueso con grandes biotitas* ("Granito de ala de mosca") (${}_2\gamma_b^2$)

Constituye un afloramiento que ocupa la esquina noroccidental de la Hoja y se encuentra rodeado de granito equigranular de grano medio a fino (${}_{3-4}\gamma^2$). El contacto entre estas dos facies es difuso; en la zona de borde aparecen frecuentes intercalaciones irregulares de uno y otro tipo. La relación de borde, a escala de detalle, sin embargo, pone de manifiesto una adaptación de la "fabric" interna del granito de grano fino, al contacto con el de "ala de mosca", así como una disminución del tamaño de grano cerca del borde, lo que indica que el primero es posterior a éste, aunque ambos deben pertenecer al mismo ciclo magmático.

Se distinguen fácilmente, en campo, por su textura típica, granuda con granos de cuarzo redondeados y los grandes cristales y agregados de biotita principalmente ("textura en ala de mosca"). El tamaño de grano también es destacable (mayor de 5 mm).

El contenido mineralógico es similar a los ya descritos, pero como se dijo en el apartado anterior, los procesos finales de reajuste magmático o postmagmáticos son más apreciables en las facies de grano grueso. Se observan sustituciones de biotita y feldespato por moscovita, y sustituciones entre feldespatos (albitización del feldespato potásico) que ocasiona el que la plagioclasa sea ligeramente más sódica que en el resto de los granitos de feldespato alcalino.

En áreas próximas, en este tipo de granito aparece una facies muy leucocrática equivalente petrográficamente, pero se distingue por la existencia de megacristales de microclina (hasta 6 cm de longitud) y por la desaparición de las grandes biotitas (sustituída casi totalmente por moscovita).

4.3.1.4 *Granito de grano grueso con algunos megacrystalos* (${}^b_2\gamma^2$)

Este granito aflora únicamente en los alrededores del vértice Faro de Avión (x: 222.588; y: 865.164) en el cuadrante noroccidental de la Hoja.

Constituye un afloramiento ligeramente alargado con contornos redondeados, de unos 20 Km² de extensión. Sus bordes son netos, intrusivos entre los materiales que le rodean. Corta al macizo granodiorítico de Avión (precoz) en su extremidad meridional.

La foliación está poco marcada, presenta sólo una débil orientación de las micas y a veces de fenocristales de feldespato potásico.

Estos caracteres indican que debe tratarse de uno de los últimos granitos en emplazarse, en los últimos estadios de la segunda fase de deformación.

Texturalmente es muy homogéneo, se trata de un granito de dos micas equigranular, cuyo tamaño de grano oscila alrededor de los 5 mm con pocas variaciones, los fenocristales de feldespato potásico aparecen esporádicamente, carece de enclaves de metasedimentos y restitas, y presenta disyunción en bolas muy bien desarrollada.

En cuanto a su composición mineralógica es similar al resto de los granitos descritos.

4.3.1.5 *Granito aplítico moscovítico* (${}_3\gamma^2_m$)

Aparece al NE de la Hoja, en un afloramiento separado en dos partes por una banda de esquistos, (x: 228.000; y: 863.000) en las proximidades de Quines, y por otra parte, en una serie de retazos, entre la masa granodiorítica con fenocristales de Avión (precoz) (x: 224.200; y: 685.500). Corresponde a las últimas etapas de la diferenciación magmática ácida.

Se trata de un granito leucocrático de grano fino, con carácter aplítico (el tamaño de grano medio es menor de 2 mm). Sus características mineralógicas principales son la escasez de ferromagnesianos, la biotita es accesorio, presencia de granates y sillimanita, apatitos bien desarrollados y una intensa albitización. La moscovita como es común en estas rocas, sustituye a la biotita y en parte a los feldespatos. Todos éstos, son signos de procesos postmagmáticos y/o últimas etapas de diferenciación magmática.

4.3.2 **Granitos calcoalcalinos**

Constituyen la segunda gran serie de granitos diferenciados en el NW de la Península; una de sus características principales, la que le da el carácter

calcoalcilino, estriba en el contenido relativamente elevado de anortita en las plagioclasas. Comprende granodioritas, micro-cuarzodioritas y granitos adamellíticos.

Se subdividen en función de la forma de los macizos y en la relación con la deformación regional: un grupo antiguo, precoz, que se presenta en macizos alargados con deformación y/o orientación y otro grupo joven, tardío, en macizos circunscritos sin deformación (CAPDEVILA, R. y FLOOR, P., 1970).

A pesar de esas diferencias, ambos grupos presentan similitudes que indicarían un origen común. No se observan relaciones con el metamorfismo regional, los macizos tienen carácter evolucionado, aparecen precursores básicos y los criterios petrológicos señalan unas condiciones de formación de alta temperatura. Todo ello indica, además, que tienen un origen más profundo que los granitos de dos micas (FLOOR, P. et al., 1970).

En la Hoja se han diferenciado:

- Granodiorita precoz (granodiorita de Avión).
- Granodioritas tardías (granodioritas de Ribadavia y Porriño).
- Microcuarzodioritas.

