



# IGME

226

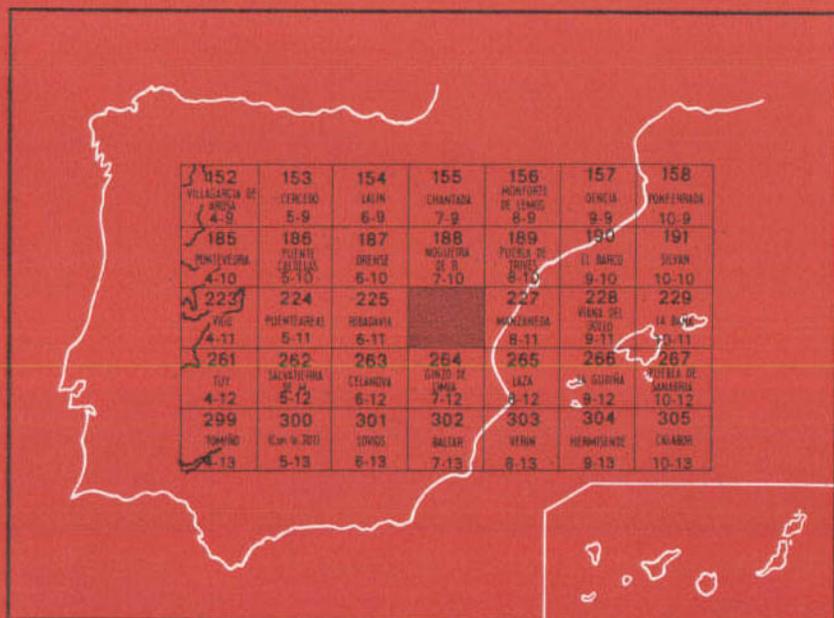
7-11

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ALLARIZ

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
E. 1:50.000

**ALLARIZ**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del IGME habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes: J. Arce, J. Boquera, C. Chamón, C. Estévez, F. Pompa y E. Piles, habiendo contado con las colaboraciones que se indican en la introducción.

### **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-27.804-1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

## **1 INTRODUCCION**

Los estudios petrográficos han sido realizados por el Dr. Vicente Sánchez Cela y la Licenciada en Ciencias Geológicas López García, M.<sup>a</sup> José.

Se ha contado con el asesoramiento del Dr. André Ferragne, quien trabajó con anterioridad en la región.

La Hoja de Allariz pertenece a la provincia de Orense y se sitúa inmediatamente al SE. de dicha capital.

Geológicamente comprende las series paleozoicas y precámbricas del sinclinatorio de Verín, el macizo granítico de Allariz, el macizo de granodiorita de Orense y la cuenca sedimentaria de Maceda.

## **2 ESTRATIGRAFIA**

### **2.1 INTRODUCCION**

Las series estratigráficas de la Hoja de Allariz no se han datado paleontológicamente hasta este momento, pero no por ello su posición cro-

noestratigráfica presenta demasiadas dificultades, puesto que las litologías son fácilmente correlacionables con las de las regiones próximas, datadas con cierta precisión.

Sin embargo, como el criterio paleontológico sería el único que podría dar una edad bien definida, las denominaciones cronológicas que se utilizan han de tomarse como aproximadas, ya que las series pueden ser anisócronas.

De muro a techo se distinguen las siguientes unidades:

## 2.2 PRECAMBRICO-CAMBRICO (PC-CA) ( $\zeta$ ; $\gamma$ ; $\gamma$ ; $\xi$ ; $\zeta$ ap)

La formación más antigua que se encuentra en la Hoja de Allariz aparece entre Calveliño y Verducedo de Arriba, bajo de una secuencia bien definida: los esquistos del Cámbrico-Tremadoc.

Esta formación está constituida por esquistos y neises glandulares, con algún nivel de cuarcitas, neises de piroxeno y anfíbol con plagioclasa.

Los niveles más inferiores que aparecen están constituidos por esquistos ocre y grises, muy laminados, de grano fino y de dos micas. Entre estos esquistos aparecen unos niveles neísicos con cristales de cuarzo azulado y feldspatos de tamaño variable, glandulares. Por su aspecto macroscópico, su carácter esquistoso y su posición estratigráfica, esta formación corresponde a la serie «Ollo de Sapo» definida en otras zonas.

Intercalados en los esquistos, aparecen niveles de cuarcita con cristales de mayor tamaño de cuarzo y granate. Son de potencia variable del orden de metros y otros niveles abundados, de neises de piroxeno y anfíbol, con plagioclasa de color verde-oscuro a negro. Estos neises suelen aparecer entre las litologías más detríticas.

La potencia de esta formación es indeterminable, ya que no aparece el muro. Su potencia vista se estima en unos 200 m.

Su posición respecto a las formaciones superiores es concordante.

En cuanto a edad, no han aparecido restos para poder datar la formación, pero por correlación con otras regiones (sinclinal de Verín, A. FERAGNE, 1972) se le atribuye una edad Precámbrico-Cámbrico.

## 2.3 CAMBRICO-TREMADOC (CA-O<sub>II</sub> $\gamma$ )

Encima de la formación definida como «Ollo de Sapo», y bajo la arenisca del Arenig, se encuentra una serie esquistosa que forma bandas de espesor variable. La más representativa de estas bandas se sitúa al sur de Castro Escudro, siguiendo la dirección regional NO.-SE., con una anchura media de unos 2.500 m., dando lugar en la topografía de un relieve abrupto por su resistencia a la erosión.

Otra banda de estos esquistos aparece al NE. de Calvelíño, formando el flanco de un anticlinorio.

En conjunto, es una serie bastante monótona, formada por unos esquistos negros, de grano fino, muy grafitosos, constituidos fundamentalmente por cuarzo y micas.

Están muy laminados, pero las superficies que presentan no son las de estratificación, ya que la serie está afectada por un metamorfismo regional que produce unas superficies de esquistosidad que enmascaran las superficies de estratificación.

No obstante su homogeneidad, pueden distinguirse en estos esquistos dos facies que no son cartografiables, dada su distribución irregular. En la parte inferior, la serie es más homogénea, negra y compacta, aunque estas características se pierden en parte, cuando la serie está afectada por metamorfismo de contacto. La parte superior es de tonos ocre y violáceos, más laminada y menos compacta, por lo cual presenta un relieve más suave y afloramiento de menor claridad. Litológicamente se pierde la homogeneidad por aparecer niveles lenticulares de arenisca. Estos niveles de arenisca aumentan en potencia y tamaño hacia el techo.

