



IGME

301

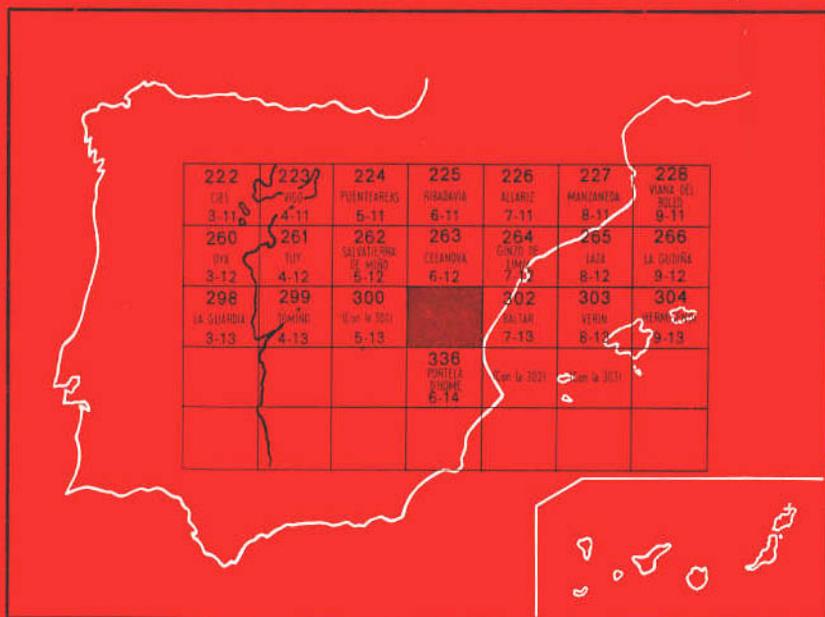
6-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LOVIOS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LOVIOS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido en las mismas los licenciados en Ciencias Geológicas J. Fernández Tomás y E. Piles Mateo, con las colaboraciones que se reseñan en la introducción de la presente Memoria.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 3.266 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Situada en la provincia de Orense, y más concretamente en su extremo meridional, la presente Hoja se encuentra enmarcada en un conjunto de macizos graníticos y granitoides hercínicos, de los cuales, los últimos, forman parte del conjunto de Celanova.

De la naturaleza litológica, así como del clima reinante en la zona, se origina una topografía característica de estas formaciones, dando lugar en la parte sur y lindando con Portugal, a una serie de sierras en las que se sitúan la mayoría de las elevaciones más importantes.

Dentro de esta topografía destacan las sierras de Quinxo, Santa Eufemia, Jarés, Pena y Pisco.

Ha sido realizada por el I.G.M.E. habiendo intervenido los licenciados en Ciencias Geológicas que se enumeran por orden alfabético: Fernández Tomás, Javier, y Piles Mateo, Eduardo. Los estudios de Petrografía han sido realizados por los Doctores Muñoz, M., y Sánchez Cela, V., y el Licenciado en Ciencias Geológicas Pérez Rojas, A.

El presente trabajo ha sido realizado bajo el asesoramiento y la colaboración del Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Burdeos A. Ferragne.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 ESQUISTOS ξ : Precámbrico-Tremadoc PC-O₁₁

Situado en la confluencia de los ríos Limia y Barcia, en la frontera con Portugal, se encuentra un pequeño afloramiento de esquistos, limitando al Este por un granito de dos micas, granito de Olelas.

Se trata de una serie formada por un conjunto de micaesquistos y gneises, los cuales presentan, concordantes con la foliación, una serie de lentillas de cuarzo de exudación. Toda la serie vertical presenta una dirección constante de 155° E.

Los micaesquistos presentan algunos niveles con gran cantidad de turmalina en forma de pequeños cristales de 4-5 mm. de largo por 1 mm. de sección. Estas turmalinas, en general situadas en el plano de foliación, no presentan orientación de su eje «C».

En las zonas próximas al contacto con el granito de Olelas y de una forma muy clara en el lado de Portugal, aparece una serie de sillis graníticos equigranulares, concordantes con la foliación.

Por último, y también concordantes con ésta, aparece un cortejo filoniano de cuarzo, de los cuales uno de ellos alcanza casi un metro de potencia.

Microscópicamente, se trata de una alternancia de bandas micáceas y de cuarzo. Las micas aparecen concordantes con la esquistosidad, si bien a veces la biotita corta dicha esquistosidad. El cuarzo es de grano medio heterogranular.

Como minerales accesorios destaca la presencia de turmalina en las bandas micáceas, en formas más bien redondeadas, bien tabulares oblicuos a la esquistosidad. Aparece también, aunque en muy pequeña proporción, feldespatos potásico, en forma de pequeños granos dentro de las bandas de micas. Por último, hemos de destacar la presencia de opacos.

La muestra parece presentar metamorfismo de contacto, ya que se observa un desflecamiento de la moscovita.

Esta descripción microscópica corresponde a la muestra n.º 94.

2.2 CUATERNARIO QL: QAI y QCd

Esta formación no alcanza un gran desarrollo en la presente Hoja, si exceptuamos el recubrimiento, de poca potencia, que se extiende por las zonas bajas de la zona. Las pocas formaciones separadas son conos de deyección, derrubios de ladera y aluvial.

Tanto los conos como los derrubios de ladera están constituidos por un conjunto de cantos y bloques en una matriz arenosa sin cementar, mientras que los aluviales están formados por un conjunto arenoso.

3 PETROLOGIA

La característica principal de la zona, desde el punto de vista petrológico, es la presencia de dos unidades bien diferenciadas: una, formada por un conjunto de rocas graníticas, y otra de una serie granitoide (conjunto migmatítico).

3.1 MIGMATITAS $\begin{matrix} c \\ w-3 \end{matrix} \psi \begin{matrix} 2 \\ FK, SILL. \end{matrix}$; $\begin{matrix} b \\ P-T-3 \end{matrix} \psi \begin{matrix} 2 \\ FK, SILL. \end{matrix}$; $\begin{matrix} b \\ T-3 \end{matrix} \psi \begin{matrix} 2 \\ FK, SILL. \end{matrix}$

Situadas en el norte de la Hoja y formando parte del vasto dominio migmatítico de Celanova, abarcan aproximadamente la cuarta parte de la región estudiada.

Dos son los tipos de migmatitas reconocibles, según la abundancia y la asimilación del paleosoma existente:

Migmatitas heterogéneas o metatexitas, constituidas por capas de leucosoma concordantes con el melanosoma. De las relaciones y proporciones existentes entre ambas se reconocen en campo, y a nivel de afloramiento, migmatitas heterogéneas con estructuras flebíticas y estromatíticas.