4.3.2.1 *Microcuarzodioritas* ($\frac{1}{4}\eta q^2$)

Aparecen en un conjunto de pequeños afloramientos en dos grupos, alineados en la parte central del mapa con dirección N-S, unos de reducida extensión (los más pequeños no tendrían representación cartográfica por lo que se han exagerado) y otros de hasta 2 Km².

Los afloramientos más representativos y grandes, se sitúan en el grupo del N de la Hoja, en los alrededores de Piñeiro (x: 213.400; y: 863.000) y al E de Barcia de Mera, en el río Tea (x: 212.700; y: 861.200), y en el grupo del Sur, en las proximidades de Pereiriña (x: 216.300; y: 852.500). Los más pequeños son enclaves de unos pocos metros cúbicos, en forma de bolas, con disyunción concéntrica (en "hojas de cebolla"), normalmente con los bordes muy alterados, sólo se conserva fresco el núcleo, por lo que es muy difícil apreciar la relación con la roca encajante; únicamente en los alrededores de Piñeiro y en el río Tea estas relaciones espaciales se pueden observar bien.

Todos los enclaves se presentan entre granitos de dos micas, cerca o en el contacto con las rocas migmatíticas. Se trata de rocas melanocráticas de grano muy fino, microgranudas, compactas, de fractura concoidea.

Los minerales esenciales son: cuarzo, plagioclasa y biotita; el feldespato potásico está en cantidades subordinadas; los minerales accesorios más abun-

dantes son: apatito, circón y opacos; aparecen también clorita, moscovita y saussurita como minerales secundarios. La textura es microgranuda hipidiomorfa a alotriomorfa, a veces con tendencia microporfídica.

La clasificación modal media es:

Cuarzo	Plagioclasa	Biotita	Accesorios
15,96	52,4	31,8	0,16

El cuarzo es alotriomorfo, con extinción ondulante.

La plagioclasa es el feldespato principal, el término más abundante es oligoclasa-andesina, se presenta zonada, generalmente con los núcleos saussuritizados; a veces constituye pequeños fenocristales. Son frecuentes las estructuras gráficas mirmequíticas. Las maclas polisintéticas son las más frecuentes.

La biotita, la mica fundamental, es muy abundante, lo que da una tonalidad oscura a las rocas, a veces señala ligera orientación, se presenta con incipiente cloritización y en algunos cruceros se observa desarrollo de titanita formada en dicho proceso.

El feldespato potásico, microclina, está en cantidades accesorias, se presenta intersticial o en antipertitas en las plagioclasas.

La moscovita es mucho menos abundante que la biotita, aparece como accesoria, siempre tardía sustituyendo a feldespatos potásicos, plagioclasas y biotitas.

Además de los accesorios mencionados, aparecen esporádicamente también, anfíbol monoclinico (hornblenda), rutilo (sagenita) y esfena.

En los alrededores de Piñeiro, se observa como las características petrológicas y texturales varían progresivamente hacia el borde del enclave, parece como si se tratase de una hibridación con el granito de dos micas. La composición varía paulatinamente a términos granodioríticos e incluso adamellíticos hacia fuera, siempre con contenido de biotita mucho más alto que de moscovita; la característica principal en estos casos es el aumento de la proporción feldespato potásico/plagioclasa hasta hacerse equivalente; en otros casos, la plagioclasa es dominante por una acusada albitización, y por otra parte, las plagioclasas continúan débilmente zonadas, con procesos de sericitización, a veces presentando maclas distorsionadas.

En el afloramiento del río Tea es donde mejor se aprecian las relaciones de contacto con el granito de dos micas. Macroscópicamente aparecen en parte masivas, en parte en trozos "rotos" y "englobados" por el granito de dos micas. Parece como si el granito intruyese en un cuerpo cuarzodiorítico cuando éste estaba ya estructurado, la "fabric" interna se mantiene paralela en todos los fragmentos como si se tratase de piezas de un rompecabezas,

pero a la vez, esta "fabric" coincide con la foliación del granito, lo que hace pensar que se trate de cuerpos penecontemporáneos, y la aparente antigüedad de la cuarzodiorita respecto al granito que lo engloba puede deberse a efectos de diferente viscosidad entre los materiales. Por otra parte, además de la coincidencia de la orientación en los cuerpos, el granito no debe ser claramente anterior, ya que no se observa borde de enfriamiento. Microscópicamente el contacto se define por una estrecha banda (unos milímetros) de grano medio, como el del granito, pero con composición cuarzodiorítica (casi ausente de feldespato potásico, mucha biotita y pequeños cristales de moscovita). En el seno de la cuarzodiorita, aparecen cuarzos con halos de anfíboles, típico de magmas híbridos que han englobado algo de magma ácido y lo han asimilado, en este caso un trozo de cuarzo, inestable en ese medio, que ha reaccionado dando la corona de anfíbol.