La potencia de esta formación no puede determinarse de una manera exacta, ya que la serie se encuentra muy replegada, pero puede suponerse que la potencia real no debe superar los 400 m., según se deduce de la potencia de la banda situada al NE. de Calvelíño, situada encima de los esquistos y cuarcitas del Precámbrico-Cámbrico.

Su posición estratigráfica respecto a las formaciones supra e infrayacentes es concordante.

Se le atribuye una edad Cámbrica-Tremadoc por su posición debajo del Arenig, aunque esta serie no ha podido ser datada paleontológicamente al no aparecer en esta zona restos fósiles.

## 2.4 ARENIG (O<sub>12</sub>) (ξ, γ)

El techo de la serie paleozoica de esta Hoja lo constituye una formación de areniscas y cuarcitas pertenecientes al Arenig. La facies que presenta es diferente de la conocida como «Cuarcita Armoricana», por lo cual no se emplea este término.

Se distribuye en la Hoja en varias bandas de anchura variable. Una de ellas, situada al S. de Aldea de Arriba, más o menos paralela al río Arnoya, está formada por un conjunto de cuarcitas y areniscas alternando con esquistos grises. Presenta de S. a N. un claro cambio de facies.

Hacia el S. hay un predominio de los estratos samíticos sobre los pelíticos. Los estratos samíticos, de grano fino y tonos claros, están constituidos fundamentalmente por cuarzo y abundante moscovita; forman es-

tratos centimétricos a decimétricos bastante compactos, entre los cuales se intercalan niveles pelíticos muy reducidos (de 1 a 5 cm.).

Hacia el Norte, la serie es más heterogénea; por una parte, hay una proporción similar de niveles samíticos y pelíticos alternando entre sí e incluso predominio de estos últimos; por otra, estos niveles presentan una gran variabilidad litológica y estratigráfica. Los niveles samíticos normalmente son muy tableados, formando estratos milimétricos con carácter de areniscas de tonos grises, grano fino y abundantes moscovitas, alternando con esquistos ocreos muy arenosos.

La banda situada al E. de la anterior, en la Sierra de San Mamed, está formada por una alternancia de estratos samíticos y pelíticos. Los samíticos son unas veces cuarcíticos y otras arenosos muy tableados. Los pelíticos son grises y muy laminados, pero a veces presentan tonos de gris a negro, muy arenosos y compactos, formando crestones que se pierden lateralmente y pasan a la serie normal.

El muro de esta serie puede marcarse con bastante precisión, aunque el paso a los esquistos no sea neto; sin embargo, el techo resulta indeterminable, ya que no se han encontrado niveles superiores.

La potencia puede estimarse en unos 300 m.

Se admite la edad Arenig de esta formación por correlación con regiones mejor conocidas, pero no se afirma que incluya todo el Arenig y que pertenezca sólo a él.

## 2.5 CUATERNARIO (Q)

Dentro de este apartado se han distinguido dos clases de depósitos, dadas las características tan distintas que presentan. En la primera se incluyen todos aquellos depósitos claramente cuaternarios: eluviales, aluviales y terrazas. En la segunda se considera la Cuenca de Maceda.

### 2.5.1 Depósitos claramente cuaternarios

En primer lugar destacamos un recubrimiento general propio de las áreas graníticas, que dada su escasa potencia no ha sido cartografiado en la mayoría de los casos, siendo únicamente representado cuando alcanza una potencia considerable.

Se trata de eluviones, aluviones y coluviones cuaternarios indiferenciados, consecuencia de un largo proceso de erosión en un país de topografía moderna, reactivada en tiempos pliocuaternarios. Es probable que, para los eluviones, los procesos de remoción «in situ» sean los principales agentes geomórficos de la morfogénesis actual.

De los aluviales fluviales (QAL) que se han estudiado, solamente se mencionan los formados por los ríos Tioira y Arnoya, por ser los únicos

que pueden ser cartografiados. El aluvial del Tioira se localiza en los alrededores del pueblo del mismo nombre, está constituido por un depósito conglomerático, con cantos fundamentalmente de cuarzo y matriz arenarcillosa. Los depósitos del río Arnoya están situados al S. del Santuario de los Milagros, entre el río y la carretera, y presentan análogas características a los anteriores.

En cuanto a terrazas fluviales (Qt), se ha reconocido un nivel. Aparece en los pueblos de Jocín y Maus, ambos presentan análogas características y están formados por cantos generalmente de cuarzo, con un diámetro máximo de unos 30 cm., aunque también aparecen algunos de cuarcita. Todo ello englobado en una matriz arenarcillosa. La potencia máxima vista es de 3 m. aproximadamente.

Se observa en la Hoja de Allariz que la red fluvial está por lo general, muy encajada, faltando los aluviones y terrazas, salvo en la Cuenca de Maceda.

### **2.5.2 Cuenca de Maceda**

Es un importante conjunto de depósitos sedimentarios que en la Hoja vienen dados como cuaternarios, sin que por ello se descarte la posibilidad de que pertenezcan al Terciario Superior o tal vez al Pliocuatnario, debido a que no existen datos suficientes para fijar su posición cronoestratigráfica.

Se trata de unos depósitos muy complejos, que por lo general presentan muchas variaciones tanto lateral como verticalmente.

Los materiales que rellenan la Cuenca van desde arcillas hasta grava gruesa y, en ocasiones, bloques, según clasificación WENTWORTH. Los clastos son principalmente de cuarzo, en menor cantidad son de cuarcita, y una escasa proporción de cantos de composición heterogénea.

El emplazamiento de los sedimentos en la Cuenca es regularmente en lentejones, de una extensión variable, que cambian tanto en composición como en coloración rápidamente.

Hay que considerar unos depósitos arcillo-arenosos de color negro, alternados con niveles arenarcillosos, que en ocasiones llegan a ser arenosos, de potencia y coloración variable. Son reveladores de condiciones palustres de sedimentación. Hemos destacado tres afloramientos situados en esta Cuenca: uno situado en la zona de La Vega, otro al N. del Monte Corno, y, por último, el situado en el Km. 136,5 de la carretera de Ponferrada a Orense. Estos niveles aparecen en cubetas de escasa extensión, de contorno difuso.

Dentro de esta complicación sedimentaria se han destacado dos niveles.

