



IGME

264

7-12

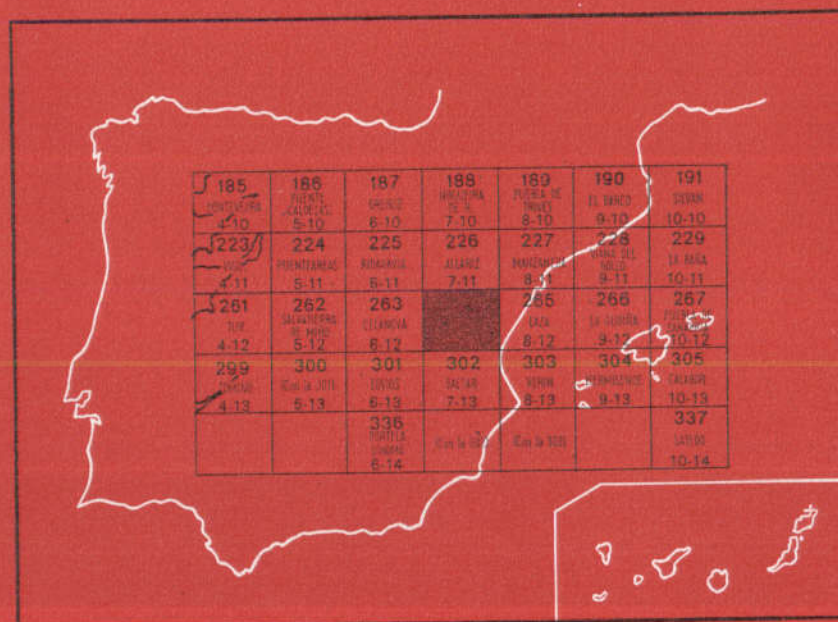
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GINZO DE LIMIA

Segunda serie - Primera edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GINZO DE LIMIA

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 Licenciados en Ciencias Geológicas C. Chamón Cobos y J. Fernández Tomás, con las colaboraciones que se reseñan 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 - 3.263 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Esta Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del IGME, por los Licenciados en Ciencias Geológicas Chamón Cobos, Carlos, y Fernández Tomás, Javier. Se ha contado con el asesoramiento del Dr. André Ferragne (Universidad de Burdeos), quien trabajó anteriormente en la región. Han contribuido en la cartografía y la toma de muestras el Licenciado en Ciencias Geológicas Estévez González, Custodio, y el Ingeniero de Minas Fresno López, Fernando.

Los estudios de Petrología han sido realizados por la Licenciada en Ciencias Geológicas López García, María José, y el Dr. en Ciencias Geológicas Sánchez Cela, Vicente.

El análisis espora-polinico ha sido realizado por la Doctora en Ciencias Geológicas Menéndez Amor, Josefina.

La Hoja de Gínzo de Limia pertenece en su totalidad a la provincia de Orense y se encuentra situada en la región geográfica de la Baja Limia. Comprende gran parte de la depresión semiendorreica de la Laguna de Antela y sus marcos montañosos. Geológicamente abarca parte de las series Paleozoicas y Precámbricas del sinclinorio de Verín y parte del macizo granítico de Allariz.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

Aunque en las series estratigráficas de la Hoja de Ginzo de Limia no se han encontrado fósiles hasta este momento, su posición cronoestratigráfica no presenta demasiadas dificultades, puesto que las litologías son fácilmente correlacionables con regiones próximas de cronoestratigrafía mejor conocida. Sin embargo, el criterio paleontológico sería el único que pudiera dar una edad definitiva. Así, las denominaciones cronológicas que utilizaremos han de tomarse como aproximadas, puesto que el contacto entre facies distintas puede no seguir una isócrona.

2.2 PRECAMBRICO-PALEOZOICO

De muro a techo distinguimos las siguientes unidades:

2.2.1 **Precámbrico-Cámbrico:** PC-CA (ζg; γ; ζ; ξ)

La formación más antigua que se encuentra en la Hoja se sitúa por debajo de un nivel esquistoso bien conocido en la región, los esquistos del Cámbrico-Tremadoc.

En términos generales, debajo de estos esquistos aparece una serie completa de neises glandulares, esquistos y porfiroides. Por su aspecto macroscópico, su carácter esquistoso y su posición estratigráfica, esta formación corresponde a la serie del Olló de Sapo definida en otras zonas. La Hoja de Ginzo se encuentra en la zona de tránsito entre las regiones orientales, con facies típicas Olló de Sapo y las regiones orientales, con facies más esquistosas y afectadas además de mayor metamorfismo regional. En este sentido, las formaciones a que nos referimos tienen gran interés, puesto que permiten la correlación e interpretación de series más occidentales a las de Ginzo de Limia (regiones de Celanova-Ribadavia) y cuyas facies no son glandulares.

2.2.1.1 *Anticlinal de Carrajo*

Por debajo de los citados esquistos del Cámbrico-Tremadoc, el núcleo anticlinal de Carrajo está formado por una serie de neises glandulares y esquistos en menor proporción.

Los neises glandulares son rocas esquistosas de textura neísica, con cristales de cuarzo azulado y de feldespato de tamaño variable, según los niveles. De modo general la serie más esquistosa al techo, pero sin sepa-

ración de los esquistos cámbricos es muy clara. Hacia el muro aumenta el tamaño de los cristales, así como la proporción de feldespato, el cual puede llegar a desaparecer hacia el techo.

El tamaño de los cristales en «ojos de feldespato» varía desde 2 a 5 mm. al techo hasta 2 cm. hacia el muro, pero no hay una gradación continua de tamaños de muro a techo, sino una distribución más bien caótica. El tamaño de los ojos de cuarzo se mantiene aproximadamente constante, 2 a 5 mm. en todo el conjunto.

Entre el conjunto de Olo de Sapo y la serie superior, paleozoica, hay perfecta concordancia.

2.2.1.2 *Afloramiento de Trasmiras-Abavides*

Cerca de Abavides y desde Trasmiras hacia el Sur se extiende la misma formación de Carrajo, con ligeras variaciones.

En conjunto es una serie mucho más esquistosa, presentando siempre gran constancia de ojos de cuarzo azulado. La presencia de feldespato no es constante y el tamaño de éste es siempre reducido (1 a 5 mm.).

La serie se presenta casi siempre finamente acicular, debido a la lineación de la 3.^a fase, bien marcada.

Son importantes en esta zona la existencia, dentro de este «Olo de Sapo degradado», de niveles cuarcitosos o de esquistos silíceos, blancos, que son característicos de las facies occidentales de la misma serie, fuera ya de la Hoja de Ginzo de Limia.

Las relaciones estratigráficas directas de estos afloramientos con la serie paleozoica han quedado truncadas por la intrusión del granito de Allariz, pero su semejanza con la serie de Carrajo permite su identificación sin lugar a dudas.

2.2.1.3 *Afloramiento de Morgade*

Entre Morgade y La Pena, en la carretera de Ginzo de Limia a Villar de Barrio se encuentra una pequeña sierra de dirección 130° con un castro en su cima. Todo el relieve está formado por una roca foliada, silícea, con ojos de cuarzo, que se apoya sobre la intrusión granítica de Allariz.