La disposición cartográfica de todos estos enclaves inducen a pensar que se trate de precursores más básicos, que alineados en dirección N-S constituyen el relleno de una fractura profunda; el granito de dos micas por su parte, también habría intruido a favor de dichas zonas de debilidad, lo que explicaría la compartimentación en bandas graníticas y migmatíticas, con enclaves de esquistos, que groseramente aparecen en cartografía. Otras fracturas de este tipo también parecen selladas por granodioritas precoces que se describirán a continuación.

4.3.2.2 *Granodiorita precoz (granodiorita de Aviión) (γ^2)*

Está representada en el cuadrante NE de la Hoja. Forma parte de un macizo alargado, en dirección N-S, paralelo a la dirección de deformación de las estructuras regionales, que se prolonga hacia el N (Hoja 04-11, PUENTEALDELAS).

Intruye en los materiales metasedimentarios, con bordes netos, en los que produce débil metamorfismo de contacto. En el interior del macizo se conservan algunos enclaves pellizcados de micasquistos, prácticamente sin asimilación alguna. En el borde sur del afloramiento se encuentra, a su vez, intruido por granito de dos micas. Los contactos en este caso son también netos y se observan a veces en sus cercanías bolas de granodiorita englobadas en el interior del granito.

La disposición alargada en dirección N-S, del macizo concuerda con la foliación existente (N 160°-180° E) definida por la orientación general de las biotitas y de los megacristales de feldespato potásico, a cuyos contornos se adaptan parcialmente aquéllas. La orientación de los megacristales recuerda una textura fluidal, lo que parece indicar que estas rocas se deformaron,

debido a la Fase II, (no hay evidencias de que estén relacionados con la Fase I hercínica), en estado semiplástico, a diferencia de los granitos de dos micas que debieron tener un comportamiento más rígido durante la deformación. El gran tamaño de los megacristales son un obstáculo para su orientación total.

La composición de la roca corresponde a granodiorita, que pasa a veces a ser de granito adamellítico calcoalcalino por potasificaciones y aumento del contenido en megacristales de feldespato potásico. Su textura es porfídica con una pasta granuda, hidipiomorfa a alotriomorfa y equigranular, de tamaño de grano medio a grueso. Los megacristales llegan a superar los 10 cm de longitud máxima. Destaca su alto contenido en biotita, el color de la roca es gris, y aunque no es tan frecuente como en otras áreas de Galicia, se han observado inclusiones microcuarzodioríticas ricas en biotita. Son más numerosos delgados diques aplíticos con granate, en cuyas proximidades la roca se moscovitiza.

La disposición longitudinal que adopta, parece indicar como se mencionó en el apartado anterior, que este cuerpo intrusivo se emplazó a favor de una zona de debilidad.

Los componentes mineralógicos principales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita secundaria. Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, circón, rutilo, epidota y opacos.

El cuarzo es siempre de grano fino y se presenta en forma de agregados de numerosos cristales intersticiales entre los dos feldespatos, con los cuales contrasta debido a la acusada diferencia de tamaños.

La plagioclasa, se presenta normalmente zonada, los términos más frecuentes son oligoclasa-andesina, aunque en los bordes, aparece con asiduidad oligoclasa sódica, debido a procesos magmáticos finales.

El feldespato potásico es microclina, en grandes cristales maclados según la ley de Carlsbad y desarrollo de numerosos entrecrecimientos gráficos mirmequíticos, cuando están en contacto con otros cristales de plagioclasa. A veces la roca presenta un alto contenido en feldespato potásico por procesos de potasificación posterior, lo que hace clasificarla como granito adame-llítico, este fenómeno también es frecuente en los bordes.

Las micas están agrupadas en hileras o lechos orientados. La moscovita es tardía y generalmente bastante más escasa que la biotita. Esta se encuentra a menudo cloritizada.

La composición modal media de estas rocas es:

Cuarzo	Microclina	Plagioclasa	Biotita	Moscovita	Accesorios
20,26	24,73	41,5	13,66	—	0,16

4.3.2.3 Granodioritas y granitos tardíos (batolitos de Porriño y Ribadavia)

(${}_2\gamma\eta^{2,3}$, ${}_{3-4}\gamma\eta^{2,3}$, ${}_2\gamma_f^{2,3}$)

En las esquinas suroccidental y en la nororiental de la Hoja se encuentran representados los bordes de dos macizos granodioríticos no afectados por la segunda fase de deformación hercínica (granitos tipo G 4 de CAPDEVILÁ, R., 1969). En el SW el de Porriño (plutón Morais-Porriño), y al NE una pequeña parte del de Ribadavia, que ocupa menos extensión que el anterior.

Ambos son intrusivos en los metasedimentos (PC—O) y en los granitos alcalinos de dos micas que los rodean. Los contactos son bastante netos, a veces retocados por fracturas tardías, y en ellos se puede apreciar localmente bordes de enfriamiento. En el interior de los plutones se observa ocasionalmente una foliación magmática de flujo generada durante su emplazamiento.