### 2.5.2.1 *Un nivel superior o nivel de bolos (Qcg)*

Es de potencia variable, llegando a alcanzar 3 y 4 m. Es un nivel conglomerático, heterogranular y polimíctico. Los cantos son fundamentalmente de cuarzo, en menor cantidad son de cuarcita, y una cantidad muy escasa clastos de composición variable. Suelen estar poco elaborados y únicamente presentan sus bordes desgastados hacia el centro de la Cuenca. Están empastados en una matriz cuyas características litológicas dependen del lugar donde se halle localizado el nivel, variando desde arcillas hasta arenas.

### 2.5.2.2 *Nivel arcilloso-arenoso (Qas)*

Son los depósitos más importantes de la Cuenca. Se trata de una alternancia de niveles arcillo-arenosos, arcillosos y arenosos, con hiladas de cantos de hasta cinco centímetros de diámetro máximo. La coloración de colores negros, abigarrados, azulados, verdosos y ocreos. Es importante destacar que la distribución de las arenas en las arcillas y su porcentaje no son regulares, presentando diferente porcentaje en su contenido en corto espacio.

Presenta un tramo superior de escasa potencia, que en algunos puntos alcanza hasta 60 cm., y que en algunas zonas no se halla presente, con cantos de hasta 30 cm. de diámetro máximo, empastados en una matriz de composición variable, según la zona en que se trate.

De los cortes realizados en la Cuenca, se comprueba que son únicamente representativos para pequeñas áreas. A continuación se da un corte litológico realizado en la zona de La Vega, que quizá pueda ser el más representativo, dentro de este nivel arcillo-arenoso.

*Tramo 1.*—0,40 cm. de cantos poco elaborados, heterogranulares y polimícticos de hasta 30 cm. de Lm., que se hallan engastados en una matriz areno-arcillosa.

*Tramo 2.*—6,30 m. de arcillas arenosas, arcillas y arenas alteradas, de colores abigarrados, con desarrollo lateral irregular en el porcentaje de contenido en arcillas y arenas; en los niveles inferiores pasan a ser unas arcillas con muy poco contenido en arenas. Intercalados se hallan hiladas de cantos de hasta 3 cm. de Lm., dispuestos a modo de lentejones. Los cantos son de cuarzo, feldespato, metamórficos, y existen micas blancas de hasta 1,5 mm. de Lm.

*Tramo 3.*—Arcillas negras de 30 cm. de potencia.

*Tramo 4.*—1 m. de arcillas negras que contienen clastos de tamaño arena diseminadas irregularmente. Los clastos son de cuarzo, feldespato

y un porcentaje escaso de metamórficos, con presencia de micas abundantes.

*Tramo 5.*—60 cm. de arenas, con poca arcilla.

*Tramo 6.*—4,5 m. de arcillas negras, con clastos de tamaño arenoso análogos al tramo 4.

*Tramo 7.*—4,20 m. vistos de arcillas arenosas, de color verdoso y de características similares al tramo 4.

### **3 TECTONICA**

#### **3.1 INTRODUCCION**

Las estructuras de la Hoja de Allariz se originaron durante la orogénesis hercínica. Los ciclos posteriores han actuado muy débilmente, ya que la zona no forma parte de un Orogeno, por lo cual es difícil precisar cuáles han sido las deformaciones posteriores.

#### **3.2 FASES OROGENICAS**

Las fases de plegamiento hercínicas que afectaron a las series sedimentarias han sido tres, de características muy diferentes. Las numeraremos correlativamente de más antiguas a más modernas.

##### **3.2.1 Fase primera**

De la observación de areniscas y esquistos se desprende la existencia de una esquistosidad bien marcada que produce la disyunción en lajas de esquistos y areniscas. Esta esquistosidad  $S_1$  ha borrado totalmente la estratificación en las series esquistosas, pero no así en las cuarcitas, en las que la alternancia de samitas y pelitas dibuja bien las superficies de estratificación ( $S_0$ ).

En algunos puntos puede verse en la serie esquistosa del Arenig que la esquistosidad dibuja pliegues decimétricos a métricos muy agudos, de plano axial subparalelo, con la estratificación. Estos pliegues, de tipo similar, presentan flancos estirados y charnelas engrosadas. Los ejes cabecean bien hacia el Sur o hacia el Norte, por estar afectados por fases posteriores.

La esquistosidad es prácticamente paralela con la estratificación, al menos a la escala del afloramiento.

Los pliegues de primera fase aparecen, a escala de afloramiento, indicando que el mecanismo de plegamiento ha sido íntimo. También pueden

verse pliegues mayores, donde quedan dibujados por la cartografía del contacto Arenig, con el Cámbrico-Tremadoc. Estos pliegues mayores de primera fase no presentan una charnela definida, sino una mayor abundancia de micropliegues en la zona de charnela.

La intensidad del plegamiento debió de ser muy grande, dando lugar a la multiplicación de la potencia de la serie.

De hecho, dada la homogeneidad de las series, no puede calcularse la potencia primitiva ni la multiplicación, pero es evidente que ésta ha debido existir, aunque para explicarlo hay que tener en cuenta datos regionales.

Donde aparecen pliegues de segunda fase se observa que, pliegues simétricos con igualdad de buzamiento en ambos flancos, tienen uno de ellos desmesuradamente más ancho que el otro. Es poco probable suponer que haya variaciones de potencia tan bruscas.

En resumen, la fase primera, de flanco axial  $S_1$ , es subparalela con la estratificación y produjo pliegues similares en las zonas esquisto-arenosas. En los niveles cuarcíticos más competentes sólo se aprecian suaves curvaturas de tipo concéntrico.

Esta es la fase de mayor intensidad.

### 3.2.2 Fase segunda

La segunda fase no llegó a desarrollar una esquistosidad bien marcada, sino sólo una crenulación por microrreplegamiento.

En efecto, la esquistosidad  $S_1$  aparece con ayuda de la lupa o bien a escala de afloramiento replegada por pliegues simétricos de plano axial vertical o subvertical. En algunos puntos excepcionales puede verse cómo la crenulación de esta segunda fase afecta a los pliegues de primera fase.

Asociado con los pliegues de segunda fase existe un clivaje de fractura, paralelo al plano axial, poco desarrollado.

Además de los micropliegues, esta fase es responsable de las grandes estructuras de la región. Da lugar a pliegues simétricos de plano axial vertical, con buzamientos medios  $60^\circ$  a  $70^\circ$ , lo cual determina que con esta segunda fase la potencia de las series se multiplique de una manera anómala.

#### *Relación de la primera fase con la segunda*

La dirección de la fase segunda, fácilmente medible a través de la crenulación y de los pliegues, es aproximadamente de  $140^\circ$ . La dirección de la primera es más difícil de determinar, puesto que es casi imposible medir los ejes de los pliegues; sin embargo, algunas medidas efectuadas parecen indicar que la dirección de esta primera fase es sensiblemente coaxial con la segunda.