2.2.1.4 *Afloramiento de Barracel*

En el ángulo NO. de la Hoja aflora ampliamente la misma serie de «Olo de Sapo degradado», continuación de la serie de Trasmiras, y rodeada siempre del granito de Allariz. Consta de neises glandulares y esquistosos con ojos de cuarzo.

Esta alineación Barracel-Trasmiras constituye en la región el límite occidental del Arenig, por citar un nivel-guía paleozoico muy típico. Al este de

dicha alineación las series paleozoicas son claramente reconocibles y su sustrato es Olló de Sapo. Al Oeste, no se encuentran niveles que pueden identificarse claramente con el Paleozoico, y la serie de Olló de Sapo pasa lateralmente a esquistos y neises diferentes. El cambio de facies se ve además afectado de un metamorfismo regional de intensidad considerable.

2.2.1.5 Conclusiones

La serie de Olló de Sapo, con sus variaciones litológicas, se encuentra concordante con el Paleozoico y debajo de él. Su potencia no es calculable, bien por aparecer los afloramientos rodeados de granitos, bien por no aflorar el muro de la serie.

Además, los replegamientos producen potencias aparentes superiores a las reales. Se estima que 150 m. es la potencia mínima de la serie.

Su edad, imprecisa, puede variar desde el Precámbrico al Cámbrico, o más probablemente incluir a las dos.

2.2.2 Cámbrico-Tremadoc: CA-O₁₁V

Sobre la compleja formación del Olló de Sapo yace una serie esquistosa negra, limitada en el techo por las areniscas del Arenig. Esta serie, bien conocida en Galicia, tiene edad Cámbrica para unos autores y Ordovícica para otros. Ante la falta de criterios definitivos se la considera aquí como Cámbrico-Tremadoc.

2.2.2.1 Afloramiento de El Santo-Vilariño Frío

El núcleo anticlinal de Carrajo está limitado por una serie esquistosa monótona, compuesta por esquistos grafitosos o gris muy oscuro, nada arenosos. La esquistosidad ha borrado toda estratificación, pero no obstante puede verse en el techo cómo la esquistosidad coincide con la estratificación de las cuarcitas suprayacentes (Arenig).

La potencia es fácilmente calculable en el flanco oeste del anticlinal, donde parece además que el factor tectónico no enmascara, o muy poco, la potencia estratigráfica. Pueden medirse desde cero metros al norte de Vilariño Frío hasta 150 en la zona de El Santo.

2.2.2.2 Serie de Prado

En el ángulo NE. de la Hoja aflora nuevamente la formación Cámbrico-Tremadoc, en facies similares a las descritas. Su posición estratigráfica no puede deducirse del estudio exclusivo de la Hoja, pero en la Hoja superior (Allariz) se observa claramente cómo todos los afloramientos esquistosos del ángulo NE. de la Hoja de Ginzo de Limia se unen en uno solo y cómo

inmediatamente bajo estos esquistos yace la serie del Olla de Sapo, perfectamente concordante.

En la zona de Prado, las anchuras de los afloramientos llegan a ser de más de 2 Km. Este hecho, unido a la abundancia de micropliegues, indica que existe un replegamiento muy importante, que es además bastante irregular en su distribución geográfica (a juzgar por las diferenciaciones de anchura de afloramiento de El Santo y Prado, bajo ángulos de buzamiento prácticamente iguales).

Los esquistos suelen ser muy negros, con brillo metálico cuando no han sufrido metamorfismo de contacto e incluir esporádicamente algún lentejón algo arenoso, de unos pocos metros de longitud.

Dan un relieve mucho más enérgico que las cuarcitas del Arenig, con profusión de crestones muy agudos.

2.2.2.3 Conclusiones

Respecto a la potencia del Cámbrico-Tremadoc, hay que tomar en cuenta dos consideraciones:

Primera: Hay un fuerte replegamiento que enmascara las potencias, especialmente en la zona de Prado.

Segunda: Existe además una variación de potencia, que puede apreclarse a lo largo del anticlinal de Carrajo.

Ambos hechos contribuyen, en proporciones desconocidas, a producir las variaciones tan espectaculares de anchura de los afloramientos. Además, al norte de Prado, los acñamientos cartográficos de los esquistos responden también a la inmersión al sur de toda la serie.

2.2.3 Arenig: O₁₂ (γ; ξ)

La conocida formación del Arenig, de amplia representación en el Macizo Hespérico, se encuentra en la Hoja de Ginzo de Limia. La facies es algo diferente a la llamada «cuarcita armoricana», por lo que no aplicaremos este término.

El Arenig está representado por un conjunto de cuarcitas y areniscas, que alternan con esquistos grises o negros. La secuencia típica presenta mayor contenido en samitas que en pelitas, pero otras veces sucede a la inversa.

Dentro de las rocas samíticas, las areniscas son mucho más abundantes que las cuarcitas. Las rocas samíticas tienen colores claros, blancos, grises o cremas y se observan en ellas tamaño de grano fino, tableamiento centimétrico a decimétrico, estratificaciones entrecruzadas, ritmos de grano-selección y, a veces, pistas y huellas inclasificables.

Los esquistos se intercalan con las samitas periódicamente con intervalos de centímetros o metros. El Arenig ha sido definido como una secuencia flysch, pero creemos que se trata solamente de una serie rítmica.

2.2.3.1 *Serie de Baldriz*

En el flanco SO. del sinclinal de Baldriz-Freijo aflora ampliamente el Arenig. Una serie de cortes normales a la estructura revela que el Arenig cambia rápidamente de facies de Norte a Sur. En el Norte, la estratigrafía es la típica, descrita anteriormente: areniscas y cuarcitas en capas finas que predominan ampliamente sobre esquistos arenosos finamente intercalados. Pero en la zona sur, un corte de Oeste hacia Este revela:

- a) Granito porfídico.
- b) Una zona de esquistos y cuarcitas en proporción del 50 por 100.
- c) Una zona esquistosa, algo más basta que los esquistos cámbricos y más parda, con intercalaciones aisladas de areniscas.
- d) Una zona samítica con bancos de varios metros de verdaderas cuarcitas.
- e) La formación de esquistos del Llandeilo.

Es inútil intentar asociar esta sucesión en el espacio a una secuencia estratigráfica, más que muy a grandes rasgos. El plegamiento de la serie no permite definir una columna estratigráfica detallada, pero sí puede observarse un desarrollo al Sur de facies pelíticas, que llegan a excluir a las samitas.

2.2.3.2. *Serie de Mercedes*

En el flanco NE. del sinclinal citado, entre Mercedes y El Santo, puede verse el siguiente corte de Oeste hacia Este:

- a) Esquistos del Llandeilo.
- b) Areniscas, cuarcitas y esquistos del Arenig.
- c) Esquistos arenosos con algún lecho de arenisca.
- d) Esquistos Cámbricos.

Hacia el Norte, los esquistos arenosos pasan rápidamente a cuarcitas. Más hacia el Norte las facies son predominantemente samíticas.

2.2.3.3 *Serie de Prado*

En la zona de Prado las indentaciones de samitas con pelitas se hacen mucho más frecuentes e incontrolables.

2.2.3.4 Conclusiones

La serie rítmica del Arenig presenta variaciones predominantemente esquistosas, que pueden localmente llegar a confundirse con facies de otros pisos estratigráficos.