Cerca de los bordes aparecen enclaves de rocas más básicas (microcuarzodioritas biotítica-anfibólicas) y esquistos. En el contacto con metasedimentos son frecuentes las corneanas aunque circunscritas a una estrecha franja. Son raras las manifestaciones filonianas tardías y cuando existen, suelen ser de cuarzo exclusivamente. Las rocas de estos macizos, son fácilmente alterables, están muy fracturadas y dan relieves deprimidos, con una morfología muy característica (disyunción en bolas).

La granodiorita de Ribadavia en este sector, como en toda la parte meridional del macizo, no presenta facies de borde, únicamente diferenciado en su parte N (Hojas de PUENTECALDELAS, 05-10 y de ORENSE, 06-10). Litológicamente estas rocas son muy similares a las de la mayor parte de los afloramientos de la granodiorita de Porriño, por lo que se considera la facies normal (${}_2\gamma\eta^{2,3}$). En este último macizo, por el contrario, se han distinguido dos tipos más, diferentes, aunque representados escasamente. (${}_{3-4}\gamma\eta^{2,3}$, ${}_2\gamma_f^{2,3}$).

Granodiorita y granito biotítico-anfibólica de grano grueso (${}_2\gamma\eta^{2-3}$)

En conjunto es una roca muy homogénea de colores grises con tonalidades ocasionalmente rosadas. El tamaño de grano es grueso, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, de hasta 2 cms, en su eje mayor, aunque en menor proporción que en la granodiorita precoz.

Microscópicamente presenta textura granuda hipidiomorfa, compuesta por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como accesorio principalmente aparece anfíbol. En algunas zonas y distribuidas irregularmente puede verse pequeños cristales de moscovita.

El análisis modal medio da como resultado:

Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato potásico	Biotita	Minerales accesorios
27,2	34,2	22,8	10,9	4,8

La mayor abundancia de la plagioclasa sobre el feldespato potásico clasifica estas rocas como granodioritas; en algunos casos la proporción se iguala por lo que se trata de granitos adamellíticos.

El cuarzo, en cristales alotriomorfos subredondeados, de color gris traslúcido; con frecuencia tiene extinción ondulante.

El feldespato potásico (microclina) en cristales idiomorfos a menudo de gran talla, en los que se observan inclusiones de pequeñas biotitas paralelamente dispuestas a los bordes del cristal; muestran zonación y pertitas.

La plagioclasa es andesina u oligoclasa-andesina; entra con el feldespato en la composición de los fenocristales, aunque también forma cristales menores (alotriomorfos o de tendencia idiomórfica). La alteración progresa a partir de los núcleos, dando productos de sausrutización y sericitación, aunque este mismo tipo de alteración avanza más en la microclina.

La biotita se dispone ocasionalmente en agregados de cristales arracimados o en hileras, con fuerte pleocroísmo; contiene gran parte de los minerales accesorios de la roca, algunos de ellos (circón, allanita) con halos radiactivos. Con frecuencia se encuentran cloritizadas.

El anfíbol monoclinico (hornblenda) está presente como mineral accesorio e incluso, en algunas muestras, en una proporción mayor del 5 por ciento. A veces se encuentra como inclusión en las plagioclasas.

Otros minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, rutilo, esfena y más escasamente fluorita.

Granodiorita y granito biotítico-anfibólicos, de grano medio a fino ($_{3-4}\gamma\eta^{2,3}$)

Mineralógicamente esta facies no difiere de la anteriormente citada ($_{2}\gamma\eta^{2,3}$) pero es texturalmente más homogénea con tamaños de grano de medio a fino. En general los fenocristales de feldespato y plagioclasa son de menor talla y menos frecuentes.

La facies ($_{3-4}\gamma\eta^{2,3}$) aflora en poca extensión en el borde S de la Hoja, correspondiendo a una apófisis de dirección E-W que emerge del cuerpo principal del plutón Morais-Porriño. El aspecto de la roca es más oscura que el de la facies común.

La composición mineral es: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (andesina y oligoclasa-andesina), biotita y anfíbol monoclinico (hornblenda). Tanto el cuarzo como el feldespato ocupan posiciones inters-



ticiales entre las plagioclasas subidiomorfas, las cuales presentan maclado polisintético, zonación y a veces saurización. Los ferromagnesianos, en particular el anfíbol, están en mayor proporción que en la facies común y de vez en cuando tienen ligera cloritización.

Granito holofeldespático de grano grueso (${}_2\gamma_f^{2,3}$)

Es una facies presente en el borde S de la Hoja, en un pequeño afloramiento, aunque está más ampliamente representada en el resto del plutón. Petrográficamente se trata de granito inequigranular de grano grueso a muy grueso, rico en feldespato potásico; por esta causa en algunos casos presenta un intenso tinte rosado. El estudio en lámina delgada indica una potasificación intensa, así como la influencia de procesos hidrotermales sobre la roca; en el campo es frecuente observar la asociación con diques de cuarzo y pegmatitas.