Migmatitas homogéneas o diatexitas, grupo fácilmente reconocible y el cual corresponde a rocas con un alto contenido en leucosoma, mientras que el paleosoma sólo está presente bajo la forma de hiladas, nidos, repliegues o pequeños lechos discontinuos. La casi totalidad de las migmatitas la constituyen este último grupo, y corresponde a los granitoides anteriormente citados.

3.1.1 Migmatitas heterogéneas. Flebitas y estromatitas

Presentándose a modo de pequeños afloramientos y sin existir correlación entre ellos, aparecen estas migmatitas irregularmente repartidas dentro del conjunto. Como carácter general hemos de destacar que las estromatitas y flebitas se encuentran íntimamente asociadas, no siendo posible a la escala cartografiada el separar ambos grupos. No obstante, son representativas las localidades de Prado y el vértice geodésico de San Tomé, como ejemplos de estructura flebítica y estromática, respectivamente.

En Prado, en el camino abierto para el puente nuevo, se ve un afloramiento de unos 200-300 m. de potencia de una serie de niveles de paleosoma, de potencias variables (milimétricas a centimétricas), alternantes con bandas de leucosoma cuyo espesor tampoco es constante. Presentan una dirección de 20-30° E., verticales o con buzamiento muy fuerte al O. Hacia el Oeste, esta serie está limitada por una formación también alternante de

grano fino, con textura estromática, mientras que en el lado E. se pasa a un conjunto anatexitico o de migmatitas homogéneas.

En el monte de San Tomé, al final de la nueva pista forestal, al lado del cortafuegos, aparece una serie constituida por una alternancia de bandas de paleosoma y leucosoma de dimensiones milimétricas, con una estructura estromática clara. El paisaje formado por este grupo no difiere del de las flebitas, confundiendo numerosas veces con el de los esquistos, dado su claro aspecto esquistoso. Dentro de esta serie se incluyen zonas de transición entre una y otra estructura, ya que las flebitas y las estromatitas son los casos extremos de ella. Es de destacar el que ambos tipos suelen no presentar pliegues, sino, por el contrario, son isoclinales, con algunas flexiones. No obstante, en estas flexiones aparecen pliegues en acordeón de tamaño decimétrico. Pese a las medidas realizadas en campo de direcciones y buzamientos, no se ha podido determinar ninguna relación entre los distintos afloramientos, lo cual indica la gran removilización de estas migmatitas próximas a las migmatitas homogéneas.

3.1.1.1 *Estudio microscópico de las flebitas y estromatitas*

En lámina delgada estas migmatitas heterogéneas (metatexitas, según la terminología de MEHNERT) se presentan formadas por dos partes más o menos entremezcladas entre sí, pero claramente definidas: el melanosoma y el leucosoma.

1) El melanosoma guarda ciertas semejanzas tanto mineralógica como texturalmente con los esquistos no migmatizados de las regiones vecinas. La proporción melanosoma + leucosoma, como asimismo el espesor de ambos, muestra una gran variabilidad en estas metatexitas. El primero está siempre formado por esquistos de los siguientes tipos:

- a) Biotíticos.
- b) Biotíticos con cantidades generalmente pequeñas de cuarzo y oligoclasa (estos dos minerales pueden aparecer en todos los tipos restantes).
- c) Biotitas con andalucita.
- d) Biotíticos con andalucita y silimanita.
- e) Biotíticos con silimanita.
- f) Silimaníticos con escasa biotita.
- g) Biotítico con moscovita dispuesta transversalmente a la foliación y que incluye delgadas agujas de silimanita.
- h) Biotíticos moscovíticos con cristales de granate dispersos, cuarzo y oligoclasa.

La biotita aparece prácticamente en todos los tipos de melanosomas en láminas de unos 2 mm. de longitud máxima que determinan en la fracción

metamórfica de la roca una textura lepidoblástica. En ocasiones se dispone según superficies de esquistosidad onduladas o forma un agregado escamado desprovisto casi totalmente de orientación preferencial. En los melanosomas muy ricos en silimanita la biotita es de pequeño tamaño y las láminas muestran unos bordes difusos.

La oligoclasa forma cristales de tamaño medio a pequeño, con macla de la albita o desprovistos de ella.

La andalucita aparece cuando el grado de migmatización no es muy elevado. Cuando el leucosoma muestra un aspecto claramente granitoide, la andalucita desaparece. Este mineral está ausente siempre que las plagioclasas leucosomáticas están desprovistas de zonados inversos. Son algo hipidiomorfas.

La silimanita, presente en la mayor parte de los melanosomas, rara vez lo hace como mineral esencial. En ocasiones está en forma de lechos flexuosos de fibrolita (cuando esté acompañada de abundante biotita); otras se presenta dentro de la moscovita secundaria a modo de inclusiones de diminutas agujas. Las secciones prismáticas orientadas aparecen cuando el melanosoma contiene pequeñas láminas de biotita o está ausente en este mineral.

El granate, escaso mineral en los melanosomas, es idiomorfo, con tamaño medio de 1 mm. y frecuentemente poiquilítico (inclusiones de cuarzo).

2) El leucosoma. Es la parte granítica de las migmatitas.

Es siempre cuarzo-feldespático con biotita y moscovita no esenciales y de pequeño tamaño. El feldespato, en la mayoría de los melanosomas, es plagioclasa y más rara vez ortosa. Sin embargo, los hay también que contienen ambos minerales.

A grandes rasgos, pueden distinguirse los siguientes tipos, según el tipo o apariencia de los feldespatos:

a) Oligoclasa sin zonar, muy aliotriomorfa, con maclado poco definido o ausente. Este tipo de plagioclasa es el que puede aparecer en las migmatitas cuyo melanosoma contiene andalucita.

b) Oligoclasa con zonado inverso, casi imperceptible, y maclas bien definidas según la ley de la albita, presentándose en cristales aliotriomorfos. Puede encontrarse relacionada con todos los tipos de melanosomas enumerados.

c) Oligoclasa de pequeño tamaño, hipidiomorfa, con zonado también débil y maclas según albita y periclina. Está restringida a las migmatitas con melanosomas biotíticos con orientación casi rectilínea.

Cuando en la misma muestra aparece también feldespato potásico, éste se presenta en bandas más o menos ricas, en el que alternan irregularmente con las que tienen plagioclasa.

d) Oligoclasa hipidiomorfa o idiomorfa con zonado muy neto. Puede ir

acompañada de ortosa perfitica en cristales rectangulares o alotriomorfos distribuidos regularmente en toda la roca. Cuando aparece esta plagioclasa y el feldespato se forman mirmequitas. Fenómeno excepcional en el grupo anterior y ausente en los demás.

e) Ortosa, a veces perfitica y generalmente alotriomorfa, conteniendo pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo.