De modo general, el contacto del techo, así como el del muro, es bastante neto, y fácilmente identificable. La formación del Arenig se comporta como un tramo menos resistente a la erosión que los esquistos superiores e inferiores.

Se admite la edad Arenig por correlación, pero no se afirma que esta formación incluya todo el Arenig y sólo él.

Su potencia, difícilmente calculable, se estima entre 200 y 500 m.

2.2.4 Ordovícico Medio-Superior: O₂₃ ξV

Sobre el Arenig yace una serie muy monótona de esquistos grises y negros, a menudo verdaderas ampelitas. La esquistosidad enmascara a la estratificación. Cuando no existe metamorfismo de contacto, los esquistos son algo lustrosos, con brillo submetálico y buena fisibilidad. Pero en la Hoja casi toda la serie está afectada de metamorfismo de contacto, con pérdida de exfoliación y aspecto general de la roca más rojizo y mate.

El conjunto es bastante resistente a la erosión.

En la Hoja, el Ordovícico Medio-Superior aparece en el núcleo sinclinal de Freijo-Baldriz, sin presentar variaciones sensibles de facies desde la terminación norte del pliegue hasta la parte sur cartografiada. Puesto que falta el techo de la formación, no puede conocerse la potencia, pero un valor mínimo puede estimarse entre 200 y 400 m.

Por correlación, tanto de las facies ampelíticas de estos esquistos como de la secuencia de la serie total paleozoica, hay que atribuirlos al Ordovícico Medio-Superior, en «facies Llandeilo», típica del Macizo Hespérico. El suponer que esta facies incluya solamente el Llandeilo carece de pruebas y es más probable que estén representados otros pisos más superiores.

2.3 CUATERNARIO (QAI)

La Hoja de Ginzo de Limia presenta abundantes recubrimientos cuaternarios de escasa potencia, razón por la cual no ha sido representado en el mapa. Pero en esta Hoja existe además un magnífico depósito cuaternario de gran importancia: los sedimentos de la desaparecida Laguna de Antela.

Constituyen una serie detrítica de considerable potencia (superior a los 200 m. en las zonas centrales, según datos de los sondeos de captación de aguas del Instituto Nacional de Colonización), cuya parte superior es de edad Cuaternario Reciente. El muro de la serie no tiene que ser necesaria-

mente cuaternario, aunque hasta el momento no existe en la Laguna ningún tipo de datación. No obstante, dado el enorme espesor de los depósitos y la similitud de la depresión de Antela con otras depresiones gallegas de estratigrafía mejor conocida, puede aceptarse la posibilidad de que en Antela al menos la parte inferior del depósito sea de edad pliocena.

La superficie topográfica de la Laguna es prácticamente horizontal, por lo que no existe ningún corte natural que muestre la secuencia estratigráfica. Por este motivo se realizó un sondeo vertical de investigación en el paraje denominado Pontillón de Abaixo, cortándose las siguientes formaciones, de techo a muro:

- a) Suelo de labor Pot., 1 m.
- b) Arenas arcósicas sueltas, con cuarzo, feldespato, moscovita, biotita escasa y alterada y minerales negros escasos, probablemente turmalina. El tamaño del grano fino a medio, aunque esporádicamente, es medio a grueso. También esporádicamente hay arcilla ocre intersticial. Pot., 27,90 m.
- c) Arcilla fuertemente arenosa, con cristales predominantes de cuarzo y en menor proporción de feldespato y moscovita. Los cuarzos tienen un tamaño máximo de 5 mm. Pot., 0,5 m.
- d) Arcillas algo arenosas (más porcentaje de arcilla que en nivel anterior), de color gris claro. Cristales de cuarzo predominantemente y feldespatos algo mayores (hasta 5 mm.). Moscovita. Pot., 0,5 m.
- e) Arcilla ocre arenosa, semejante a la del tramo c). Pot., 30 cm.
- f) Arcilla arenosa gris, con suaves variaciones a tonos más ocres. Cristales de cuarzo, feldespato y moscovita, que a veces alcanzan los 5 mm., pero que generalmente son menores. Pot., 21,20 m.
- g) Arenas finas, como las del nivel b). Pot., 5,20 m.
- h) Arcilla arenosa grisácea, como la del nivel d). Pot., 2,70 m.
- i) Arenas arcósicas claras, como las anteriores, con granos menores que 1 mm. Pot., 5,80 m.
- j) Arenas de grano medio, de coloración ligeramente amarillenta, debido a la alteración de los feldespatos. Pot., 6 m.
- k) Arenas de grano grueso, con gran predominio del cuarzo sobre los feldespatos y la moscovita. Pot., 12,40 m.
- l) Arcillas arenosas ocre, como en nivel d). Pot., 0,15 m.
- m) Arcillas gris o gris oscuro, muy plásticas, no arenosas. Pot., 2,85 m.
- n) Toba negra. Pot., 0,11 m.
- o) Arcilla gris. Sin potencia por finalizar el sondeo.

La suma de las potencias de los distintos niveles es de 76,61 m., y la profundidad medida en el sondeo fue de 79,50 m. La diferencia entre ambas medidas está dentro del error admisible.

En el tramo m) se tomaron tres muestras de arcilla gris oscura, para

su datación de edad absoluta por el método de C¹⁴. Los resultados han sido negativos, por no contener las muestras un porcentaje suficiente de materia orgánica.

Se recogió asimismo una muestra para su estudio esporo-polínico, del que se han obtenido los siguientes resultados.

En un campo visual de 10 × 13 mm. se han contado 1.114 granos de polen, distribuidos de la siguiente manera:

ARBOREAS	Número de granos	%
Alnus	43	3,8
Bétula	7	0,6
Pinus	469	42,0
Quercus	17	1,6
TOTAL	536	48,0

HERBACEAS	Número de granos	%
Ericaceae	165	14,8
Gramineae hasta 40 micr.	24	2,1
Cyperaceae	196	17,5
Filices	7	0,6
Sphagna	163	14,6
Artemisia	1	—
Compuestas Liguladas	2	—
Umbelliferae	1	0,5
Compuestas Tubuliformes	1	—
Lycopodium	1	—
Varia	17	1,6
TOTAL	578	51,8

Puede apreciarse que la proporción de arbóreas a herbáceas está muy igualada. La asociación vegetal refleja un clima fresco y, desde luego, húmedo, llegando en algunos puntos a pantanoso (Sphagnum).

La abundancia de granos de polen de Pinus no indica necesariamente la presencia de pinares en las inmediaciones, puesto que el transporte ha podido ser considerable.

No se ha encontrado ningún grano de polen que permita suponer una

edad terciaria. Por el contrario, todo indica que la muestra corresponde a sedimentos cuaternarios, muy probablemente holocenos.

Hay, pues, que concluir que al menos los 80 m. superiores de depósitos de la Depresión de Antela son de edad Cuaternario reciente, y es muy probable que la edad de los depósitos al muro no rebase el Cuaternario Antiguo. La edad de la Depresión será, por tanto, Pleistocena o quizá Pliocuaternaria.

La síntesis de la estratigrafía del sondeo de la Laguna de Antela puede establecerse así, de techo a muro:

- A) Unos 30 m. de arenas arcóscicas.
- B) Unos 25 m. de alternancias de arcillas arenosas con arenas.
- C) Unos 25 m. de arenas arcóscicas, que tienen en la base un delgado nivel de turba (0,11 m.) entre arcilla gris.

Las dificultades técnicas de realización del sondeo no permitieron alcanzar más profundidad, desconociéndose, por lo tanto, la cota de sustrato rocoso de la Laguna.

Los sondeos realizados por el I. G. M. E. en el año 1956 cerca de Nocedo de Pena revelaron también alternancias de areniscas y arcillas, en este caso rojas, en zonas marginales de la depresión de la Laguna.

El tipo general de depósitos corresponde al de una depresión continental semiendorreica, sin grandes arterias de aporte. La colmatación ha seguido un proceso de aporte intermitente, desarrollándose incluso episodios palustres con formación de turbas.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Las estructuras de la Hoja de Ginzo de Limia tuvieron su origen en el ciclo orogénico hercínico. Los ciclos posteriores han actuado muy débilmente, puesto que la zona no era ya parte de un orógeno, y así es difícil precisar cuáles han sido las deformaciones posthercínicas.

3.2 FASES OROGENICAS

Las fases de plegamiento hercínico que afectaron a las series sedimentarias han sido tres, de características bien diferentes. Las numeraremos correlativamente de más antigua a más moderna.

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 granitos y filitas dibuja bien las superficies de estratificación (S_0). En bastantes puntos puede verse en la serie de esquistos 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 se hunden en cualquier dirección, por estar afectados por fases posteriores. La esquistosidad es tanto en las zonas plegadas como en las otras prácticamente paralela con la estratificación, al menos a la escala del afloramiento.

Los pliegues de primera fase aparecen a la escala del afloramiento, indicando que el mecanismo de plegamiento ha sido íntimo. Pero también pueden verse pliegues mayores allí donde quedan dibujados por la cartografía del contacto de los esquistos del Cámbrico-Tremadoc con la serie del Arenig. Estos pliegues grandes de primera fase no presentan una charnela definida, sino una mayor abundancia de micropliegues en la zona de charnela. La intensidad del plegamiento debió ser muy considerable, a juzgar por la multiplicación de las potencias. De hecho, dada la homogeneidad de las series, no puede calcularse ni la potencia primitiva ni su multiplicación, pero es evidente que ésta ha existido al considerar las bandas aflorantes de un mismo nivel en los pliegues de segunda fase (grandes estructuras cartografiadas). Allí se observa que los pliegues simétricos, con igualdad de buzamiento en ambos bancos, tienen uno de ellos desmesuradamente más ancho que el otro. Es muy poco probable que haya variaciones de potencia tan bruscas. De este hecho, unido a la abundancia de pliegues de primera fase, se deduce que las potencias se han multiplicado por el plegamiento de primera fase.

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

La primera fase fue la que tuvo mayor intensidad.

3.2.2 Segunda fase

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 del afloramiento replegada por pliegues aproximadamente simétricos, con 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. Son estos pliegues simétricos de plano axial vertical, con buzamientos medios de 50 a 60°, que pliegan las series cuya potencia estaba ya prácticamente afectada por la primera fase, originándose anchuras de afloramientos anómalas.

Relación espacial 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 14°. La dirección de la primera fase es más difícil de medir, puesto que es casi imposible medir los ejes de los pliegues; sin embargo, han podido medirse en unos pocos puntos. Aunque hacen falta más datos para asegurarlo, la dirección de la primera fase es también de unos 240°, deduciéndose que ambas fases son coaxiales.

3.2.3 Fase tercera

La fase tercera no desarrolla esquistosidad ni crenulación y se caracteriza por producir una inmersión general de la crenulación de segunda fase, muy constante en toda la Hoja hacia el Sur.

Muy posiblemente las deformaciones de los ejes de pliegues de segunda fase han sido causadas durante la tercera fase. La dirección de la tercera fase fue de unos 70°.

3.3 LAS ESTRUCTURAS

Las estructuras tienen dirección general de 130 a 160°, siendo una dirección media 250°. Aunque la mayor intensidad de plegamiento correspondió a la fase primera, las estructuras regionales y las de escala mesoscópica (o cartografiables) corresponden a la fase 2.^a. Esta no desarrolló una verdadera esquistosidad, sino que plegó la anterior según un plan sencillo, pero eficaz, a pequeña y a gran escala. Por ser ambas fases coaxiales y la primera subhorizontal, las estructuras resultantes de la interferencia de ambas fases son sencillas.

3.3.1 Dorsal de Barracel-Trasmiras

Ya hemos hablado de la línea Barracel-Trasmiras como una línea paleogeográfica importante que actúa como límite occidental de la sedimentación paleozoica «normal», Tectónicamente esta alineación también resalta como línea anticlinorial, en sentido amplio. Queda definida como isleos dentro de

la intrusión granítica, pero en conjunto actúa como un eje anticlinorial de segunda fase, ampliamente difuminado por los granitos.

3.3.2 Anticlinal de Carrajo

El anticlinal de Carrajo constituye una zona óptima para el estudio de la estratigrafía, la tectónica y la intrusión de granitos. Se considera una verdadera zona clave para la interpretación de la región. Su dirección general es de 140° aproximadamente, pero de Sur hacia Norte aumenta la complejidad tectónica de la estructura.

Una sección a la altura de Carrajo muestra un pliegue anticlinal sencillo, ligeramente disimétrico, con plano axial subvertical y vergente al Oeste. Más hacia el norte de esta sección, la intrusión granítica secciona casi todo el flanco oriental de la estructura. A pesar de ello, es fácil el darse cuenta que la sencillez de la estructura en Carrajo desaparece más al Norte. Al sur de Albergueira la intrusión ha respetado una estrecha banda de Olo de Sapo. Por su posición cartográfica es evidente que la estructura ya no podría explicarse, prescindiendo de la intrusión de granitos por un anticlinal sencillo. Además, en la zona de Vilaríño Frío se observan dos pliegues dentro del conjunto del Olo de Sapo, sin contar los que habrá destruido el granito. Estos pliegues de Vilaríño Frío son isoclinales y se sitúan dentro del flanco occidental (con buzamientos oeste) de la estructura de segunda fase. En resumen, son pliegues de primera fase englobados en el flanco de una estructura mayor de segunda fase.

El eje de la estructura es sinuoso, especialmente en la parte norte. Resulta bastante difícil el aportar una explicación fundada en pruebas para este hecho. Puede deberse a la acción de la tercera fase, que deforma los pliegues anteriores, o bien ser deformaciones congénitas a la segunda fase, resultantes de la heterogeneidad de potencias de la serie que se pliega del sustrato que la soporta, o de ambos simultáneamente.

3.3.3 Sinclinal de Freijo-Baldariz

El sinclinal de Freijo-Baldariz es el pliegue adjunto por el flanco occidental al anticlinal de Carrajo. Ambas estructuras están parcialmente intruidas por los granitos, pero de manera bien diferente. En el anticlinal el granito se orienta paralelamente a la estructura, se tectoniza y desarrolla en estructuras lineales, a la escala del afloramiento y del microscopio. El sinclinal es intruido según direcciones indiferentes a los ejes estructurales y no se observa tectonización ni en el afloramiento ni al microscopio.

Las curvaturas del eje del anticlinal de Carrajo se encuentran paralelamente en el eje del sinclinal.

Pero el hecho que más espectacularmente se destaca en el sinclinal de Freijo-Baldariz es la disposición asimétrica del eje del pliegue, teniendo

no obstante un plano axial subvertical y buzamientos prácticamente iguales y contrarios en ambos flancos, como ya se indicó al hablar de las fases de plegamiento.

3.3.4 Región de Prado-Riobó

El ángulo NE. de la Hoja es un ejemplo diferente de los que hemos visto en los casos anteriores. En ellos se trataba de estructuras de segunda fase, aparentemente muy sencillas, pero que revelaban en detalle una complicación considerable. La zona de Prado-Riobó no es más que un retazo del flanco occidental de una estructura de segunda fase mucho mayor: el sinclinatorio de Verín. Por lo tanto, equivale a una imaginaria ampliación con lupa del flanco de un pliegue como los estudiados. Aquí, los pliegues de primera fase son toscamente comprendidos, ya que podemos dibujar su traza sobre el mapa, pero no estudiar bien su estructura. Todos los pliegues del ángulo NE. son isoclinales y buzantes hacia el Este. Pertenecen a la fase primera y actualmente su posición se debe al plegamiento de segunda fase del sinclinatorio de Verín.

3.4 TECTONICA EN RELACION CON LOS GRANITOS

Considerado en conjunto, el macizo intrusivo de la Hoja corta a las estructuras, deduciéndose que la intrusión fue posterior al plegamiento. Pero en dos zonas bien definidas el granito se comporta de manera diferente. Estas zonas son la línea Barracel-Trasmiras y la línea del anticlinal de Carrajo. Ambas zonas de anticlinorio, con rocas caolinizadas. Entre Trasmiras y Barracel se encuentran incluso granitos moscovíticos, con una proporción de plagioclasa algo más alta que el resto, cataclásticos y pegmatíticos en muchos puntos. Todos estos hechos señalan el sincronismo, al menos aproximado, de la intrusión con el plegamiento en estas líneas de anticlinorio. Es evidente que en estas zonas de cúpula el granito ha sido «forzado», lo cual pudo ocurrir después de su intrusión o más probablemente a la vez que ella. Puede pensarse en principio que la intrusión comenzó en los finales de la fase segunda, precisamente en las zonas de cúpula, pero se desarrolló masivamente después de esta fase, cortando a las estructuras generadas por ella.

Las relaciones de la intrusión con la fase tercera son desconocidas. Resulta tentador el asociar ambos fenómenos en el mismo tiempo, pero no hay evidencias de que haya ocurrido así.

3.5 FRACTURACION

Las series plegadas no presentan ningún tipo de fracturación observable a la escala del mapa. Evidentemente, no sólo la intensa vegetación, sino la

naturaleza misma de las rocas (esquistos predominantemente) impiden la observación de fracturas. Las escasas fracturas vistas destacan por el salto que producen en algún nivel o contacto de referencia. Su dirección es SO.-NE.

En las áreas graníticas se manifiesta una fracturación principal SO.-NE. que no presenta nunca fracturas bien visibles y grandes.

Otra familia, muy poco desarrollada, tiene dirección NO.-SE., e incluso algunas fracturas tienen dirección aproximada N.-S.

Pero a efectos dinámicos la dirección NE.-SO. es la más importante, pues coincide más o menos con la dirección de la 3.^a fase y con el eje mayor de la depresión de la Laguna de Antela.

3.6 DEPRESIONES TECTONICAS

Aunque las depresiones de Antela (al norte de Ginzo de Limia) y de Abavides deberían estudiarse en un capítulo morfológico, su condicionamiento tectónico es tan importante como para considerarlas aquí.

Hace tiempo que en la bibliografía regional se habla de la Laguna de Antela como una depresión tectónica. Incluso en muchos mapas regionales aparece limitada por grandes fracturas. Sin embargo, no hay evidencia de campo que señale la existencia de estas fallas. Veremos a continuación los hechos que, no obstante, apuntan hacia un origen tectónico de estas depresiones.

3.6.1 Laguna de Antela

La depresión de la Laguna de Antela propiamente dicha presenta un borde SE. con las siguientes características:

- Perfil bastante abrupto, en contraste con la superficie de colmatación.
- Truncamiento de las estructuras, como la serie de Morgade-La Pena.
- Desarrollo de la familia de fracturación principal, SO.-NE., subparalela al escarpe.
- Grado de alteración mayor que en otras zonas y desarrollo de abundantes filoncillos de cuarzo ahumado, especialmente entre Villar de Barrio y Portela da Quinta.
- También entre ambos pueblos presencia de antiguas labores (¿romanas?).

Ciertamente ninguno de estos hechos es prueba definitiva del origen tectónico del escarpe, sino más bien indicio de él. Pero, en conjunto, apuntan hacia un origen tectónico. Esto no quiere decir que se trate exactamente de una fosa bien limitada por fracturas. Ha podido ocurrir así en el escarpe sur, pero no parece ser así en el norte. A falta de estudios especializados

sobre el tema, hay que pensar en mecanismos complejos de fractura y también flexión. No hay que descartar que los escarpes tectónicos hayan retrocedido por erosión, quedando las líneas tectónicas cubiertas por los depósitos.

3.6.2 Depresión de Abavides

La depresión de Abavides no es más que un divertículo de la depresión general de Antela, pero manifiesta caracteres propios. Carece de escarpes tan rectos como la depresión general, y las series metamórficas afloran en su interior gracias a una topografía más acusada. En conjunto presenta menos caracteres de fracturación, correspondiendo probablemente a una flexión muy suave de los márgenes.

3.6.3 Edad de las depresiones

Las depresiones de Antela son relativamente modernas. Así lo atestiguan sus depósitos (cuaternarios o neógenos) y su relieve circundante. Estas formas deprimidas y semiendorreicas corresponden bien con la tectónica terciaria del país gallego. Tectónica de bloques, según directrices que ya debían estar latentes desde las fases hercínicas. Aunque de manera desconocida, no hay que destacar la posibilidad de que el factor climático (y no precisamente el actual) haya incidido también en la formación actual de la depresión, pero siempre exaltando un fenómeno tectónico más o menos latente.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 Introducción

Las series estratigráficas están afectadas por un metamorfismo regional que ha actuado con intensidad variable en las diferentes zonas de la Hoja. De manera general, el grado de metamorfismo aumenta de Este hacia Oeste, manifestando una polaridad bien definida.

Independientemente, la intrusión de granitos ha producido un metamorfismo de contacto en las zonas de borde.

4.1.2 Rocas Paleozoicas

Las series paleozoicas muestran un metamorfismo regional de bajo grado, que correspondería a la facies de los esquistos verdes de Eskola. Los

minerales generados en esta facies son moscovita, sericita y cuarzo. Muy localmente en el flanco del anticlinal de Carrajo se ha encontrado un esquistos que contiene estaurilita (muestra 87), lo cual indica que en algunos puntos se han podido alcanzar las primeras subfacies de las anfibolitas.

En este apartado se hace referencia a las facies del Cámbrico-Tremadoc, Arenig y Ordovícico Medio-Superior. Los esquistos de ambas series esquistosas (Cámbrico-Tremadoc y Ordovícico Medio-Superior) resultan muy semejantes, sin poderse precisar caracteres microscópicos que sirvan para separación.

Mediante el estudio microscópico se han separado varios tipos litológicos dentro de los esquistos, que aparecen sin relación con la estratigrafía. Estos son:

- a) Esquistos de cuarzo y mica.
- b) Filitas.
- c) Micacitas y micaesquistos andalucíticos.

a) Los esquistos de cuarzo y mica corresponden casi siempre a las facies más esquistosas del Arenig, existiendo una transición gradual entre ellos y las areniscas. Pero también aparecen escasamente en algunos niveles del Cámbrico-Tremadoc.

Presentan alternancia a la escala microscópica de lechos cuarcíticos y micáceos (moscovita). O bien una mezcla uniforme de moscovita y cuarzo.

La textura varía de granoblástica en los tipos más cuarcíticos, a lepidoblástica en los más esquistosos. Los minerales accesorios son muy escasos, pero se han reconocido turmalina, esfena, circón y opacos.

b) Las filitas constituyen la mayoría de las muestras estudiadas del Cámbrico y Ordovícico (excluido el Arenig). Son esquistos de grano muy fino, constituidos por sericita y moscovita fina, con bandas de cuarzo de dimensiones microscópicas que aparecen ocasionalmente.

Es característica general la presencia de grafito diseminado en toda la roca, dándole el color oscuro o negro que se observa en una muestra de mano. Por su finura de grano se ha conservado muy bien la crenulación tectónica, que se observa como un neto alabeamiento de las superficies de esquistosidad.

El metamorfismo regional es bajísimo, casi en el límite inferior de la facies de las pizarras verdes.

El tipo c) es una facies particular de la acción del metamorfismo térmico. Pero antes se hará referencia, de un modo general, a este proceso. Amplias zonas han sido afectadas por el metamorfismo de contacto que se produjo con la intrusión de los granitos. La presencia de minerales de contacto en puntos bien alejados de los contactos cartografiados del granito indican claramente que la masa granítica debe estar a pocos metros por debajo de la serie estratigráfica.

Los minerales desarrollados como consecuencia de la intrusión son biotita y andalucita, siempre con un crecimiento anárquico que no tiene relación con la esquistosidad de la roca. La andalucita es siempre idiomorfa y suele estar totalmente impregnada por el grafito, aunque se observan también andalucitas limpias y quiastolitas. La biotita, además de ser cortante con la foliación, suele estar desflecada.

Las micacitas con andalucita son rocas de contacto como las descritas. La andalucita presenta numerosas inclusiones de cuarzo y micas y la biotita se desarrolla en muchas ocasiones dentro de la moscovita preexistente. El crecimiento de micas desordenadamente hace que, observada al microscopio, la roca no tenga una orientación bien definida. Corresponden a enclaves dentro de la masa granítica y presentan a veces pequeños cristales de sillimanita.

Las cuarcitas y areniscas del Arenig se componen principalmente de granos de cuarzo de tamaño fino con cierta recristalización. En la mayoría de los casos la esquistosidad de campo se manifiesta microscópicamente por orientación de micas y elongación de cuarzos por recristalización. La mica principal es moscovita, pero también aparece estilpnomelana y biotita en algunas muestras, indicando que el metamorfismo regional es algo más elevado que en el resto.

Los minerales accesorios son turmalina, circón y opacos.

4.1.3 Rocas Precámbrico-Cámbricas

Por debajo del paleozoico se encuentra el conjunto definido en términos de campo como «Olla de Sapo». En el anticlinal de Carrajo el Olla de Sapo es un conjunto de neises glandulares y porfiroides, con las siguientes características:

a) *Porfiroides*: Rocas esquistosas, cuyo carácter más destacable se encuentra en los cristales de cuarzo de tamaño mayor (1 a 5 mm.), que a modo de glándulas proporcionan a la roca una textura microporfídica. La matriz es cuarzo-micácea, con textura lepidoblástica.

Existe una gradación dentro de estas rocas, desde las que presentan el cuarzo heterogranular hasta las que tienen lentejones de cuarzo de forma ovoidal, policristalinos y de tamaño medio-grueso.

Los minerales accesorios son turmalina, circón y opacos.

b) *Neises glandulares*: Son casi siempre rocas de textura néisica, con fenocristales de feldespato potásico (microclina) y de cuarzo irregulares en una matriz de cuarzo y feldespato. Las micas, moscovita y biotita son abundantes y dibujan una esquistosidad algo difusa.

Otras veces, los neises glandulares no presentan la microclina como fe-

nocristales, sino que aparece restringida únicamente a la matriz. Siendo los «ojos» de la roca de cuarzo únicamente.

En todos los neises glandulares descritos aparece albita como mineral accesorio.

La textura puede considerarse como lepidoblástica porfídica.

El origen, tan discutido, de esta serie del Ojillo del Sapo no se aclara con los estudios realizados. No obstante, el núcleo que aflora en Carrajo se comporta como una serie sedimentaria concordante con el Paleozoico. Las indentaciones de facies más esquistosas corroboran esta observación, pero el origen de los ojos de cuarzo, y sobre todo de feldespatos, resulta enigmático. En la Hoja falta un corte suficientemente profundo como para estudiar las relaciones de los neises glandulares con el zócalo. Pese a todo, conviene estimar la posibilidad de que la serie del Ojillo del Sapo represente en el anticlinal de Carrajo una antigua formación arcóscica metamorfizada.

4.2 ROCAS GRANITICAS

4.2.1 Introducción

Casi todas las rocas graníticas que afloran en la Hoja pertenecen al macizo granítico de Allariz, y los distintos tipos separados, tanto al microscopio como en el campo, no son sino variaciones circunstanciales de textura y composición dentro de una intrusión única. Todos ellos están, por tanto, estrechamente emparentados y deben considerarse como pertenecientes a una misma familia. Su composición media oscila de adamellita a granodiorita, según la clasificación de NÖCKOLDS (1954). La clasificación de STRECKEISEN los define, en cambio, como granitos, ya que este autor considera este término hasta con un 65 por 100 de plagioclasa dentro del total de feldespatos.

El predominio claro de las plagioclasas ácidas sobre las básicas y la abundancia de moscovita aumentan la alcalinidad de las rocas y aseguran la denominación de granitos.

4.2.2 Tipos de granitos

Se han distinguido tres tipos de granitos del plutón de Allariz:

- a) Granitos de dos micas en el interior de la intrusión.
- b) Granitos de dos micas en facies de borde.
- c) Granitos moscovíticos. Además, en la cartografía se han separado zonas de granitos atendiendo a su tamaño de grano. Esta división no ha de tomarse rigurosamente; más bien, cada agrupación por granulometría indica un predominio estadístico.

4.2.2.1 a) *Granitos de dos micas en el interior de la intrusión*

Rocas compuestas de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo como minerales esenciales. Los minerales secundarios son frecuentemente sericita, y los accesorios, moscovita, biotita, apatito, circón y opacos.

Las texturas son granudas, de tamaño de grano variable y en ciertos casos porfídica, con cristales grandes de feldespato (1 a 2 cm.).

La muestra 475 de coordenadas, lat. 42° 06' 10"; long. 3° 56' 40" O., presenta un análisis modal que puede considerarse aproximadamente promedio para este grupo:

Cuarzo	22 %
Feldespato potásico	31 %
Plagioclasa	30 %
Moscovita	11 %
Biotita	6 %

El feldespato potásico suele ser en estas rocas microclina, presentando maclas según albita-periclina y a veces una ligera zonación en cristales alotriomorfos.

La plagioclasa no está nunca zonada y presenta maclas polisintéticas según albita-Karlsbad y más raramente según periclina. Otras veces aparece sin maclar. Los cristales son subidiomorfos o alotriomorfos.

El cuarzo, abundante por regla general, aparece en granos alotriomorfos, algunas veces recristalizados y suturados, como consecuencia de una tectonización más o menos intensa de la roca.

La moscovita es más abundante que la biotita.

4.2.2.2 b) *Granitos de dos micas en facies de borde*

En las zonas marginales del granito de Allariz se presenta una serie de características microscópicas que diferencian una facies de borde.

En primer lugar, se tiene la presencia de minerales típicamente metamórficos, como son la sillimanita y la andalucita. La sillimanita aparece como finas agujas en inclusión dentro de la moscovita y cuarzo. La andalucita se presenta en cristales de pequeño tamaño.

En segundo lugar, aunque la composición global es similar a la de los granitos anteriormente descritos, la biotita es siempre más abundante que la moscovita, inversamente a lo que sucede en el grupo anterior. Por otra parte, la biotita se dispone en pequeñas hileras o en aglomeración de varios cristales.

El feldespato potásico (microclina) se macla según Karlsbad, o albita-periclina, y frecuentemente está pertitzado. A veces forma cristales tabulares.

La plagioclasa es a menudo poiquilítica y semeja, en algunas ocasiones, un cristal sustituido parcialmente por feldespato potásico.

La muestra 80, de coordenadas lat. 42° 05', long. 3° 32' O., perteneciente a este grupo, tiene el siguiente análisis modal:

Cuarzo	32 %
Feldespato potásico	29 %
Plagioclasa	27 %
Biotita	6 %
Moscovita	5 %
Accesorios (apatito, circón)	2 %
Sillimanita	Indicios

La muestra 530 presenta este análisis modal:

Cuarzo	18 %
Feldespato potásico	34 %
Plagioclasa	10 %
Andalucita	22 %
Moscovita	4 %
Biotita	9 %
Sillimanita	2 %
Accesorios	2 %

Sus coordenadas son lat. 42° 04' 30"; long. 3° 55' 30" O.

4.2.2.3 c) *Granitos moscovíticos*

Corresponde a extensos afloramientos dentro del conjunto granítico, que tienen una cierta orientación conforme con la dirección regional de las estructuras. Por su composición deben incluirse en el grupo de las granodioritas, siendo variaciones del granito de Allariz.

Su carácter de granodiorita lo da el déficit de feldespato potásico en relación a las plagioclasas, cosa que no ocurría en los grupos anteriores de un modo tan marcado. Son muy características las plagioclasas tabulares, a veces macladas con maclas imperfectas, y que en general presentan un mayor idiomorfismo que las plagioclasas de los otros grupos de rocas.

La biotita puede aparecer en proporción bajísima, manteniéndose no obstante la denominación de granito moscovítico.

La tectonización de feldespatos y cuarzo es muy frecuente, apareciendo sericitación de los primeros.

La textura predominante es subidiomorfa y los estudios de microscopio sugieren que parte de estas rocas pudieran ser pegmatitas, siendo otras simples diferenciaciones moscovíticas del granito de dos micas. En cual-

quier caso, resulta interesante observar cómo las masas moscovíticas se alinean con las estructuras, cómo presentan frecuentemente tectonización microscópica y macroscópica, y cómo se relacionan con áreas de anticlinorios en sentido amplio.

En este sentido, y sin poder argumentar seriamente por falta de pruebas, hay que pensar en la posibilidad de que los granitos moscovíticos representen zonas de inestabilidad tectónica, anteriores a la intrusión, en cuanto que han permitido la localización de rocas algo diferentes a las circundantes.

La muestra número 50, perteneciente a este grupo, ha proporcionado el siguiente análisis modal:

Cuarzo	30 %
Plagioclasa	34 %
Feldespato potásico	20 %
Moscovita	25 %
Accesorios	1 %

Sus coordenadas son: lat. 42° 05' 20"; long. 3° 58' 20" O.

4.2.2.4 Divisiones de Campo

En la cartografía se han separado, dentro del plutón de Allariz, diversos tipos de granito.

Granito de grano medio-grueso, porfídico $\frac{b}{2-3} \gamma^2$; $\frac{b}{p2-3} \gamma^2$

A este tipo corresponden los afloramientos de Piñeira Seca y Villaderrey. El granito es bastante variable en la proporción de fenocristales. Estos pueden estar orientados o no, con formas tabulares preferentemente, llegando a alcanzar 3 cm. de longitud; cerca de los contactos con las series metamórficas hay abundantes enclaves de corneanas.

Granito de grano medio, equigranular $\frac{b}{3} \gamma_m^2$

Es el más abundante y podemos considerarlo como las facies de tipo, siendo las demás variaciones de ella.

Granito de grano fino $\frac{b}{c-4} \gamma^2$; $\frac{b}{c-4} \gamma_m^2$

Es un granito equigranular, escasamente representado en la Hoja. Ejemplo de él es el afloramiento de Villar de Barrio.

Granito de grano grueso $\frac{b}{2} \gamma^2$

Aparece en el afloramiento de Meilas y suele ser equigranular.

Granitos moscovíticos $\frac{b}{0,3} \gamma_m^2$

Granitos con muy poca biotita o más frecuentemente sólo moscovíticos. Se encuentran tectonizados a menudo y orientados. Tienen grano medio.

4.2.3 Granito de megacratales $\frac{b}{po2} \gamma^2$; $\frac{b}{0,3-4} \gamma_{sill.b.}^2$

Es éste un tipo de granito quizá no relacionado con el granito de Allariz. Se encuentra en la zona centro-sur de la Hoja y es un granito orientado con megacratales de feldespato que se continúa más al S. Morfológicamente se presenta muy alterado, originando un relieve suave con abundantes recurrimientos.

A la escala del afloramiento es un granito con megacratales de feldespatos tabulares de longitud superior a los 3 cm., según el eje c. La matriz es de grano medio. En los bordes del macizo la orientación es tan marcada que en algunas secciones la roca tiene aspecto neísico. Hacia el centro la orientación disminuye hasta desaparecer.

La composición mineralógica es la siguiente:

Minerales esenciales: plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

Minerales accesorios: apatito, circón y opacos.

Minerales secundarios: sericita y moscovita.

La textura es granuda, de grano medio, inequigranular e hipidiomórfica. La plagioclasa está zonada y a veces presenta un maclado polisintético imperfecto.

El cuarzo es de menor tamaño y presenta textura cataclástica con estiramiento de los granos y fuerte extinción ondulante.

La biotita se dispone en nudos o esboza tramos de lechos sin llegar a dar una orientación preferente a la roca, aunque ésta se evidencia a veces en la disposición del feldespato.

El feldespato potásico aparece en escasa cantidad y es microclina. Está maclado según albita-periclina, Karlsbad, o aparece sin macla.

El apatito, como accesorio, es bastante abundante y forma cristales de dimensiones relativamente grandes.

La moscovita es secundaria, producto de la pérdida de hierro de ciertas biotitas.

4.3 MIGMATITAS $\frac{b}{T_3} \psi_{FK,SILL.}^2$

Aparecen en la Hoja en dos grandes afloramientos separados por la Laguna de Antela. Ambos son bastante diferentes por su composición, pero tienen siempre una orientación bien marcada.

En la cartografía se han separado las migmatitas de estructura estromática (al S. de la Laguna) de las de estructura esquistosa, así como los núcleos difusos de granito de anatexia.

Las migmatitas del N. se caracterizan por la escasez de leucosoma que da lugar al aspecto esquistoso. Están siempre muy alteradas. En contacto con ellas se sitúa el granito de dos micas inequigranular o incluso porfídico.

Las migmatitas del S. tienen el leucosoma más desarrollado que las del N. Hacia el E. la granitización es menor, aunque se encuentran pequeños núcleos de granito de anatexia aislados. La estructura predominante es néisica o estromática, de grano medio. El paleosoma es de biotita acompañada de sillimanita. El leucosoma es cuarzo-feldespático, en textura amigdalar.

Dentro de estas migmatitas estromáticas se han separado unos neises glandulares caracterizados por la presencia de feldespatos de gran tamaño (cuatro a 6 cm.) formados por microclina y englobados por biotita, moscovita, sillimanita y cuarzo. La estructura llega a ser oftalmítica. Su dirección oscila entre los 60 y 80° (anómala respecto a la dirección regional) y a la escala del afloramiento aparecen como bandas dentro de las migmatitas estromáticas.

5 HISTORIA GEOLOGICA

En la transición de los tiempos precámbricos a los paleozoicos, la región formaba parte de un borde de cuenca poco profundo, en el que se sedimentaban areniscas arcósicas y pelitas (si admitimos el origen «para» de los neises glandulares). Ya en el Cámbrico la sedimentación se torna pelítica con desarrollo de materia orgánica, las condiciones de sedimentación tranquila se perturban en el Arenig, produciéndose una serie larga de pequeñas pulsaciones del área madre que se manifiestan en un depósito rítmico. En general, las series del Arenig, bien trabajadas en las samitas, expresan condiciones de sedimentación muy próximas a la costa, en aguas de cierto movimiento intercaladas con momentos de sedimentación más tranquila.

En el Ordovícico Medio y Superior se vuelve a condiciones análogas a las del Cámbrico: aguas tranquilas y ambientes poco oxigenados.

Posteriormente a toda la sedimentación, pero en el ciclo hercínico (Devónico a Carbonífero) se desarrollan las fases de plegamiento enumeradas.

Al final de la segunda fase, y en posible relación con la tercera, se produce la intrusión de los granitos.

El metamorfismo está también ligado en el tiempo al plegamiento.

En tiempos Neógeno-Cuaternarios se produce una artículación del conjunto, generándose la depresión de la Laguna de Antela, que comienza a colmatarse.

Muy probablemente la tectónica alpina sigue viejas directrices de fracturación hercínica.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 INTRODUCCION

El aprovechamiento económico de las posibilidades geológicas de la Hoja es actualmente escaso. Tanto la minería como la explotación de canteras pasan hoy por un período de inactividad.

6.2 CANTERAS

Toda la Hoja está llena de canteras, casi todas inactivas, que se sitúan siempre en las formaciones graníticas. Corresponden a dos tipos bien diferentes:

- a) Canteras que explotan granitos frescos, con destino a la construcción.
- b) Canteras que explotan jabres y granitos alterados en general, como arena para la construcción.

Las primeras están en franca decadencia, porque la producción de sillares se encarece considerablemente por la mano de obra. En la región el antiguo oficio de cantería está en regresión, pues la construcción se realiza cada vez más con hormigón y cemento.

Por lo general, este tipo de canteras tampoco es apto para los firmes de carreteras. Siendo éstos normalmente pórfidos más compactos, que se transportan desde otras zonas.

Las explotaciones arenosas tienen por el momento escaso desarrollo y se utilizan de un modo local.

6.3 MINERÍA

La minería del wolframio conoció un gran auge, coincidiendo con la demanda de mineral que se produjo con la guerra europea. Los yacimientos eran casi siempre pequeños aluviones en los que la wolframita y scheelita se había concentrado naturalmente. El método de explotación era casi siempre muy rudimentario: un simple estriado a mano de los trozos de mena y excavaciones manuales en los aluviones. Como subproductos se recogía también la casiterita.

La minería del estaño coincide en los yacimientos con el wolframio. En la Hoja, los yacimientos son más ricos en casiterita que en wolframita. La

explotación del estaño tuvo su auge en la época romana, y entre Villar de Barrio y Nocedo de Pena se extiende toda una serie de explotaciones de esta época.

6.4 AGUAS SUBTERRANEAS

Después de la desecación de la Laguna de Antela el Instituto Nacional de Colonización procedió a sondear sistemáticamente la llanura de Antela en busca de niveles acuíferos. Los resultados fueron negativos: existe agua, pero en muy pequeña cantidad. El hecho de que los aluviones de la laguna sean fundamentalmente arenosos y, por tanto, permeables, resulta contradictorio con la escasez tan grande de agua. Quizá la explicación haya que buscarla en la cota tan elevada de Antela, en relación con las cuencas y depresiones vecinas (Verín, por ejemplo). El agua de lluvia atraviesa probablemente las arenas y percola por el substrato granítico fisurado, pasando finalmente a las depresiones vecinas, de nivel de base más bajo.

7 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie.» Col. Lille Ed. Sise-Horemans.
- BARRON, L., y HDEZ. SAMPELAYO (1956).—«Nota sobre la investigación de los aluviones de la Laguna de Antela en Ginzo de Limia (Orense).» *Not. y Com. del I.G.M.E.*, n.º 44, pp. 73-87.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Oriental.» Faculte des Sciences de Montpellier. Thése.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P.—«Les diferrents 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.-O. 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 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. 1, p. 291.
- DEN TEX, E. (1966).—«Apercu pétrologique et structural de la Galice cristalline.» *Leidse. Gol. Med.*, t. 36, pp. 211-222.

- FERRAGNE, A. (1966).—«Sur l'existence d'une série volcano-detritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 832-834.
- (1966).—«Estude des Porphyroïdes de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne).» *Actes de la Société Linneene de Bordeaux*, t. 103, Serie 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, 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. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- FERRAGNE, A., y ANTHONNIOZ, P. M. (1967).—«Sur la présence d'ortho-gneis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- FERRAGNE, A. (1969).—«Refleçons sur la nature et la position estratigraphique de quelques formations ocellées 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 DEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation en quelques granites herciens de la Galice et du Nord du Portugal.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II, III, pp. 242-244.
- HILGEN, J. D. (1970).—«Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. III y II, pp. 85-96.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España.» *Not. y Com.*, n.º 60, p. 227.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la disposición de 'Ollo 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 silúrico del sinclinal de Truchas (NO. de España).» *Not. 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 nor Hurn Portugal.» *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. 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. LXXXI, vols. II y III, pp. 1-29.

- (1963).—«Mapa petrológico estructural de Galicia.» *I. G. M. E.*, E. 1:400.000.
- 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. (1965).—«La investigación geológica en Galicia.» *Depart. of petrol. Min. acad. Crust. of the Univ. Leyden*, V. 35, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introducción a la geología del Olló de Sapo. Formación porfiroide antisilúrica del NO. de España.» *Not. y Com.*, vol. n.º 76, pp. 119-154.
- REIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia.» *Not. 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*.