La composición modal es la siguiente:

Cuarzo	Feldespato potásico	Plagioclasa	Biotita	Accesorios
25,0	49,0	19,0	5,0	2,0

4.4 ROCAS FILONIANAS

Dentro de la Hoja son bastante abundantes las manifestaciones filonianas, fundamentalmente en los granitos de dos micas, aunque también están presentes en menor proporción en el resto de los materiales. Se han distinguido tres grupos: pórfidos graníticos, diques ácidos y dioritas.

4.4.1 Diques de cuarzo, aplitas y pegmatitas (Fa)

En este grupo se han englobado todas las manifestaciones de carácter ácido desarrolladas durante las últimas etapas de emplazamiento y consolidación de los diferentes tipos de granito. Se trata de filones de cuarzo, pegmatitas, aplitas y pegmatitas.

Los diques de cuarzo están presentes en relación con todos los materiales estudiados. Se presentan con mayor profusión en los granitos de dos micas. Normalmente son de poco espesor, un metro como máximo, y unos metros de corrida. Son también frecuentes entre los metasedimentos, paralelos a la dirección de la esquistosidad principal; en cartografía se han representado encerrados en un contacto agrupaciones de varios filones (tienen

siempre escasa potencia) en las zonas donde son más abundantes, de manera que se mantenga su dirección general. En ninguno de los casos anteriores presentan mineralizaciones, únicamente se ha observado un dique de no más de 1 metro de potencia y unos 50 de corrida con mineralizaciones de óxido de hierro masivo; arma en la granodiorita biotítica-anfibólica ($\gamma\eta^{2,3}$) de Ribadavia, muy cerca del borde, con dirección N-S (x: 226.400; y:868.000).

Las aplitas, pegmatitas y pegmaplitas constituyen el grupo más numeroso de filones y de mayor potencia (hasta 10 m); son, como es habitual, más abundantes los relacionados con los granitos de dos micas, cuyas manifestaciones últimas magmáticas y postmagmáticas han sido más ricas en fluidos hidrotermales; son además frecuentes las inyecciones irregulares pegmaplíticas en el seno de estos granitos y migmatitas. Aunque en cantidad menos abundante también se han observado diques pegmatíticos y aplíticos en relación con la granodiorita precoz.

Mineralógicamente, están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, grandes moscovitas (en las pegmatitas) y ocasionalmente biotitas. Muchos filones son ricos en turmalinas (de hasta 5 cm de longitud en la granodiorita precoz de Avión) y granates, éstos sobre todo en aplitas. Como accesorios también están presentes apatito y opacos. Se observan igual que en las rocas graníticas sustituciones de feldespato potásico por plagioclasa (albita).

4.4.2 Pórfidos graníticos (FO)

Se encuentran en forma de diques que arman en granitos de dos micas y migmatitas. Todos tienen poca corrida y espesor, y podrían estar relacionados con diaclasas de tensión y fallas profundas, a través de las cuales han intruido. Rocas hipoabisales de este tipo han sido descritas en áreas limítrofes y son atribuidas a dichas fracturas como consecuencia del levantamiento regional coincidente con las intrusiones postcinemáticas (Granodioritas de Porriño y Ribadavia) (OEN ING SOENG, 1960-1970; ARPS, C.E.S., 1970).

Son rocas hipoabisales, de composición ácida o intermedia, de color amarillo parduzco que se presentan normalmente muy alteradas, aunque a veces suelen verse a simple vista pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos.

Los minerales constituyentes principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (en menor proporción), biotita y moscovita. La textura es microgranuda a porfídica.

El cuarzo aparece a veces con bordes corroídos, el feldespato potásico muchas veces pertitzado. La plagioclasa en casi todas las muestras se pre-