### **3.2.3 Fase tercera**

La fase tercera no desarrolla esquistosidad ni crenulación, y se caracteriza por producir una inmersión de la crenulación de segunda fase hacia el Sur, aunque hacia el centro de la Hoja se produce un cabeceo de los ejes con inmersiones hacia el Norte.

Posiblemente las deformaciones de los ejes de pliegues de segunda fase han sido causadas durante la tercera fase.

En zonas más al norte de la Hoja se ha citado una fase tectónica anterior a la que nosotros definimos como primera. Su edad sería Caledónica. En esta Hoja no se han encontrado pruebas de esa fase, pero será muy útil que el lector interesado consulte las Hojas Geológicas situadas al norte de la de Allariz.

### **3.3 FRACTURACION**

En esta Hoja se han observado escasas fracturas y de poca importancia todas ellas, si exceptuamos la situada en la zona de Junquera de Espadañedo, que sigue sensiblemente la dirección general de las estructuras y es el límite NE. de la Cuenca de Maceda.

El resto de las fracturas, las que afectan al macizo granítico, han sido deducidas la mayoría de ellas por interpretación fotogeológica. Se trata de fracturas de direcciones arbitrarias propias de un macizo granítico, como consecuencia del enfriamiento de las últimas fases del mismo.

### **3.4 TECTONICA EN RELACION CON LOS GRANITOS**

La intrusión de granito de Allariz (sentido amplio) puede relacionarse con la tectónica.

En conjunto, el plutón es cortante a las estructuras, deduciéndose que la intrusión es posterior, por lo menos, a la segunda fase.

## **4 PETROLOGIA**

### **4.1 ROCAS METAMORFICAS**

Las series paleozoicas de esta Hoja son un conjunto de micaesquistos, neises, filitas y cuarcitas afectadas por un metamorfismo regional de intensidad variable.

Hacia el Sur es un metamorfismo de epizona muy superior, mientras que hacia el Norte se alcanza la facies de las anfibolitas, con desarrollo de sillimanita, estaurólita y granate, e incluso migmatitas.

#### 4.1.1 Precámbrico - Cámbrico (PC-CA)

En el anticlinal de Verducedo aflora un conjunto de rocas, definido en términos de campo como «Ollo de Sapo». Por el trabajo de campo y los datos del análisis petrográfico se han separado cuatro grupos.

##### 4.1.1.1 Esquistos de cuarzo y mica (ξ)

Son unos esquistos ocres, de grano fino, cuya composición es de cuarzo, moscovita y biotita, variando dentro de unos límites muy amplios la proporción de los componentes samítico y pelítico. En general se observa que cuando el contenido en cuarzo es mayor que en micas, éstas se disponen con una mejor orientación, mientras que si son las micas más abundantes, la disposición es diablástica, llegando la roca a ser una «micacita» por estar constituida esencialmente por micas y sin orientación definida.

Los accesorios que suelen aparecer en estas rocas son: sillimanita, turmalina, albíta (muy rara), circón, apatito y opacos.

La sillimanita se presenta en pequeños cristales incluidos en la moscovita y cuarzo.

La turmalina aparece muy pleocroica en pequeños cristales tabulares o redondeados, que excepcionalmente pueden adquirir un mayor desarrollo en tamaño y abundancia, hasta constituir parte esencial de la roca.

Las paragénesis principales que aparecen son:

Cuarzo - moscovita y clorita.

Cuarzo - moscovita y biotita.

Cuarzo - moscovita, biotita, sillimanita, estauroлита y granate.

##### 4.1.1.2 Neises glandulares facies «Ollo de Sapo» (ζ)

Son rocas de textura neísica cuyos componentes fundamentales son: cuarzo, moscovita, biotita y microclina en menor proporción.

Las glándulas están formadas por microclina y cristales de cuarzo de tamaño superior a los del resto de la roca, reunidos en lenticulas de forma ovoidal que le dan un cierto aspecto microglandular.

El resto es de textura granoblástica y grano fino. Las micas suelen estar peor orientadas que en la serie de los esquistos definidos anteriormente y se disponen diablásticamente, en la mayoría de los casos, en el interior de finas bandas que alternan irregularmente con otras en las que hay un mayor predominio de cuarzo y feldespato.

Los accesorios que suelen aparecer son plagioclasas, en pequeños cristales casi siempre maclados, apatito y circón.

#### 4.1.1.3 *Cuarcitas ( $\gamma$ )*

Aparecen en niveles de poca potencia, intercaladas en los esquistos constituidos por más de un 95 por 100 de cuarzo. Son de textura a menudo milonítica, muy recrystalizadas, con escasos niveles micáceos de pequeño tamaño, formados por moscovita, clorita y, a veces, cloritoide, que esbozan una orientación preferente, alineándose, a veces, alrededor de porfidoclastos de mayor tamaño.

Presentan un metamorfismo del tipo de epizona media a inferior.

#### 4.1.1.4 *Neises anfibólico-piroxénicos con plagioclasa ( $\zeta$ ap)*

Estos neises son de textura granoblástica y están constituidos, en proporciones muy semejantes, por cuarzo y máficos. Los máficos en el anticlinal de Calvelíño, son fundamentalmente piroxenos, de tipo augita, aunque también se observan anfíboles como transformación de piroxenos.

En otros puntos (afloramiento al sur de Paradela), los máficos predominantes son los anfíboles.

Como accesorios aparecen granate, epidota y opacos.

#### 4.1.2 **Cámbrico - Tremadoc (CA-O<sub>11</sub>)**

Es una formación constituida por esquistos y filitas de características distintas, debido al metamorfismo que presentan. Por un lado, aparecen unas filitas afectadas únicamente por un metamorfismo regional muy débil, y por otro, unos esquistos mosqueados con un claro metamorfismo de contacto.

Los esquistos mosqueados de contacto presentan la siguiente composición mineralógica: biotita, andalucita, estaurólita, moscovita, cuarzo y grafito.

La biotita forma blastos granulares con trazas de exfoliación transversales a la esquistosidad de la matriz. Conforme a ella, se orienta la andalucita en cristales idiomórfos con inclusiones de cuarzo y/o grafito.

La estaurólita, más escasa que los dos minerales anteriores, se presenta también en blastos de hasta 2 mm. de tamaño máximo, con inclusiones carbonosas y bordes sericitizados o cloritizados.