3.1.1.2 *Rocas asociadas a las migmatitas heterogéneas*

En el seno de las metatexitas se intercalan diversos niveles generalmente de extensión reducida, que corresponden a rocas de composición diferente a la de los micaesquistos migmatizados (gneises embrechíticos) y que además pueden ser refractarios (anfibolitas y gneises con minerales ferromagnesianos).

Los neises embrechíticos responden a dos tipos principales: el primero de ellos está formado por ojos de feldespato potásico (a veces policristalinos) micropertítico o con diminutos cristales redondeados de cuarzo incluido, que se dispone según un cierto bandeo en una matriz de cuarzo, micas orientadas y cantidades variables de andalucita y silimanita. Excepcionalmente estas migmatitas foliadas presentan pequeños cristales de granate.

El otro tipo de gneises embrechíticos es muy similar y además rico en plagioclasa, mientras que en el interior este mineral es escaso o no aparece.

Por su aspecto recuerdan a los neises glandulares con feldespato potásico de otras regiones vecinas. El paso de unos a otros parece ser gradual en la zona S. de la Hoja de Ribadavia.

Los gneises refractarios a la migmatización son de grano fino derivados posiblemente de rocas cálcicas, que presentan textura granoblástica y la siguiente composición mineralógica: plagioclasa cálcica, cuarzo, clinopiroxeno, granate, anfíbol verde-azulado, clinozoisita y esfena. La composición, tanto cualitativa como cuantitativa de minerales ferromagnesianos, varía mucho más de unas muestras a otras.

Las anfibolitas son también de grano fino, con textura nematoblástica. El anfíbol es una variedad de actinolita muy poco coloreada. La biotita aparece en pequeñas láminas carentes de orientación.

Estas rocas contienen además cantidades accesorias de plagioclasa, cuarzo, magnetita y esfena.

En la localidad de Prado, en la carretera que va al Puente nuevo, en el contacto entre las migmatitas heterogéneas, las granodioritas aparecen con un tipo de gneises de aspecto algo similares a los embrechíticos.

Están formadas por ortosa, cordierita, plagioclasa, silimanita, cuarzo y biotita. La textura es granoblástica orientada.

La ortosa forma un agregado en mosaico (algo heterogranular y de grano

medio a fino) con la plagioclasa, el cuarzo y la cordierita. Algunos cristales están ligeramente pertitzados, mientras que otros presentan algunas inclusiones de cuarzos redondeados, plagioclasas, biotitas, silimanita o minerales opacos. Bien íntimamente asociada con este feldespato, o bien con los lechos de silimanita-biotita, se encuentra la cordierita, en blastos muy poiquilíticos, con inclusiones principalmente de silimanita y biotita, pero también de todos los demás componentes minerales. Algunos cristales tienen maclas polisintéticas un tanto difusas y ligera alteración a piritita. El valor del ángulo de ejes ópticos indica que se trata de una cordierita rica en magnesio.

La oligoclasa, muy escasa, forma diminutos cristales con macla de la albita y zonado concéntrico, con periferia muy delgada. Las mirmequitas son un componente accesorio.

La silimanita en forma de delgados prismas forma lechos orientados junto con biotita residual, de bordes muy difusos.

3.1.2 Migmatitas homogéneas (Nebulitas) $\frac{b}{T-3} \psi_{FK,SILL.}^2$

Es este grupo de migmatitas el más ampliamente representado, abarcando casi la totalidad del afloramiento migmatítico de la zona. Los caracteres principales son:

- Una relación íntima, a la escala del afloramiento, del paleosoma y el leucosoma.
- El contacto entre el leucosoma y el melanosoma es difuso.
- No existen direcciones claras de los restos de paleosoma, creándose las estructuras tipo «turbulento» típicas de estas formaciones.
- Las estructuras más comunes son las nebulíticas, puestas de manifiesto por la presencia de pliegues «fantasmas».

3.1.2.1 Estudio microscópico

La composición mineralógica media de estas migmatitas es en términos generales bastante constante cuantitativamente.

Sin embargo, el análisis modal da resultados variables desde granito alcalino hasta cuarzodiorita, con todos los términos intermedios.

Estas dos composiciones extremas son las más raras, pues casi todas las muestras estudiadas presentan una relación plagioclasa-feldespato potásico de tipo granodiorítico o granítico, siendo este último caso menos frecuente que el anterior.

A grandes rasgos, y no de una forma rígida, dada la variabilidad presente en las nebulitas, se pueden enumerar ciertos caracteres, que aparecen con mayor frecuencia, ligados a cada tipo de composición.

a) Composición del granito alcalino.

Estas rocas son muy ricas en feldespato potásico con plagioclasa subordinada. Dentro de ellas es muy frecuente un tipo de facies con feldespatos ligeramente glandulares, recordando la roca por su aspecto general a los gneises glandulares y a las embrechitas.

b) Composición del granito.

La composición mineralógica es la siguiente:

Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, a veces acompañada de silimanita. Accidentalmente pueden contener andalucita y granate.

El cuarzo, siempre abundante, suele aparecer en cristales individuales con extinción ondulante o desprovisto de ella.

El feldespato potásico es microclina pertítica, a veces poiquilitico (generalmente contiene cuarzo y plagioclasa). En ocasiones aparece formando cristales de mayor tamaño que los restantes minerales.

La plagioclasa se encuentra en cristales hipidiomórficos, con macla de la albita y zonado inverso (An_{18} en el núcleo, An_{22} en la periferia). Porcentajes de anortitas mayores o menores son de más escasa aparición.

La biotita, generalmente abundante, puede aparecer en lechos más o menos orientados, discontinuos e íntimamente ligados con moscovita posterior, que puede incluir delgadas agujas de silimanita. Las simplectitas de cuarzo y moscovita son frecuentes.

c) Composición de granodiorita.

La única diferencia importante con el grupo anterior es la mayor proporción de plagioclasa respecto al feldespato potásico. El feldespato calcoalcalino muestra también el mismo porcentaje de anortita y en ocasiones los cristales son alotriomorfos, presentándose entonces las maclas muy difusas.

Los feldespatos potásicos pueden ser zonados.

Las micas se disponen como en los granitos nebulíticos, determinando en las rocas una textura granolepidoblástica.

d) Composición cuarzo-diorítica.

Son rocas pobres en feldespato potásico, pudiendo llegar a estar ausente. Suele tratarse de ortosa con inclusiones de mirmequitas, rara vez micropertítica.

Las plagioclasas muestran un zonado inverso muy neto, con valores medios de An_{16} y An_{24} .

La biotita, más abundante que en los otros nebulitos, se encuentra en numerosos lechos, repartidos bastante homogéneamente por la roca.

La moscovita es casi siempre muy escasa.

Todas estas nebulitas tienen además, como carácter común, la presencia de numerosas mirmequitas.