COMPOSICION QUIMICA DE LAS PRINCIPALES FORMACIONES

FACIES	R. Metamórficas		R. Migmat	ROCAS IGNEAS								
	PC-O	$N\zeta^2$	ψ^2	$_{3-4}\gamma^2$	$_{2-3}\gamma^2$	$_{2}\gamma_b^2$	$_{2}b\gamma^2$	$_{3}\gamma_m^2$	$_{4}\eta a^2$	$\gamma\eta^2$	$_{2}\gamma\eta^{2,3}$	F η
Núm. de muestras	3	1	7	8	8	1	2	2	4	3	8	1
	\bar{x} s		\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s		\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	
SiO	60,35 1,38	72,95	68,37 3,13	73,59 0,72	72,85 0,69	71,69	73,66 0,52	74,16 0,47	62,11 1,24	70,35 1,09	71,13 1,55	58,72
TiO ₂	1,14 0,05	0,30	0,73 0,29	0,21 0,13	0,24 0,06	0,33	0,32 0,11	0,11 0,04	1,14 0,23	0,46 0,10	0,29 0,12	0,96
Al ₂ O ₃	20,05 0,64	14,19	16,27 1,51	14,30 0,64	14,35 0,62	15,16	13,23 0,63	14,55 0,11	17,22 0,28	14,98 0,57	14,46 0,64	7,80
Fe ₂ O ₃ *	7,22 0,43	2,96	4,88 1,25	1,89 0,29	2,18 0,25	1,83	2,03 0,03	1,70 0,20	6,65 0,81	3,19 0,31	2,81 0,60	6,74
MgO	1,77 1,09	0,77	1,34 0,40	0,32 0,09	0,46 0,09	0,23	0,49 0,04	0,25 0,19	2,26 0,53	0,93 0,32	0,47 0,25	3,57
MnO	0,05 0,04	0,03	0,04 0,01	0,01 0,01	0,05 0,09	0,01	0,01 0,00	0,02 0,01	0,06 0,03	0,02 0,01	0,03 0,02	0,11
CaO	0,30 0,14	0,38	0,42 0,28	0,58 0,19	0,40 0,07	0,44	0,59 0,20	0,47 0,06	2,42 0,87	0,99 0,53	1,37 0,67	3,27
Na ₂ O	0,61 0,51	1,71	1,13 0,96	2,90 0,42	2,72 0,36	3,03	2,37 0,05	3,79 0,88	4,14 0,42	2,99 0,34	3,43 0,09	3,25
K ₂ O	5,20 0,84	4,72	4,17 0,44	5,00 0,63	4,79 0,58	5,80	5,16 0,35	3,73 1,47	2,40 0,42	4,52 0,48	5,07 1,05	3,37
P ₂ O ₅	0,18 0,10	0,08	0,15 0,09	0,07 0,05	0,11 0,04	0,08	0,16 0,01	0,04 0,01	0,88 1,23	0,17 0,03	0,10 0,04	0,25
M.V.	2,94 0,70	1,60	2,21 0,96	0,95 0,56	1,47 0,52	1,11	1,91 0,76	0,88 0,70	1,26 0,37	1,30 0,14	0,85 0,35	1,47

* Fe Total

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.

senta sericitizada, al igual que la biotita totalmente cloritizada. Sólo se han podido reconocer además minerales opacos como accesorios.

4.4.3 Dioritas (Fr)

Sólo se ha encontrado un afloramiento de este tipo de roca en la pista forestal que atraviesa el Faro de Avión, en la esquina noroccidental de la Hoja (x: 223.900; y: 866.500).

El afloramiento consiste en un dique de pequeñas dimensiones, de unas decenas de centímetros de espesor, que rellena una fractura en la granodiorita precoz de Avión.

Petrológicamente es una epidiorita compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol monoclinico, biotita y cuarzo. A estos minerales acompañan epidota, esfena, apatito, circón y opacos, como accesorios. Se observan rasgos de fenómenos tardíos, tales como procesos de potasificación y formación de cuarzo.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

No se tiene noticia de que hayan existido explotaciones mineras dentro de la Hoja en épocas recientes o anteriores, ni existen actualmente indicios interesantes desde ese punto de vista.

Se cuenta con los datos obtenidos durante la campaña de realización del "Programa Sectorial de investigación de minerales de Estaño y Wolframio, en las provincias de Pontevedra y Orense" (IGME). Durante dicha campaña se realizaron análisis químicos de muestras tomadas en filones del borde noroccidental de la Hoja, que no proporcionaron resultados positivos.

Los datos obtenidos mediante prospección a la batea en aluviones del mismo área ponen de manifiesto la presencia de rutilo, circón, anatasa, pirita, monacita, casiterita, wolframita-scheelita e ilmenita, en cantidades que no sobrepasan los 10 gr/m³, excepto para los dos últimos minerales que arrojan un contenido de hasta 150 gr/m³ en algunos puntos muy localizados.

5.2 CANTERAS

Actualmente el aprovechamiento de los materiales como Rocas Industriales en la zona es prácticamente nulo.

El Sector de construcción es el único que mantiene una pequeña actividad. Las únicas rocas explotadas para este Sector son las granodioritas biotítico-anfibólicas ($2\gamma\eta^{2,3}$). En el macizo de Porriño existen aún cuatro pequeñas canteras y en el de Ribadavia otras dos, explotadas en régimen intermitente y cuya producción se destina, en parte como roca de sillar y en parte a las fábricas de planchas pulidas para ornamentación. Estos dos macizos representan reservas potencialmente elevadas de roca ornamental y son explotadas con gran actividad en zonas próximas (al Sur de Porriño, Pontevedra).

El granito de dos micas ha sido utilizado en la zona hasta épocas recientes, para áridos, tanto naturales (xiabres) como de trituración, en numerosas explotaciones de pequeño tamaño. Son materiales cuya calidad es muy variable en función del grado de alteración y del tamaño de grano (cuanto menor es el tamaño, mayor calidad). Se ha utilizado sobre todo para la capa de rodadura de la red de carreteras en la zona. Todas las canteras se localizan junto a las carreteras a las que se destinó su producción y actualmente están inactivas.

La producción de materiales destinados a la Industria Cerámica también es nula. El único indicio de caolín existente, se localiza en Puente Canedo (x: 201.837; y: 857.982) en el borde occidental de la Hoja. Se trata de dos explotaciones pequeñas, abandonadas y sin reservas, de caolín producto de alteración, posiblemente hidrotermal, de granito de dos micas.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Prácticamente la totalidad de los materiales estudiados son ígneos y metamórficos, que cuando no están alterados presentan una porosidad, en general, menor de 1 por ciento. Los escasos poros existentes son muy pequeños y normalmente sin conexión entre sí, en consecuencia, las permeabilidades son tan bajas que pueden ser consideradas como nulas desde el punto de vista práctico. Sin embargo, a través de las fracturas y zonas descompuestas, puede desarrollarse una considerable porosidad y permeabilidad, ocasionando acuíferos locales de relativa importancia. Así, la alteración superficial y la degradación mecánica de las rocas puede dar lugar a formaciones muy sueltas que alcanzan porosidades totales mayores del 35

por ciento (lehms graníticos), las cuales van disminuyendo con la profundidad, hasta alcanzar la roca inalterada.

Acuíferos de este tipo (meteorización-fracturación) son escasos en la Hoja y sólo aparecen en las granodioritas tardías de Ribadavia y Porriño y en algunas zonas deprimidas (fondos de valles ocasionados por fracturas de cierta envergadura) y alteradas de los granitos de dos micas.

Otro tipo de acuífero, que aparece en la Hoja y quizá el más importante de la zona, se localiza en las aluviones, fundamentalmente del río Tea que recoge las aguas de escorrentía de un gran área (la cuenca del río Tea ocupa aproximadamente las dos terceras partes de la Hoja). Además dicho acuífero detrítico debe estar favorecido por otro acuífero infrayacente, ligado a fracturas de gran envergadura de dirección N-S.

La acusada fracturación y alteración del substrato junto a la acumulación de materiales aluviales y las excelentes condiciones de recarga, unido a la elevada pluviometría (más de 1.200 mm anuales) y a la frecuencia de las precipitaciones (que permiten la recuperación rápida de los niveles piezométricos), hacen de este aluvial el lugar más idóneo de la Hoja para la captación de aguas subterráneas:

La calidad química de las aguas es buena, por su bajo contenido en sales, pero existen ciertos peligros de contaminación orgánica debido a la gran cantidad de suelos vegetales y pastizales por los que pueden introducirse sustancias nocivas en los escasos acuíferos existentes.

Los acuíferos ligados a las fracturas N-S, mencionados anteriormente, son importantes desde el punto de vista químico de las aguas, ya que a ellos pertenecen las surgencias de aguas minero-medicinales existentes en la zona, algunas explotadas en Mondariz (La Gándara, Troncoso, Fuente del Val).

6 BIBLIOGRAFIA

- ALBURQUERQUE, G.A.R. de (1973).— "The origin of enclaves in granitic rocks from northern Portugal". *Spec. Pub. Geol. Soc. S. Afr.*, 3, pp. 479-493.
- ANTHONIOZ, P.M. (1969).— "Etude pétrographique et structural des régions de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Tesis Univ. de Poitiers*. 410 págs.
- ANTHONIOZ, P.M. (1970).— "Etude des complexes polymétamorphiques

- précambriens de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Sciences de la Terre*, núm. 15, pp. 145-166.
- ARPS, C.E.S. (1970).— "Zircon in granites, gneisses and metasediments from western Galicia (NW Spain)". *Bol. IGME*, T. LXXXI-II-III; pp. 144-156.
- 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. Medelingen*, 46, 1, pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Geological Map of Western Galicia. Vigo-La Guardia". Escala 1:100.000. *Dpto. Petr. Min. y Cristal.* Universidad de Leiden. Holanda.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Geological Map of western Galicia. Pontevedra". Escala 1:100.000. *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". *Tectonophysics*, 25; pp. 139-171. Elsevier Sc. Publish. Co. Amsterdam.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1971).— "La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: Comparaison avec les segments voisins". *Pub. Inst. Fr. du Pétrole*, 68 págs.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973).— "Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*. Vol. 241, pp. 50-52.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1974).— "Le précambrien de la Meseta Ibérique". *PIGG, Confer. Liblice, Praha*, pp. 133-162.
- BARROIS, Ch. (1882).— "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice". *Mém. Soc. Géol. Nord.* t. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dan le nord-ouest de la Péninsule Ibérique". *C.N.R. 5 Mem. et Docum.* t. IV. París, pp. 147-175.
- BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A.; HAALEBOS, P.E.M. y OVERMEEREN, F.A. van (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, pp. 93-110. 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. de France.* fasc. 7. París.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Le métamorphisme 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.* 403 págs.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).— "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". *B.S.D.F., (7), XV, núms. 3-4, pp. 209-228.*
- 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; pp. 215-225.*
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1965).— "Premieres mesures d'âge absolu effectués par le méthode au stronium sur des granites et michaschistes de la prov. de Lugo (NW de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París. t. 260, pp. 5081-5083.*
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— "Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (NW de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc., t. 270, pp. 2527-2530.*
- CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F. (1977).— "Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol". *Coll. intern. CNRS, Rennes, núm. 243.*
- DENAEYER, M.E. (1970).— "Tectónica y diferenciación estructural de los granitos y gneises de la ría de Arosa (Pontevedra, Galicia)". *Bol. IGME, t. LXXXI-II-III, pp. 164-168.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, ORENSE, 06-10. *Serv. Publ. Min. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, RIBADAVIA, 06-11. *Serv. Publ. Min. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, CELANOVA, 06-12. *Serv. Publ. Min. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME.— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, PUENTECALDELAS, 05-10. *Serv. Publ. Min. Industria (in press.).*
- DIV. GEOL. IGME.— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, TUY, 04-12. *Serv. Publ. Industria (in press.).*
- DIV. GEOL. IGME.— "Mapa Geológico de España". Escala 1:50.000, SALVATIERRA DE MIÑO, 05-12. *Serv. Publ. Min. Industria (in press.).*
- 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. LXXXVIII, pp. 139-145.*
- FLOOR, P. (1966).— "Petrology of an aegirine-riebeckite gneisbearing part of the Hesperian massif: The Galíñeiro and the surrounding area, Vigo, Spain". *Leids. Geol. Meded. Vol. 36, 204 págs. Tesis.*

- FLOOR, P. (1966).— "Los metasedimentos y gneises graníticos antehercinianos". *Leids. Geol. Medelingen*, 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1970).— "Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le NW péninsulaire". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- FLOOR, P.; KISCH, H.J. y OEN ING SOEN (1970).— "Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 242-244.
- IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979).— "Shear zones in the Iberian arc". *Congreso sobre "Shear zones in rocks"*. Barcelona (in press.).
- IGME (1970).— "Mapa Geológico de España". Escala 1:200.000, núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE, *Serv. Publ. Min. Industria*.
- IGME (1974).— "Mapa de Rocas Industriales". Escala 1:200.000, núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- IGME (1975).— "Mapa Metalogenético de España". Escala 1:200.000, núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- JULIVER, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Escala 1:1.000.000)". *IGME, Serv. Publ. Min. de Industria*.
- LOTZE, F. (1945).— "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch* n° 6; pp. 78-92.
- LOTZE, P. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. IGME*, t. LXXV, Madrid.
- LOTZE, P. (1969).— "El Cámbrico de España". *Mem. IGME*, 256 págs.
- MATTE, Ph. (1966).— "La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures et role des phases de deformation ultérieures". En "*Etagés tectoniques*". *Univ. Neuchatel*, pp. 243-251.
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*; t. 44. 128 págs.
- MATTE, Ph. (1968).— "Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne". *Tectonophysics*. 7 (4). *Elsevier Publish. Co. Amsterdam*; pp. 309-322.
- MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1973).— "La structure de la chaîne hercynienne dans l'ouest 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, pp. 2.268-2.271.
- MATE, 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, pp. 2.825-2.828.
- MAUFFRET, A.; BOILLOT, G.; AUXIETRE, J.L. y DUNAND, J.P. (1978).— "Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". *Bol. Soc. Geol. France*, t. XX, núm. 4, pp. 375-388.
- MEERBEKE, G.L.E. van; HILGEN, J.D. y FLOOR, P. (1973).— "Preliminary results of the investigation of the central Galician Schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Leidse. Géol. Medelingen*, t. 49, pp. 33-37.
- NONN, H. (1966).— "Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique". *Pub. Fac. des Lettres Univ. Strasbourg*. 591 págs.
- OENING SOEN (1970).— "Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 271-298.
- 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. LXXXI-II-III, pp. 65-71.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Mapa petrológico estructural de Galicia". Escala 1:400.000. *IGME, Madrid*.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico". *Traba. de Lab. Geol. de Lage*, núm. 14.
- PARGA PONDAL, I. y LOPEZ AZCONA, J.M. (1965).— "Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia". *Not. y Com. IGME*. núm. 78, pp. 221-236.
- PARGA PONDAL, I. y TORRE ENCISO, E. (1953).— "Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos 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. IGME*, T. LXXXI-II-III, pp. 115-143.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. y HEBEDA, E.H. (1965).— "Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental Margin: the Traba granite (Spain) and Berlenga granite (Portugal)". *Spain Geol. Mijnbouw*, 44, pp. 353-354.

- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.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 North-Western. (Spain)". *Geol. Mijnbouw*, 45, pp. 36-40.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.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 Peninsula". *Ecolog. Geol. Hel.*, Vol. 63, 1, pp. 255, 274.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribution à l'étude tectonique de Trás os Montes oriental". *Memória núm. 24, Nova serie, Serv. Geol. de Portugal*.
- RIEMER, W. (1965).— "Untersuchungen am Ostrand der galicischen kristallzone (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, pp. 139-157.
- TEX, E. den y FLOOR, P. (1966).— "A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia (NW Spain)". In *"Etages tectoniques"*. pp. 169-178. Ed. La Baconnière, Neuchâtel.
- TEX, E. den y FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the geology of western Galicia". In *"Mistère structurale du Golfe de Gascogne"*. Ed. Technips, Paris, 13 págs.
- YPMA, P.J.M. (1966).— "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España)". *Leidse Geol. Medelingen*, 36, pp. 279-291.