La matriz, rica en moscovita y dispuesta lepidoblásticamente, contiene numerosos granos de cuarzo dispersos y minerales opacos además de estar impregnada de grafito.

En zonas más alejadas del granito, estos sedimentos pelíticos se presentan bajo la forma de filitas, débilmente metamórficas, con diminutas láminas de biotita dispuestas transversalmente a la foliación. Estas filitas son de grano fino, poco recrystalizadas, con esquistosidad, en general, débil-

mente desarrollada y compuesta por cuarzo, sericita y moscovita grosera, cloritas, grafito y abundantes minerales metálicos.

La composición varía mucho de unas rocas a otras, pudiendo pasar a verdaderas cuarcitas cuando disminuye la proporción de filosilicatos. En general, estas rocas presentan una alternancia de delgados lechos micáceos (impregnados en grafito) y otros muy ricos en cuarzo, formados por cristales de muy pequeño tamaño.

El grado de metamorfismo de estas rocas es del tipo de la facies de los esquistos verdes, o según la terminología clásica, del tipo de la epizona superior.

#### 4.1.3 Arenig (O<sub>12</sub>)

Las rocas que forman el Arenig son cuarcitas, areniscas y esquistos muy arenosos de grano fino.

La composición de las cuarcitas y areniscas es fundamentalmente a base de cuarzo, con abundante moscovita detrítica. En algunas cuarcitas se observan «bandas» ricas en feldespatos detríticos, parcialmente alterados, y numerosos granos de circón.

En otras zonas, las cuarcitas, además de contener feldespato alterado, muestran escasas láminas de biotita orientada que debe ser de origen detrítico.

Los esquistos arenosos intercalados entre las cuarcitas son fillitas finamente foliadas, más o menos cuarcíticas, que presentan un cierto bandeado. Están formadas por cuarzo, moscovita, biotita, feldespato potásico, turmalina, minerales opacos, rutilo y apatito.

El cuarzo aparece en granos que no rebasan las 300 micras de tamaño máximo, teniendo frecuentemente forma alargada. Puede formar bandas de cuarcita con sericita o encontrarse en cristales dispersos en la roca.

La moscovita es, generalmente, sericita, poco o medianamente recristalizada, de tamaño menor que el cuarzo.

La biotita puede presentarse bien orientada, según la foliación, o con los cruceros transversales a ella, formando en este caso pequeños lechos lenticulares.

El feldespato potásico, detrítico, se halla distribuido en pequeños granos fuertemente alterados la mayoría de ellos. Es un mineral escaso.

La turmalina aparece en forma de pequeños prismas, orientados según la foliación.

El grado de metamorfismo es, a la vista de los minerales mencionados, bastante bajo. Dado que la biotita parece de formación posterior y la proximidad de granitos, se puede pensar que este mineral se ha formado por contacto con las rocas intrusivas.

## 4.2 MIGMATITAS ( $w_{c3} \psi_{Fy}^1$ )

Están situadas en la zona NE. de la Hoja, con extensión aproximada de 14 Km<sup>2</sup>. Dentro de esta zona existen dos tipos de materiales diferentes.

- 1) Micaesquistos.
- 2) Migmatitas propiamente dichas.

### 4.2.1 Los micaesquistos

Corresponden en su mayor parte a un enclave de gran tamaño situado al sur de Vigueira de Abajo, formado por rocas metamórficas. Se ubica entre las migmatitas.

Sus características petrográficas son las siguientes: los minerales esenciales son: micas (moscovita, biotita) y cuarzo en menor proporción. Sillimanita, turmalina y opacos son los accesorios más frecuentes. La textura es lepidoblástica y las micas son generalmente placas de pequeño tamaño. El cuarzo suele estar en cantidad superior al 20 por 100 en cristales de forma alargada y que con frecuencia incluyen sillimanita. La moscovita no es la mica más abundante, y aunque generalmente sigue la esquistosidad, otras se encuentran transversas a ella. La biotita en general está bien orientada, en disposición diablastica normalmente, y en cantidad elevada. La esquistosidad sigue en ocasiones superficies algo alabeadas.

### 4.2.2 Migmatitas

Dentro de las migmatitas se distinguen neises metatexiticos y diatexiticos.

Los neises metatexiticos se observan con bastante claridad en el camino que sale hacia el sur del pueblo de Verducedo de Arriba.

La estructura estromatitica de la mayoría de estas migmatitas se refleja al microscopio como un bandeado, a muy pequeña escala, de alternancia leucosoma-melanosoma migmatiticos. Esencialmente están compuestos por los minerales típicos graniticos: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. El feldespato potásico y la biotita parecen estar en cantidades inversamente proporcionales.

Los melanosomas típicos se componen principalmente de biotita, cuarzo y plagioclasa, sin feldespato potásico. Es aquí donde la biotita adquiere disposición muy típica, en lechos de espesor aproximado de 7-8 mm., en los que cada cristal individual orientado se enlaza con sus vecinos.

En el leucosoma el feldespato adquiere mayor importancia y la biotita queda reducida a finos hilillos que esbozan una cierta orientación en la roca de textura típicamente granoblástica. El tamaño es variable de medio

a fino, aunque predomina el primero. El feldespato potásico es microclina, y las plagioclasas aparecen generalmente macladas.

#### *Los neises diatexiticos (Nebulitas)*

Los neises diatexiticos aparecen englobados, dentro de la unidad migmatítica, en zonas de anatexia muy avanzada.

Se hallan distribuidos por toda la unidad migmatítica y los afloramientos que proporcionan son de extensión reducida, de 70 a 80 m. como máximo.

Su aspecto al microscopio es el de un granito, y tan sólo pequeños detalles denotan su permanencia a esta unidad, tales como la disposición de la biotita en restos de lechos, residuo del paleosoma migmatítico, cierto zonado en las plagioclasas, también evidente en los neises metatexiticos y que no aparecen en los típicos granitos de dos micas de esta área general. Desarrollo menor de la moscovita, y en general, restos de estructuras metamórficas.

En los neises metatexiticos existe una serie de enclaves de reducidas dimensiones, que se interpretan como zonas refractarias de la serie metamórfica original migmatizada. Suelen localizarse hacia el borde de esta unidad.

Son generalmente cuarcitas o rocas muy ricas en cuarzo.

Destacan dos tipos principalmente: neises piroxénicos ricos en cuarzo y de textura granoblástica, análogos a los descritos en la serie metamórfica al SO. de esta zona, y cuarcitas feldespáticas (aproximadamente contienen un 5 a 7 por 100 de feldespato potásico), con biotita, moscovita y opacos como accesorios principales. Son de textura granoblástica y de tamaño medio generalmente.

### **4.3 ROCAS GRANITICAS**

#### **4.3.1 Granito de Allariz**

El macizo de Allariz ocupa aproximadamente la mitad occidental de la Hoja. Como es natural en un macizo tan extenso, varían mucho sus características intrínsecas.

Se ha distinguido una serie de tipos basándose en:

- 1.º Tamaño de grano.
- 2.º El predominio de moscovita.
- 3.º La textura.
- 4.º La tectonización sufrida.

Hay cuatro tipos atendiendo al tamaño de grano: de grano fino, de grano medio a fino, de grano medio a grueso y de grano grueso. Los tipos grueso

y fino son texturalmente más homogéneos, mientras que en los tipos de grano medio a grueso y medio a fino se han englobado rocas de tamaños de grano más heterogéneos.

Se han distinguido zonas en que la moscovitización es muy importante.

La textura porfídica viene dada por la frecuencia de fenocristales de feldespato.

Aunque en general el granito de Allariz está muy tectonizado, se han distinguido dos zonas de tectonización más intensa. A continuación vamos a describir cada una de estas divisiones.

#### 4.3.1.1 Granito de dos micas de grano medio a grueso ( ${}_{2-3}Y^2$ )

Este es el tipo más extendido. Ocupa aproximadamente la mitad occidental del macizo granítico y engloba rocas de tamaño de grano comprendido entre 2 y 6 mm.

Sus componentes esenciales son el feldespato potásico, la plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita.

Como accesorios aparecen el apatito, circón y, en algunos casos, sillimanita.

La textura es granuda de hipidiomorfa a panalotriomorfa.

El feldespato potásico, microclina, se presenta en formas irregulares, a veces tabulares, en general mayores que el tamaño medio del grano. Presenta macla de Karlsbad, albita-periclina y otras veces está sin maclar. En algunos casos se evidencian pertitas. A veces se encuentran restos de plagioclasa en su interior, signo del proceso de feldespaticización sufrido.

La plagioclasa no está siempre maclada; cuando lo está, es en maclas polisintéticas, generalmente imperfectas. Generalmente no hay mirmekitas en el contacto con el feldespato potásico.

El cuarzo, alotriomorfo, presenta a menudo extinción ondulante.

Las proporciones de biotita y moscovita son muy variables. En algunos puntos esta última predomina, dando un granito francamente moscovítico. En las zonas donde se presenta una moscovitización más importante, la moscovita se presenta en láminas grandes, mayores que el tamaño medio del grano.

Se observan también al microscopio lechos orientados de biotita con numerosas inclusiones de cristales de circón y apatito. Se encuentra en estos casos sillimanita como mineral accesorio, que se presenta en finas agujas incluidas en moscovita y cuarzo. Se observa también un ligero zonado de la plagioclasa.

Como hemos dicho, el feldespato se presenta en ocasiones en fenocristales tabulares. Su frecuencia varía mucho a lo largo de todo el macizo, aumentando hacia el sur de la Hoja, donde dan al granito un cierto carácter inequigranular. Ocasionalmente, en esta zona Sur se producen concentra-

ciones locales de fenocristales que dan al granito cierto aspecto porfídico.

Este macizo granítico se encuentra muy fracturado, apareciendo localmente numerosas zonas cataclásticas. Se han señalado en la cartografía las principales fracturas observadas, ya por medición directa en el campo, ya por fotointerpretación.

El granito de Allariz, como puede observarse en la cartografía, concuerda con las grandes estructuras regionales. Localmente en el contacto con los metasedimentos, que afloran en el SO. de la Hoja, el contacto es cortante con alternancia de bandas de granito y materiales metamórficos. En las proximidades de estos contactos el granito incluye numerosos enclaves, de los que se han señalado los más importantes en la cartografía. Cerca de estos enclaves el granito contiene numerosas restitas, con bandas y nidos ~~motíficos~~.

#### 4.3.1.2 Granito de dos micas de grano grueso ( ${}_{2}^{b}\gamma^{2}$ )

En la parte sur de la Hoja, en las proximidades de Junquera de Ambia, aparece una zona de granito de grano grueso (5-8 mm.).

Es un granito de dos micas en láminas bien desarrolladas, muy heterogranular, hipidiomorfo, con abundante feldespato potásico, en fenocristales, sustituyendo a la plagioclasa. Como mineral accesorio hay, frecuentemente, sillimanita.

#### 4.3.1.3 Granito porfídico de dos micas ( ${}_{3-3}^{b}\gamma^{2}$ )

Como hemos dicho al hablar del granito de grano medio a grueso, localmente hay zonas en que se producen concentraciones de fenocristales de feldespato que dan al granito un cierto carácter porfídico.

Al sur de la Hoja, en las proximidades de San Román, se ha separado una zona en que la frecuencia de estos fenocristales es más alta.

Aquí el granito tiene una textura porfídica, con numerosos fenocristales de feldespato de hasta 2 cm., mientras que el resto del grano es medio (2 a 4 mm.).

#### 4.3.1.4 Granito de dos micas de grano medio a fino ( ${}_{c-3-4}^{b}\gamma_{m}^{2}$ )

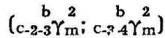
En la parte central de la Hoja se encuentra una zona de granito de esta granulometría. Esta facies, por oposición con el tipo porfídico, carece casi completamente de fenocristales de feldespato. Es mucho más equigranular y tiene una mayor proporción de moscovita.

#### 4.3.1.5 Granito de dos micas de grano fino ( ${}_{c-4}^{b}\gamma^{2}$ )

Dentro de la facies anterior se ha separado una serie de pequeñas zo-

nas en que el tamaño de grano es más homogéneo y fino (menos de 1 mm.).

#### 4.3.1.6 Granito de dos micas, fundamentalmente moscovítico



En el macizo de Allariz la proporción entre la biotita y la moscovita es muy variable. Localmente hay zonas de granito francamente moscovítico.

Se ha distinguido una serie de zonas, de grano medio-fino y medio-grueso, en las que la moscovitización es muy intensa, y alcanza desarrollo en extensión.

Normalmente la moscovitización se produce en zonas muy tectonizadas y a favor de fracturas importantes.

En la facies de grano medio-fino se engloba una serie de afloramientos de granito de facies pegmatítica, que afloran en el macizo granodiorítico de Orense.

#### 4.3.1.7 Granito de dos micas cataclástico ( $\gamma^2$ )

Ya hemos dicho que el macizo granítico de Allariz se encuentra en general muy tectonizado. Se encuentran por toda su extensión pequeñas zonas locales de granito tectonizado. En el borde norte de la Hoja se han separado dos zonas de tectonización muy intensa.

Una de ellas es de carácter eminentemente cataclástica. La otra engloba numerosas zonas cataclásticas, pero en general su tectonización es menos intensa.

Este granito cataclástico es de textura milonítica.

Sobre una matriz de cuarzo muy triturada, recristalizada y orientada, de grano fino, se disponen en igual dirección las micas (biotita, y moscovita, esta última seritizada en algunas zonas), siguiendo planos alabeados.

En esta matriz se asientan cristales de tamaño grueso (5 a 6 mm.), de feldespatos potásico y plagioclasa.

Estos dos últimos minerales se presentan en formas redondeadas, a veces algo ovaladas, y en general siguen la orientación fluidal de la matriz, aunque en algunos casos aparecen cristales bien tabulados de plagioclasa perpendicular a ella y fracturados.

#### 4.3.1.8 El cortejo filoniano

El macizo granítico de Allariz parece ser bastante abundante en volátiles.

En toda la extensión del macizo se encuentran numerosas diferenciaciones diseminadas pegmatíticas y numerosos filones de cuarzo y pegmatitas.

Se han señalado las más importantes. Se encuentran también algunos

diques aislados, de composición básica (tonalitas), que cartografiamos como diques de lamprófidio, son de grano fino equigranular e hipidiomorfo.

#### 4.3.2 Granito calcoalcalino tectonizado ( ${}_{0-3}^b\gamma\eta_{sill}^2$ )

Extendido sobre una franja de dirección NON.-SES., se encuentra en el rincón nororiental de la Hoja.

Constituyen sus afloramientos suaves montículos, recubiertos por un manto vegetal extenso que dificulta su observación.

Son rocas claramente inequigranulares, con heterogeneidad en el tamaño de grano, siendo el medio el de mayor abundancia.

Los contactos con las rocas de caja suelen ser de características diferentes a uno y otro lado del afloramiento. En el Oeste, y con el granito medio de dos micas, aparece un contacto neto, bastante rectilíneo, siendo frecuente el hallar zonas de enclaves métricos a decimétricos; en los bordes orientales, la zona de contacto con un granito, inequigranular-porfídico, es difusa, existiendo una zona de transición gradual en la que es posible identificar restos o «enclaves» decimétricos de esta granodiorita adameilitica.

La continuación al Norte, en la Hoja de Nogueira de Ramuín (07-10), es bastante homogénea, presentándose en relación directa con las granodioritas precoces (CAPDEVILA, 1969). Por ello consideramos a este grupo de rocas como diferenciaciones de las rocas graníticas de la familia calcoalcalina (CAPDEVILA y FLOOR, 1970).

La composición mineralógica media aproximada es de feldespato potásico, 29 por 100; plagioclasa, 33 por 100; cuarzo, 25 por 100; biotita y moscovita, 13 por 100, con apatito y circón, opacos y «sillimanita» como accesorios.

El feldespato potásico es microclina normalmente, maclado según macla de albita-periclina, esbozándose en algunos cristales pertitas. La plagioclasa (tipo oligoclasa) presenta mirmekitas, poco desarrolladas, en contacto con el feldespato. Suele estar maclada poltsintéticamente, según planos de macla muy finos y regulares, apareciendo excepcionalmente sin macla, y entonces está muy débilmente zonada. Se presenta según cristales suavemente redondeados, totalmente alotriomorfos. El cuarzo presenta extinción ondulante y los bordes suturados intercristales. La biotita se dispone en hileras o finos lechos o a veces continuados por moscovita, del mismo tamaño, que contienen sillimanita acicular incluida.

La roca presenta débil orientación tectónica, por el feldespato y por los elementos planares, y que correspondería a las últimas fases de deformación hercínica con posible inclusión de la segunda fase.

#### 4.3.3 Granito de megacrystalos con «facies granodioríticas» $\left( \begin{smallmatrix} b & 2 \\ p & \gamma \text{sill} \end{smallmatrix} \right)$

Los afloramientos de estas rocas se sitúan en el rincón nororiental de la Hoja, estando constituidos por suaves resaltes topográficos, situados entre Villariño Frío y La Edrada.

Son rocas porfídicas de grano grueso a medio, con abundantes «relictos» metamórficos, con orientación de flujo marcada, tanto en los fenocristales feldespáticos como en los minerales planares.

El contacto con las rocas graníticas del grupo anterior es gradual, como ya dijimos anteriormente, siendo difícil precisar un límite exacto, ya que existe una franja de 100-200 m., rica en enclaves de granitos calcoalcalinos de grano medio a fino.

La composición mineralógica es de feldespato potásico (microclina), plagioclasa (tipo oligoclasa), cuarzo y biotita, con moscovita, circón, apatito y sillimanita como accesorios. La textura es de una roca granuda hipidiomorfa, de grano medio a grueso, heterogranular.

El feldespato potásico (ortosa transformándose en microclina) aparece en cristales alotriomorfos, fuertemente peritéticos maclados, según Karlsbad; menos frecuente albita-periclina y débilmente zonados. La plagioclasa aparece en cristales de grano medio, alotriomorfos, con maclado, polisintéticos. Con bastante frecuencia se incluye en el feldespato potásico, presentándose entonces ligera zonación, de naturaleza más ácida hacia el borde. En el contacto, entre ambos feldespatos, suelen desarrollarse mirmekitas.

El cuarzo está en granos subredondeados alotriomorfos, de tamaño medio, presentando extinción ondulante débil. La biotita se desarrolla en lechos o en pequeños «nidos», en donde se orientan principalmente los accesorios. La sillimanita está en pequeños haces, aunque a veces aparece en diminutos prismas.

#### 4.3.4 Granodiorita de Orense $\left( \begin{smallmatrix} b & 2-3 \\ p-3-4\gamma\eta \end{smallmatrix} b ; \begin{smallmatrix} b & 2-3 \\ 3-2\gamma\eta \end{smallmatrix} b \right)$

Este macizo, que en conjunto tiene forma triangular, está situado en gran parte fuera de los límites de la Hoja, ocupando solamente la esquina NO. de ésta.

La intrusión de este macizo es posterior a la del granito de Allariz, cortando, pues, a éste.

Es una roca de textura granítica, con biotita fundamentalmente, siendo la moscovita en general accesoría, aunque hay alguna zona de moscovitización.

Presenta fenocristales tabulares de feldespato, cuarzo en cristales alotriomorfos, en algún caso subredondeados; inequigranular.

Se han delimitado unas zonas de granulometría semejante, con una facies de grano medio a fino en el borde y otra de grano medio a grueso hacia el interior del macizo.

Este macizo engloba unos afloramientos de granito de facies pegmática que relacionamos con el granito de Allariz.

En el macizo granodiorítico se encuentran unas intrusiones de pórfido granodiorítico, roca constituida por una pasta microcristalina que engloba cristales alotriomorfos de cuarzo subredondeados y algún cristal aislado de feldespató idiomorfo.

## **5 HISTORIA GEOLOGICA**

En esta Hoja comienza la sedimentación conocida con el depósito de una serie compleja de pelitas y arcosas (complejo del «Ollo de Sapo» si admitimos su origen «para»), probablemente en la transición de los tiempos precámbricos a los cámbricos. Esporádicamente la sedimentación fue samítica, como consecuencia de fugaces momentos de mayor erosión.

En el Cámbrico se inaugura una sedimentación más fina, con abundantes facies ampelíticas, indicadoras de un medio poco oxigenado. En el Arenig la erosión se acentúa y la deposición rítmica resultante señala un largo período de micropulsaciones epirogénicas. Posteriormente, en el ciclo Orogénico Hercínico se desarrollan las facies tectónicas descritas. La intrusión de los granitos es posterior a la segunda fase y desarrolla amplias aureolas de metamorfismo de contacto.

En tiempos Pliocuaternarios las viejas fracturas hercínicas vuelven a jugar, y desarrollan la depresión de Maceda, en la que comienza una activa sedimentación; hoy día esta depresión se está denudando.

## **6 GEOLOGIA ECONOMICA**

El aprovechamiento económico de las posibilidades geológicas de la Hoja de Allariz podemos enfocarlo según dos modalidades: una minera y otra de aprovechamiento de rocas industriales.

### **6.1 MINERIA**

Desde el punto de vista minero no existe hoy día ninguna explotación dentro de la Hoja; únicamente se han efectuado intentos de explotación de estaño aluvial en las localidades de Baldrey y Couzada, aunque parece ser que no han resultado rentables.

Recientemente la Junta de Energía Nuclear ha efectuado prospecciones de minerales radiactivos en las series paleozoicas en la zona de la Teijeira, sin que se conozcan los resultados de esta campaña.

Finalmente podemos indicar la existencia de labores mineras muy antiguas en las cuarcitas ordovícicas que afloran en el límite SE. de la Hoja.

## 6.2 ROCAS INDUSTRIALES

En cuanto a su aprovechamiento, hay dos modalidades: una que se dedica a la explotación de los granitos con destino a la construcción; para ello se explota un granito de grano medio de típica disyunción bolar, situado en las rocas de la Sierra de Farria. Estas explotaciones tuvieron gran auge en tiempos pasados. Hoy en día esta modalidad está en franca decadencia, dado que necesita abundante y costosa mano de obra. En la región, el antiguo oficio de cantería está en regresión, realizándose la construcción cada vez más con hormigón y cemento. En cambio, el actual proyecto de Plan de Accesos a Galicia ha aumentado la demanda de áridos para obras públicas, permitiendo la reapertura de diversas explotaciones.

La otra modalidad, de mayor importancia que la anterior, son las canteras de arcillas que se explotan al N. de Maceda, fundamentalmente para cerámica, aunque también algo para alfarería.

## 6.3 HIDROGEOLOGIA

En esta Hoja se encuentran los manantiales de aguas termales de Baños de Molgas y Junquera de Ambía. Estos últimos en la actualidad están abandonados; por el contrario, los primeros abastecen una estación balnearia. Sus aguas son sulfhídricas y surgen a una temperatura de 40° C.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, Ch. (1882).—«Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Col. Lille Ed. Sise-Hornemans*.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Orientale». *Faculté des Sciences de Montpellier*. These, 430 p.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différent 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., et 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 extranjeras sobre Geología de España. T. V. E. D. Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, pp. 61-90.
- CORTAZAR, D. (1875).—«Datos geológicos y mineros de las provincias de Zamora y Orense». *Bol. del Mapa Geol. de Esp.*, t. I, p. 291.
- DEN TEX, E (1966).—«Aperçu pétrologique et structurale de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med.*, t. 36, pp. 211-222.
- FERRAGNE, A. (1966).—«Sur l'existence d'une série volcano-détritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 832-834.
- (1966).—«Etude des PORPHYROIDES de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *Actes de la Société (Linneene de Bordeaux)*, t. 103, série B-n.º 4.
- (1966).—«Aperçu sur les formations granitiques de la Province d'Orense, Espagne». *Actes de la Société Linneene de Bordeaux*, t. 103, série B, n.º 3.
- (1966).—«Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, pp. 480-482.
- (1972).—«Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Univ. de Bordeaux*, t. 339, Thèse.
- FERRAGNE, A., y ANTHONIOZ, P. M. (1967).—«Sur la présence d'orthogneis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- FERRAGNE, A. (1969).—«Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 138-141.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le Nord-Ouest Péninsulaire». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. 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, vols. II y III, pp. 242-244.
- HILGEN, J. D. (1970).—«Algunas observaciones sobre el granito porfiróide de Fontao y su mineralización metalífera». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 85-96.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España». *Not. y Com.*, n.º 60, p. 227.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Notas sobre la disposición de "Olló de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense/NO. de España». *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. LII, pp. 37-42.
- MATTE, P. (1965).—«Sobre el vulcanismo siluriano del sinclinal de Truchas (NO. de España)». *Not. y Com.*, vol. 80, pp. 175-178.

- (1968).—«La estructura de la virgation hercynienne de Galice». *Thèse, Montpellier et Géol. Alpine*, t. 44, 128 p.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 157-184.
- PARGA PEINADOR, I. R. (1970).—«Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 1-29.
- PARGA PONDAL, I. (1963). — «Mapa petrológico estructural de Galicia». *I.G.M.E.*, E. 1:400.000.
- (1965).—«La investigación geológica en Galicia». *Depart. of Petrol. Min. Acad. Crust. of the Univ. Leyden*, vol. 36, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I., y otros (1967).—«Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». *Ser. Geol. Portugal*, E. 1:500.000.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introducción a la geología del "Olló de Sapo". Formación porfiroide antesilúrica del NO. de España». *Not. y Com.*, vol. 76, pp. 119-154.
- PIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com.*, vol. 81, p. 7.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». *Imp. de los herederos de Collado*. Madrid.
- TEIXEIRA, C. (1945).—«Algunos aspectos de 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