Resumiendo, se puede decir que los principales caracteres microscópicos de las nebulitas son:

- 1) Presencia de lechos o «schlieren» biotíticos con moscovita-silimanita y andalucita o granate.
- 2) Plagioclasas con zonado inverso.
- 3) Feldespatos potásicos y plagioclasas rectangulares, poiquilíticos con reemplazamiento mutuo entre ellos.
- 4) Feldespatos potásicos zonados.
- 5) Variabilidad en la composición cuantitativa.

3.2 ROCAS GRANITICAS

Es este grupo de rocas el más ampliamente representado, a la vez de ser el más variado, y el cual, atendiendo a su estructura, posición y composición, se divide en los siguientes grupos:

- Autóctonos.
- Parautóctonos.
- Granodiorita biotítica.

3.2.1 Granitos autóctonos $\begin{matrix} b \\ p-3 \end{matrix} \gamma \begin{matrix} 2 \\ bm \end{matrix}$

Corresponden a este grupo aquellos granitos íntimamente relacionados con las nebulitas, apareciendo en forma de pequeñas manchas irregularmente repartidas, y sin presentar señales de movilización.

Se trata de granitos heterogéneos, ya que presentan diseminados en su masa una serie de pequeños nidos e hiladas biotíticas, casi siempre de grano medio, de dos micas, aunque es la biotita la más abundante. Su relación con las rocas de caja, las nebulitas, es difusa, no pudiendo precisar un contacto neto con ellos. Como afloramiento típico de estos granitos hemos de citar el de las muestras 1^{EP} y 2^{EP}, situado en la carretera de Bande a la frontera de Portugal, p. K. n.º 6,8 en el borde norte de la Hoja. Se trata de un frente de cantera nuevo, por lo cual se encuentra sin alterar. Aparece una mancha granítica compacta, de grano medio, de color gris claro, la cual encierra niveles de paleosoma irregularmente distribuido; este granito pasa paulatinamente a unas anatexitas (nebulitas). En las anatexitas aparece, a la derecha del afloramiento, un nivel refractario de gneis de anfíbol y piroxenos.

Estos granitos pueden presentar diseminados en su masa megacristales de gran tamaño de feldespato potásico monocristal.

Esta facies se presenta a modo de manchas de escasa extensión, pudiéndose separar, a la escala cartografiada, unas pequeñas zonas, que en el

mapa figuran bajo la leyenda $\begin{matrix} b \\ r-3 \end{matrix} \gamma \begin{matrix} 2 \\ bm- \end{matrix}$.

Es posible que el origen de estos megacristales se deba a que la roca original fuera de tipo gneis ojerosos, ojos que han servido como «gérmenes» para la formación de estos cristales.

Mineralógicamente son similares a las anatexitas descritas anteriormente y presentan la misma variación en la composición modal, pero los dos términos extremos (granito alcalino y cuarzo diorita) son aún más raros. Haciendo una comparación estadística de muestras pertenecientes a nebulitas y a granitos de anatexia, se ha observado que los caracteres microscópicos son extraordinariamente parecidos, pero que en los primeros los lechos de restitas son muy abundantes, disminuyendo considerablemente en los segundos. Además, los feldespatos potásicos de los segundos muestran macula de Karlsbad, lo cual no ocurría en las nebulitas. Sin embargo, estos caracteres no se pueden tomar como diagnóstico fijo, pues a veces aparecen excepciones.

Todos estos granitos, tanto por sus relaciones dentro del conjunto migmatítico como por su estructura a nivel de afloramiento, los incluimos como granitos de anatexia.

3.2.2 Granitos parautóctonos

Consideramos dentro de este grupo aquellos que en sentido amplio tienen composición granítica y un origen próximo a la anatexia, a pesar de lo cual se han removilizado parcialmente, apareciendo intrusivos en algunos puntos, mientras que en otros parece haberse mantenido «in situ».

Estos granitos se caracterizan en términos generales por tener una gran variedad de facies que se entremezclan con mucha frecuencia y que es prácticamente imposible separar. La mayoría de las facies son muy feldespáticas y de dos micas, variando el tamaño de grano (de grueso a fino) y el contenido en restos de paleosomas que algunas veces se presentan en forma de manchas de biotita y silimanita del tamaño de una moneda, otras en forma de hiladas difusas con dirección poco constante, o bien no aparecen.

Este granito al cual nos referimos se encuentra en el norte del cuarto cuadrante de la Hoja, penetrando en la Hoja de Celanova, geológicamente está situado entre O. y N. del macizo granodiorítico que ocupa la mayor parte de la Hoja y la zona de anatexita.

A pesar de la variedad de facies citadas anteriormente sólo se han podido diferenciar dos: granito deformado y sin deformar.

3.2.2.1 Granito deformado $\begin{matrix} b \\ 0-3 \end{matrix} \gamma \begin{matrix} 2 \\ bm \end{matrix}$

Situado en la zona más meridional del conjunto, presenta una dirección general de 40 a 50° O. en contraposición con el resto del granito que no está deformado y tiene dirección aproximada 10 a 20° O.

La orientación del granito está marcada por las biotitas fundamentalmente, que al mismo tiempo parecen estar algo alabeadas, tomando una forma de «S» suave. En general, el granito es de grano medio y grueso, aunque existen facies de grano fino.

En esta facies de granito deformado los restos de paleosoma son prácticamente inexistentes, encontrándose por el contrario abundancia de enclaves de tamaño considerable.

La orientación debida a esta deformación no es siempre apreciable, pero puede considerarse como valor medio el de 150° E.

Del análisis de las muestras tomadas en la zona se obtienen los siguientes resultados.

Rocas granitoides de dos micas, es decir, rocas de facies intermedias entre plutónicas y metamórficas, más estas últimas.

Del examen microscópico de las muestras se observa la presencia de una suborientación, a la vez que relictos metamórficos, restos de andalucita y silimanita inestables, alterándose a sercicitas. Casi todas las muestras presentan un porfirismo discreto, con fenocristales feldespáticos.

Plagioclasas débilmente orientadas y poco zonadas, sub a idiomorfas con una red de clivaje-fractura muy irregular, entre las que se encuentra una serie de impurezas, sobre todo arcillo-ferruginosas.

El feldespato potásico dominante es microclina, que casi siempre está micro o mesopertitizada y con frecuentes inclusiones de cristales de plagioclasas. Casi siempre aparecen reemplazamientos mutuos entre los dos tipos de feldespato.

El cuarzo aparece casi siempre en agregados en mosaico, de grano fino entre los demás minerales.

Estas rocas graníticas, al igual que las precedentes, se caracterizan por no presentar grandes variaciones en la composición modal.

3.2.2.2 Granitos sin deformar $\begin{matrix} b \\ c-3 \end{matrix} \gamma \begin{matrix} 2 \\ bm \end{matrix}$

Situado al N. del anterior, tiene una mayor extensión, prolongándose en la Hoja superior.

Se trata de un granito bastante alterable, por lo que no da lugar a una

topografía fuerte, sino que origina un relieve de formas suaves y redondeadas que no destacan de los esquistos a los cuales ha intruido, al menos parcialmente.

Es muy frecuente encontrar en este granito zonas en que las restitas son claramente visibles, mientras que en otras el granito parece más elaborado, presentando grano de fino a medio o grueso, a veces con fenocristales de tamaño inferior a 1 cm. Localmente también aparece orientado. En lámina delgada estas rocas presentan composición modal que varía desde granitos a granitos algo calcoalcalinos.

La textura es casi siempre algo porfídica, con orientación directa o nula de los minerales micáceos.

El cuarzo se presenta con agregados en mosaico entre los otros componentes. Generalmente los cristales son de pequeño tamaño.

La microclina puede ser algo porfídica y siempre presenta unas maclas características, que pueden estar asociadas con las del Karlsbad. En el contacto con los cristales de plagioclasas aparecen abundantes mirmequitas. La oligoclasa, en cristales maclados alotriomorfos o hipidiomorfos, muestra un zonado débil, pudiendo estar ausente con frecuencia.

Se observan restos de silimanita inestable asociados a micas. Estas se disponen íntimamente asociadas a modo de agregados y/o pequeños lechos.

3.2.3 Granitos de dos micas

Dos son los granitos separados dentro de este grupo. Uno situado en el extremo O., limitado por la granodiorita de grano grueso con fenocristales, al cual hemos denominado granito de Olelas. El otro, situado en el extremo opuesto, y también limitado en su mayor parte por la granodiorita, formando parte de un gran macizo que se extiende hacia la Hoja de Baltar, constituyendo el gran macizo de Allariz.

Ambos granitos están orientados, siendo no obstante más marcada la orientación en el granito de Olelas, al cual hemos definido como orientado.

3.2.3.1 Granito orientado $\begin{matrix} b \\ \text{PO-23} \end{matrix} \gamma \begin{matrix} 2 \\ b_m \end{matrix}$

Se trata de un granito porfídico con orientación marcada por los feldespatos, los cuales son tabulares, pudiendo alcanzar hasta 2 cm. de longitud. La orientación, coincidente con la regional, 150° E., no se presenta de una manera constante, existiendo zonas en la cual desaparece, tomando aspecto masivo.

Diseminado en el conjunto aparecen agrupaciones en hiladas biotíticas, estas últimas coincidentes con la dirección. Es un carácter bastante frecuente, el que la biotita se presenta bordeando los fenocristales feldespáticos.

Aunque se trata de un granito de dos micas, es mucho más abundante la biotita.

La composición mineralógica típica de estas rocas es la siguiente:

Minerales esenciales: Oligoclasa ácida.

Cuarzo.

Biotita.

Accesorios:

Silimanita.

Moscovita.

Circón.

Apatito.

Opacos.

Presentan una textura granuda algo porfídica hipidiomórfica orientada.

El tamaño de grano varía de medio a fino, aunque destacan cristales tabulares de feldespato potásico de hasta 1 cm. de longitud y orientados. Presentan restos de plagioclasas en su interior, así como pequeños cristales de cuarzo y biotita incluidos. Igualmente, estos feldespatos se encuentran maclados, según KARLSBAD, y albita-periclina.

Aparecen también estos cristales de microclina, de menor tamaño y forma redondeada, con macla albita-periclina. La plagioclasa, de tamaño variable, se macla polisintéticamente y está muy alterada a moscovita según los planos reticulares. El cuarzo aparece en granos redondeados con extinción ondulante muy débil.

En el contacto de las plagioclasas con el feldespato potásico se desarrollan mirmequitas.

La biotita recuerda a veces por su disposición a las nebulitas. Forma hileras en las que se asocia a moscovita con inclusiones de silimanita. Este último mineral, en gran abundancia dentro de su carácter accesorio, forma otras veces lechos flexuosos de fibrolita, presentándose también en cristales aislados en el interior de otros minerales (cuarzo, moscovita y plagioclasa).

La moscovita, escasa, nunca se desarrolla en grandes láminas, pudiendo presentar simplectitas con el cuarzo.

El circón forma siempre halos pleocroicos en el interior de la biotita.

Tanto los fenocristales como los lechos biotíticos se orientan según la misma dirección.

3.2.3.2 Granito no orientado $\frac{b}{c \cdot 23} \gamma^2$

Limitado al N. por la granodiorita biotítica y por las nebulitas al S. y O., a la cual corta, se encuentra un granito que se caracteriza por su variedad de grano, presentando una textura más grosera en el Cerro de la Gralla y

el pueblo de Paradela, mientras que en la zona S., en el contacto con las migmatitas, el grano es más fino a la vez que aumenta la proporción de moscovita. En algunos puntos, y sobre todo a la altura del pueblo de Paradela, presenta una orientación coincidente con la regional, marcada por las láminas biotíticas, disponiéndose las moscovitas transversalmente a ellas.

Las rocas son de grano medio, algo orientadas, ligeramente cataclásicas y con poco desarrollo de la moscovita, la cual proviene de la recristalización de minerales sericíticos. Estos, a su vez, provienen fundamentalmente de la alteración de la andalucita, solo claramente visible en pocas láminas delgadas.

Los cristales son todos alotriomorfos.

La microclina está pertitzada y con inclusiones frecuentemente de plagioclasa.

La oligoclasa presenta maclas de albita o en damero y está desprovista de zonado. Está más o menos saururizada, y es a su vez la más idiomorfa de los cristales.

Es frecuente en estas rocas la presencia de apatito en porcentaje más elevado que en los granitos normales.

3.2.4 Granodioritas biotíticas

En el N. de Portugal y zona S. de Galicia la granodiorita tiene una importancia regional. Se trata de la última intrusión granítica que ha tenido lugar, por lo que se encuentra cortando las estructuras anteriores.

Morfológicamente la granodiorita se presenta dando un relieve abrupto de grandes bolos, cuando el tamaño del grano es grueso y decrece dicho relieve a medida que el grano disminuye. No obstante, este carácter no se ha observado regionalmente, sino exclusivamente en esta zona de Lovios.

Sin embargo, en este núcleo de menor tamaño de grano, coincide en esta Hoja topográfica con una zona de moscovitización que es anómala dentro de la granodiorita observada regionalmente. Dicha moscovitización va aparentemente acompañada de un proceso de mineralización y greisificación de la roca, lo cual podría explicar este fenómeno de erosión diferencial.

El macizo granodiorítico es claramente intrusivo, como anteriormente hemos citado, a pesar de lo cual se presenta en algunas zonas inyectado entre las rocas de caja; así, por ejemplo, en la localidad de Casardomato, aproximadamente en el centro de la Hoja, se encuentra la granodiorita en contacto con una serie migmatítica, en la cual el fluido granodiorítico ha penetrado dentro de las anatexitas, presentando una serie de restos de melanosoma y leucosoma envueltos por una masa claramente granodiorítica (calcoalcalina) con fenocristales hipidiomorfos de feldespato. Algo más al N. se encuentra una serie con carácter migmatítico también por sus zonas de

melanosoma continuo y replegado, totalmente mezclada con la facies granodiorítica. Por otro lado, en la central del embalse de las Conchas encontramos zonas de claras anatexitas con abundante melanosoma que presenta fenocristales típicamente pertenecientes a la granodiorita por su idiomorfismo y semejanza con las granodioritas próximas.

A pesar de estas circunstancias de entrecruzamientos de facies de poca extensión o anchura en el contacto de las granodioritas, el carácter intrusivo es muy claro, tanto en la zona en que se realiza este estudio como regionalmente, y son dignos de mención, por su clara visibilidad de contactos netos, las localidades de Prado y N. de Maus de Sala.

La composición mineralógica global del macizo es un tipo de los granitos calcoalcalinos (cuarzomonzonitas, según STRECKHEISEN).

Los minerales componentes son: cuarzo, oligoclasa, andesina, microclina u ortosa y biotita. En proporciones reducidas o accesorias aparecen apatito, titanita, circón, moscovita, alanita, hornblenda y minerales opacos.

Todos los caracteres texturales de estas rocas son idénticos a los que presentan las granodioritas o granitos (serie calcoalcalina) de las Hojas situadas más al N. (Celanova y Ribadavia). Sin embargo, esta región se caracteriza por una frecuencia mucho mayor de composiciones graníticas y menor de las granodioritas. Además, el contenido en anfíbol de esta serie calcoalcalina parece disminuir de N. a S., pues mientras es algo abundante en Ribadavia (sobre todo en los pórfidos granodioríticos), su aparición disminuye en Celanova y finalmente en Lovios es muy rara.

Son frecuentes las zonas en que aparece la granodiorita con gran cantidad de fenocristales de feldespatos potásicos envueltos en una masa de grano fino, en que si hiciéramos un análisis único nos daría un granito; a veces esta masa de grano fino llega totalmente a desaparecer y queda una gran agrupación de fenocristales feldespáticos de colores rosados que indica su naturaleza potásica.

Por el tamaño de grano hemos podido separar una serie de macizos de granodiorita, diferenciando las siguientes:

- Granodiorita con megacristales de grano grueso.
- Granodiorita de grano medio a grueso (sin megacristales).
- Granodiorita de grano fino (sin megacristales).

3.2.4.1 *Facies de fenocristales* $\begin{matrix} b \\ P-3-2 \\ \gamma\eta \\ b \end{matrix} \begin{matrix} 2-3 \\ b \end{matrix}$

Es ésta la que alcanza una mayor extensión dentro del macizo y la que se encuentra en contacto con todas las rocas de caja. Este contacto es generalmente neto y vertical. Es de destacar como carácter representativo de contacto «cortante» el que se puede observar en el pueblo de Prado, localidad anteriormente citada. En este punto se puede ver dentro de la grano-

diorita pequeños enclaves de epibolitas (flebitas) parcialmente «asimilados».

Son muy frecuentes en las zonas de contacto la presencia de corneanas de 3 a 5 cm. de valor medio, sobre todo en el camino que va al pueblo de Olelas.

Esta facies presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. La matriz es hipidiomorfa, granuda, y presenta gran heterometría, siendo generalmente de media a gruesa. Localmente puede presentar zonas de grano fino, así como ausencia de fenocristales.

Como componentes principales presenta plagioclasa zonada (oligoclasa-andesina), cuarzo, biotita, feldespato potásico (ortosa o microclina microperítica).

Los componentes accesorios son: moscovita, sericita, cloritas, apatito, esfena, circón y zoisita.

En el camino forestal de la Sierra de Xures, en la ladera del río Lames, aparece moscovita y fluorita (deutérica), en la proximidad de un dique pegmatítico cuarzo-feldespático.

Atravesando esta facies aparecen, en forma de diques fundamentalmente, una serie pegmatoide cuarzo-feldespática con un gran desarrollo de ambos. La mayoría de las veces los feldespatos potásicos son idiomorfos, pudiendo alcanzar hasta 10 cm. de tamaño. Son frecuentes también cristales idiomorfos y geodas de cuarzo. Estos diques, presentes sólo en la región de Xures, Santa Eufemia, tienen una dirección casi constante de N-S., a 10° E., coincidente con un sistema de fracturación.

Numerosas pegmatitas, aplitas, de dirección variable, pórfidos granodioríticos y diques de cuarzo completan el cortejo filoniano de esta serie.

La composición modal varía dentro de los siguientes extremos:

Cuarzo	34 % - 29 %
Feldespato potásico	36 % - 27 %
Plagioclasa	27 % - 36 %
Biotita	3 % - 8 %

El tipo más alcalino es el de mayor frecuencia.

Como accesorios hay circón, apatito, óxidos de hierro y esfena. La moscovita no aparece más que en raras ocasiones.

El cuarzo se presenta casi siempre en agregados policristalinos, siempre alotriomorfos.

El feldespato potásico es unas veces microclina y otras ortosa, dominando esta última, de forma subidiomorfa, casi siempre micro o mesoperitizada. Es muy frecuente la existencia de inclusiones de cristales de plagioclasa, cuarzo y micas. En general se encuentra poco alterado.

Las plagioclasas son hipidiomorfas con maclas polisintéticas de la albita y siempre muy zonadas (An₂₅ en el núcleo y An₂₀ en la periferia). La sau-

suritización del núcleo se presenta en numerosos cristales, permaneciendo la periferia inalterada.

La biotita, dispersa en la roca y sin orientación, presenta cloritización variable desde total a nula.

3.2.4.2 *Facies de grano medio sin fenocristales* $\begin{matrix} b \\ c-3-4 \end{matrix} \gamma \eta \begin{matrix} 2-3 \\ b \end{matrix}$

Rodeada de la facies de fenocristales, aparece una facies granodiorítica de grano medio a fino que si bien no presenta un contacto neto en toda la zona, sí se puede determinar una zona difusa de paso de una facies a otra. En algunos puntos este cambio de facies se realiza de una forma bastante neta, como sucede cerca del Km. 75 a la frontera con Portugal (La Magdalena), cerca del pueblo de Asperelo y Olín, así como en algunos puntos de las Sierras de Santa Eufemia y Xures.

Con variaciones locales, presenta una textura hipidiomórfica, de grano por regla general de medio a fino, aunque aparecen zonas de grano grueso, y es zonada hacia el núcleo del macizo, siendo en éste de grano fino.

Al igual que en la facies anterior, los componentes principales son: plagioclasa zonada, ortosa o microclina peritíticas, cuarzo y biotita.

Como accesorios: clorita, epidota y esfena, circón, apatito y moscovita.

Tanto los caracteres texturales como mineralógicos son iguales que en la facies anteriormente descrita. Sin embargo, la zonación de las plagioclasas es más débil.

3.2.4.3 *Facies con moscovita* $\begin{matrix} b \\ c-4 \end{matrix} \gamma \eta \begin{matrix} 2-3 \\ b \end{matrix}$

Formando el núcleo del macizo granodiorítico aparece una facies cuya característica es la presencia de moscovita en proporciones elevadas.

Esta zona de moscovitización afecta a la facies de grano fino y parcialmente a la de grano medio a fino. Puede en algunos puntos aparecer en la facies de grano grueso con fenocristales, aunque de manera muy local y no afectando a todo el conjunto.

La textura que presenta esta zona es alotriomorfa granular e hipidiormorfa.

Los componentes principales son: cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

Como accesorios: biotita, moscovita y circón. En algunas preparaciones, la moscovita está en mayor proporción que la biotita, aunque en términos generales aparecen en proporciones análogas.

Como componentes secundarios aparecen: sericita y clorita.

Este fenómeno de moscovitización parece ser debido a una contaminación de volátiles en las últimas etapas de consolidación del magma.

El porcentaje medio modal más frecuente es:

Cuarzo	33 %
Feldespato potásico	32 %
Plagioclasa	28 %
Biotita	5 %
Moscovita	2 %
Opacos y circón	—

3.2.4.4 Pórfidos granodioríticos $\frac{b}{P} \gamma \eta \frac{2-3}{b}$

Asociado a las granodioritas existe una serie de «manchas» de pórfido que frecuentemente se encuentran situadas en las zonas de contacto con las anatexitas, de formas alargadas y más o menos concordantes con el contacto. Es muy representativa la serie de pórfidos existentes en Rioseco, sobre todo el que se encuentra entre el contacto de la granodiorita y el granito de Paradela.

En lámina delgada presentan una textura discretamente porfídica, con fenocristales redondeados de cuarzo y de feldespatos, plagioclasas hipidiomorfas, en una matriz de grano más fino y de la misma composición que contiene además cantidades variables de biotita.

El feldespato potásico, casi siempre dominante sobre la plagioclasa, forma frecuentemente crecimientos micrograníticos con el cuarzo en la matriz. Las plagioclasas, idiomorfas, son muy zonadas, lo mismo que en otras rocas de la serie calcoalcalina y muestran los mismos valores del porcentaje de anortita.

La biotita prácticamente transformada en clorita es escasa, apareciendo en forma de pequeñas láminas agrupadas.

Accidentalmente puede aparecer también hornblenda verde.

3.2.5 Cortejo filoniano q, FP; FA; FL

Por último, asociado tanto a la granodiorita como a los demás grupos, aparece un cortejo filoniano constituido por pegmatitas, aplitas, cuarzo, microgranitos y lamprófidos.

Es de destacar la existencia de las pegmatitas asociadas a las granodioritas, y cuya manifestación más acusada se realiza en la zona de la Sierra de Xures, que se caracteriza por el gran desarrollo de los cristales de feldespato, en numerosas ocasiones idiomorfos, y que llegan a alcanzar hasta 10 cm. de tamaño. Estos diques pegmatíticos están asociados a fracturas de distensión posteriormente rellenadas por estas pegmatitas. Salvo en esta zona, en la cual la dirección de las pegmatitas guarda una ley, coincidente con el sistema de fracturación y diaclasado; en el resto de la zona las direcciones son caóticas.

Dentro de las migmatíticas nebulíticas aparece una serie de lamprófidos, de los cuales sólo son representativos a la escala del mapa dos de ellos. Estos, frecuentes en las anatexitas, circunstancia que se corrobora en la Hoja Norte (Celanova), no son frecuentes en la granodiorita, no habiéndose visto más que uno, situado en el pueblo de Gujinde.

4 TECTONICA

Encontrándose situada la Hoja de Lovios en una región en la que aflora ampliamente el zócalo migmatítico, bien sea porque aquí el frente de migmatización alcanzó niveles más altos que en otras zonas, o bien a causa de una denudación más extensa, el resultado es que las formaciones aflorantes son poco aptas para establecer una síntesis tectónica.

Fases de deformación

Las fases tectónicas de deformación son fácilmente deducibles en regiones vecinas, allí donde afloran series sedimentarias poco metamorizadas. En la Hoja solamente corresponde a estas formaciones el pequeño afloramiento de la presa de Corisco (ángulo SE. del mapa). Allí, las rocas metamórficas presentan una esquistosidad vertical cuya dirección de 155° E. coincide con la dirección regional. La esquistosidad ha borrado completamente la estratificación. Puede verse cómo existe además una crenulación cuyos micropliegues deforman a la esquistosidad y cuyo plano axial es vertical. Pueden exponerse a continuación dos hipótesis:

a) La crenulación, por tener planos paralelos a la esquistosidad, es contemporánea con ella. Se trataría, en este caso, de micropliegues acompañantes a las deformaciones que produjeron la esquistosidad. En este caso existiría una sola fase de plegamiento.

b) La crenulación, por plegar a la esquistosidad, es posterior a ella, puesto que una esquistosidad tan marcada no admite el desarrollo de micropliegues de flancos no paralelos.

Discusión de ambas hipótesis

Ante los pocos datos que aporta un afloramiento tan pequeño, es obligado discutir ambas hipótesis a la luz que aportan los datos estructurales de otras zonas. En la región se reconocen con seguridad dos fases de plegamiento: una primera que desarrolla una esquistosidad, con plano axial subhorizontal; la segunda, de plano axial vertical, que produce en detalle una crenulación bien marcada y que regionalmente es responsable de las grandes estructuras.

Considerando estos hechos, parece más probable pensar que la hipótesis *d)* proporciona una explicación más coherente para la tectónica de la Hoja de Lovios.

Por lo tanto, se admiten (con las naturales reservas ante la casi totalidad de ausencia de datos), que en la Hoja han actuado dos fases de plegamiento, cuyo mecanismo íntimo ha sido bien diferente. La posición vertical de los esquistos de la presa de Corisco indican, en principio, que corresponden a un flanco de una gran estructura, posiblemente el flanco de un gran anticlinorio cuyo núcleo migmatizado se encontraría en la región de Lovera-Muiños. Pero una vez más la escasez de afloramientos, así como la gran intrusión de la granodiorita de Lovios, hacen imposible toda su interpretación regional.

La edad de ambas facies de plegamiento es hercínica, puesto que afecta en la región a materiales Precámbricos y Paleozoicos.

Núcleo migmatítico de Lovera-Muiños.

El Norte de la Hoja está ocupado casi totalmente por un conjunto migmatítico, en el que predominan las nebulitas. En esta zona de migmatización avanzada, el plegamiento de detalle es fluidal, indicador de una gran plasticidad en la época de deformación. Por este motivo las medidas estructurales no reflejan la orientación de los campos de esfuerzos, salvo en las zonas de granitos de anatexia de Queguas. Allí hay claras orientaciones de cristales de feldespato (160°) que revelan que la anatexia fue ligeramente anterior o sincrónica con la deformación.

Las intrusiones posttectónicas

Hasta ahora se ha hecho referencia a las formaciones rocosas deformadas por la tectónica de plegamiento hercínico. Existe, además, una fase posterior de intrusiones granodioríticas muy bien representadas en la Hoja por la granodiorita de Lovios. Este plutón presenta dos características estructurales importantes:

- a) Es cortante a todas las estructuras hercínicas.
- b) No presentan orientación tectónica de minerales en ningún punto.

Ambos hechos determinan que la intrusión granodiorítica fue posterior a la fase de plegamiento. Corresponde a las llamadas granodioritas tardías de amplia representación en toda Galicia. Las granodioritas tardías pueden interpretarse como las últimas manifestaciones del ciclo hercínico.

Existe finalmente una fracturación bien desarrollada, especialmente en la granodiorita. La dirección principal es la N.-NE. a S.-SE., y se caracteriza por fracturas de distensión que se han rellenado de pegmatitas.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Después de la sedimentación de los materiales (Precámbrico?, Paleozoico?) en la cuenca, comienza la evolución metamórfica y tectónica. Se producen casi a la vez ambos procesos, llegándose a la migmatización y a la anatexia.

Después del paroxismo orogénico, la granodiorita tardía intruye el conjunto. Se desarrolla una fracturación y relleno de pegmatitas según planos de fractura de dirección determinada.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

La importancia de la geología económica de esta Hoja es escasa, tanto desde el punto de vista minero como del de rocas industriales.

Minería

No existe ninguna explotación minera en la actualidad, si bien es verdad que en la zona de Entrimo y localizados en la zona de moscovitización aparecen mineralizaciones en la masa y filones hidrotermales con la presencia de molibdeno, bismuto, calcopirita y wolframita fundamentalmente, aunque se carece de datos para poder determinar su importancia económica.

Rocas industriales

Como en toda la zona gallega, existen en esta Hoja pequeñas explotaciones locales de granitos y granodioritas con el fin de obtener sillares para la construcción, aunque actualmente se encuentran en franca decadencia, ya que la mano de obra encarece mucho este material.

Únicamente merece destacarse una cantera de cierta importancia que se explota en Maus de Salas para la construcción de una presa hidroeléctrica en el río Salas. Dicha cantera se encuentra situada en la granodiorita con fenocristales.

Hidrología

En cuanto a este capítulo, es importante el destacar la existencia de un manantial de aguas termales en la localidad de Villamea (Lovios), puesta de manifiesto por causa de una fractura localizada en el curso del río Caldo. Existe una fuente termal, a una cota similar a la que se encuentra ésta, en Portugal.

7 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie.» *Col. Lille Ed. Sise-Horemans.*
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progresiff et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Orientale.» *Faculté des Sciences de Montpellier. Thèse.*
- 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, fasc. 2 y 3, p. 101.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N.-W. de l'Espagne).» *C. R. Acad. Sc.*, t. 270, pp. 2.527-2.530.
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia.» *Publicaciones extranjerias sobre Geologia de España. T. V. E. D. Consejo Superior de Investigaciones Cientificas*, pp. 61-90.
- CORTAZAR, D. DE (1875).—«Datos geológicos y mineros de las provincias de Zamora y Orense.» *Bol. Mapa Geol. Esp.*, t. I, p. 291.
- DEN TEX, E. (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline.» *Leidse Geol. Med.*, t. 36, pp. 211-222.
- FERRAGNE, A. (1966).—«Etude des Porphyroides de la série de Celanova (Province d'Orense-Espagne).» *Actes de la Societé Linneene de Bordeaux*, t. 103, serie B, n.º 4.
- (1966).—«Sur l'existence d'une serie volcano-detritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense-Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 832-834.
- (1966).—«Aperçu sur les formations granitiques de la Province d'Orense, Espagne.» *Actes de la Societé Linneene de Bordeaux*, t. 103, serie B, n.º 3.
- (1966).—«Sur les conditions du metamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, pp. 480-482.
- FERRAGNE, A., y ANTHONNIOZ, P. M. (1967).—«Sur la présence d'ortho-neis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- FERRAGNE, A. (1969).—«Reflections sur la nature et la position estratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 138-141.
- (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne).» *Uni. de Bordeaux*, t. 339, Thèse.

- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le Nord-Ouest péninsulaire.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vol. II y III, pp. 131-134.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation en quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal.» *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, vol. II y III, pp. 242-244.
- HILGEN, J. D. (1970).—«Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXI, vol. II y III, pp. 85-96.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España.» *Notas y Com.*, n.º 60, p. 227.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la disposición de 'Olló de Sapo' en las provincias de Zamora y Orense (NO. de España).» *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. LIII, pp. 37-42.
- MATTE, P. (1965).—«Sobre el vulcanismo siluriano del sinclinal de Truchas (NO. de España).» *Notas y Com.*, v. 80, pp. 175-178.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice.» *Lab. Geol. de la Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vol. II y III, pp. 157-184.
- PARGA PONDAL, I. (1970).—«Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXI, vol. II y III, pp. 1-29.
- (1963).—«Mapa petrológico estructural de Galicia.» IGME, E. 1:400.000.
- PARGA PONDAL, I., y otros (1967).—«Carte Géologique du Nord-Ouest de la peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien).» *Ser. Geol. Portugal*, E. 1:500.000.
- PARGA PONDAL, I. (1965).—«La investigación geológica en Galicia.» *Depart. of Petrol. Min. Acad. Crust. of the Univ. Leyden*, v. 36, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introducción a la geología del 'Olló de Sapo'. Formación porfiroide antesilúrica del NO. de España.» *Notas y Com.*, vol. n.º 76, pp. 119-154.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia.» *Notas y Com.*, vol. n.º 81, p. 7.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia.» Madrid. Imp. de los Herederos de Collado.
- TEIXEIRA, C. (1945).—«Algunos aspectos da geología dos granitos do norte de Portugal.» *Sociedade Geologica de Portugal*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA