



IGME

186

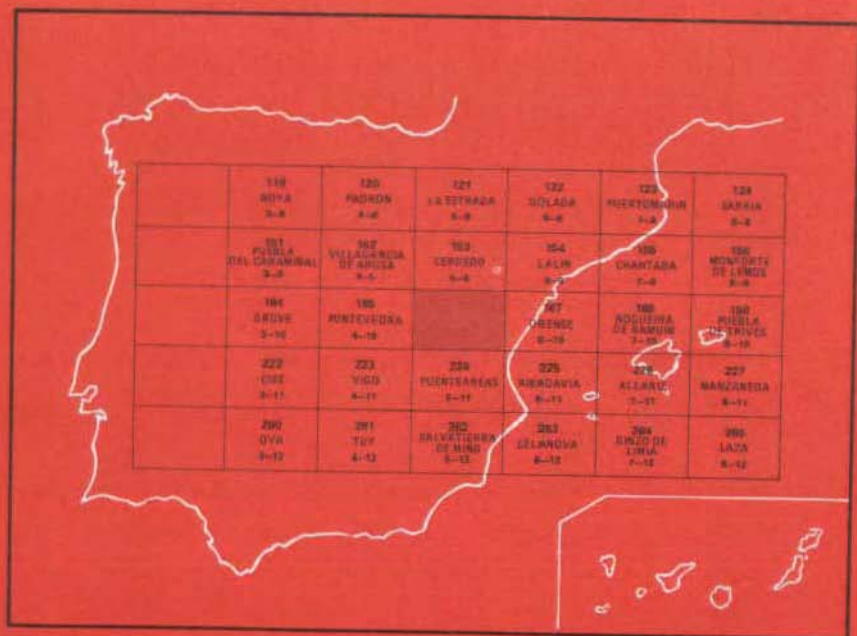
5-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PUENTE CALDELAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**PUENTE
CALDELAS**

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

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

Cartografía y Memoria: V. Monteserin López.

Petrología y Memoria: A. Pérez Rojas.

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 - 41949–1981

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

INTRODUCCION

Está situada la presente Hoja en el límite de las provincias de Orense y Pontevedra (NO de España).

Su situación dentro del marco de la geología regional es al N de la zona Centroibérica de JULIVERT, M. et al. (1972) o bien en la zona Galicia Media-Tras-os-Montes de MATTE, Ph. (1968) según los esquemas paleogeográficos y estructurales establecidos por los autores citados para el NO de la Península Ibérica.

Morfológicamente tiene dos partes condicionadas por la erosión diferencial: una al O y S con gran predominio granítico en la que resulta difícil adivinar ningún tipo de superficie principal de erosión, aquí la red hidrográfica se instala, principalmente, en fracturas tardihercínicas y diaclasas graníticas; la otra zona al NE predominantemente pizarrosa en la que se define con bastante claridad el resto de una penillanura situada entre los 650-850 m, de cota ligeramente superior a la superficie de Chantada BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954), la cual está retocada por la red fluvial del río Avia.

Esta región así como sus zonas circundantes ha sido objeto de numerosos estudios tanto geológicos como mineros. En lo que respecta a la geo-

logía propiamente dicha destacamos los trabajos de la Escuela de Leiden principalmente: FLOOR, P. (1966a, 1966b, 1970); CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970); PRIEM, H.N.A. et al. (1966, 1970); ZUUREN, A. Van (1969); HILGEN, J.D. (1971); MEERBEKE, G.L.E. Van et al. (1973); MINNIGH, L.D. (1975). En el aspecto estrictamente minero son también varios los autores PARGA PONDAL, I. y VAZQUEZ-GARRIGA, J. (1929); PARGA PONDAL, I. y MARTIN CARDOSO, G. (1948); BRINKMANN, R. (1939); SCHNEIDERHOHN (1941); YPMA, P.J.M. (1967); HENSEN, B.J. (1967) y CASTROVIEJO, R. (1974, 1975).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PRECAMBRICO-ORDOVICICO INFERIOR

Las rocas paleozoicas aflorantes ocupan aproximadamente la cuarta parte de la Hoja, estando situadas al Este de la misma. Son fundamentalmente esquistos, ampelitas, cuarcitas, anfibolitas y un nivel guía de ortoneis que describen en su conjunto una estructura sinclinal y que están afectadas como mínimo por dos fases principales de deformación.

Se desconoce la edad de estas rocas metamórficas que pueden variar desde el Precámbrico al Ordovícico Inferior. La dificultad de una datación más precisa estriba en el hecho de que estas series se encuentran muy alejadas de otras con cronología definida que afloran en la parte más oriental de Galicia.

1.1.1 Micaesquistos grises y esquistos verdes albiticos. Micaesquistos grises con estauroлита y/o granate (PC-O_{1p}, PC-O_{1pM})

Describimos en este apartado las rocas situadas a muro de las cuarcitas blancas tableadas (PC-O_{1q1}). Litológicamente se trata de una potente serie detrítica, muy monótona, formada por sedimentos pelíticos con algún horizonte detrítico más grueso que sufrieron un metamorfismo de tipo epi a mesozonal durante la orogenia hercínica transformando los citados sedimentos pelíticos en micaesquistos y las areniscas en cuarcitas.

Los afloramientos más occidentales (Trabazo, x: 205.600; y: 386.500) rodeados por los granitos alcalinos del Oeste ($_{3-4}\gamma^2$), se caracterizan por presentar un metamorfismo de medio a alto grado apareciendo sillimanita y

feldespato potásico. Son aquí frecuentes las intercalaciones de pequeños lentejones graníticos intruidos no mucho antes del desarrollo de la tercera fase hercínica, como más adelante se verá, y no cartografiables por su escasa potencia.

En la zona oriental, los sedimentos son principalmente pelíticos y los esquistos micáceos presentan unas superficies de esquistosidad con frecuentes ondulaciones, de aspecto brillante, lustroso, debidas fundamentalmente a la influencia granítica que desarrolla aquí un metamorfismo de contacto de considerable amplitud.

Estos esquistos presentan finos lechos de cuarzo de segregación paralelos a la superficie de esquistosidad S_1 , encontrándose normalmente en las charnelas de los pliegues de fase 3. Entre ellos afloran en abundancia esquistos grafitosos de colores negros frecuentemente alterados.

Además de algún tramo cuarcítico que más adelante describiremos hay algún nivel de vulcanitas, (riolitas) no cartografiable por su escasa potencia. Se detectaron dos puntos que presentan las siguientes coordenadas A (x: 225'2; y: 885'6) y B (x: 219'7; y: 881'7).

Ya hacia el techo de este tramo (inferior a las cuarcitas tableadas) el feldespato (albita) empieza a ser frecuente y los porfidoblastos dan a los esquistos un aspecto de roca volcánica.

1.1.2 Cuarcitas (s.l.) (PC-O₁ q, PC-O₁ q M)

Entre los esquistos anteriormente descritos y sobre todo en el borde oriental de la Hoja son frecuentes algunos tramos o lentejones cuarcíticos de dimensiones y potencias variables.

Afloran como niveles de escasa potencia con intercalaciones esquistosas, su tamaño de grano varía de medio a fino y están normalmente (aunque no siempre) recristalizadas.

1.1.3 Ampelitas y cuarcitas negras (PC-O₁ ap)

Afloran en la parte alta de la serie, en el centro de la sinforma e intercaladas en los esquistos micáceos y pizarras verdes.

Las ampelitas, constituyen un nivel de 0,5 m de potencia que puede tener cierta continuidad, aunque es de difícil localización. Es una roca de color oscuro, muy alterada, entre la que se intercala algún nivelillo cuarcítico de escasos centímetros de espesor. En los puntos detectados no observamos la presencia de restos fósiles.

Relativamente próximos a las ampelitas, aflora un lentejón de cuarcitas

negras, de extensión lateral más reducida que aquéllos. La potencia puede alcanzar 1 m y aparecen tableadas en niveles de 1-2 cm separados por una superficie S_1 que desarrolla minerales micáceos. El tamaño de grano es muy fino y están recrystalizadas. Tienen elevada proporción de cuarzo (ortocuarzitas) y materia carbonosa.

1.1.4 **Cuarcitas blancas tableadas** (PC-O₁q, PC-O₁q, PC-O₁q₁M)

Definen la estructura sinclinal de Beariz. Es normalmente una barra cuarcítica (en algunos puntos son dos: Pascals, x: 224'5; y: 877'5) con una potencia máxima de 2,5 m, aunque lo normal es que no sea superior a 0,5 m, si bien tiene una gran continuidad y es buen nivel guía. En el flanco oriental siempre tiene mayor desarrollo que en el occidental.

Aflora de forma tableada, con niveles de 2-3 cm de espesor separados por una superficie S_0 , con moscovita, y que le confiere un cierto bandeo muy característico. Es un buen nivel guía.

El tamaño de grano varía de medio a fino y los tonos son unas veces blanquecinos y otras gris-claro. Están muy recrystalizadas y es por ello que no observamos ningún tipo de estructura sedimentaria.

1.1.5 **Micasquistos grises y esquistos verdes albíticos. Micasquistos grises y esquistos verdes albíticos con granate** (PC-O₁p₁, PC-O₁p₁M)

El tramo superior supracuarcítico está definido por la presencia de tres niveles de anfibolitas, un lentejón de ortoneis y algunos niveles cuarcíticos, todos ellos discontinuos, en una serie esquistosa no muy diferente del tramo superior de la serie infracuarzitas tableadas. Por ello en el mapa se le asigna un color y unas siglas diferentes.

A este conjunto superior se le definió como "Serie de Forcarey" en la realización de la Hoja 153, Cerdedo, KLEIN, E. (1979).

Los esquistos, en los que ya no se detectan los cristales de estauroлита, son como dijimos de características similares a los descritos en el apartado 1.1.1, si bien aquí son más abundantes los porfidoblastos de albita y parece ser menor la proporción de cuarzo de exudación.


En nuestra opinión la "serie superior" podría venir definida por la aparición de los porfidoblastos de albita, describiendo el conjunto la estructura sinformal que se observa en la fig. 1 (más amplia que la delimitada por las cuarcitas blancas tableadas). Las diferencias entre esta "serie superior" y la serie a muro de la misma que podría denominarse "serie inferior" se describen en el apartado 3.3.3.



Fig. 1

7  Rocas Graníticas

 Zona albitica

 Neses y esquistos indiferenciados

 Cuarcitas (s1)

ISOGRADAS DE

Sillimanita

S+ - - - - -

Andalusita

A+ - - - - -

Estauralita

E+ + + + + +

Granate

G+ - - - - -

1.1.6 Anfibolitas (PC-O₁af, PC-O₁afM)

Han sido citadas por varios autores entre ellos MEERBEKE, G.L.E. VAN et al. (1973); MINNIGH, L.D. (1978); CASTROVIEJO, R. (1975).

Es una zona de desigual desarrollo en los flancos del sinclinorio de Beariz. En la parte norte del flanco occidental, puede alcanzar la citada zona, los 600 m de anchura, estando constituida por tres niveles de anfibolitas que llevan intercalado un lentejón de ortoneis, estando separados los niveles entre sí por esquistos albíticos. Toda esta zona se reduce considerablemente en las proximidades de Baíste (x: 221,5; y: 880,5) desapareciendo dos barras anfibólicas y el ortoneis, quedando entonces reducidas las anfibolitas a un solo nivel en la parte sur del flanco occidental y en todo el flanco oriental. Este nivel puede alcanzar una potencia máxima de 10 m.

El espesor de cada nivel (cuando son tres) puede alcanzar los 100 m, aunque lo normal es que no pasen de los 60. En ellos las anfibolitas son masivas, adoptan un aspecto verdoso muy característico, son de grano muy fino, tienen alguna intercalación esquistosa y normalmente se presentan en forma tableada en lechos de 2 ó 3 cm. Cuando están alteradas dan al terreno un color rojizo intenso. Nada se sabe en cuanto a su origen que puede ser orto o para.

El lentejón de ortoneis intercalado entre el 1^o y 2^o de anfibolita se describe en el apartado correspondiente de petrología.

1.1.7 Cuarzitas (PC-O₁q₂, PC-O₁q₂M)

Son dos niveles discontinuos, cartografiados en el flanco occidental del Sinclinorio de Beariz. Estos niveles tienen escasa potencia (\approx 3-5 m), están separados entre sí por esquistos albíticos unos 100 m, desarrollándose el nivel superior casi exclusivamente en las charnelas de la macroestructura que describen.

Las características de las cuarzitas son idénticas a las descritas en los apartados 1.1.2 y 1.1.4.

1.2 CUATERNARIO

De escaso desarrollo, estos depósitos consisten principalmente en materiales aluvionares compuestos sobre todo por arenas procedentes de la denudación de los macizos graníticos, así como cantos de cuarzo y esquistos de diversas granulometrías. Su importancia estriba en que en algunos pun-

tos, como en Doade, estos aluviones presentan concentraciones importantes de casiterita.

2 TECTONICA

El Noroeste de la Península Ibérica se caracteriza por estar afectado de una tectónica polifásica de edad Hercínica si bien, a veces, aparece algún argumento a favor de fenómenos que pudieran considerarse como caledonianos. A pesar de que el metamorfismo y la tectónica de esta orogenia son difíciles de reconocer a causa de la intensidad de la orogenia Hercínica, son varios los autores que hacen mención a episodios caledonianos: MARTINEZ GARCIA, E. (1971, 1973) en la región noroccidental de Zamora; ALDAYA, F. et al. (1973) en zonas de Galicia Central, Zamora y Salamanca; diversos autores durante la realización de las Hojas del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) como las de Caldeira, S. Salvador de Serantes, Cariño, Puente-deume, Orense, Lalín, etc. La escuela de Leiden también detectó diversos fenómenos de metamorfismo y deformación previos a la orogenia Hercínica: FLOOR, P. (1966) en los alrededores de Vigo; ZUUREN, A. VAN (1969) en Santiago de Compostela; ARPS, C.E.S. (1970) en la zona de Noya; HILGEN, J.D. (1971) en las proximidades de Lalín; MEERBEKE, G.L.E. VAN (1973) en una región coincidente con el trabajo que nos ocupa, etc.

En lo que aquí respecta y en un área muy concreta del sinclinorio de Beariz (área de los esquistos albiticos) es frecuente la aparición del granate y rutilos claramente preesquistosos, minerales estos que pudieran corresponder a un metamorfismo prehercínico.

Por otra parte y de acuerdo con los datos petrológicos (Fig. 1) delimitamos aproximadamente una zona que está definida por la aparición de albitas metamórficas. El crecimiento de estas albitas indicaría aparte de un elevado contenido en sodio de los sedimentos un metamorfismo con un gradiente de Presión algo más elevado del regional que se observa en Galicia. Es además en esta área donde se observan los granates y rutilos anteriormente citados.

Debido a ello establecemos dos hipótesis que tratarían de explicar la presencia de esta zona albitica, en principio más profunda, en el centro de la estructura sinclinal, anomalía ésta que ya había sido detectada por MINNIGH, H.L.D. (1975). Estas hipótesis consisten en:

- a) Flanco inverso de un pliegue tumbado.
- b) Una unidad alóctona.

Ambas posibilidades, así como los problemas que presentan se irán describiendo en función de las fases tectónicas hercínicas a las que las creemos asociadas.

Fase I

Afecta a todos los sedimentos de la Hoja y da lugar a una esquistosidad de flujo S_1 que es normalmente la superficie más penetrativa y más fácilmente observable del Noroeste de España. En el borde Oeste (tramo inferior de la serie) está con frecuencia enmascarada por la esquistosidad de 3ª Fase y aparece en forma de arcos poligonales (visibles al microscopio), limitados por la esquistosidad de crenulación S_3 (visibles en campo). Los planos axiales de dichos arcos son paralelos a esta última esquistosidad como ya observó en el área de Vigo, BUISKOL TOXOPEUS, J.M.A. et al. (1978). En el resto de la Hoja es muy evidente, con una dirección que oscila N 130–170 E y un buzamiento 45-65 al Oeste.

No detectamos ni micro, ni mesoestructuras correspondientes a la Fase I si bien cabe la posibilidad de que el área albética sea el flanco inverso de un pliegue tumbado, (megaestructura) como ya se expuso anteriormente (a). Esta estructura estaría en consonancia con las ideas expuestas por MATTE, Ph. (op cit) sobre las características de la Fase I para la región Galaica. Sin embargo, la interpretación aquí de un pliegue tumbado, presenta la dificultad de explicar satisfactoriamente el salto de metamorfismo tan neto que existe entre las zonas con y sin albita, lo cual haría suponer además una discordancia.

La edad de esta Fase para las zonas extensas es Westfaliense, B. WAGNER, R. (1965), Devónico Superior-Viseense, MARCOS, A. (1973). Para las zonas internas, Devónico Superior con límites imprecisos, RIBEIRO, A. (1974), Devónico Superior-Carbonífero Inferior (348 ± 10 m.a.) PRIEM, H.N.A. et al. (1970) en datación radiométrica sobre granitos hercinianos deformados en Galicia Occidental (zonas próximas a las de estudio).

Fase II

Respecto a esta fase, bien definida en otras regiones, MARCOS, A. (op cit), RIBEIRO, A. (op cit), PEREZ ESTAUN, A. (1978), no parece tener aquí gran importancia, si bien le atribuimos la hipótesis (b) de que la zona albética, junto a los minerales relictos asociados a la misma (granate y rutilos) sea una unidad alóctona emplazada en su desarrollo.

Por medio de este cabalgamiento se explicarían las netas diferencias en la intensidad del metamorfismo de los esquistos con y sin albita, se justificaría la presencia de los relictos granate y rutilo, asociado a la citada zona albitica, pero no se comprende de manera satisfactoria, la práctica carencia (o bien no observación) de estructuras normalmente asociadas a las superficies de cabalgamiento como suelen ser: pliegues, esquistosidades, estrías, etc.

Evidentemente la comprobación de esta hipótesis excluiría la expuesta como pliegue tumbado en la Fase I.

Fase III

Tiene aquí mucha intensidad. Desarrolla una esquistosidad S_3 unas veces de fractura y otras de crenulación, superficie está menos penetrativa que la S_1 . Esta esquistosidad es bien subvertical o bien con fuerte buzamiento al Oeste y su dirección es prácticamente coincidente con la esquistosidad principal S_1 , lo cual indica que las dos fases (1, 3) son homooxiales. Son también frecuentes las lineaciones de intersección L_{1-3} de esta esquistosidad con la S_1 que presentan generalmente una inmersión al N de 10 a 20°.

A esta fase corresponden la gran mayoría de los pliegues que se detectan en el campo, definidos muchas veces por el cuarzo de segregación que se concentra en la charnela de los mismos. En numerosas ocasiones y sobre todo a escala decí o centimétrica los pliegues son asimétricos pinchando al Norte con una inmersión que puede alcanzar los 25°.

A escala megaestructural, creemos le corresponde la estructura denominada Sinclinorio de Beariz, que está definida a nivel cartográfico por las cuarcitas blancas tableadas. (PC-O₁q₁).

En Galicia la edad de esta fase se determinó por datación radiométrica de los granitos de Guitiriz y Forgoselos y se sitúa en un Intra-westfaliense, CAPDEVILA, R. y VIALETTE, I. (1970), también se refieren a esa edad los autores MARCOS, A. (op cit); RIBEIRO, A. (op cit).

Fases tardías de deformación

Posteriormente a las fases principales de deformación se desarrollan fracturas que son de dos tipos:

Fracturas de tensión de dirección N-70-E.

Fracturas de cizallamiento, de dirección N-30-40-E y su conjugada. La mayoría permanecieron activas hasta épocas recientes. Es de destacar la zona de debilidad (probable fractura) que lleva asociado un cortejo filoniano

mineralizado de una gran extensión y al que haremos referencia en los capítulos correspondientes de rocas filonianas y geología económica.

3 PETROLOGIA

3.1 NEISES GLANDULARES (G_2)

Aparecen en el borde noroccidental del mapa, en forma de un gran lentejón de unos 10 Km² de superficie.

Son rocas de aspecto neísico, esquistosidad, con lechos micáceos fundamentalmente biotítico y megacristales de feldespato muy característicos que pueden alcanzar 3-4 cm. En ocasiones tienen gran parecido con los neises glandulares del "Ollo de Sapo" que afloran en el Noroeste peninsular.

Dentro de esta banda neísica son frecuentes a su vez los lechos de composición granítica de escasa potencia y alargados según las direcciones axiales de deformación. Estos neises están en contacto neto con una serie alcalina que se describirá más adelante.

La esquistosidad está generalmente subvertical y es casi siempre de crenulación (S_3) enmascarando a la S_1 , aunque los afloramientos que presentan estos neises son generalmente deficientes debido a la alteración de los mismos y al suelo que sobre ellos se desarrolla.

En lámina delgada se presentan como unas rocas constituidas por glándulas a veces grandes mono o policristalinas de feldespato potásico microperítico o poiquilítico de pequeñas plagioclasas, que flotan en una matriz de cuarzo de grano fino (frecuentemente alargado) y salpicada de pequeñas plagioclasas y numerosos lechos micáceos.

Las plagioclasas son xenomorfas, generalmente. En ocasiones se percibe en ellas una débil zonación. En algunos cristales se han encontrado también pequeños granates blindados.

Las micas se encuentran agrupadas en lechos de continuidad variable. La biotita tiene un grado de orientación más acusado que la moscovita, la cual es de origen más tardío, además de poder incluir restos de sillimanita preexistente en forma de diminutas agujas.

Los accesorios menores más comúnmente encontrados son minerales opacos y granos de zircón. Este último casi siempre relacionado con las láminas biotíticas.

Si bien el aspecto macroscópico de estos neises recuerda notablemente a

los materiales pertenecientes a la formación “Ollo de Sapo” de Galicia, su apariencia microscópica se asemeja más a la de rocas graníticas o granitoides deformadas por efecto del metamorfismo. En principio pues y con reservas, se les identifica como ortoneis.

3.2 ORTONEIS

Entre la primera y segunda barra de anfibolitas (PC—O₁ af) aflora una capa de desigual potencia (0,5 m a 50 m) de ortoneis gris a gris-amarillento. La roca tiene predominio de feldespato sobre cuarzo, un aspecto bandedo con relativa igualdad de biotita y moscovita aunque ambas escasas. La textura es casi masiva, el grano medio-fino y los contactos con los esquistos albíticos adyacentes muy netos.

Las muestras estudiadas contienen principalmente cuarzo, microclina, albita y escasamente biotita y moscovita. También tiene minerales opacos además de apatito y zircón.

La textura es porfidoblástica, puesta de manifiesto por la presencia de fenocristales ovoides de microclina poiquilítica (cuarzo y plagioclasa, principalmente) de tamaño media a grueso y de más escasa plagioclasa ácida morfológicamente similar al feldespato potásico pero de tamaño algo menor. La matriz que los rodea es de cuarzo de grano muy fino, recristalizado y algo orientado entre el que se encuentran hileras flexuosas y discontinuas de biotitas pequeñas íntimamente relacionadas con minerales opacos.

3.3 METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales a los que se atribuye una edad Ordovícica Inferior, o más antigua, están afectados por unos metamorfismos que pueden denominarse de grado bajo a “alto” comenzante, siguiendo la terminología empleada por WINKLER (1978).

Se distinguen dos formaciones (¿unidades?) principales diferenciadas tanto por el quimismo de las rocas como por el aspecto macroscópico de ellas. Resulta además que las metamorfitas inferiores estratigráficamente son monometamórficas mientras que las superiores son polimetamórficas. Las primeras corresponden a la secuencia denominada de micaesquistos grises y las segundas a los esquistos verdes con albita, entre los que se encuentran intercalados los niveles de cuarcitas y de anfibolitas.

A continuación se hace una descripción somera de ambas formaciones

para pasar después a tratar de establecer unos caracteres distintos entre los dos.

3.3.1 Micasquistos grises

Corresponde esta formación a las metapelitas relativamente ricas en grafito que están afectadas por el metamorfismo hercínico regional. Se trata de unos micasquistos constituidos esencialmente por cantidades variables de cuarzo, biotita y moscovita a los que pueden acompañar otros minerales índices de metamorfismo que se presentan distribuidos según una zonación muy netamente definida (Fig. 1). El orden de formación que se observa es: clorita-biotita-granate-estaurolita-andalucita, sillimanita-feldespato potásico. No se ha hecho representación gráfica de todas las posibles isogradas debido a que su exacta delimitación exigiría una recolección de muestras excesivamente exhaustiva, muy por encima del objeto de este trabajo.

Las condiciones físicas del metamorfismo de estos micasquistos grises se encuentra siempre por encima de la isograda granate (+) mientras que las dos precedentes están prácticamente confinadas en la zona de esquistos verdes con albíta.

La ausencia de distena y la desaparición de la estaurolita ya en la isograda de la sillimanita (+) indican una presión inferior a los 5 kb. Se trata pues de un metamorfismo de baja presión que guarda estrecha relación con el emplazamiento de los granitos alcalinos pues las isogradas se ciñen a ellos en la zona O, (fig. 1) y en la del E a los que afloran en la Hoja limítrofe de Orense.

En el sector O, los blastos de granate, estaurolita y andalucita suelen ser idioblásticos y engloban casi siempre a la esquistosidad de la roca. Por el contrario hacia el E los cristales de estos minerales contienen numerosas inclusiones de cuarzo y/o grafito netamente giradas y pueden presentar recrecimientos periféricos tardíos.

La bastesis de estos minerales se supone ligada íntimamente a la F_3 hercínica en las etapas sin y postesquistosa.

La F_1 hercínica en la mayoría de las rocas se observa en forma de micropliegues aplastados o microlitos sigmoides de biotita y moscovita que se presentan en los lechos más ricos en cuarzo.

En cuanto al desarrollo de la sillimanita y feldespato potásico dentro de sus isogradas correspondientes puede añadirse que nunca es tan espectacular como el de los tres minerales anteriormente mencionados. La sillimanita se presenta en forma de fibrolita asociada a los lechos micáceos y muy rara vez se relaciona con los cristales de andalucita, la cual desaparece normalmente

cuando este mineral se forma. El feldespato potásico se observa en forma de diminutos granos repartidos por la roca que coexisten aún con láminas de moscovita relativamente abundantes.

3.3.2 Esquistos verdes con albita, anfíbolitas y cuarcitas

Los esquistos verdes están constituidos por cuarzo, mica blanca, biotita o clorita y albita, además de granates ocasionales. Los accesorios menores son minerales opacos, circón, turmalina, apatito y rutilo. Este es, además de la albita un carácter muy distintivo respecto a los micaesquistos grises ya que en ellos son comunes los dos primeros y más escasos los dos siguientes, mientras que el último está totalmente ausente.

Las rocas presentan una alternancia irregular de lechos cuarcíticos con delgadas bandas micáceas lipidoblásticas sobre las que suele tener lugar la blastesis de albita. Esta aparece en forma de porfidoblastos algo redondeados o amigdalares muy marcadamente rotacionales y que contienen inclusiones de cuarzo, minerales opacos, granate y rutilo. Los cristales se presentan casi siempre maclados según la ley Carlsbad. El carácter rotacional tan acusado de la albita hace pensar que si bien su crecimiento se debe a la F_3 hercínica, es anterior al desarrollo del granate, estaurólita y andalucita que ha sido mencionado al tratar de los micaesquistos grises. Por otro lado se podría vincular en parte con la F_2 hercínica ya que en los tramos más basales de la serie la albita está fuertemente estirada y las rocas adquieren un cierto hábito blastomilonítico. Datos estos que pueden apoyar la existencia de la hipotética F_2 hercínica relacionada con el emplazamiento de una unidad alóctona que correspondería con la serie en cuestión.

El metamorfismo hercínico en estos materiales se traduce principalmente en el crecimiento de granates postesquistosos y más accidentalmente, de estaurólita y andalucita (fig. 1) algo tardía respecto a F_3 .

La presencia de granates preesquistosos y rutilos incluidos en las albitas evocan la existencia de un metamorfismo prehercínico de presión más elevada que no se manifiesta en la formación de micaesquistos grises infrayacentes.

En cuanto a las cuarcitas intercaladas en esta serie no es necesario insistir en su descripción ya que su principal diferencia estriba en un contenido más bajo en micas y albita que en los esquistos verdes.

Las anfíbolitas presentes en esta formación están constituidas por anfíboles ligeramente azulados acompañados de albita, escasa zoisita, algún granate y accesorios menores tales como rutilo, titanita, zircón y apatito. El anfíbol suele disponerse con carácter ligeramente nematoblás-

tico y la albita forma cristales algo redondeados u ovoides asociados a las epidotas.

La presencia de zoisita podría atribuirse al mismo fenómeno que ha originado el rutilo y los granates incluidos en las albitas de los esquistos verdes.

En cuanto a su origen, no se observan criterios para dilucidar si se trata de orto o de para-rocas.

3.3.3 Caracteres distintivos entre los esquistos verdes con albita y los micaesquistos grises

1.— El metamorfismo prehercínico sólo se manifiesta en la formación de esquistos albíticos, y no en la de esquistos grises infrayacentes.

2.— El tamaño medio de los filosilicatos es casi siempre mayor en la formación inferior estratigráficamente.

3.— A su vez en ella la esquistosidad está o bien más intensamente plegada con micropliegues muy asimétricos o bien los micropliegues son casi imperceptibles. Por el contrario los esquistos con albita presentan unos micropliegues más laxos, simétricos y homogéneos, con variabilidad en su intensidad poco acusada.

4.— La albita glandular con macla de Carlsbad es exclusiva de la formación supuestamente alóctona mientras que en la otra, además de estar ausente, el contenido en grafito es casi siempre relativamente importante y además se presenta impregnando a las micas de una forma muy homogénea.

5.— El apatito y turmalina son más escasos en los micaesquistos grises, mientras que el rutilo queda confinado a los esquistos albíticos.

6.— Los esquistos verdes son sedimentos ricos en sodio.

3.4 METAMORFISMO DE CONTACTO

En lo que a los granitos alcalinos se refiere parece ser una continuación del metamorfismo regional hercínico y se traduce en el recrecimiento de cristales de andalucita o en el desarrollo de algunos de ellos además de blastos tardíos de biotita y clorita en condiciones totalmente estáticas. La intensidad de este metamorfismo desciende además de con la magnitud de los afloramientos graníticos con la situación de los mismos en la escala cronológica ya que los más modernos producen una aureola de contacto muy débil o nula. En todos los casos suele ir seguido de fenómenos más o menos acusados de sericitización y turmalinización de las rocas.

3.5 ROCAS GRANITICAS

Ocupan un 70 por ciento del mapa y hay dos grupos fundamentales: uno de granitos de dos micas (alcalinos) y otro de granodioritas con gran predominio biotítico (calcoalcalinos). Tanto unos como otros, cuando están deformados es debido a la acción de la tercera fase hercínica dado que las andalucitas y estauroлитas crecen desde tiempos ligeramente anteriores, durante y con posterioridad al desarrollo de la citada fase. Además se observa el carácter discordante, respecto a los límites de la unidad alóctona (2ª fase) que vendría definida por los metasedimentos ricos en albita.

3.5.1 Granitos alcalinos del Oeste (Puente-Caldelas)

Representan el 50 por ciento de la Hoja. El contacto con las series metamórficas infraordovícicas (borde Este) es neto siguiendo aproximadamente la orientación general de las estructuras regionales. Estos granitos ejercen gran influencia en las series citadas, dando una considerable aureola de metamorfismo de contacto que puede llegar a alcanzar los 2 Kms. Presentan una textura foliada debida a la tercera fase de deformación.

Son granitos con gran variabilidad en el tamaño de grano, de dos micas, con predominio de la moscovita sobre la biotita y que han dado manifestaciones neumatolíticas e hidrotermales intensas, demostrado por la turmalinización y moscovitización de las rocas encajantes, por la presencia de un cortejo filoniano de aplitas y sobre todo pegmatitas con granates y turmalinas y por la presencia de filones de cuarzo mineralizado (a veces turmaliníferos). Las pegmatitas unas veces afloran como tales filones o diques y otras como masas irregulares de espesor variable.

Respecto al origen estos granitos han debido formarse en zonas moderadamente profundas, en condiciones próximas a la anatexia, aunque no se detectan sin embargo estructuras típicas de las migmatitas. Estos granitos se intruyen durante la tercera fase hercínica.

Al microscopio se muestran como una formación monótona en cuanto a composición mineralógica, mientras que los aspectos texturales presentan una mayor variabilidad.

Los componentes esenciales de estos granitos, por orden de abundancia son: cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita. A estos suelen acompañar apatito, zircón y minerales opacos, como accesorios menores más comunes.

Los efectos de la deformación hercínica tardía se traducen en la fuerte recristalización del cuarzo, en la curvatura de los planos de exfoliación de las

micas o de los de macla de los feldespatos o, bien, en la orientación general de la roca que puede ser desde débil a muy acusada.

El cuarzo es marcadamente heterométrico, de grano fino a grueso. Se suele presentar en agregados intersticiales entre los dos feldespatos y alcanza generalmente un tamaño inferior al de ellos. Los bordes de los cristales son indentados o suturados y con menor frecuencia poligonales.

La microclina presenta en casi todas las muestras su macla característica y un carácter xenomorfo muy marcado. Es muy frecuente el desarrollo de micropertitas en "string" o la presencia de inclusiones de diminutas plagioclasas, de granos de cuarzo o de láminas micáceas. El tamaño de los cristales en las facies no porfídicas oscila entre 0,3 y 9 mm, pudiendo señalarse como 4 mm el tamaño más frecuente. En las facies con megacristales de feldespato potásico se atenúa el carácter xenomorfo de la microclina que pasa a tener una forma tabular y su macla característica se combina con la de Carlsbad, además de aumentar el número de inclusiones de los minerales antes mencionados.

La plagioclasa muestra unos contenidos en anortita que varían entre el 5 y 20 por ciento. El carácter heterométrico es más atenuado que en el cuarzo y en el otro feldespato. Los cristales son xenomorfos, tabulares o más raramente, hipidiomorfos. Es muy común la existencia de zonación y cuando ésta se percibe la diferencia del contenido en anortita del núcleo respecto a la periferia, no rebasa el 5 por ciento.

En cuanto a las micas, la moscovita es siempre notablemente más abundante que la biotita, presentándose casi siempre ambas asociadas en agrupaciones de pocas láminas que pueden presentar orientación preferente o estar deprovistas de ella.

Son muy comunes en la biotita las inclusiones de zircones radiactivos, de pequeños apatitos o de algún mineral opaco.

3.5.1.1 *Granitos de dos micas con megacristales (γ^2)*

Afloran en tres puntos diferentes con una extensión aproximada de 35 Km². Son alargados, concordantes con la situación regional y los contactos que presentan con el resto de los granitos son graduales en dos de las manchas y neto en la tercera (granito de Borela) que está situada al Oeste. Son granitos de grano grueso, de dos micas, predominando la moscovita, y con la particularidad de presentar una abundante proporción de megacristales de feldespato.

3.5.1.2 *Granito de dos micas de grano grueso* (${}_2\gamma^2$)

Es una banda alargada de dirección aproximada N-140-E con anchura que oscila entre los 6 y los 9 Km de un granito de grano grueso, dos micas (predominio moscovítico) y escasos megacristales de feldespato (éstos aumentan a medida que nos acercamos a los granitos anteriormente descritos). Suele haber alguna mancha de grano medio-fino difícilmente cartografiable.

3.5.1.3 *Granito de dos micas de grano medio-fino* (${}_{3-4}\gamma^2$)

Se sitúan en ambos márgenes del granito de grano grueso descrito anteriormente. Tiene como ya se citó en los anteriores párrafos, dos micas con predominio moscovítico, aunque cambia el tamaño de grano que aquí es medio-fino y carece de megacristales. En algunos puntos del borde Este parece disponerse de manera bandeada, en bandas estrechas y alargadas de características similares pero con variaciones granulométricas. Hay algún resto micáceo, neisificado sobre todo en este borde, contacto con la serie infraordovícica.

También incluimos en este grupo un pequeño afloramiento al Sureste de la Hoja, casi en el contacto con la granodiorita tardía, no llega al Km² de superficie y es de las mismas características que los aquí definidos.

3.5.2 *Granodiorita precoz* (${}_2\gamma\eta_b^2$)

Aflora al Sureste de la Hoja en el macizo de forma alargada que es paralelo en líneas generales a la dirección de las principales formaciones y estructuras regionales. Es intrusiva, tiene contactos netos con las series metamórficas adyacentes y no se observan facies finas de borde. En el interior de esta mancha calcoalcalina se observan restos esquistosos no asimilados por ella (a veces de considerable extensión).

La intrusión parece que no desarrolla un metamorfismo de contacto muy acentuado y corta en el borde Este las isogradas del metamorfismo regional, que se hallan ligadas a los granitos alcalinos, lo que indica que es posterior a los mismos. Se tendría entonces que la probable edad de esta intrusión granodiorítica sería sin fase tres.

Se caracteriza fundamentalmente por su gran riqueza en biotita, la presencia de megacristales de feldespato, y la pobreza en minerales neumatolíticos e hidrotermales. A diferencia de otras zonas de Galicia tiene aquí escasos enclaves de rocas microgranudas. El macizo por otra parte, está

cruzado por numerosos diques ácidos, aplitas fundamentalmente, en cuyas proximidades las rocas presentan un enriquecimiento en moscovita.

Adopta una disposición longitudinal ya que parece estar emplazada a favor de una zona de debilidad, probablemente una falla, de importancia regional, a la que cicatriza. Presenta una orientación general de las biotitas debida a la acción de la 3ª fase de deformación con una disposición aproximada de N-160-E.

El estudio microscópico de estas rocas pone de manifiesto la existencia de unos caracteres muy peculiares que las diferencia notablemente de los otros granitos presentes en esta zona.

Los minerales esenciales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita, acompañados siempre de minerales opacos y pequeños apatitos y zircones.

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 relación feldespato-plagioclasa es aproximadamente igual, con unas oscilaciones en ambos sentidos no muy acusadas.

La microclina es menos xenomorfa que en los granitos alcalinos y el desarrollo de micropertitas es débil. Cuando los cristales están en contacto con otros de plagioclasa tiene lugar un desarrollo, a veces importante, de mirmequitas.

Las plagioclasas son comúnmente hipidomorfas, poco heterométricas. Su carácter más acusado respecto a los granitos anteriores es la existencia de una zonación muy neta, frecuentemente oscilatoria con valores en el contenido de anortita comprendidos entre el 20 y el 30 por ciento.

Las micas están agrupadas en hileras o lechos orientados. La moscovita es más tardía y generalmente algo más escasa que la biotita.

Resumiendo se puede decir para estas granodioritas que su apariencia microscópica es la de unas rocas porfídicas con fenocristales de los dos feldespatos y lechos micáceos orientados que resaltan dentro de una matriz cuarcita de grano fino.

Da la sensación de que la F_3 ha deformado a estas rocas en estado simplástico. Por el contrario las deformaciones en los granitos alcalinos parecen haber tenido lugar sobre rocas con un grado de cristalinidad más avanzado.

A la escala microscópica presentan también un grado de orientación, manifiesto por la presencia de lechos micáceos mucho más acusados. Sin embargo, estos hechos se presentan invertidos macroscópicamente.

3.5.2.1 *Granodiorita precoz de grano grueso* (${}_2\gamma_B^2$)

Es la mayor parte de la intrusión. Presenta como característica principal una gran abundancia de megacristales de feldespato que a veces se presentan orientados (textura fluidal) los cuales llegan a alcanzar gran tamaño (7-8 cms). Es de grano grueso y aunque se observan algunas moscovitas, es fundamentalmente biotítica, de ahí que presenta tonalidad más oscura en los granitos alcalinos.

3.5.2.2 *Granodiorita precoz de grano medio-fino* (${}_{3-4}\gamma_B^2$)

Son dos retazos dentro de la masa granodiorítica. Difieren de la anterior en que las granulometrías son más finas y en la escasez de los megacristales de feldespato. Las zonas límites son problemáticas para la diferenciación cartográfica.

3.5.3 *Granito alcalino de Beariz* (${}_2\sqrt{2-3}$)

Es una intrusión tardía, pues no presenta ningún tipo de orientación mineral acusada, excepto en el borde que es de tipo mecánico o bien en algunos puntos que es de flujo, además de cortar las isogradas de la biotita y del granate, según los esquemas de MEERBEKE, G.L.E. et al. (op. cit) y MINNIGH, J.D. (op. cit), aunque estos puntos no quedaron suficientemente claros en la realización del presente trabajo.

El contacto con las rocas encajantes es neto y no da un metamorfismo de contacto apreciable. En un estudio más detallado CASTROVIEJO, R. (1974-1975) detecta una estrecha aureola con andalucita. El emplazamiento pudo realizarse probablemente en un estado de cierta consolidación del magma.

Este macizo presenta manifestaciones neumatolíticas e hidrotermales que se evidencian por la presencia de aplitas y pegmatitas en filones y en masas de diversos tamaños y también por filones turmaliníferos y de cuarzo mineralizado.

Las variaciones en el tamaño de grano son acusadas y por ello se separan dos tipos: un núcleo central con orientación de flujo, de grano predominantemente grueso y un borde con ligera orientación mineral (deformación por efecto de la intrusión) de grano medio fino y características leucograníticas que se describirán posteriormente. Presentan en general un predominio de la moscovita sobre la biotita.

El granito de grano grueso ocupa unos 3 Km² de superficie. Es de

forma alargada y el contacto con el granito adyacente es difuso. Presenta grano grueso, un considerable desarrollo de las moscovitas sobre las biotitas y orientación de flujo como ya se citó anteriormente.

Son leucogranitos ricos en cuarzo, microclina, plagioclasa y escasa moscovita. En algunas muestras se observa algo de biotita y pequeños granates redondeados que son más abundantes cuanto más fino es el tamaño general de la roca. A estos minerales cabe añadir la presencia de escasos apatitos y zircones además de minerales opacos.

El cuarzo es de tamaño medio, o, más comúnmente forma agregados recristalizados de pequeños granos con los bordes indentados.

La microclina suele ser xenomorfa y poiquilítica de cuarzo, moscovita o alguna plagioclasa. La presencia de fenocristales es generalmente rara. Las pertitas están ausentes o débilmente desarrolladas.

La plagioclasa presenta caracteres morfológicos similares a los de la microclina. Las maclas de la albita son las de más frecuente aparición. La zonación de los cristales es muy débil o no se percibe. Los planos de macla están curvados en numerosas muestras. Las mirmequitas aparecen sólo en contadas ocasiones.

3.5.4 Granito de Beariz de grano medio-fino (${}_{3-4}\gamma^{2-3}$)

Presenta las mismas características del anteriormente descrito. Cambia el tamaño de grano que aquí es medio-fino con gran predominio moscovítico, a veces total ausencia de biotita siendo entonces un leucogranito típico, con una orientación micácea en los bordes debida al efecto mecánico de la intrusión. Son frecuentes en estos bordes enclaves esquistosos de las rocas encajantes.

3.5.5 Granodiorita tardía (${}_{2-3}\gamma_{b}^{2-3}$)

Aflora en la esquina Sureste de la Hoja, cortando netamente las estructuras regionales así como a los granitos adamellíticos de dos micas, GONZALEZ LODEIRO, F. et al. (1974). Da un gran resalte morfológico, presentando además la típica disyunción bolar.

No presenta deformación y no se sabe si da lugar a aureola de metamorfismo térmico por estar emplazada dentro de la zona de las isogradas de andalucita y estaurólita de los granitos alcalinos próximos.

Es una roca de aspecto gris, biotítica, con escasa moscovita de un tamaño de grano variable, con megacrístales de feldespato aunque en menor proporción que en la granodiorita precoz. Parece tener con cierta frecuencia

enclaves de rocas básicas anteriores como tonalitas y dioritas, detectadas sobre todo en otros puntos de este mismo macizo, aunque en Hojas diferentes, GONZALEZ LODEIRO, F. et al. (op. cit). Este tipo de rocas básicas así como el carácter bastante evolucionado de los macizos calcoalcalinos (precoces y tardíos) implicaría un origen relativamente profundo de los mismos.

No presenta manifestaciones filonianas muy desarrolladas, pues son muy escasas las pegmatitas y las aplitas siendo más predominantes los microgranitos.

Se diferencia de las granodioritas precoces en la ausencia o escasez de moscovita, en la abundancia de biotita más oscura y en la carencia de deformaciones en el cuarzo o en los demás minerales componentes. Además algunas muestras contienen granos de esfena o de allanita.

Las plagioclasas presentan una zonación normal, también neta con contenidos de anortita comprendidos entre el 20 y el 35 por ciento y los cristales muestran una tendencia a ser tabulares o hipidiomorfos.

Los feldespatos son xenomorfos, poiquilíticos, peritéticos y a veces porfíricos. Su porcentaje respecto a las plagioclasas es similar, con oscilaciones poco acusadas entre la abundancia de uno u otro.

Se considera que los granitos alcalinos y las granodioritas forman los términos más superficiales y más profundos de los granitos más abundantes en Galicia. Entre ambos se encuentran con composición intermedia las granodioritas precoces.

3.5.5.1 *Granodiorita tardía de grano grueso* (${}_{2-3}^b \gamma \eta_b^{2-3}$)

El tamaño de grano es grueso, con megacristales de feldespato que pueden alcanzar de 3 a 5 cms, hay un gran dominio biotítico, aunque se observan esporádicos cristales de moscovita y por ello el aspecto de la roca es grisáceo.

3.5.5.2 *Granodiorita tardía de borde* (${}_4 \gamma \eta_b^{2-3}$)

Se diferencia fundamentalmente de la anterior en la escasa proporción de megacristales de feldespato. Por lo demás, ésta es una facies de grano fino a veces con fenocristales de feldespato de 1 cm dentro de una masa microgranuda de cuarzo, feldespato y biotita.

3.6 ROCAS FILONIANAS

3.6.1 Diabasa (FE)

Es un dique de escasa potencia, 1,5 m, situado en los granitos alcalinos de dos micas del Oeste. Está muy alterado, la erosión actuó en él de un modo diferencial presentando a simple vista un aspecto conglomerático con "bloques" de hasta 20 cms, teniendo sin embargo el conjunto de la misma composición. El afloramiento tiene un aspecto general verde-rojizo.

Las muestras estudiadas presentan textura subofítica residual de grano fino. Están constituidas por un entramado de cloritas y sericita de lateración en el que se observan relictos de plagioclasas tabulares y pequeños clinopiroxenos a veces en contacto con algún anfíbol débilmente verdozo.

3.6.2 Pegmatitas (FP²)

Se describen en este apartado las características generales de las pegmatitas de la Hoja, si bien y por su importancia se mencionan expresamente las mineralizadas (Doade) en el capítulo correspondiente de Minería.

Son muy abundantes en los granitos alcalinos de dos micas, del O (Puente-Caldelas), de Beariz y del E, GONZALEZ LODEIRO, F. et al. (op. cit). Por el contrario son muy escasas en las granodioritas (calcoalcalinas).

Dentro de los macizos graníticos alcalinos afloran en masas o en filones con escaso desarrollo y continuidad, adquiriendo sin embargo, gran importancia en las zonas marginales de los mismos, sobre todo en el borde oriental de los granitos alcalinos del O.

Esta zona pegmatítica está probablemente relacionada con una zona de debilidad de considerable anchura (1 Km en algunos puntos) y longitud (10 Km en esta Hoja continuándose en la de Cerdedo). En su conjunto es un cuerpo discontinuo con repetición de los filones, en ocasiones aparecen tres paralelos, y frecuentes extrangulamientos de los mismos. La anchura máxima de cada filón puede alcanzar los 5 ó 6 m y su contacto con el encajante es neto.

Las pegmatitas se caracterizan por un considerable desarrollo del tamaño del grano. Su relación con los granitos alcalinos es evidente por varias razones, entre las cuales cabe mencionar la composición que es muy similar al granito, si bien varía la proporción de los elementos menos comunes, como litio, berilo, boro, etc., que es superior en las pegmatitas. Además un análisis del contenido de litio en biotitas de diferentes granitos (alcalinos y calcoalcalinos) realizada por YPMA, P.J.M. (1966), demuestra que la pro-

porción del mismo es superior en los granitos próximos a las pegmatitas, influyendo en este caso el tamaño de grano. Por otra parte, son muy frecuentes las masas y los filones pegmatíticos en el interior de los granitos, además estos últimos guardan (cuando son marginales) un paralelismo que se mantiene durante muchos kilómetros.

Respecto al origen es posible que sea debido a la exudación póstuma de los fluidos residuales de la consolidación del magma granítico, durante o posteriormente a la tercera fase de deformación.

3.6.3 Filones ácidos mineralizados (Fa²)

Comprende esta denominación dos conjuntos filonianos no muy alejados entre sí, que presentan la particularidad de tener cierto enriquecimiento en Sn y W.

El primero, ligado a los granitos alcalinos de dos micas del O, corresponde sobre todo a pegmatitas, si bien lleva asociados algún filoncillo de cuarzo. La descripción general de las pegmatitas ya se hizo, en el apartado correspondiente a las mismas, completándose en el capítulo de geología económica.

El segundo grupo filoniano, corresponde a los diques de cuarzo relacionados con el granito alcalino de Beariz. Su descripción y particularidades se hacen en el apartado de geología económica, sección de minería y canteras, referente a la zona de Beariz.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales aflorantes son antiguos, de edad infraordovícica, ocupando una parte importante del margen oriental de la Hoja y consistente en esquistos, anfíbolitas y cuarcitas. Poco podemos decir sobre la evolución paleogeográfica de la cuenca de sedimentación ya que cabe la posibilidad de que el área de los esquistos albiticos, que ocupa la mayor parte de los terrenos sedimentarios, sea una unidad alóctona.

Probable metamorfismo de edad Caledónica del que nos quedan relictos de granate y rutilo.

Primera fase de deformación hercínica. Esta fase a escala regional dio lugar a grandes pliegues tumbados y origina una esquistosidad de flujo S₁.

Posteriormente a la Fase I y sin poder precisar el momento, comienza el

crecimiento de porfidoblastos de albita de un modo continuo hasta la Fase 3.

Hipotético emplazamiento de la unidad alóctona de los esquistos albiticos que consideramos como Fase II.

Intrusión de los granitos alcalinos de dos micas y posteriormente de la granodiorita precoz. Ambas intrusiones las consideramos posteriores a la 2ª Fase porque el frente del metamorfismo de contacto (Isogradas de la andalucita y estauroлита) corta la unidad cabalgante de los esquistos con albita.

Tercera fase de deformación, de cierta intensidad en esta región, que desarrolla una esquistosidad S_3 de fractura que frecuentemente da lugar a una crenulación por lo que respecta a los esquistos y origina una fuerte orientación de los minerales micáceos en los granitos anteriormente intruidos. A su vez esta fase parece plegar las isograzdas del metamorfismo (véase esquema de isograzdas) como ya habían detectado MEERBEKE, G.L.E. et al. (op. cit.) y MINNIGH, L.D. (op. cit.).

Intrusión del granito alcalino de Beariz (no deformado) y de la granodiorita tardía.

Posteriormente, hay una fracturación de cierta importancia sobre todo en los granitos. Por alguna de estas fracturas tiene lugar una emigración de fluidos nematolíticos e hidrotermales ricos en minerales de Sn y W.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

5.1.1 Minería

La minería ha sido tradicionalmente importante en el marco regional que nos ocupa, con numerosas explotaciones de casiterita generalmente de pequeño tamaño y hoy abandonadas. La única explotación activa son los aluviones del río Doade.

En líneas generales y desde el punto de vista minero podemos establecer dos zonas con ciertas diferencias paragenéticas: En la primera que llamaremos de Doade-Rubillón-Vilariño, la mineralización aparece ligada a pegmatitas o pegmoaplititas y se desarrolla en la fase pegmatítico-neumatolítica principalmente.

Las paragénesis en esta zona son las siguientes:

No metálicos: Albita, feldespato potásico, cuarzo, moscovita, espodumena, petalita, berilo, apatito, circón, turmalina, granate.

Metálicos: Casiterita, columbita-tantalita, pirita, ilmenita, rutilo.

En la segunda zona, o de Beariz, la mineralización está asociada a filones de cuarzo desarrollándose en fase neumatolítica-hidrotermal.

Las paragénesis en esta zona son:

No metálicos: Berilo, apatito, cuarzo, moscovita, turmalina, apatito, granate.

Metálicos: Casiterita, wolframita, scheelita, mispíquel, calcopirita, pirita.

Zona de Doade-Rubillón-Vilariño

Esta zona consiste en una ancha franja (300 m a 1 Km) que se extiende en la Hoja por las localidades citadas y se continúa en la de Cerdedo. Los filones son en su mayoría de pegmatitas o pegmoaplitas, y al estar alterados se las conoce por los habitantes del lugar como "barros". También hay filoncillos de cuarzo aunque de escasa importancia.

Describimos a continuación algunos de los componentes más importantes, bien por su abundancia o por su interés económico, de la paragénesis mineral de estos yacimientos.

La albita es el más importante componente de las pegmatitas. De tonos blancos e incoloros, y un tamaño de grano medio-fino, presenta intercrecimientos frecuentes con el feldespato potásico. Los cristales grandes de albita suelen ir acompañados de petalita y espodumena, minerales ambos ricos en Litio.

El feldespato potásico aparece en menor proporción, normalmente en grandes cristales con estructuras peritéticas aunque también suele existir en cristales de grano fino.

Cuarzo, éste es el componente más abundante y del que hay un continuo aporte. Presenta extinción ondulante.

La moscovita, tiene grano fino y está distribuida por toda la pegmatita. Reemplaza frecuentemente al feldespato potásico.

El resto de los minerales no metálicos está en muy escasas proporción. Por lo que respecta a los metálicos el más importante es la casiterita, que aparece dispersa por la pegmatita en cristales que llegan a alcanzar en algún caso medio centímetro. Intercrecida con ellos suelen encontrarse cristales de columbita-tantalita. Según HENSEN, B.J. (1967), la proporción de casiterita en las pegmatitas no debe exceder el 0,2 por ciento en peso.

Zona de Beariz

La zona de Beariz también tuvo gran importancia minera: Las explotaciones, ya abandonadas, se localizan en los alrededores del macizo granítico en los lugares de Magros y Marcofán (aquí están los gupos mineros más importantes), Muradás, N. de Marcofán y Cardelle (Amarante).

La mineralización se presenta ligada o bien a fracturas de tensión (brechas) o bien a filones de cuarzo y este caso es la más importante por el continuo aporte del mismo.

Los filones de cuarzo siguen direcciones N-60-E y N-160-E, con una potencia que oscila de algunos centímetros a los dos metros en el mejor de los casos.

En cuanto al origen es neumatolítico-hidrotermal. Según CASTROVIEJO, R. (op. cit.) en su tesis doctoral, la mineralización de interés económico va ligada a condiciones neumatolíticas habiendo una transición hasta el período hidrotermal, aunque esta fase es casi siempre estéril.

Aluviones del río Doade

Es la única explotación activa de esta región. Del examen de algunas muestras concentradas, CASTROVIEJO, R. (op. cit.) encuentra cristales detríticos de casiterita, wolframio, magnetita, anatasa, rutilo, etc.

5.1.2 Canteras

Están abandonadas en su gran mayoría, solamente hay dos activas en el borde Sureste de la Hoja, en la granodiorita tardía y son explotaciones de carácter familiar.

Describiremos a continuación las posibilidades de cada tipo de roca aquí presentes teniendo en cuenta los análisis efectuados en la realización de la Hoja 17 (2/3) Orense para el Mapa de rocas industriales, E. 1:200.000, I.G.M.E.

En lo que respecta a las cuarcitas blancas infraordovícicas, las posibilidades son escasas pues se presentan en alternancias con esquistos y tienen normalmente poca potencia. Quizás el único lugar apropiado sería la estructura anticlinal al Noroeste de Beariz, si bien presenta malos accesos.

Las pizarras y los esquistos muy abundantes en el margen oriental de la Hoja se podrían utilizar como macadam en carreteras de 2º orden, rebacheos y para cercas de parcelas. Su recubrimiento es en general débil.

Los granitos alcalinos de dos micas, de aspecto masivo, presentan una

dureza de tipo medio, fractura irregular, cataclástica, si no están alterados pueden usarse para hormigones, para la construcción (como adoquines), no son buenos ni como roca ornamental ni para aglomerados asfálticos. Las cifras de los resultados de los ensayos son del orden de:

Peso específico aparente del orden de 2,435.

Peso específico real 2,652.

Absorción 3,355 por ciento.

Coefficiente de desgaste de los Angeles "A" 67,68.

Los granitos calcoalcalinos son los que presentan mejores posibilidades, por una parte los análisis efectuados en la granodiorita precoz dieron como resultado que el material es apto para aglomerados, hormigones e incluso como capas de rodadura pues el coeficiente de desgaste de los Angeles "A" es inferior a 30 con la ventaja de ser una roca polimineral.

Las granodioritas tardías son más compactas, con fractura irregular y son aptas para aglomerados asfálticos, hormigones, para ornamentación (utilización de las canteras actuales), y presentan la ventaja de tener grandes reservas y buenas condiciones de explotabilidad aunque los accesos son de regulares características. Los análisis dieron los siguientes resultados:

Peso específico aparente 2,654.

Peso específico real 2,695.

Absorción 0,595 por ciento.

Estabilidad ante el sulfato magnésico 1,898.

Coefficiente de desgaste de los Angeles "A" 31,68.

5.2 HIDROGEOLOGIA

A la vista de los materiales que forman la región, podemos dividir a ésta en tres conjuntos en función de sus posibilidades como formadores de acuíferos: Rocas graníticas, serie de pizarras y cuarcitas-anfibolitas y cuaternarios s.l.

En el primer grupo, el acuífero posible se limita a la fracturación y alteración de estas rocas, si bien su alteración tendría un efecto contrario en las fracturas y diaclasas a causa de los minerales arcillosos producto de éstas, que terminaría por sellar las áreas de fracturación. En todo caso los acuíferos originados son de escasa importancia y en consecuencia de explotación muy limitada y localizada.

La baja permeabilidad del segundo grupo, derivada de la naturaleza de los sedimentos, nos limita las posibilidades de formación de acuíferos, como en el caso anterior, a zonas de fractura y diaclasado. Sólo la presencia de

cuarcitas fracturadas daría posibilidades de la formación de acuíferos de alguna importancia, aunque siempre de carácter local. No obstante, la alternancia de las formaciones pizarrosas constituyen, como en el caso primero, un serio inconveniente.

Por último, el escaso desarrollo de cuaternarios potentes hacen de esta última posibilidad un caso también localizado y de nula importancia.

6 BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J.; IGLESIAS, M. (1976).— “Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 154 (6-9) Lalín”. *Publicaciones del IGME. (MAG-NA)*.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973).— “Presencia de una fase probablemente prehercínica en el Noroeste de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)”. *Stud. Geol. VI*. pp. 29-48. Salamanca.
- ARPS. C.E.S. (1970).— “Petrology of a part of the Western Galician basement between the Río Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircón investigations”. *Leidse. Geol. Meded 46*, pp. 57-155.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— “Recherches Morphologiques dans le NW de la Península Ibérique”. *Memoires et documents*, vol. 4, pp. 147-175.
- BRINKMANN, R. (1939).— “Informe sobre las concesiones de casiterita Boliviana y Ampliación a Hull en Beariz (Prov. Orense)”. *I.G.M.E.*
- BUISKOL 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)”. *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos núm. 27*. Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).— “Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-ouest de l’Espagne”. *Boletín Geológico y Minero*, 81-82-83. pp. 215-225.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— “Estimation radiométrique de l’âge de la deuxième phase tectonique Hercynienne en Galice monyenne (Nord-Ouest de l’Espagne)”. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 2527-25-30.

- CASTROVIEJO, R. (1974, 1975).— “Estudio Geológico y Metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn y W”. *Boletín Geológico y Minero*, t. 85 (5º fascículo), t. 86 (2, 3 y 4 fascículos).
- FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ PONPA, F. y PEINADO MORENO, M. (1976).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 1 (6-2) Cariño”. *Publicaciones IGME. (MAGNA)*.
- FERNANDEZ MARTINEZ, F.; MONTESERIN LOPEZ, V.; LOPEZ GARCIA, M.J. y PEINADO MORENO, M. (1976).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 6 (5-3) San Salvador de Serantes”. *Publicaciones del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- FERNANDEZ POMPA, F.; MONTESERIN LOPEZ, V. y PEINADO MORENO, M. (1976).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 7 (6-3) Cedeira”. *Publicaciones del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- FERNANDEZ POMPA, F.; PIERA, T. y PEINADO MORENO, M. (1975).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 22 (6-4) Puentedeume”. *Publicaciones del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- FLOOR, P. (1966).— “Petrology of an aegirine-riebeckite gneissbearing part of the Heperian Massif: the Galiñeiro an surrounding areas Vigo Spain”. *Leidse Geol. Meded*, 36, pp. 1-203.
- FLOOR, P. (1966).— “Los metasedimentos y gneises graníticos ante-hercynianos”. *Leidse. Geol. Meded*, vol. 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1970).— “Session de travail consacrée a la subdivision de roches graníques hercyniennes dans le Nord-Ouest peninsulaire”. *Boletín geológico y minero*, 81-82-83, pp. 245-248.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. (1976).— “Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 187 (6-10) Orense”. *Publicaciones del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- HENSEN, B.J. (1967).— “Mineralogy and petrography of some tin lithium and beryllium bearing albite-pegmatites near Doade, Galicia, Spain”. *Leidse Geol. Meded*, 39, pp. 249-259.
- HILGEN, J.D. (1971).— “The Lalín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)”. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 74, pp. 398-407.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— “Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares”. *I.G.M.E. Madrid*.
Mapa de rocas industriales y Memoria explicativa de la Hoja núm. 17 (2-3) Orense. E. 1:200.000. *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria (I.G.M.E.)*.

- KLEIN, E. (1979).— "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 153 (5-9) Cerdedo". *Publicaciones del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- MARCOS, A. (1973).— "Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del Occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6, pp. 1-113.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1971).— "Esquema geológico del NO de la Provincia de Zamora". *I Cong. Hisp-Luso-Americ. de Geología*, Vol. 1, núm. 1, pp. 273-286.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).— "Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria". (*Separata de studía geológica*, V, pp. 7-106. Salamanca).
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 lams. Grenoble.
- MEERBEKE, G.L.E. VAN; HILGEN, J.D. and FLOOR, P. (1973).— "Preliminary results of the investigation of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Leidse Geol. Meded.* 49, pp. 33-37.
- MINNIGH, L.D. (1978).— "Tectonic and Petrographic aspects of an area SW of the Lalín unit (Prov. Orense and Pontevedra, NW Spain)". *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal. Geología de la parte Norte del macizo Ibérico.
- PARGA PONDAL, I. y PARTIN CARDOSO, G. (1948).— "Die Litiumpegmatite von Lalín, Pontevedra. Galicien". *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 28, pp. 324-334.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).— "Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa". *Memoria del I.G.M.E.* T. 92.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.J.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. y FLOOR, P. (1966).— "Isotopic evidence for Upper Cambrian or Lower Ordovician granite emplacement in the Vigo area North-Western Spain". *Geol. Mijnb.* 45, pp. 36-40.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.J.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. y VERDURMEN, E.A. th. (1970).— "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Península". *Eclog. Geol. Helvet.* 63, pp. 255-274.
- RIBEIRO, A. (1974).— "Contribuição a l'Etude Tectonique de Trasmontes Oriental. Memoria 24 (Nova Serie)". *Servicios Geológicos de Portugal*.
- SCHNEIDERHOHN, H. (1941).— *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, I. Bd: Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge Fischer, Jana 858.

- YPMA, P.J.M. (1967).— "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España)". *Leidse Geol. Meded.* 36, pp. 279-291.
- WAGNER, R.H. (1965).— "Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain". *Mem. I.G.M.E.*, t. 66, pp. 1-169, 1 fig. 77 lams. Madrid.
- WINKLER, H.G.F. (1978).— "Petrogénesis de rocas metamórficas". *H. Blume ediciones.*
- ZUUREN, A. VAN (1969).— Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)". *Leidse Geol. Meded.* vol. 45, pp. 1-171.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA