



IGME

97

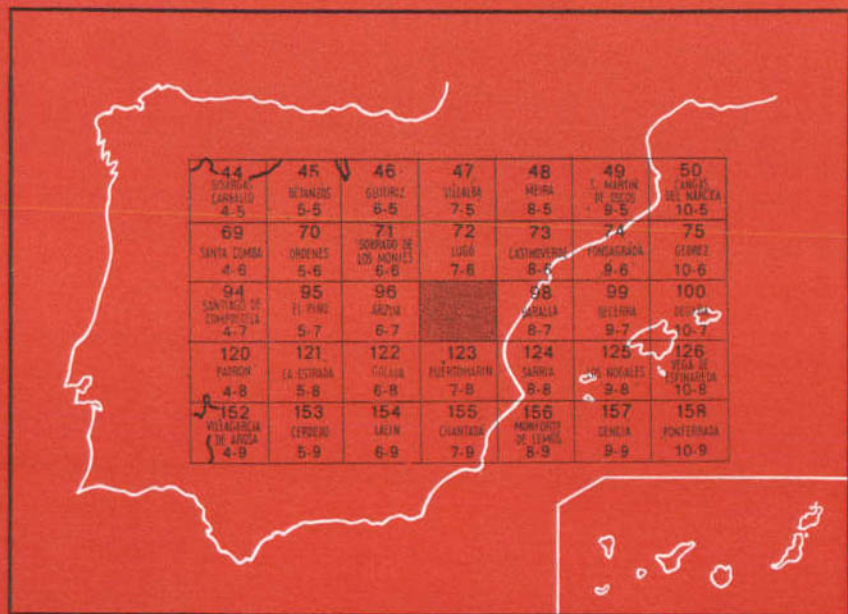
7-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUNTIN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUNTIN

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, mediante el equipo técnico que a continuación se relaciona:

Geología de campo y gabinete: Abril Hurtado, José, y Pliego Dones, Domingo V.

Asesoramiento científico: Corretge Castañón, L. Guillermo.

Colaboradores: Capdevila, Raymond, y Matte, Philippe.

Colaboración temporal en campo: Apalategui Isasa, Octavio, y González Lodeiro, Francisco.

Coordinación: Abril Hurtado, José.

Dirección del proyecto: García Salinas, Fernando.

Supervisor del I.G.M.E.: Huerga Rodríguez, Argimiro.

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 - 22.527 - 1976

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La presente Hoja núm. 07-07 (97), GUNTIN, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se halla situada en el ángulo NO. de la Península Ibérica y comprendida entre las coordenadas 7° 31' 10,5", 7° 51' 10,6" de longitud O. (Greenwich) y 42° 50' 4,4", 43° 0' 4,4" de latitud N.

Desde el punto de vista geográfico se encuadra en la parte centro-oriental de la región gallega, extendiéndose desde Lugo hasta las proximidades de Puertomarín. Sirve de límite oriental el cauce del río Miño, en el tramo comprendido entre Lugo y Francos. El límite occidental está representado, en grandes rasgos, por la transversal de Friol a Palas de Rey y Monterroso. Aparece bordeada por comarcas geográficas de modesta extensión («La Ulla» y «Tierra de Mellid» por el O.; «Tierra Llana de Castro de Rey» por el N. y NE.; Valles «de Baleira» y «Neira de Jusá», por el E.), y presenta una morfología muy variada. En este sentido, participa de la extensa planicie de Lugo-Guntín-Francos, jalonada de suaves alomaciones y abiertos valles, apenas encajados, y las alineaciones montañosas de Nespereira-Mosteiro, con altitudes superiores a los 700 m. y desniveles acusados.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja participa de las Zonas III y IV, definidas por MATTE (1968) (véase fig. 1), reseñadas en el esquema paleogeográfico del NO. de la Península Ibérica (Síntesis Geológica de la Hoja de Lugo, a escala 1:200.000, editada por el I. G. M. E.). Como rasgos litológicos y tectónicos dignos de mención para la zona estudiada pueden citarse los siguientes (véase fig. 1):

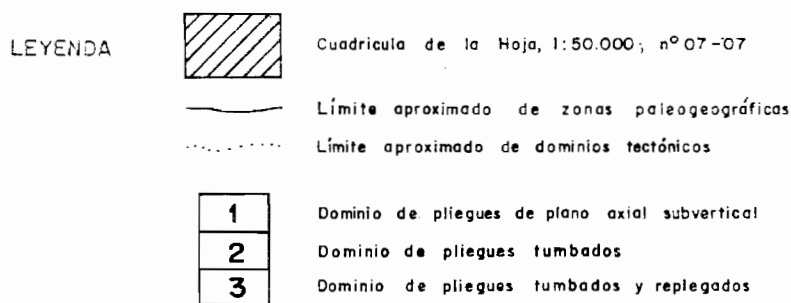
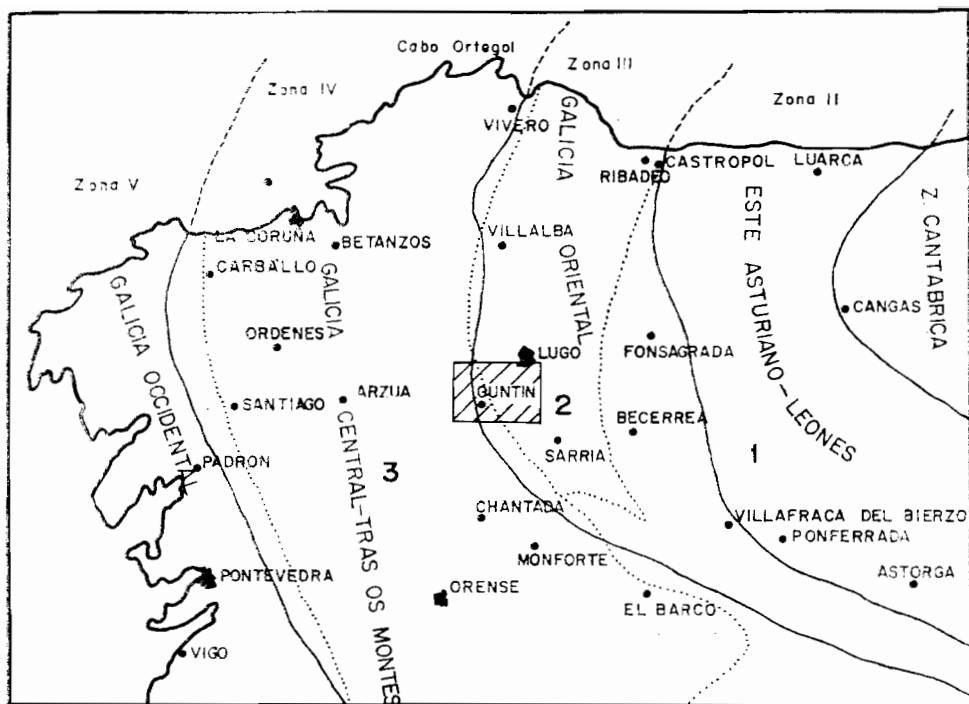


Fig. 1.—Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica, y dominios tectónicos principales (MATTE, P., 1968).

ZONA III (GALICIA ORIENTAL)

- a) Presencia de un Precámbrico esquistoso, localmente cuarcítico, bastante potente y de gran monotonía petrográfica.
- b) Presencia de un Ordovícico y Silúrico con una modesta diversidad de facies.
- c) Forma parte del dominio de pliegues tumbados.

ZONA IV (GALICIA CENTRAL)

- a) Presencia de un Precámbrico Porfiroide («Ollo de Sapo») considerado, en parte, como remanente de un antiguo zócalo granítico.
- b) Ausencia total de Cámbrico, por lo que el Arenig llega a reposar directamente sobre la serie porfiroide de edad precámbrica.
- c) Presencia de un Ordovícico Superior y un Silúrico esquistoso muy potente (3.000 m.).
- d) Ausencia de afloramientos devónicos y carboníferos.
- e) Forma parte del dominio de pliegues tumbados y replegados.

El estudio y levantamiento geológico de la presente Hoja ha encontrado eficaz apoyo en diversas publicaciones, entre las que cabe destacar los trabajos de C. BARROIS (1882); HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915-1960); CAPDEVILA, R. (1964-1970); MATTE, P. (1964-1968); PARGA PONDAL, I. (1963-1967); GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965); PARGA PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, G. (1963). También han sido consultados en parte los trabajos realizados por WALTER, R.; NISSEN, H. V., y RIEMER, W., en zonas próximas al área estudiada. Por último, hay que señalar la indudable ayuda que ha representado la consulta de la Memoria y Hoja Geológica de Lugo, núm. 07-06 (Div. Geol. I. G. M. E., actualmente en prensa).

1 ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja, como se ha indicado anteriormente, participa de dos unidades o dominios de características litológicas y estructurales muy diferentes, denominadas en la región:

- Unidad del «Domo de Lugo».
- Unidad del «Ollo de Sapo».

Ocupan la mitad oriental y occidental respectivamente de la Hoja, hallándose ambas separadas por una discontinuidad tectónica de extraordinaria

importancia a macro y meso escala que se extiende desde el Cabo Ortegal hasta la región de Sarria, y que coincide a grandes rasgos con el límite III-IV de zonas paleogeográficas (véase fig. 1).

1.1 UNIDAD DEL «DOMO DE LUGO»

1.1.1 Precámbrico (PC, PC γ , PC ξ + ξ A)

Al Precámbrico se denominaba «Serie de Villalba» en los trabajos realizados anteriormente (BARROIS, C., 1882, y CAPDEVILA, R., 1969); se trata de un conjunto esquistoso-cuarcitoso que se ha subdividido en dos series denominadas «Serie de Alba», la inferior (Div. Geol. del I. G. M. E. Hoja núm. 07-06, Lugo, 1973) y «Serie de Villalba» s. str. la superior. El presente trabajo ha aportado nuevos datos en la estratigrafía de estas series, y precisado en parte la relación existente entre ambas, aunque será el levantamiento geológico futuro de las restantes Hojas de la región el que permita confirmar tales relaciones y concretar muchos conceptos del Precámbrico gallego, que hoy todavía quedan como meras hipótesis de trabajo.

La atribución de ambas formaciones al Precámbrico obedece al hecho de que sobre ellas descansa, mediante contacto discordante, el Cámbrico bien datado (BARROIS, C., 1882, y CAPDEVILA, R., 1969).

1.1.1.1 *Serie de Alba* (PC, PC γ)

Está formada de muro a techo por los tramos que a continuación se describen:

a) *Tramo esquistoso* (PC)

La litofacies reseñada en cartografía con la notación PC constituye un monótono conjunto de esquistos micacíticos, muy ricos en moscovita (la biotita está presente en considerable menor proporción), de coloración rubia o amarillenta y marcada hojiosidad, caracterizados por la casi constante presencia de poiquiloblastos de estaurólita y granate, a los que acompaña andalucita y más raramente distena, a veces en proporciones semejantes a los de aquéllos. Todos estos minerales pueden ser en general reconocidos «de visu», dado el tamaño de los cristales, habiéndose llegado a encontrar estaurólitas de varios centímetros de longitud, monocristales de andalucita y distena de gran tamaño y granates de 1,5 cm. de diámetro. Las variaciones laterales y verticales de este conjunto son poco importantes y sólo merece ser destacada la eventual presencia de delgados (entre pocos centímetros y 1 dm.) horizontes lenticulares de anfíbolitas piroxénicas (clinopiroxeno) de color oscuro, azulado o verdoso (en superficies no meteorizadas); presentan una elevada compacidad frente a la notable alterabilidad y degrada-

bilidad de los esquistos que las incluyen, por lo que difícilmente pueden ser recogidas «in situ», encontrándose sólo cantos sueltos de pequeño tamaño en puntos dispersos del afloramiento de la serie

Los esquistos de Alba, considerados como típicos, presentan grandes cristales de moscovita (de 1 a 3 cm²) de superficies algo alabeadas, lo que les confiere un especial aspecto lustroso, con superficies brillantes de color gris plateado. Un corte del tramo realizado por la carretera local de San Vicente del Burgo a Puente Campaña, entre los P.K. 13 y 15, pone de manifiesto una variación gradual en la composición y textura de estas rocas. Mientras que en San Román (*) afloran esquistos areniscos (e incluso cuarcitas feldespáticas) blanquecinos o amarillentos, de típica disyunción «en pincel», atravesados por abundantes inyecciones leucogranodioríticas y delgados filones pegmatitoides turmaliníferos; en Santa Cruz de Retorta (**) aparecen esquistos plateados, muy hojosos, con foliación alabeada, que alternan con tramos de gneises pelíticos, con moscovita y biotita, muy parecidos a los esquistos de la «Serie de Villalba», aunque con ausencia total de las anfibolitas típicas de esta serie. En todo el tramo afloran extensos, aunque delgados, cuerpos graníticos inyectados en la serie, siguiendo los planos de esquistosidad y apareciendo, por tanto, más o menos concordantes con aquélla (véase el corte esquemático de la figura 2).

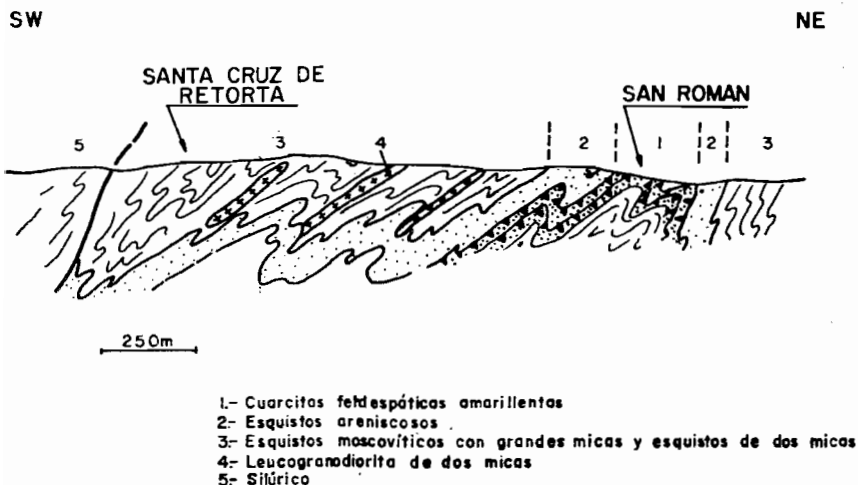


Fig. 2.—Corte esquemático de la «Serie de Alba», por Retorta.

(*) San Román (269, 850-935, 350).

(**) Santa Cruz de Retorta (269, 175-934, 575).

Estas rocas proceden de depósitos arcillosos, ricos en alúmina y hierro, y deficitarios en calcio y magnesio. Las intercalaciones lenticulares de anfíbolitas clinopiroxénicas pueden ser representantes metamórficos de aislados episodios parcial o totalmente carbonatados, incluidos de forma irregular en la serie arcillosa original.

La potencia de esta formación es difícil de precisar, dado el grado de metamorfismo y repliegues de la misma, aunque se estima que alcanza varios centenares de metros.

Su afloramiento ocupa gran parte de la zona centro-sur de la Hoja y se extiende, a modo de banda de unos 2 km. de anchura, desde el E. de Guimarey hasta Guntín, ampliándose hacia el Sur, en donde alcanza una anchura de 7-8 km.

b) *Tramo cuarcítico* (PC γ)

Por su parte, el tramo denominado en cartografía con la notación PC γ está formado por una alternancia de niveles cuarcíticos y esquistosos, generalmente tableados, que llegan a sumar una potencia máxima observada de unos 30-40 m. Petrográficamente se trata de cuarcitas, cuarcitas feldespáticas y esquistos areniscosos, blancos o de tonos claros, que se distribuyen en capas tableadas (de grosor comprendido entre 1 cm. y 2 dm. en general) que intercalan micasquistos moscovíticos verdosos, grises o rosados, en láminas extraordinariamente delgadas. Hacia el muro las capas cuarcíticas adquieren mayor potencia, en detrimento del grosor de las capas esquistosas intercaladas, resultando en apariencia cuarcitas masivas, efecto a menudo ayudado por los frecuentes repliegues que las afectan.

La homogeneidad petrográfica de estas rocas, en todos los afloramientos encontrados es grande, tanto en litología como en textura. Desde el punto de vista morfoestructural aparecen notables diferencias de unos a otros sectores, más ostensibles dada la compacidad y dureza de estas rocas, en relación con la deleznablez de la serie esquistosa encajante. El repliegue de las capas aflorantes se traduce, invariablemente, en la formación de escarpes y prominencias tanto más elevados cuanto mayor complejidad presenta (Vigo, Villermao, Villajuste, etc.) (*).

No se observan grandes cambios laterales de facies en el presente tramo, aunque sí existe cierta variabilidad en las secuencias estratigráficas y en el grosor relativo de las capas cuarcíticas y esquistosas, en las diversas columnas estudiadas (véase figura 3). En cualquier caso conviene tener en cuenta las deficientes condiciones de observación que presenta la zona en general, y la existencia de pliegues de tipo isoclinal no detectados en

(*) Vigo (276, 000-928, 500); Villermao (278, 000-924, 300), y Villajuste (273, 800-925, 300).

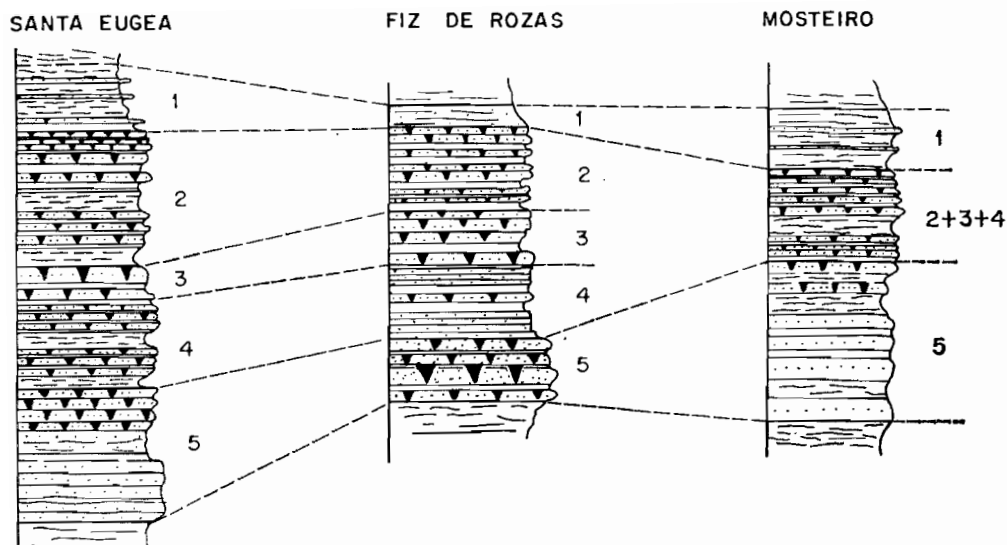


Fig. 3.—Columnas litológicas esquemáticas del tramo cuarcítico-areniscoso de la «Serie de Alba». Leyenda en el texto. Escala aprox. para la totalidad de columna 1:500.

dichos cortes, pero observados en otros afloramientos, para que las columnas levantadas tengan sólo carácter indicativo. En líneas generales, de techo a muro, aparecen los siguientes paquetes:

1. Esquistos moscovíticos arenosos blanquecinos o amarillentos, muy deleznable, que intercalan eventualmente algún nivel de areniscas feldespáticas de pocos centímetros de grosor.
2. Secuencia tableada alternante de capas de cuarcita, de menos de 1 dm. de potencia, y micasquistos de pocos milímetros de grosor en general, aunque pueden existir una o varias intercalaciones de micacitas de mayor potencia.
3. Capas cuarcíticas de 1-2 dm., alternantes con horizontes esquistosos de varios centímetros de grosor.
4. Tramo muy semejante al 2, ya descrito, aunque las intercalaciones esquistosas presentan grosor más homogéneo y las capas cuarcíticas adquieren el aspecto de plaquetas de 1-2 cm. de potencia.
5. Alternancia regular de capas cuarcíticas o areniscosas de hasta varios decímetros de grosor con otras micacíticas de potencia muy

variable. En detalle, estas capas cuarcíticas o areniscosas están formadas por estratos de pocos centímetros, entre los que yacen numerosas láminas esquistosas extraordinariamente finas.

La frecuente composición feldespática de estas rocas y la densa red de diaclasas que las afecta, les confieren cierta vulnerabilidad frente a la meteorización, apareciendo en muchos afloramientos como areniscas deleznales de marcada disyunción granular, cubiertas casi totalmente por suelos arenosos blanco-amarillentos (San Román de Retorta, Lousada, Mosteiro, Sanfiz, Santa Eugea, etc.) (*). Pese a ello, este paquete ha representado un nivel-guía de estimable valor en la cartografía realizada, y ha permitido conocer la relación estratificación-esquistosidad en numerosas ocasiones en que las condiciones de observación en las series esquistosas eran desfavorables.

Además de los afloramientos continuos que pueden seguirse desde Castelo a Fiz de Rozas y desde Lousada a Santoalla, existen otros asomos de menor extensión en San Román y Vilamarelle, siempre a modo de estrechas bandas, dada la poca potencia del tramo y su carácter generalmente monoclinial.

1.1.1.2 «Serie de Villalba» (CPξ + ξA)

Reposa directamente sobre la serie anterior, al parecer mediante contacto concordante. El paso de una a otra se realiza de forma insensible, ya que en realidad las series de Alba y Villalba forman una unidad litológica en la que sólo son netamente diferenciables los bancos cuarcíticos como grupo litológico más representativo de la que se ha denominado «Serie de Alba».

Está formada por una potente y monótona secuencia de esquistos, micacitas y gneis pelíticos con granate, que intercalan esporádicos lentejones de anfibolitas o gneis anfibólicos, de potencia próxima al decímetro y extensión muy variable. Los esquistos de esta serie, considerados como típicos, presentan estructura equigranular de grano fino, con cuarzo y biotita mayoritarios, sobre moscovita, granate u otros componentes menores. Esta estructura enmascara en parte su esquistosidad y les confiere una disyunción irregular y granular (gneis pelíticos). La presencia de moscovita en grandes cristales es rara, y suele presentarse en zonas próximas a inyecciones graníticas en parte cruzadas por diques pegmatíticos (moscovitización posterior).

Los gneis anfibólicos intercalados en la serie se caracterizan por pre-

(*) San Román de Retorta (269, 850-935, 350); Lousada (282, 000-928, 000); Mosteiro (281, 750-925, 750); Sanfiz (Fiz de Rozas) (278, 280-923, 260), y Santa Eugea (276, 400-925, 800).

sentar los cristales dispersos en los planos de foliación con la dimensión máxima paralela a los mismos, adoptando una distribución en forma de gavillas, o bien irregular (anfíboles «en gerbes»). Son rocas de extraordinaria compacidad y dureza, de color gris verdoso o azulado, que presentan un bandeado típico, motivado por la concentración de anfíboles en ciertos planos de la esquistosidad. Aparecen con mayor frecuencia en ciertos tramos de la serie, sobre todo hacia el centro y techo de la misma, tomando como referencia estratigráfica la aparición del tramo cuarcítico de la «Serie de Alba» infrayacente. Al igual que las anfíbolitas piroxénicas de PC, éstas aparecen, con frecuencia, en forma de cantos dispersos en los afloramientos de la serie, si bien han podido ser recogidas «in situ» en numerosos puntos.

La potencia total de esta serie es difícil de estimar, aunque puede cifrarse entre varios centenares y el millar de metros.

1.2 UNIDAD DEL «OLLO DE SAPO»

1.2.1 Precámbrico (PCζ, PCw)

Está representado, dentro de esta unidad, por la formación «Ollo de Sapo», en la que se han diferenciado dos litofacies: la inferior, de grano grueso, y la superior, de grano fino.

1.2.1.1 «Ollo de Sapo» de grano grueso (PCζ)

Está constituida por gneis glandulares de megacristales feldespáticos y gneis orbiculares (núcleo del anticlinal de fase 2) cuando el grado de metamorfismo es mayor. Ocasionalmente en los gneis orbiculares se observan venas leucocratas que pueden representar movilizaciones migmatíticas incipientes, fenómeno observado en las proximidades del contacto con los granitos anatécnicos asociados a esta formación.

Los gneis se caracterizan por presentar cuarzos azulados de hasta 1 cm. de diámetro y feldespatos subidiomorfos de hasta 10 cm. de dimensión mayor, que están inmersos en una matriz micacítica, constituida fundamentalmente por biotita y moscovita. Se observa, dentro de la Hoja estudiada, que el tamaño de glándulas del gneis es menor hacia el centro y hacia los bordes del anticlinal de segunda fase, alcanzándose los mayores tamaños (8-10 cm.) en las zonas intermedias de los flancos. La potencia de la formación no se puede precisar, al desconocerse el límite inferior de la misma, pero se puede estimar en varios centenares de metros.

1.2.1.2 «Ollo de Sapo» de grano fino (PCw)

Por encima del «Ollo de Sapo» de grano grueso, se encuentra una serie

gneísica en la que no aparecen megacrístales y que se ha denominado «Olla de Sapo» de grano fino.

En origen se pueden considerar como grauwackas feldespáticas asociadas a efusiones de lavas ácidas y que han dado lugar a gneís orbiculares de grano fino, entre los que se intercalan algunos tramos de esquistos micácicos, de cuarcitas y de arcosas.

La potencia mínima de la formación, dentro de la Hoja, se puede calcular en 30-40 m. Su edad parece ser Precámbrica, pues se han encontrado formaciones similares cubiertas por formaciones cámbricas en Miranda de Duero (Portugal) y en las vertientes meridionales de la Cordillera Central y de la Sierra Segundera (BARD et al., 1972). Otros autores manifiestan opiniones muy diferentes sobre la edad de la formación «Olla de Sapo», llegándose a considerar como de edad simplemente infraordovícica, posiblemente cámbrica (MARTINEZ, E., 1973).

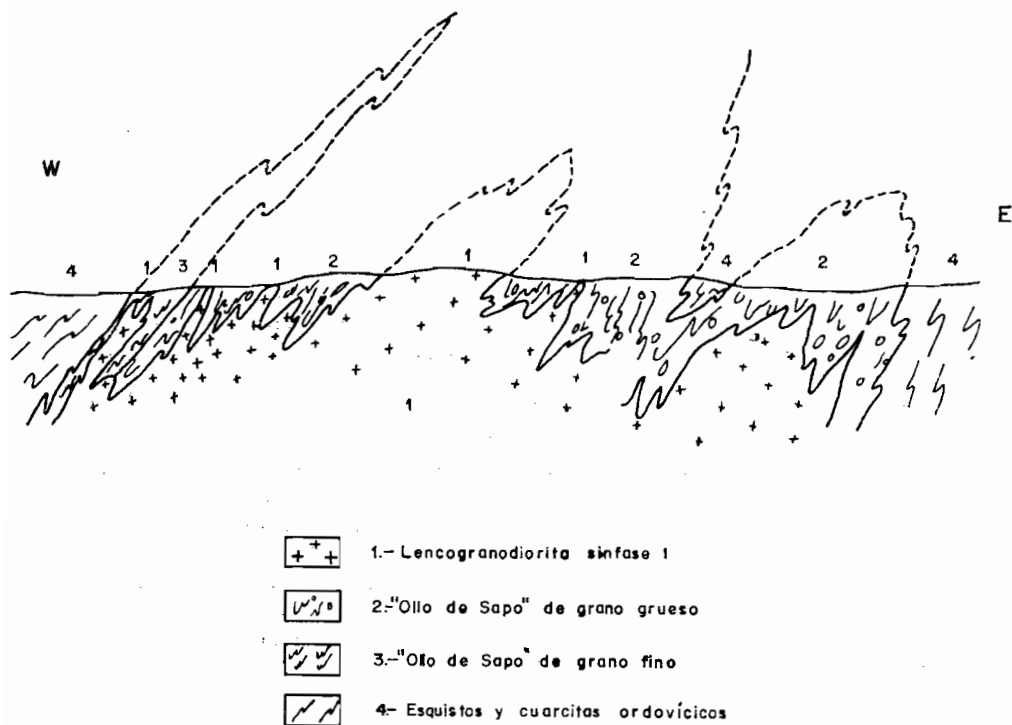


Fig. 4.—Corte esquemático de la zona axial del anticlinal del «Olla de Sapo».

Este «Ollo de Sapo» de grano fino no aparece en los dos flancos del anticlinal de segunda fase, desarrollándose únicamente en el flanco occidental y en la zona de charnela, por lo que cabe pensar que, en origen, los depósitos originarios se dispusieron discordantes sobre los que dieron lugar al «Ollo de Sapo» de grano grueso; pero no hay evidencia de este hecho en la Hoja, pues este fenómeno también podría explicarse por un levantamiento y erosión antes de la deposición del Ordovícico.

1.2.2 **Ordovícico** (Ocg¹₁₂, O²₁₂, O₂₋₃)

Directamente sobre el «Ollo de Sapo», y probablemente discordante, se sitúa un conjunto de esquistos, esencialmente micáceos (O¹₁₂), constituido por las formaciones que a continuación se describen.

1.2.2.1 *Microconglomerado feldespático y cuarcitas* (Ocg¹₁₂)

Sobre la formación «Ollo de Sapo» (en sus dos facies) se sitúan unos niveles detríticos, en los que, de muro a techo, se pueden diferenciar los siguientes tramos:

- a) Un microconglomerado (Ocg¹₁₂) cuarzo-feldespático con algunos cristales de plagioclasa y cuarzos azulados, generalmente de tamaño inferior a 1 cm. La matriz es cuarzo-feldespática, de grano muy fino, y en algunas muestras se ha podido observar una pequeña cantidad de cemento silíceo. Presentan estos conglomerados algunas intercalaciones de niveles cuarcíticos.
- b) En el techo del anterior tramo aparece generalmente un banco de cuarcita de 8 a 10 m. de potencia, que en el flanco occidental del anticlinal de segunda fase llega a situarse directamente sobre el «Ollo de Sapo» de grano fino.

Estos niveles de microconglomerados y cuarcitas forman una banda continua en el flanco oriental del anticlinal del «Ollo de Sapo», mientras que se acuñan en el flanco occidental. La potencia máxima de la formación alcanza los 50 m.

1.2.2.2 *Esquistos de Marzán* (O¹₁₂) (*)

Directamente sobre el «Ollo de Sapo» o sobre los niveles de microconglomerados y cuarcitas anteriormente descritos se sitúa una formación de esquistos micáceos, que en los términos más bajos engloban cuarzos azulados y algunas plagioclasas, al mismo tiempo que intercalan niveles de cuarcitas feldespáticas de algunos centímetros de potencia, y en los que se pueden apreciar estructuras sedimentarias (load coasts, slumpings, ripple

marks y estratificaciones cruzadas]. En estos niveles cuarcíticos se ve una gradación de secuencia normal, tanto en la potencia como en la frecuencia de los bancos, pues los materiales pelíticos son más abundantes hacia el techo de la formación.

En las zonas de mayor intensidad de metamorfismo que, por otra parte, coinciden con la base de la formación, donde el material detrítico es más abundante, es frecuente ver diques de cuarzo de exudación que llegan a alcanzar una potencia considerable (unos 30 cm.).

En los términos más pelíticos del techo de la formación se intercalan lentejones ferríferos de origen oolítico, muy discontinuos y de escasas dimensiones, por lo que apenas tienen interés económico.

La potencia total de la serie es de 300 a 400 m. y ha sido datada como Skiddawiense, pues en la región de Sanabria se han encontrado crucianas de esta edad en los niveles cuarcíticos de la base (SEILACHER, A., 1964).

1.2.2.3 *Cuarcitas de cruciana* (O_{12}^2)

La serie skiddawiense termina con un tramo de cuarcitas, de hasta 100 m. de potencia, que intercalan algunos niveles finos esquistosos. Aunque la potencia total es relativamente pequeña, la extensión de afloramiento de! tramo es variable por estar replegado por la segunda fase hercínica.

Estas cuarcitas han sido datadas como Skiddawiense por RIEMER, W. (1963), y MATTE, P. (1968) en las zonas de baja intensidad de metamorfismo al S. de Monforte, al encontrar crucianas de esta edad.

1.2.2.4 *Serie de Luarca* (O_{2-3})

Está constituida esta serie por unos esquistos de tonalidad azulada, de grano más fino que los esquistos de Marzán (*). Por otra parte, las intercalaciones cuarcíticas son aquí menos abundantes.

Como los esquistos de Marzán (*) (O_{12}^1), esta formación intercala lentejones de hierro oolítico que en zonas donde la concentración es apreciable, siempre fuera de la Hoja (Vivero, Ponferrada, etc.), han sido explotados.

La edad de la formación abarca desde el Llanvirniense hasta el Ordovícico Superior, pues en la Hoja de Villalba (07-05) se han encontrado crinoides y pleuras de trilobites datados como Ordovícico Superior (Div. Geol. I. G. M. E., 1973).

(*) Marzán (268, 500-927, 250).

1.2.3 Silúrico (S ξ V, S, ξ V)

1.2.3.1 Comienza el Silúrico con un nivel ampelítico (S ξ V), en el que se han encontrado ejemplares de *Monograptus priodon* (Brunn) y *Monograptus* cf. *vomerinus* (Nich), de edades Tarannon-Wenlock (zona 22 a 29 E.-O.); aunque en este mismo nivel, dentro de la Hoja de Villalba (07-05), se han encontrado varios ejemplares de graptolites de edades comprendidas entre el Llandovery Superior y el Ludlow Inferior (Div. Geol. I. G. M. E., 1973).

Estos datos están asimismo de acuerdo con los aportados por PARGA, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963), y por QUINTERO, I. (1965) para los yacimientos de graptolites de la zona.

Es un nivel de pizarras grafitosas fácilmente degradables y muy plástico, que presenta una potencia variable entre 30 y 100 m.

1.2.3.2 Esquistos grafitosos (S)

Por encima del nivel ampelítico se desarrolla una serie de esquistos, generalmente con un alto contenido en grafito, que intercalan algunos lechos lenticulares de ampelitas (ξ V). Corresponden en origen a sedimentos pelíticos ricos en alúmina y en hierro y pobres en potasio, calcio y magnesio.

La potencia de la formación no se ha fijado con exactitud por no encontrarse el techo de la misma, pero se puede estimar entre 1.000 a 1.200 m.

1.3 PLIOCUATERNARIO (T_{c2}-Q₁)^B

Reposa subhorizontalmente sobre un substrato ígneo o metamórfico indiferenciado, mediante contacto discordante erosivo, y está formado por depósitos continentales generalmente rojizos, de gran heterogeneidad estratigráfica y litológica.

La columna estratigráfica de esta formación sufre notables variaciones verticales a escala métrica, aunque a macroescala presenta idénticas litofacias en todos los afloramientos de la Hoja. Dada la relativa pequeña potencia media del conjunto (15-25 m.) y el carácter cíclico de la serie, resulta difícil establecer una columna litológica-tipo de la formación. Por otra parte, los principales afloramientos ocupan áreas deprimidas preexistentes, por lo que los cortes disponibles son siempre sólo parciales. Por último, el carácter deleznable de estos depósitos condiciona la acumulación de derrubios en el contorno de sus afloramientos, impidiendo la observación directa de los taludes erosivos creados.

Se trata, en líneas generales, de depósitos tipo raña, en los que alternan arcillas arenosas grises, verdosas o rojas, a menudo bastante consolidadas, en capas de 1-1,5 m., con horizontes irregulares de 0,5-1 m., cantos silíceos

subangulosos, de tamaño comprendido entre un centímetro y varios decímetros, ligeramente empastados por una minoritaria fracción limo-arenosa de colores variados. La naturaleza de los cantos es siempre silícea (cuarzo lechoso y/o cuarcita) y la trama cerrada o subcerrada.

En la «mesa» de El Páramo (ángulo SE. de la Hoja) esta formación adquiere gran extensión y potencia (del orden de unos 14 km² y unos 40 m., respectivamente); en esta zona la formación comprende:

- 1) Tramo basal (6-10 m.) muy rico en niveles granulares con numerosos bloques erráticos dispersos.
- 2) Tramo medio (10-15 m.) de limos, arcillas y arenas verdes, rojas o grises, en las que se intercalan esporádicos lechos de gravas angulosas silíceas de 1-1,5 m.
- 3) Tramo final, de potencia muy variable, formado por lechos alternantes de arenas, gravas y limos arenosos rojos (véase figura 5).

La edad de esta formación no ha podido ser determinada, dada la ausencia de restos orgánicos en todas las muestras levigadas. Pese a ello, se ha estimado una edad pliocuaternaria para estos depósitos de tipo raña, por similitud litológica y morfoestructural con el Pliocuaternario de otras regiones de la Meseta.

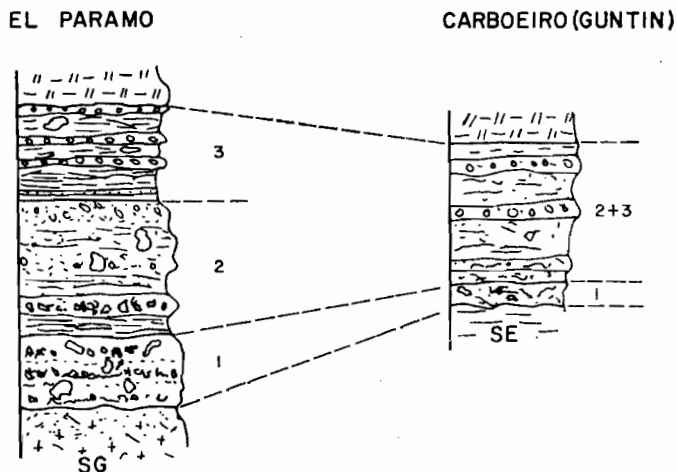


Fig. 5.—Columnas litológicas esquemáticas comparativas de la formación pliocuaternaria. Escala aprox.: 1:1.000. Explicación en el texto (S. G.=Substrato granítico; S. E.=Substrato esquistoso).

Sus afloramientos ocupan considerables extensiones en el cuadrante SE. de la Hoja y aislados, aunque numerosos, retazos en todo el ámbito del «Domo de Lugo». En todos los casos fosilizan un relieve pre-plioceno de morfología bastante suave en general.

1.4 CUATERNARIO (QAI, QCd)

Los depósitos cuaternarios considerados en cartografía responden casi exclusivamente a suelos aluviales y conos de deyección. En contadas ocasiones se han incluido con los aluviones formaciones superficiales de origen eluvial o coluvial:

- Los depósitos aluviales (QAI) están formados, en general, por limos pardos y arcillas con cantos subredondeados poligénicos y heterométricos. La proporción relativa de ambas fracciones es muy variable, llegando a constituir gravas lavadas en ciertos sectores (San Andrés de la Ribera) (*) y arcillas limosas y cienos (aluviones de Pradeda, Zolle, etc.) (**). A veces constituyen terrazas ligeramente colgadas (1,5 m., río Miño). La potencia de estos depósitos raramente supera los 5-6 m.
- Los conos de deyección (QCd) se ubican en los márgenes del Miño y son, desde el punto de vista cartográfico, muy poco importantes. Están formados por derrubios heterométricos de arcillas y cantos cuya naturaleza varía en función del substrato sobre el que se apoyan.

Ambas formaciones superficiales se apoyan discordantes sobre cualquier tipo de substrato de la Hoja y localmente están siendo objeto de explotación (graveras del Miño).

2 TECTONICA

2.1 PRINCIPALES FASES DE DEFORMACION

2.1.1 Fases antehercínicas

La Hoja de Guntín (07-07) se encuentra enclavada en la Cadena Hercínica, en la zona correspondiente a la virgación astur-galaica, donde los movimientos prehercínicos no han tenido gran importancia desde el punto de vista de la deformación.

(*) San Andrés de la Ribera (284, 200-925, 600).

(**) Pradeda (276, 500-930, 100); Zolle (277, 500-927, 750).

Estas fases se han manifestado fundamentalmente como movimientos epirogénicos, siendo los más importantes los cadomienses y los sárdicos.

Los movimientos entre el Cámbrico Superior y el Arenig (fase Sárdica) que se ponen claramente de manifiesto en el N. de Portugal, no son tan claros en la región estudiada, pues no se han observado discordancias angulares entre el Arenig y el substrato precámbrico (formación «Ollo de Sapo»).

La inexistencia en el «Domo de Lugo» de depósitos paleozoicos impide observar discordancias que pongan de manifiesto tales movimientos.

En la unidad del «Ollo de Sapo», por el contrario, existen afloramientos paleozoicos que descansan sobre los materiales precámbricos, pudiendo observarse los siguientes hechos:

- La no existencia de materiales cámbricos.
- El Ordovícico Inferior está representado por un microconglomerado basal.
- Los esquistos del Ordovícico Inferior descansan sobre el microconglomerado, sobre el «Ollo de Sapo» de grano fino, o sobre el «Ollo de Sapo» de grano grueso, indistintamente.

Estos hechos permiten concluir la existencia de una disconformidad Precámbrico-Ordovícico.

2.1.2 Fases hercínicas

Se han citado en Galicia Oriental varias fases tectónicas de edad hercínica. Las más importantes corresponden a dos fases de plegamiento, que según su edad se han denominado Fase 1 y Fase 2 (MATTE, P., 1968). Posteriormente a la Fase 2 se producen algunas deformaciones tardías de menos importancia, que dan únicamente estructuras menores: (kink-bands y pliegues en «chevron») y un sistema de fracturas de desgarre de dirección ENE.-OSO.

2.1.2.1 Fase 1

a) Dominio del «Domo de Lugo»

En esta unidad la Fase 1 da lugar a la formación de una esquistosidad de flujo que afecta únicamente a los materiales precámbricos (series de Alba y Villalba). Todos los afloramientos de estas series forman parte del flanco normal del gran pliegue tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria.

Frecuentemente en la región estudiada, por causa del metamorfismo y de la monotonía de las series, desprovistas de niveles guía (únicamente se han podido considerar como tal las cuarcitas de la «Serie de Alba»), sólo son visibles las estructuras menores.

Los pliegues menores (a escala mesoestructural) se caracterizan por ir acompañados de una esquistosidad de plano axial bien desarrollada; son, por lo general, isoclinales, de vergencia E., presentando planos axiales subhorizontales y en raras ocasiones con buzamiento de más de 30-40°. El eje *b* presenta una dirección N.-S. En las zonas en las que el metamorfismo es más intenso, los pliegues menores muestran, en ocasiones y a escala de afloramiento, ejes curvados con cambios de dirección que pueden alcanzar los 30-40°.

Las lineaciones que se desarrollan en el curso de la primera fase de plegamiento son las siguientes:

- 1) Lineaciones de intersección resultantes de la intersección de la estratificación con la esquistosidad; se observan fácilmente en las series alternantes de esquistos y cuarcitas de Alba; a escala de afloramiento son rectilíneas, subhorizontales (rara vez sobrepasan 5-10° de buzamiento al N.) y paralelas al plano axial de los pliegues.
- 2) Las lineaciones de estiramiento se han observado en algunos minerales de metamorfismo, las micacitas muestran una lineación mineral E.-O. que corresponde a un estiramiento de los pliegues frecuentemente según el eje *a* (perpendicular al plano axial del pliegue), pero en ocasiones es oblicua e incluso paralela.
- 3) En los gneis anfibólicos es frecuente la aparición de un «boudinage» que tiene su eje más largo, aproximadamente paralelo al plano axial de los pliegues.

b) *Dominio del «Ollo de Sapo»*

La deformación de Fase 1 se observa únicamente a escala microestructural. A esta escala se manifiesta por una esquistosidad deformada por la Fase 2 y una serie de micropliegues similares, isoclinales y originalmente acostados.

A escala megaestructural es posible que la unidad del «Ollo de Sapo» formase un gran pliegue acostado vergente hacia el E., del que únicamente sería visible el flanco normal; sin embargo, dentro de la Hoja no hay evidencias de esa megaestructura.

2.1.2.2 *Fase 2*

Esta fase no se desarrolla de forma importante más que en el dominio del «Ollo de Sapo», donde es responsable de las estructuras mayores visibles; su importancia se atenúa de O. a E., de forma que en el dominio del «Domo de Lugo» apenas tiene importancia, manifestándose únicamente por

el abombamiento de gran radio del Precámbrico y las inyecciones graníticas prefase 2 (véase figura 8).

a) *Dominio del «Ollo de Sapo»*

Está representada la Fase 2, en este dominio, por el anticlinal del «Ollo de Sapo». Esta gran estructura (con núcleo de gneis porfiróide) se puede seguir en más de 300 km., desde el extremo N. de las costas de Galicia hasta la provincia de Zamora (Sanabria).

Este anticlinal del «Ollo de Sapo» es en realidad un gran anticlinorio con pliegues de plano axial de dirección N.-S. subvertical (ligeramente vergente hacia el E.) y en el que las formas sinclinales son siempre más apretadas que las formas anticlinales.

Los grandes pliegues de la segunda fase se acompañan, en ocasiones, de pliegues menores de estilo muy variable, desde simples ondulaciones a pliegues en «chevron», a veces muy apretados. A escala de unos centímetros y en los núcleos de los pliegues mayores estos pliegues llegan a ser isoclinales, siendo entonces difíciles de diferenciar de los pliegues de Fase 1 por su aspecto, aunque se distinguen de ellos por ser menos apretados, tener el plano axial subvertical (nunca tumbado) y porque pliegan las estructuras de Fase 1 y las foliaciones y texturas metamórficas.

La esquistosidad de Fase 2 no alcanza un desarrollo tan espectacular como la de la Fase 1; en general es más grosera y está más irregularmente repartida que la S_1 ; en los bancos competentes es una esquistosidad de fractura, mientras que en los niveles esquistosos es una esquistosidad de tipo «strain slip». Cuando esta esquistosidad (S_2) alcanza un desarrollo importante repliega a la S_1 , dando unos pliegues (a escala milimétrica) de tipo similar, e incluso produciendo una transposición total de la S_1 .

Las lineaciones que se desarrollan en la segunda fase de plegamiento son:

- 1) La lineación de crenulación sigue la dirección de los planos axiales de Fase 1 y su desarrollo depende de la situación de la S_1 respecto a la S_2 , aunque generalmente es horizontal por ser las dos fases de plegamiento homoaxiales.
- 2) Las lineaciones de intersección, las más importantes son: una relación de intersección de S_1 y S_2 , que es paralela a los planos axiales de los micropliegues, y la que resulta de la intersección de S_0 y S_2 y que depende de la situación previa de S_0 .

b) *En el dominio del «Domo de Lugo»*

La Fase 2 es responsable, en este dominio, del abombamiento que origina el «Domo de Lugo». A escala microestructural, esta fase alcanza un des-

arrollo poco importante, pero en algunos puntos se observan micropliegues de arrastre y una esquistosidad de crenulación o de fractura.

2.1.2.3 *Relaciones estructurales entre las unidades del «Ollo de Sapo» y del «Domo de Lugo»*

El contacto entre ambas unidades es de tipo tectónico; su importancia se pone de manifiesto por separar dos dominios de estratigrafía distinta, de diferentes condiciones metamórficas y en los que la Fase 2 tiene un comportamiento diferente.

Las características estructurales del contacto son:

- 1) En la actualidad (y dentro del ámbito de la Hoja núm. 07-07, Guntín) está constituido por una falla de dirección NNO-SSE., donde el plano de falla buza unos 60° al O. En la Hoja de Lugo (07-06) (Memoria de la Hoja de Lugo, Div. Geol. I. G. M. E., en prensa) se encuentran estrías de falla que indican que el labio O. es el labio hundido, el cual, por otra parte, corresponde con la zona de menor intensidad de metamorfismo.
Además la posición de las isogradas con respecto al plano de falla (véase Mapa de Isogradas) muestra que el labio O. es el labio hundido, pues al chocar la isogradada del granate (en el dominio del «Ollo de Sapo») contra el plano de falla, se pone en contacto la zona de la biotita en el dominio del «Ollo de Sapo» con la zona de la estauroлита (más profunda) en el dominio del «Domo de Lugo».
- 2) El labio O. presenta, en una extensión de hasta 5 km. y en las proximidades de la falla, «kink-bands» y pliegues en «chevron» de plano axial horizontal, en los que se desarrolla una nueva esquistosidad S_3 que corta a S_1 y S_2 en las charnelas de estos pliegues, produciendo unos efectos de embudo en ellas; estas estructuras se formaron por distensión durante el movimiento de la falla normal. Al deformar estas estructuras a la S_2 , se deduce que la falla ha jugado posteriormente a la Fase 2.
- 3) A escala macro el labio levantado (oriental) presenta, como característica más sobresaliente, una esquistosidad perfectamente adaptada al rumbo cambiante de la falla, en una franja de 1,5 a 3 km., en la que los buzamientos son sensiblemente superiores a los medidos en zonas alejadas de la fractura, mientras que la estratificación presenta rumbos divergentes, desapareciendo las capas de cuarcita de manera progresiva, de sur a norte, bajo el labio hundido. Este fenómeno es particularmente visible en el sector de Vilamarelle-Guntín. Otra característica, aunque menos ostensible, es el estiramiento mineral E.-O. observado en los poiquiloblastos de los micasquistos

de la citada franja. No se han observado, por el contrario, estructuras de plegamiento.

La esquistosidad comentada podría suponer, dada su orientación y localización, un cabalgamiento general y profundo de la unidad del «Ollo de Sapo» sobre la del «Domo de Lugo», ocurrido durante la interfase 1-2. Por otra parte, este dispositivo cabalgante explicaría, si la amplitud del cabalgamiento es suficientemente grande, la dispar estratigrafía y condiciones paleogeográficas que muestran ambas unidades.

2.1.2.4 *Fases tardías*

Se manifiestan en micro y mesoestructuras que, generalmente, afectan a las esquistosidades Fase 1 y/o Fase 2; algunas de ellas están ligadas a esfuerzos de compresión, mientras que otras están ligadas a distensiones. Las más importantes son los «kink-bands» y algunas fallas de desgarre.

Los «kink-bands» son frecuentes en las formaciones ordovícicas y silúricas del dominio del «Ollo de Sapo»; presentan planos generalmente subverticales y suelen aparecer acompañados por una esquistosidad de tipo «strain slip».

Con posterioridad a la Fase 1 y la Fase 2 se desarrolla un sistema de fracturas de desgarre, generalmente sinistras, de dirección ENE.-OSO, que corresponden a unos esfuerzos de compresión casi N.-S. que se produjeron en Galicia al final de la Orogenia Hercínica. Estas fracturas frecuentemente aparecen cicatrizadas por diques de cuarzo o diabasa.

2.1.2.5 *Fases de deformación recientes*

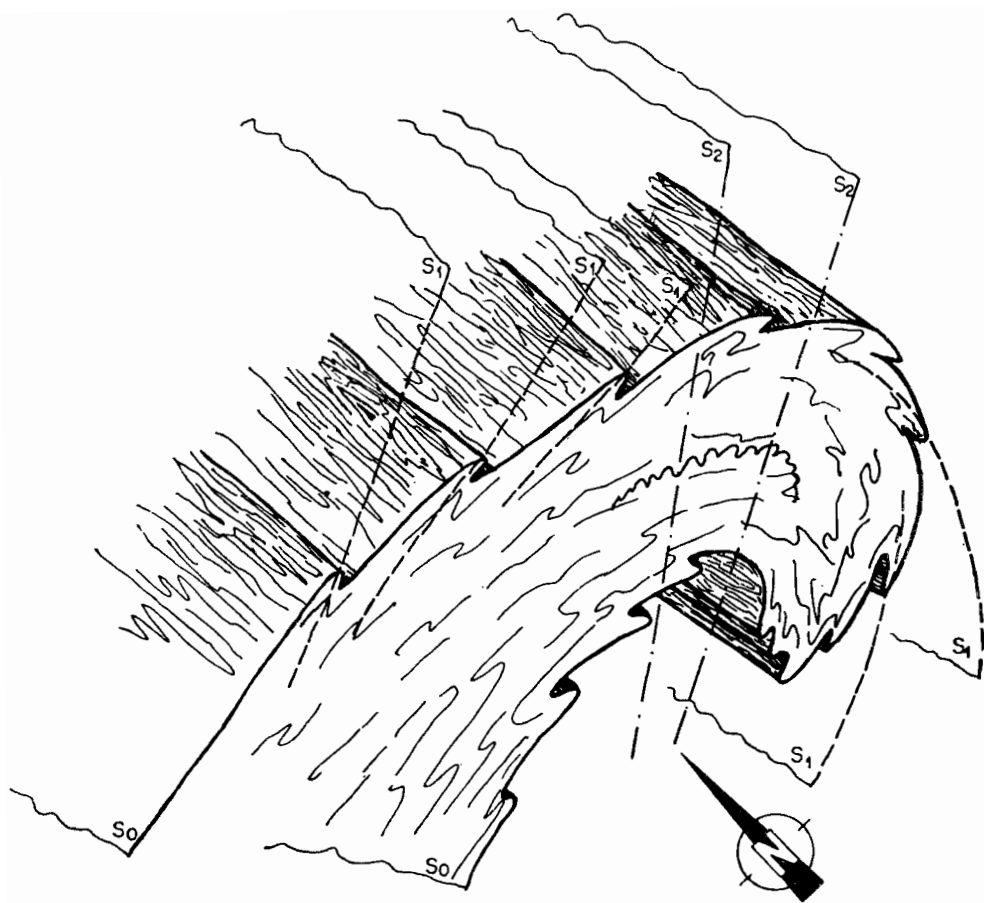
Posteriormente a la deformación pirenaica, que afecta al borde continental norte de la Península Ibérica (BOILLOT et al. Congreso I. F. P. París, 1972), existe un levantamiento en bloque de Galicia, acompañado de una distensión que hace jugar en falla normal la mayoría de las fallas de desgarre horizontal poshercínicas. Los «grabens» originados por esta distensión se han rellenado de una grava pliocena de características poco uniformes.

2.2 CRONOLOGIA Y EDAD DE LAS FASES HERCINICAS

2.2.1 **Cronología relativa**

Se define mediante la siguiente secuencia:

- La Fase 1 afecta a toda la Hoja.
- Posible cabalgamiento de la unidad del «Ollo de Sapo» sobre la del «Domo de Lugo».
- Fase 2 de plegamiento, que pierde intensidad hacia el E. de la Hoja.



- S₀ . Estratificación original
- S₁ . Esquistosidad de 1ª fase de deformación
- S₂ . Esquistosidad de 2ª fase de deformación

Fig. 6.—Esquema indicando la superposición de fases en el dominio del «Ojo de Sapo».

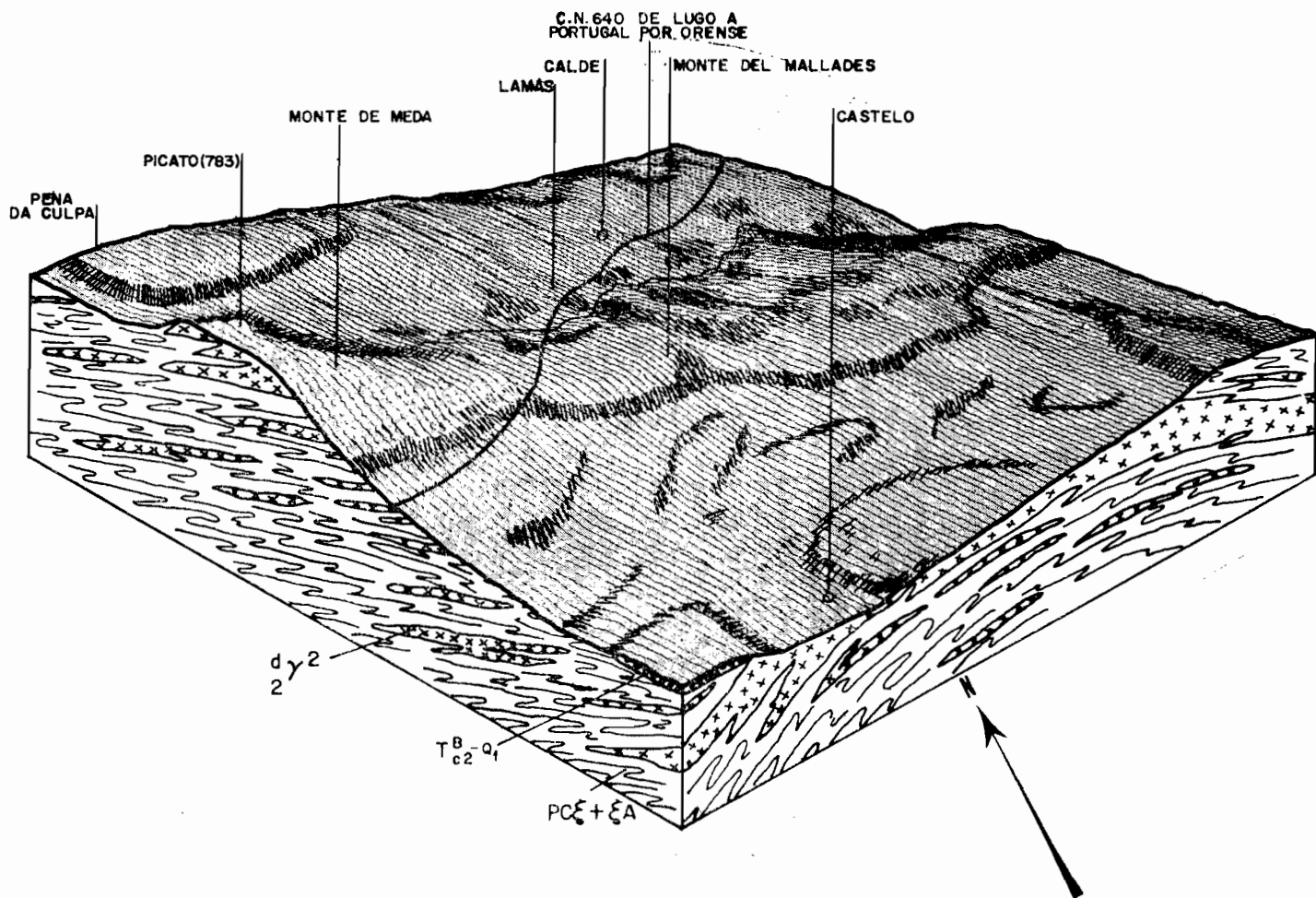


Fig. 7.—Bloque diagrama del sector Calde Castelo, en la parte central de la Hoja. Dominio del «Domo de Lugo».

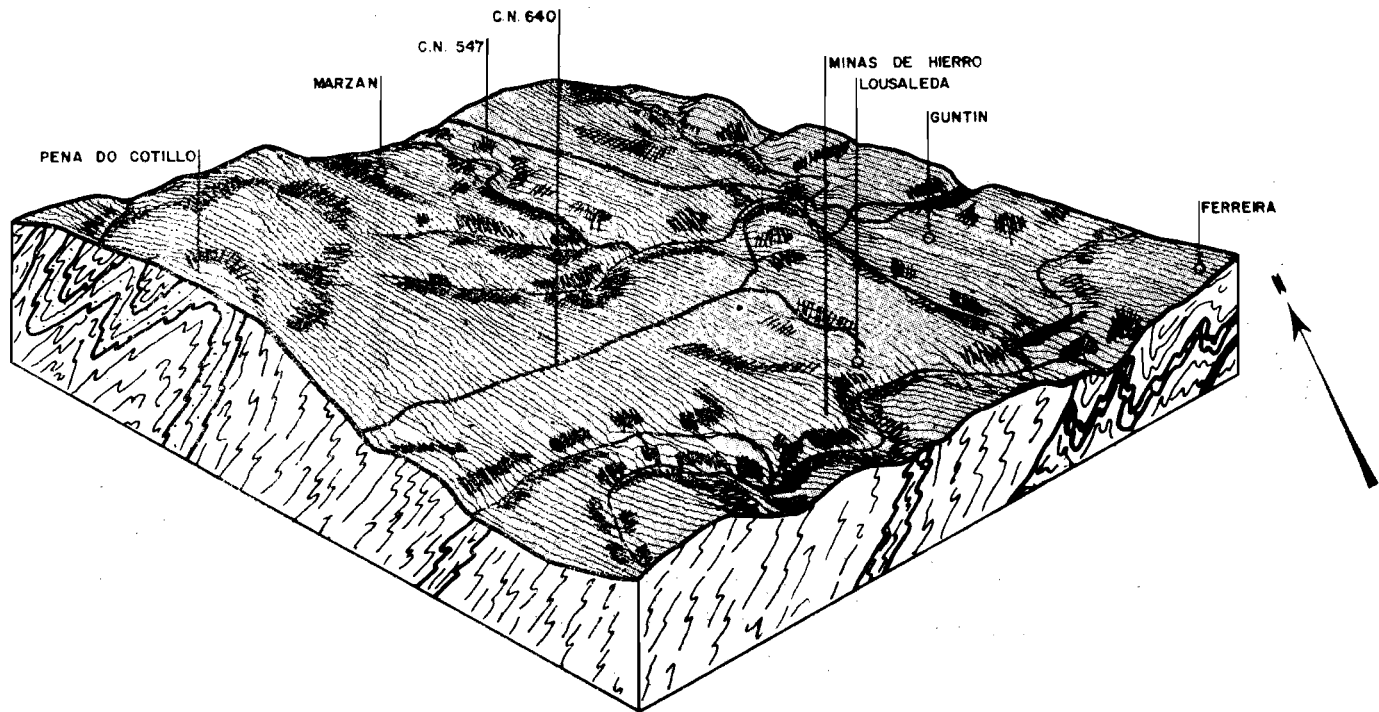


Fig. 8.—Bloque diagrama del sector de Guntin, en la parte central de la Hoja.
 Dominio del «Ollo de Sapo».

- Juego de falla normal del contacto entre las dos unidades con formación de estructuras de origen distensional en el labio hundido.
- Formación de «kink-bands» y fallas de desgarre.

2.2.2 Dataciones

La falta de depósitos postectónicos dificulta la datación de las Fases Hercínicas.

Las fallas de desgarre cortan a la granodiorita tardía del macizo de Neira, de edad pérmica (260 m.a.) (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969), y están en Asturias recubiertas por el Triásico.

Más al S. de la Hoja, MATTE, P. (1968) señaló que las dos fases de plegamiento son probablemente anteriores al Estefaniense Medio, y que la primera fase no debe ser más antigua que en los Montes Cantábricos, donde DE SITTER, L. U. (1965), y WAGNER, R. H. (1964) coinciden en señalar que está comprendida entre el Namuriense y el Westfaliense Superior. Estos mismos autores asignan a la Fase 2 una edad comprendida entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense.

Las medidas geocronológicas efectuadas en los granitos de Galicia Nor-oriental por CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965) pueden dar una idea de la edad de las deformaciones en zonas internas. Estas medidas coinciden prácticamente con las efectuadas sobre biotita y/o moscovita en 1973 por ARRIBAS, A., y GEOTEHIC en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica de Buenos Aires.

Las leucogranodioritas sin-fase 2 tienen una edad de —290 a —295 m. a., que correspondería a una edad Estefaniense, mientras que las granodioritas prefase 2 y posfase 1 tienen una edad de —310 a —320 m.a., lo que supondría una edad Namuriense Superior o Westfaliense Inferior.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja estudiada queda comprendida en la zona centro-oriental de la virgación hercínica astur-galaica, en donde la dirección general de las estructuras NNO.-SSE. sufre una ligera incurvación hacia el E.

La historia geológica de la región comprensiva de la Hoja puede resumirse en los acontecimientos y fenómenos que a continuación se glosan:

- Sedimentación geosinclinal en el Precámbrico Superior con manifestaciones magmáticas escasas.
- Movimientos epirogénicos antehercínicos responsables sólo de eventuales disconformidades entre las distintas series depositadas.
- Orogenia hercínica definida por dos fases de deformación principales

y un metamorfismo regional mesozonal de baja presión que comienza con la primera de aquéllas.

- Movimientos tardíos que dan lugar a desgarres y otras deformaciones menores, siempre de tipo fractura, dada la rigidez generalizada del zócalo, sometido ya, en parte, a un intenso proceso erosivo.

3.1 CADENA CADOMIENSE

Pese a que la Península Ibérica haya sido afectada por dos orogenias de edad precámbrica, en la Hoja estudiada no ha sido posible encontrar vestigios claros de tales deformaciones, ya que los afloramientos precámbricos estudiados corresponden a los dominios más internos de la Cadena Hercínica, en donde los acusados procesos de metamorfismo y granitización han borrado, o al menos enmascarado, los rasgos estructurales de tales orogenias.

Tras la sedimentación geosinclinal que dio origen a las formaciones precámbricas (series de Alba, Villalba y «Ollo de Sapo») de la Hoja, tuvieron lugar los movimientos cadomienses que produjeron deformaciones de gran radio de curvatura, sin esquistosidad u otros fenómenos metamórficos o plutónicos, al menos de importancia. En consecuencia, la región se vio sometida a un prolongado proceso de erosión, dando origen a la extensa plataforma de arrasamiento poscadomiense.

3.2 EVOLUCION PALEOZOICA PREHERCINICA

A partir del Cámbrico, las unidades definidas en la zona estudiada («Ollo de Sapo» y «Domo de Lugo») presentan historias geológicas diversas. Mientras que la primera debió permanecer emergida durante todo el Cámbrico, la unidad del «Domo de Lugo» funcionó de nuevo como cuenca sedimentaria, probablemente de poca profundidad, dando origen a la serie cámbrica que aflora más al E. (Hoja núm. 08-07, Baralla), en donde reposa sobre la «Serie de Villalba».

Al final del Cámbrico se producen movimientos epirogénicos (Sárdicos) y de nuevo se inicia una etapa de sedimentación que afecta a ambos dominios, depositándose la serie del Ordovícico Inferior, representada por formaciones que incrementan considerablemente su espesor hacia el E. La no aparición de esta serie dentro de la Hoja, en el ámbito del «Domo de Lugo», se debe a fenómenos de erosión posterior, consecuencia de la dispar evolución hercínica de ambas unidades. Durante el Ordovícico Superior y Silúrico la sedimentación pelítica prosigue, dando origen a las series esquistosas y cuarcíticas actualmente aflorantes en ambos dominios (en el del «Domo de Lugo» fuera de los límites de la Hoja). Es preciso indicar, sin embargo, que el borde E. del dominio del «Ollo de Sapo» y la parte oeste de la región

del «Domo de Lugo» constituyeron un importante umbral que dio origen a dos subcuencas, situadas a ambos lados del mismo.

3.3 LA OROGENIA HERCINICA

Comienza con un prolongado proceso térmico y mecánico probablemente al final del Devónico, aunque alcanza su verdadera dimensión hacia el Carbonífero Medio.

Consta, en el ámbito regional estudiado, de dos fases principales: La primera, ligada a un metamorfismo regional creciente, determina la formación de grandes pliegues tumbados y fenómenos anatéticos importantes que alcanzan su culminación en la unidad del «Domo de Lugo», durante el período de la interfase 1-2.

Cuando la intensidad de metamorfismo empieza a decrecer por el levantamiento del conjunto regional, tiene lugar el emplazamiento de los primeros granitos calco-alcalinios (granodiorita precoz), ayudado por las eventuales fracturas producidas en la corteza a causa de este levantamiento.

Durante la pefase — 2 (interfase 1-2 próxima al comienzo de la Fase 2) el levantamiento de la cadena fue más acusado, como parece indicar el hecho de que las estructuras debidas a la Fase 2 afecten a un nivel estructural superior en todo el ámbito estudiado. En esta etapa debió emplazarse el granito de dos micas del macizo Boveda-Hombreiro.

La segunda fase afecta principalmente a la unidad del «Ollo de Sapo», originando repliegues de plano axial subvertical y el emplazamiento de granitos alcalinos parautóctonos (granito de dos micas de macizos situados al NO. del de Boveda-Hombreiro). En la unidad del «Domo de Lugo» su acción se traduce en un suave abombamiento de las series precámbricas, originando ángulos de inmersión de la esquistosidad, en uno y otro flanco, difícilmente superiores a los 35-40° (véase bloque-diagrama de la figura 8).

La discontinuidad estructural que separa a ambas unidades, dentro de la Hoja estudiada, debió funcionar al finalizar la Fase 2, como falla normal, produciéndose en el labio hundido (occidental) «kink-bands» y pliegues en «chevron» de plano axial subhorizontal relacionados con ella.

La orogenia hercínica termina, al finalizar la Fase 2, con una serie de deformaciones menores, algunos desgarres y, sobre todo, con el emplazamiento de la granodiorita tardía del macizo de Neira (ángulo SE. de la Hoja) y probablemente algunos diques de doleritas, si bien hay que pensar que la mayor parte de los diques básicos corresponden a fases poshercínicas, aprovechando la esquistosidad, diaclasas y cualquier tipo de discontinuidades creadas durante o al final de la Fase 2.

La duración de ambas fases y el prolongado intervalo que las separa ha podido estimarse en unos 30 m. a., mientras que el tiempo total para la formación de la Cadena Hercínica se calcula en, cuando menos, 310-320 m. a.

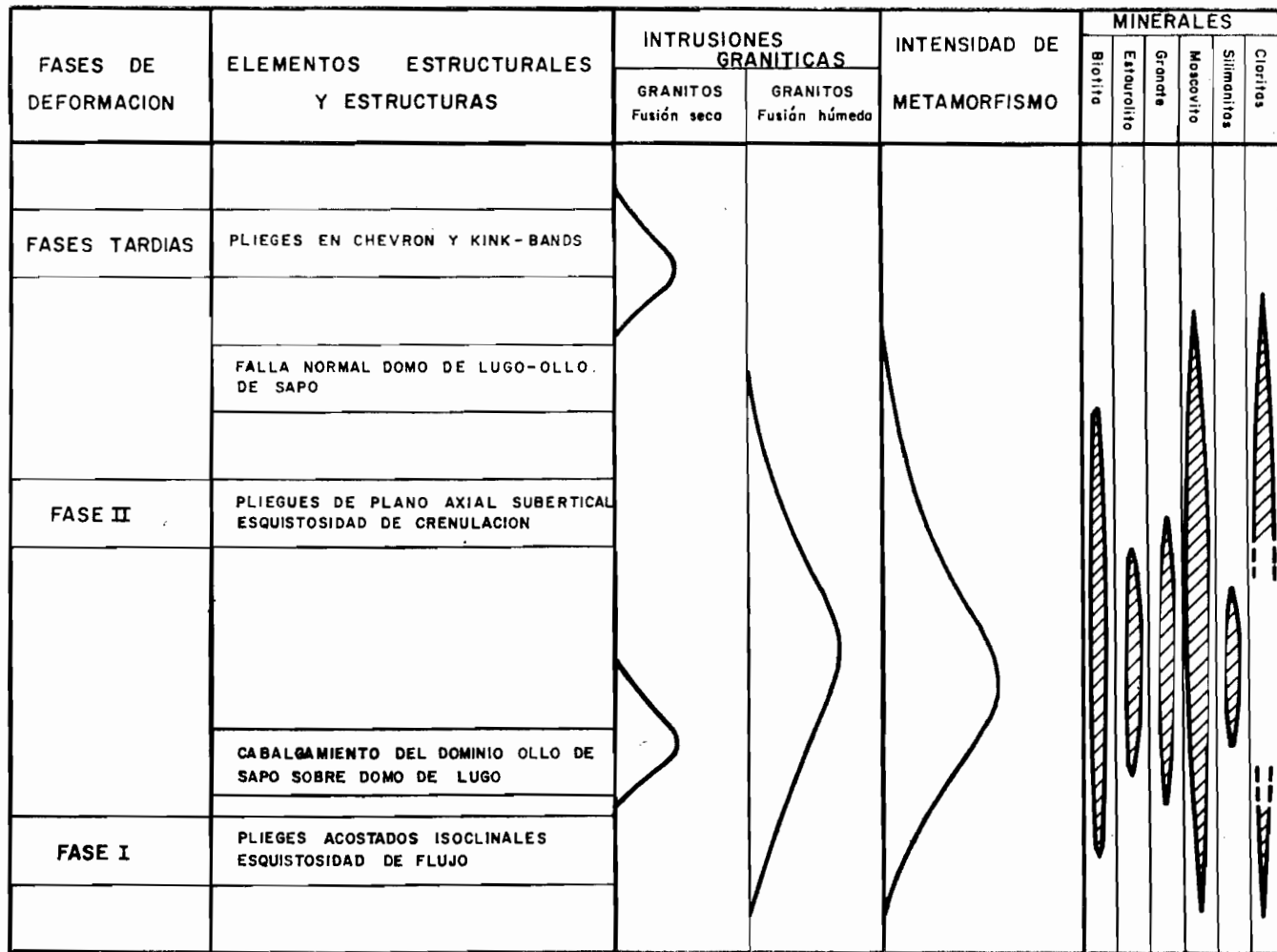


Fig. 9.—Relaciones entre las fases de deformaci3n, emplazamiento de granitos, intensidad de metamorfismo y aparici3n de minerales de metamorfismo.

De ellos, unos 250 m. a. corresponden a la etapa de sedimentación y 65 m. a. a la de deformación, ya que los últimos granitos intruidos en ella se han emplazado unos 35 m. a. después de la segunda fase

Por último, la Cadena pasa a constituir un zócalo rígido afectado ya únicamente por basculamientos de origen isostático y algunos desgarres locales de pequeña importancia.

3.4 EVOLUCION POSHERCINICA

El macizo hercínico constituido en plataforma rígida y sometido a un largo período de erosión, creó su propia morfología, sin que se produjeran fenómenos de sedimentación hasta los tiempos terciarios. (Terciario terminal y/o Pleistoceno en el ámbito de la Hoja estudiada.)

Estos depósitos continentales ocuparon las principales depresiones existentes, suavizando el accidentado paisaje regional creado desde los tiempos tardihercínicos y contribuyendo a perfilar la subactual morfología de la Hoja. Finalmente, el macizo muestra vestigios de un proceso muy débil de elevación, con el consiguiente encajamiento de los ríos que cruzan la Hoja (Miño y Ferreira, principalmente), en cuyo cauce pueden observarse aislados retazos de una terraza (Miño) elevada entre 1,5 y 2 m. sobre el nivel actual del río, consecuencia de las ligeras variaciones del nivel de base de los mismos a escala regional.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en la Hoja de Guntín (07-07) se pueden incluir en las dos grandes series graníticas que se extienden por toda la Cadena Hercínica:

- Granitos calcoalcalinos biotíticos (granodioritas).
- Granitos alcalinos de dos micas (leucogranodioritas).

4.1.1 Granitos calcoalcalinos biotíticos (granodioritas) $(\overset{b}{1}\gamma\eta^2, \overset{b}{p}\gamma\eta^2, \overset{b_2}{c}\gamma\eta^2)$

Dentro de esta serie granítica se han considerado dos tipos diferentes, más que por presentar distintas litofacies o texturas, por haberse emplazado en momentos distintos de la historia geológica de la región:

- Granodiorita precoz $(\overset{b}{1}\gamma\eta^2)$.

- Granodiorita tardía ($\text{p}\gamma\eta^2$), en la que se diferencia, a su vez, una facies de borde ($\text{c}_2\gamma\eta^2$).

4.1.1.1 Granodiorita precoz ($\text{i}\gamma\eta^2$)

Está representada dentro de la Hoja de Guntín (07-07) en una parte del macizo de Chantada-Taboada; aflora en el borde suroccidental de la Hoja en estudio; los terrenos encajantes, dentro de esta Hoja, son los esquistos y cuarcitas del Ordovícico Inferior del flanco occidental de anticlinal del «Ollo de Sapo». Dentro del macizo de granodioritas se encuentran unos afloramientos de leucogranodioritas claramente posteriores en su emplazamiento a la granodiorita encajante; así como unos enclaves de esquistos, probablemente de la serie de Marzán (*), no asimilados y que presentan una dirección general NNO.-SSE. coincidente con la dirección general de las estructuras de segunda fase.

El contacto de esta granodiorita con los esquistos ordovícicos se hace aprovechando una gran fractura que se puede seguir hasta la costa N. de Galicia. Este contacto es muy claro y, en determinados puntos, se observa una perfecta alineación entre la granodiorita y unas corneanas de tono gris oscuro, muy duras; estas mismas corneanas se ven en el contacto con los enclaves de esquistos ordovícicos.

La facies común del batolito es una roca de grano grueso, de color gris oscuro, en la que se pueden apreciar «de visu» grandes cristales (3-8 cm.) de feldespato potásico, gruesos cristales alotriomorfos de cuarzo y un claro predominio de la biotita sobre la moscovita, ya que esta última sólo se presenta en zonas próximas al emplazamiento de granitos posteriores.

El estudio petrográfico en lámina delgada de esta roca proporciona los siguientes datos:

- La plagioclasa es el mineral dominante; se presenta en cristales subidiomorfos, en su mayoría zonados, con el núcleo más cálcico que la periferia, y maclados. El contenido medio de anortita de estas plagioclasas varía de una oligoclasa a una andesina.
- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos con una marcada extinción ondulante, son abundantes los intercrecimientos mirmekíticos con las plagioclasas.
- El feldespato potásico es alotriomorfo en gran parte, pero a veces se observan cristales subidiomorfos. Normalmente suelen estar peritizados.

(*) Marzán (268, 500-927, 250).

- La biotita, que es la única mica abundante, es fuertemente pleocroica y presenta numerosas inclusiones de circón. Frecuentemente se encuentra cloritizada.

Como minerales accesorios destacan: moscovita, apatito, rutilo, circón y opacos. La textura es granuda porfídica.

La media de los análisis modales efectuados en la roca es la siguiente:

	%
— Plagioclasa	37,80
— Cuarzo	27,10
— Feldespato potásico	24,50
— Biotita	7,40
— Accesorios	3,20

Los megacristales de feldespato presentan orientación NNO.-SSE., según una dirección de flujo, con una lineación mineral subvertical, lo que indica que han sufrido una deformación relativamente superficial.

La intrusión de esta granodiorita origina la formación de grandes andalucitas en el contacto con los esquistos ordovícicos; pero estas andalucitas han sido rápidamente sustituidas por productos de alteración.

Las edades radiométricas establecidas para granodioritas de características análogas en Galicia Oriental son del orden de — 320 m. a. (CAPDEVILA, 1969; ARRIBAS, A., y GEOTEHIC, 1973).

Las características mineralógicas y el metamorfismo de los feldespatos, la zonación oscilatoria de las plagioclasas, sus contenidos en anortita y el contenido relativamente alto en circones, así como la aureola de metamorfismo de contacto intensa, aunque de pequeña extensión, en los esquistos encajantes, indican que la formación e intrusión de estas granodioritas se realizó a altas temperaturas.

Por otra parte, la ausencia de un cortejo filoniano importante de aplitas y pegmatitas, así como la falta de minerales neumatóliticos y/o hidrotermales, indica que el magma era relativamente pobre en compuestos volátiles.

4.1.1.2 Granodiorita tardía ($\begin{matrix} b \\ p \end{matrix} \gamma \eta^2, \begin{matrix} b \\ c_2 \end{matrix} \gamma \eta^2$)

Se emplaza en el ángulo SE. de la Hoja, bajo los depósitos pliocuaternarios de «El Páramo», aunque el único afloramiento visible aparece a lo largo de la margen izquierda del río Miño.

Este macizo granodiorítico circunscrito se halla intruido en las series esquistosas de Alba y Villalba, al parecer mediante mecanismos de inyección forzada, deformando, y en parte cortando, a la esquistosidad de aquéllos.

Son rocas compactas, de textura porfiroide, en las que destacan los

megacrystales de feldespato de varios centímetros, de tonos blancos o rosados, frecuentemente maclados según Carlsbad. Presenta la roca tonalidades grisáceas, fractura irregular y disyunción, a mesoescala, en bolas.

El estudio petrológico, en lámina delgada, de la facies común ($\begin{smallmatrix} b \\ p \end{smallmatrix} \gamma \eta^2$) proporciona los siguientes datos:

- El feldespato potásico se presenta en megacrystales subidiomorfos de microclina con inclusiones de cuarzo y en ocasiones pertitzados.
- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, con extinción ondulante, en ocasiones presenta intercrecimientos mirmekíticos con las plagioclasas.
- La plagioclasa, al igual que en la granodiorita precoz, es el mineral más abundante; generalmente es andesina y, en menos ocasiones, oligoclasa, presenta generalmente un maclado muy fino y zonación ondulante. Es frecuente que presente el núcleo alterado a sericita y enclaves de ferromagnesianos.
- La biotita suele aparecer formando agregados extensos, en los que se suelen acumular los minerales accesorios. Es de tonos rojizos y fuertemente pleocroica. Es frecuente que presente inclusiones de circón.
- Los minerales accesorios más abundantes son apatito, circón, clorita (procedente de la alteración de la biotita) y opacos.

La composición modal media de estas rocas es la siguiente:

	%
— Cuarzo	26
— Plagioclasa	35
— Feldespato potásico	30
— Biotita	7
— Accesorios	2

En la facies de borde ($\begin{smallmatrix} b \\ c_2 \end{smallmatrix} \gamma \eta^3$) es menos frecuente el carácter porfiróide de la roca, si bien la textura continúa siendo granuda. Cuando existen, los megacrystales de feldespato potásico no presentan la tonalidad rosada tan frecuente en la facies común. La proporción de biotita es algo mayor que en la facies común, descrita anteriormente. Generalmente las lineaciones minerales, tanto de feldespatos como de biotitas, presentan una orientación paralela al contacto del macizo con las formaciones esquistosas encajantes.

El emplazamiento de este macizo no ha producido aureola visible de metamorfismo de contacto, dado el origen mesozonal de la roca encajante.

Las dataciones radiométricas llevadas a cabo en Galicia Nororiental dan

en conjunto una edad de — 260 m.a. (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969). Esta edad pérmica concuerda con las medidas realizadas en Galicia Occidental y en Portugal (BONHOMME, M.; MENDES, F., y VIALETTE, Y., 1961).

La presencia de ferromagnesianos en enclaves dentro de las plagioclasas, los grandes circones y la estructura porfídica con grandes cristales automorfos de feldespato, son indicadores de altas temperaturas. Por otra parte, la ausencia de filones hidrotermales y/o neumatolíticos asociados al macizo indican que la presión de volátiles era restringida en el magma originario.

4.1.2 Leucogranodioritas (γ_{mb}^b, γ^d)

Constituyen un grupo de granitos adamellíticos petrológicamente análogos entre sí, aunque heterócronos en su emplazamiento.

Todos los macizos aparecen en sus afloramientos con una geometría muy irregular, de la que es muy directamente culpable el control litológico que ejerce la roca encajante durante el emplazamiento. Los terrenos encajantes son, para los distintos macizos, muy diferentes.

En el macizo de Chantada-Taboada la roca encajante es la granodiorita precoz; en el macizo de Friol, la formación porfiroide «Olla de Sapo», y en el macizo de Hombreiro, los micaesquistos de las series de Alba y Villalba.

El principal dato petrográfico de estas leucogranodioritas, obtenido a partir del estudio de numerosas láminas delgadas, es el que presenta una textura granular xenomorfa, sin haber encontrado jamás synneusis, lo que indica un crecimiento casi contemporáneo de todos los minerales principales.

Por su parte, los principales datos mineralógicos obtenidos son los siguientes:

- El cuarzo es siempre alotriomorfo, en ocasiones presenta inclusiones de minerales accesorios, y es frecuente encontrar intercrecimientos mirmekíticos con las plagioclasas y/o simplectíticos con la moscovita. En algunas muestras se han encontrado asociaciones micropegmáticas con la microclina.
- El feldespato potásico es microclina, difícilmente se individualizan megacristales, en ocasiones los feldespatos están corroídos. La única macla que presenta, en ocasiones, es la macla en enrejado de la microclina. No suelen presentar inclusiones de plagioclasas ni de biotita.
- Las plagioclasas tienen un contenido en anortita que permite encuadrarlas en albita u oligoclasa. Presentan una ligera tendencia al automorfismo, siendo muy raro el encontrarlas zonadas.
- Las biotitas son siempre de tonos muy rojizos, lo que indica un alto contenido en titanio. Se alteran fácilmente.

- Las moscovitas son siempre las últimas en cristalizar pues forman cristales que engloban a los otros minerales; es frecuente que los bordes formen simplectitas con el cuarzo.

Los minerales accesorios más frecuentes son: turmalina, apatito, circón, granate, opacos y rutilo.

Los resultados de los análisis modales dan la siguiente composición media:

	%
— Cuarzo	33,2
— Feldespato potásico	25,5
— Plagioclasa	28,1
— Moscovita	9,0
— Biotita	3,0
— Accesorios	1,2

Es frecuente encontrar asociada a los afloramientos de estas leucogranodioritas una serie de filones de productos hidrotermales y/o neumatolíticos (aplitas, pegmatitas, turmalinitas, esmeralditas, etc.).

Las características mineralógicas, así como el bajo contenido en anortita de las plagioclasas, la presencia de microclina (de baja temperatura) y la ausencia de syneusis, indican que el magma originario era de baja temperatura.

Por otra parte, la presencia de diques pegmatíticos y neumatolíticos indica que este magma debía estar saturado en productos volátiles. El ser magmas de bajas temperaturas y presentar un alto contenido en volátiles, permite suponer a estas rocas un origen anatéctico.

Estos granitos se empujan generalmente a favor de la esquistosidad, sin dar nunca aureola de metamorfismo, aunque sí originan una zona, en las proximidades del granito, con una importante densidad de filones hidrotermales y neumatolíticos. Se encuentran emplazados generalmente en la facies de las anfibolitas, en las isogradas de la estauroлита y la sillimanita, salvo en el macizo de Chantada-Taboada, en donde se se emplazan en granodiorita precoz.

4.1.2.1 *Leucogranodiorita del Macizo de Apregación* (γ_{mb}^b)

Se emplaza este macizo en la zona axial del anticlinal de segunda fase del «Ollo de Sapo», apareciendo todos los afloramientos relacionados con este granito dentro de la formación porfiroide, no llegando nunca a atravesar los esquistos ordovícicos que la recubren, pues éstos, de conductividad térmica muy baja (inferior al gneis porfiroide), hacen un efecto de pantalla ante la ascensión granítica.

Independientemente de las condiciones tectónicas y metamórficas, esta observación indica que la temperatura alcanzada por estas leucogranodioritas era suficientemente alta para hacerlas progresar fácilmente en la serie porfiroide por la composición y propiedades físicas de ésta, pero que es insuficiente para atravesar la barrera de los micaesquistos ordovícicos.

En la Hoja de Guntín (07-07) no se encuentran evidencias de que esta leucogranodiorita esté replegada por la Fase 1, pero en la Hoja de Lugo (07-06) se han encontrado pruebas de este hecho (Div. Geol. I. G. M. E., 1973). Estas leucogranodioritas han sido posteriormente replegadas por la Fase 2.

En vista de los datos anteriores puede decirse que estas leucogranodioritas se emplazan, cuando menos, durante los episodios finales de la primera deformación hercínica.

4.1.2.2 *Leucogranodioritas de los Macizos de Hombreiro y de Chantada-Taboada* (${}^d\gamma^2$)

Las leucogranodioritas que afloran en el macizo de Chantada-Taboada (en el borde occidental de la Hoja) intruyen en la granodiorita precoz del mismo macizo. El estudio del contacto entre los dos tipos de granitos muestra que la leucogranodiorita es posterior a la granodiorita, intruyéndola, sin que se observen en ningún punto muestras de asimilación. El único efecto que producen, dentro de la granodiorita precoz, es una moscovitización tardía en las proximidades de los cuerpos leucogranodioríticos intruidos.

El origen de estas leucogranodioritas se considera prefase 2, pues las lineaciones minerales de las micas se mantienen paralelas a las estructuras de esta segunda fase de deformación, que, por tanto, las ha afectado.

Las leucogranodioritas del macizo de Hombreiro ocupan la mitad centro-norte de la Hoja, y su afloramiento se extiende desde Lugo (al E.) hasta cerca de Guimarey (al O.) y Sanatorio de Calde (por el S.). Intruyen en las series esquistosas de Alba y Villalba (Precámbrico), sin producir aureola de contacto, por tratarse de materiales de mesozona, a la vez que los granitos intruidos son de baja temperatura. Tienen origen anatéxico parautóctono y presentan un amplio cortejo de diques pegmatitoides y turmaliníferos. Los fenómenos de inyección granítica son muy frecuentes en todo el ámbito esquistoso situado al sur del macizo descrito. En estos casos se trata de cuerpos graníticos generalmente de poca potencia y gran extensión, que han intruido a favor de la esquistosidad, acompañando a ésta en su posterior evolución tectónica. Mención especial merecen los afloramientos situados al N. de Castelo y Pradeda (*), respectivamente, de forma más o menos ovalada,

(*) Castelo (279, 250-929, 500); Pradeda (276, 500-930, 100).

con una extensión total de varios kilómetros cuadrados. Pese a ello, se estima que la potencia de cada uno de estos cuerpos puede no superar el centenar de metros (véase bloque-diagrama de la figura 8).

En cuanto al emplazamiento de estos granitos puede afirmarse que es de edad prefase 2, ya que la Fase 2 les afecta en todos los casos. No hay evidencia, por el contrario, de que la Fase 1 les afecte de forma generalizada, aunque es preciso indicar que en las proximidades de la estación AH-3087 (pista transversal de Guntín a Retorta) (*) existen pliegues de primera fase en uno de estos cuerpos graníticos inyectados en la «Serie de Alba». Esto podría suponer, o bien que el emplazamiento de las inyecciones tuvo lugar durante los últimos estadios de la Fase 1, o bien que este fenómeno se prolongó extraordinariamente en el tiempo, participando así los cuerpos graníticos precoces de los fenómenos deformantes póstumos de la Fase 1, mientras los restantes sólo fueron afectados por la Fase 2.

4.1.3 Doleritas ^b (c4ε)

Se presentan en la región en filones de hasta 25 m. de potencia, de los cuales solamente se ha cartografiado uno en la Hoja, aun exagerando su potencia para hacerlo representativo; los restantes diques encontrados son de poca potencia (4-5 m.) y, por tanto, no cartografiables.

El emplazamiento de estos diques se efectúa aprovechando fracturas distensionales de dirección ENE.-OSO. y que cortan transversalmente a las estructuras de segunda fase, por lo que son claramente poshercínicos, no pudiéndose precisar más en su datación por carecer en la zona de depósitos posteriores al Ordovícico.

Se presentan con una acusada disyunción en bolas, que suelen estar englobadas en un lema granítico bastante potente, o en espesos suelos de alteración de la formación «Ollo de Sapo». Presentan estructuras concrecionales, no habiéndose observado nunca la disyunción prismática tan frecuente en los diques de rocas basálticas en otras regiones. Tienen color verdoso, textura ofítica y son muy compactas.

La composición mineralógica presenta como elementos principales plagioclasa (andesina-labradorita), clinopiroxeno (augita), clorita y productos de uralitización. Como accesorios presenta carbonatos (secundarios), esfena, leucoxeno y opacos (magnetita e ilmenita).

(*) Guntín (927, 950-273, 100); Retorta (269, 850-935, 350).

La media de los análisis modales realizados es la siguiente:

	%
— Plagioclasa	46
— Piroxeno	31
— Clorita	19
— Accesorios	4

4.2 EDADES RELATIVAS Y ABSOLUTAS

4.2.1 Granodiorita precoz de Chantada-Taboada (${}^b_1\gamma\eta^2$)

No se encuentran en ella estructuras de Fase 1 y las lineaciones minerales se adaptan a las estructuras de Fase 2, por lo que es anterior a la segunda fase de deformación y posterior a la primera.

Las edades radiométricas establecidas para rocas análogas en Galicia Nororiental son de —320 a —308 m. a.

4.2.2 Granodiorita tardía de Neira (${}^b_p\gamma\eta^2, {}^b_{c2}\gamma\eta^2$)

Corta a todas las estructuras correspondientes a las dos fases hercínicas, así como a las isogradas del metamorfismo, lo que induce a datarlas como hercínicas posfase 2.

Las edades radiométricas establecidas por CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965 y 1969) son de —270 a —260 m. a.

4.2.3 Leucogranodiorita de Apregación (*) (${}^b_{\gamma mb}^2$)

Está plegada por la Fase 1 y la Fase 2 y se adapta a las isogradas de metamorfismo, por lo que al menos ha de ser sincinemática con la primera fase de deformación.

4.2.4 Leucogranodiorita de Chantada-Taboada (${}^d_2\gamma^2$)

Corta a la granodiorita precoz del mismo macizo, de edad posfase 1, y está deformada por la Fase 2, por lo que se puede datar como de edad interfase 1-2.

4.2.5 Leucogranodiorita de Hombreiro (${}^d_2\gamma^2$)

Corta las estructuras de la Fase 1 y está afectada por el cabalgamiento

(*) Apregación (265, 000-937, 000).

del dominio de «Olló de Sapo» sobre el «Domo de Lugo», por lo que se considera de edad posfase 1 y prefase 2 (véanse consideraciones insertas en el párrafo 4.1.2.2).

4.2.6 Doleritas (C_4E^3)

Al cortar éstas a las estructuras hercínicas transversalmente, aparecen como de origen franco poshercínico. No se puede hacer una datación más concreta de su emplazamiento por falta de materiales de edad posterior en la zona estudiada.

4.3 ROCAS METAMORFICAS

Para llevar a cabo el estudio petrológico de las rocas metamórficas de la Hoja, se seguirá la división, establecida al principio, en los dominios o unidades del «Domo de Lugo» y del «Olló de Sapo», de evolución paleogeográfica y tectónica diferentes.

4.3.1 Unidad del «Domo de Lugo»

4.3.1.1 «Serie de Alba» (PC, PC γ)

Aparece formada básicamente por los tipos petrológicos siguientes:

- 1) Gneis biotítico con estaurolita y granate.
- 2) Esquisto mosco-biotítico con estaurolita y sillimanita, cuarcita.
- 3) Cuarcita micácea y/o feldespática orientada.
- 4) Gneis piroxénico o anfíbol-piroxénico.
 - 1) Presenta cuarzo, plagioclasa (An > 15 por 100) y biotita como elementos esenciales y clorita (secundaria), granate, estaurolita, apatito, circón y opacos como accesorios. Su textura es lepidoblástica o gneíscica. La estaurolita suele ser poiquiloblástica y los granates alcanzan gran tamaño en algunas zonas. Procede de materiales arcillosos más ricos en Fe que en Mg, con abundante alúmina y pobres en K₂O.
 - 2) Los esquistos micáceos con estaurolita y sillimanita contienen cuarzo, moscovita y biotita como elementos esenciales, y estaurolita, sillimanita, apatito, circón, clorita (seudomórfica de biotita) y opacos. Suelen acompañar turmalina y granate como accesorios. Su textura es lepidoblástica en general.
 - 3) Contiene cuarzo como elemento esencial y óxidos de Fe, circón, leucoxeno, apatito, epidota y micas como componentes accesorios. Su textura es generalmente granoblástica. La presencia

de micas suele ir acompañada de una marcada orientación de los granos.

- 4) El gneis piroxénico y/o anfíbol-piroxénico contiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ($An > 15$ por 100) y piroxeno monoclinico (diópsido) como elementos esenciales, y epidota, esfena y opacos como accesorios. Su textura es nematoblástica. Procede presumiblemente de sedimentos detríticos de naturaleza carbonatada, afectados por el metamorfismo regional. Pertenece a la facies de la anfibolita.

4.3.1.2 «Serie de Villalba» (PC ξ + ξ A)

Se han encontrado los tipos petrológicos que a continuación se describen:

- 1) Esquisto micacítico granatífero.
- 2) Gneis biotítico con granate.
- 3) Gneis anfibólico.

- 1) Está formado por cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa (oligoclasa) y granate como elementos esenciales, y turmalina, circón apatito y opacos como accesorios. La plagioclasa es accesorio a veces. Acompaña a veces clorita (secundaria) y sillimanita (desarrollada a partir de biotita)). La textura es lepidoblástica.
- 2) Aparecen como minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa ($An > 15$ por 100), biotita (moscovita a veces) y granate (no siempre), y como accesorios: apatito, circón y opacos. Proceden de sedimentos arcillosos afectados por metamorfismo regional, en la facies de la anfibolita.
- 3) Está formado por cuarzo, plagioclasa ($An > 15$ por 100) y anfíbol monoclinico (hornblenda) como componentes principales (a veces epidota y granate), y como accesorios: granate, apatito, esfena, epidota y opacos.

4.3.2 Unidad del «Ollo de Sapo»

Dentro de la unidad del «Ollo de Sapo» se distinguen las siguientes formaciones:

4.3.2.1 Formación «Ollo de Sapo» (PC ξ , PCw)

Aparecen dos facies distintas, dentro de la Hoja, según que presenten o no megacrístales de feldespato potásico.

— El «Ollo de Sapo» de grano grueso es una roca porfiroide constituida

por megacrystales de cuarzo y feldespato, que son heredados, y una matriz muy fina constituida por minerales de neoformación (esencialmente micas).

Microscópicamente se observa una esquistosidad marcada por la orientación de las micas, que normalmente ocupan más del 50 por 100 del total de la roca. Es de destacar la aparición de biotita en cristales alargados y frecuentemente tectonizados de nuevo, dando «kink-bands» micrométricos y una crenulación de tipo «strain slip», también presente en los cristales de moscovita.

Los cuarzos son azulados, de hasta 1 cm. de diámetro, aunque muy frecuentemente son menores. Son en realidad cantos heredados que suelen conservar texturas típicas de rocas volcánicas (bordes corroídos, granos entallados, etc.). Asimismo se observan en los cuarzos varias estructuras debidas a esfuerzos tectónicos, como: extinción ondulante, aplastamiento y «strain lamellae».

Los feldespatos potásicos generalmente presentan un crecimiento tardío que les permite englobar otros minerales preexistentes.

Las plagioclasas presentan gran cantidad de inclusiones poiquilíticas de mica y circón que se distribuyen según los planos de exfoliación.

Tanto los feldespatos potásicos como las plagioclasas son un claro indicador de los esfuerzos a que fue sometida la roca durante su aplastamiento, tanto por el aspecto grandular que presentan como por la distorsión de los planos de macla.

Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, circón, turmalina y opacos, y más raramente, como minerales índice de metamorfismo, aparecen: sillimanita, estauroлита y granate.

Al emplazarse en zonas de gradiente elevado (núcleo del anticlinal de Fase 2) se encuentra en ocasiones algo migmatizado, perdiendo el aspecto típico de gneis glandular.

El origen de la roca es claramente detrítico por la heterogeneidad de minerales y grano, así como por la abundancia de material pelítico; pero tiene una herencia volcánica bastante clara en parte de los minerales (feldespatos y cuarzos). Por otra parte, el vulcanismo que suministró estos materiales (feldespatos y cuarzo) no debía encontrarse muy lejos, puesto que se conservaron los feldespatos y las corrosiones de los granos de cuarzo durante el transporte.

El «Ollo de Sapo» de grano fino es una metagrauwacka feldespática, en la que tanto el cuarzo como el feldespato potásico provienen, como en el «Ollo de Sapo» de grano grueso, de rocas ácidas, granitos, dacitas o riocitas, probablemente.

La composición mineralógica de esta roca viene establecida del siguiente modo: cuarzo, plagioclasa (en ocasiones con $An > 10$ por 100), feldespato

potásico, moscovita, biotita, circón, apatito y minerales opacos (generalmente óxidos de hierro).

Se diferencia del «Ollo de Sapo» de grano grueso en que tiene una mayor proporción de material pelítico, mientras que éste es más rico en material arcósico.

4.3.2.2 *Microconglomerados y cuarcitas* (O_{12}^1)

Constituyen una serie que procede del metamorfismo de microconglomerados arcósicos y areniscas silíceas. Presentan, en ocasiones, intercalaciones de esquistos micáceos de moscovita.

El microconglomerado (O_{12}^1) tiene cantos de cuarzo y feldespato que muy raramente sobrepasan 1 cm. de diámetro máximo, entre los que se ve alguno de plagioclasa. Tiene una matriz pelítica muy escasa y cemento cuarzo-feldespático.

Las cuarcitas son fundamentalmente silíceas, tanto en los cantos como en el cemento. Como minerales accesorios aparecen: moscovita, turmalina, apatito, circón, opacos, clorita y biotita, aunque esta última es muy rara.

4.3.2.3 *Esquistos de Marzán* (O_{12}^1) (*)

Están constituidos por esquistos y pizarras micacíticas que proceden de materiales pelíticos ricos en hierro y aluminio. Los minerales principales que forman estas rocas son: cuarzo, moscovita, sericita, clorita, circón, óxidos de hierro, turmalina, granate, cloritoide y estauroлита.

Las micas se desarrollan según los planos S_1 , y esta esquistosidad principal se crenula en algunos puntos debido a las interferencias con la Fase 2.

Se observan dentro de la formación inyecciones hidrotermales de diques de cuarzo y algunas pegmatitas.

Intercaladas con las láminas sericíticas existen láminas más ricas en cuarzo, de grano muy fino, y, atravesando la estratificación, se observan frecuentemente filoncillos de exudación de cuarzo, replegados.

4.3.2.4 *Cuarcitas de cruciana* (O_{12}^2)

Proceden del metamorfismo de una arenisca silícea; microscópicamente constituyen un mosaico equigranular de cuarzo que origina una textura granoblástica. Como minerales accesorios presentan: moscovita, turmalina, apatito, circón, óxidos de hierro y opacos.

(*) Marzán (268, 500-927, 250).

4.3.2.5 Serie de Luarca (O₂₋₃) y esquistos silúricos (SξV, ξV, S)

Los esquistos del Ordovícico Superior y del Silúrico presentan una foliación definida esencialmente por las micas. La crenulación por interferencia con la Fase 2 es más importante que en los esquistos de Marzán. Es frecuente observar en las preparaciones una nueva crenulación de tipo «strain-slip» más grosera que la que se produce por interferencia de la Fase 1 con la Fase 2.

Los términos más superiores de esta serie vienen afectados por una nueva fase tardía (Fase 3) que se desarrolla únicamente en las proximidades de la falla que separa la unidad del «Domo de Lugo» de la del «Ollo de Sapo».

La composición mineralógica viene dada por cuarzo, moscovita, clorita, cloritoide, material carbonoso, y como accesorios: turmalina, apatito, circón y opacos. Tanto el material carbonoso como el cloritoide son bastante más abundantes en los esquistos y ampelitas del Silúrico que en la serie de Luarca.

4.4 FACIES DE METAMORFISMO

En la Hoja de Guntín (07-07) se encuentra bien desarrollado un metamorfismo regional de presión intermedia asimilable al metamorfismo de tipo Barrowiense, aunque con un gradiente geotérmico inferior. En este metamorfismo aparece una sucesión zonal que abarca desde la epizona (zona de la clorita) hasta a catazona (zona de la sillimanita). Esquemáticamente presentada es la siguiente: zona de la clorita, zona de la biotita, zona del granate, zona de la estaurólita y zona de la sillimanita.

En principio, el comienzo de cada zona viene definido por la aparición del mineral índice que caracteriza la zona, salvo en el caso de la zona de la estaurólita, cuyo mineral índice requiere unas composiciones químicas bastante concretas para llegar a formarse; en este caso se ha considerado como zona de la estaurólita la paragénesis granate (almandino)-plagioclasa (An > 15 por 100).

Observando el mapa de isogradas se pone de manifiesto un efecto de zócalo, definiéndose estructuras de dirección general NNE-SSO., en las que se pone de manifiesto un sinclinal en el flanco occidental del «Ollo de Sapo», situando en su parte central la zona de la clorita. En los flancos de este sinclinal (núcleo del anticlinal de «Ollo de Sapo») y «Domo de Lugo» aparecen dos anticlinales térmicos en los que se puede observar que el gradiente térmico es más elevado en el «Ollo de Sapo» que en el «Domo de Lugo».

El dominio del «Domo de Lugo» presenta una gran «plataforma de estau-

rolita» (CAPDEVILA, R., 1969), llamada así por analogía con la «plataforma de sillimanita» de New Hampshire.

En el dominio del «Olló de Sapo» las isogradas están replegadas por la Fase 2.

Al funcionar la fractura que separa las unidades del «Olló de Sapo» y del «Domo de Lugo», con posterioridad al paroxismo del metamorfismo regional, la zona del granate choca con la zona de la estaurólita.

Las características del metamorfismo registrado en la Hoja parecen encuadrarlo dentro del metamorfismo regional hercínico de Galicia Oriental definido por CAPDEVILA, R., 1969. Según ese mismo autor, el grado geotérmico medio correspondiente al metamorfismo regional hercínico de Galicia Nororiental está comprendido entre 20 y 30° C/Km.

En ocasiones se pueden observar aureolas de contacto con andalucita en las proximidades de algunas intrusiones graníticas, pero que no llegan a dar una aureola cartografiable. La más importante de estas aureolas es la que se desarrolla en los esquistos ordovícicos, en el contacto con la granodiorita del macizo de Chantada-Taboada, pero como esta intrusión se produjo antes del paroxismo del metamorfismo hercínico, tuvo lugar un proceso de retrometamorfismo, encontrándose en la actualidad las andalucitas del metamorfismo de contacto sustituidas por clorita y otros minerales de alteración.

La presencia de cianita en una franja paralela a la fractura que separa los dos dominios puede explicarse por una sobrepresión anómala producida al jugar la falla.

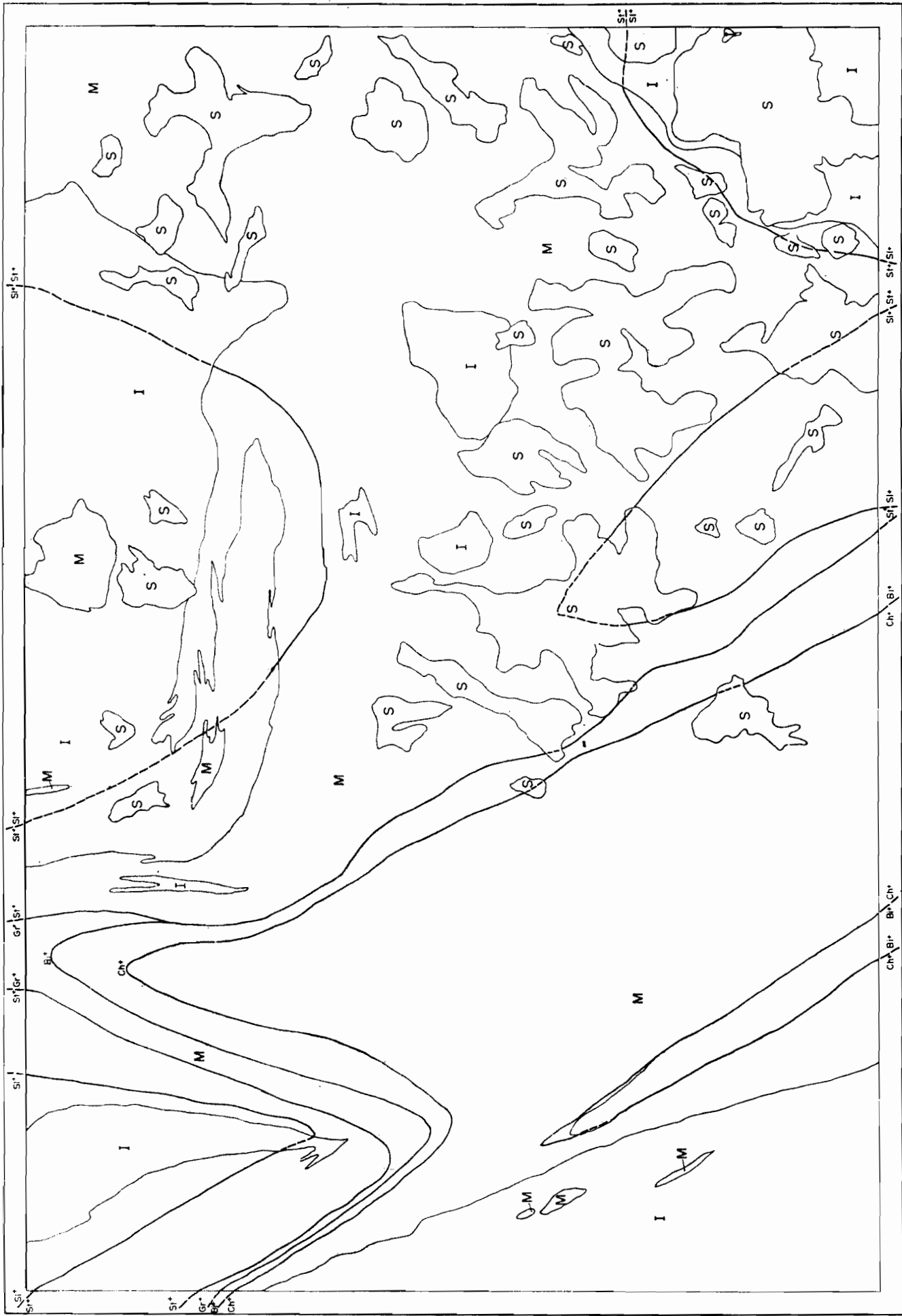
5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Desde el punto de vista de la minería, en la presente Hoja no han sido detectados yacimientos de interés. Destacan, más que por su importancia, por lo ostensible del color de la formación y la magnitud de las excavaciones practicadas, los yacimientos de hierro de Guntín y Lousadela, hoy totalmente abandonados a causa del pequeño volumen de reservas.

Se trata de un nivel conglomerático de 10-12 m., intercalado en el muro de la formación pliocuaternaria, en el que la matriz está integrada básicamente por diversos óxidos de hierro. Su origen es sedimentario y el proceso de concentración y consolidación de ámbito muy local, por lo que la importancia económica de estos yacimientos es prácticamente nula.

Como manifestaciones minerales diseminadas cabe destacar la piritita y otros sulfuros complejos dispersos en la masa de las anfíbolitas y gneis piroxénicos de las series de Villalba y Alba, respectivamente, de poco inte-



GUNTIN (isogradas)

ISOGRADAS

- SI Silimanita
- Gr Granate
- St Estaurolita
- Bl Biotita
- Ch Clorita

LEYENDA

- I ROCAS IGNEAS
- M ROCAS METAMORFICAS
- S ROCAS SEDIMENTARIAS

rés, dadas las condiciones de afloramiento de estas rocas y el limitado volumen de mena metálica diseminada en ellas.

Destacan por su posible interés futuro los filones de pegmatita que atraviesan las inyecciones graníticas de la unidad del «Domo de Lugo», en los que se han encontrado berilos y turmalinas de gran tamaño, y es probable que una investigación específica incidente sobre ellos ponga de manifiesto la presencia de otras mineralizaciones de interés económico, principalmente de litio y estaño.

En algunas diaclasas del macizo de la granodiorita precoz (dominio del «Ollo de Sapo») se ha encontrado mispíquel en pequeñas rosetas de filamentos radiales, de algunos centímetros de diámetro.

Relacionadas con las pizarras grafitosas silúricas del sector Nespereira-Guntín-Lousadela (*), aparecen ciertas anomalías geoquímicas positivas de Cu, Pb y Zn. Asimismo, esta formación presenta, más al Norte, otras anomalías positivas, principalmente en Cu. Por su parte, la serie ordovícica presenta también numerosos enclaves anómalos positivos en Pb y Zn.

5.2 CANTERAS

En este aspecto, la presente Hoja es asiento de una variada y rica gama de rocas y materiales de indudable interés económico.

Destacan las rocas graníticas, con litotipos bastante diversos y de aplicabilidad industrial igualmente muy variada, aunque pueden agruparse en las siguientes categorías:

- a) Rocas ornamentales.
- b) Rocas de construcción.
- c) Aridos.
- d) Materiales para productos cerámicos.

- a) Destacan entre las rocas graníticas las granodioritas con megacristales, de textura, estructura y disyunción favorables, para el serrado y pulido de planchas. Los yacimientos principales se sitúan en Piñeiro (**) (ángulo SE. de la Hoja) y zona de Fuentecubierta y Lestedo (cuadrante SO) (***).

Tendrían un extraordinario valor en este aspecto las anfibolitas y gneis anfíbol-piroxénicos precámbricos si el grosor de las capas y las condiciones de afloramiento fueran favorables.

(*) Nespereira (270, 700-922, 800); Guntín (927, 950-273, 100); Lousadela (272, 350-926, 300).

(**) Piñeiro (286, 450-922, 650).

(***) Fuentecubierta (260, 800-928, 850); Lestedo (262, 875-926, 550).

- b) Reúnen excelentes características como tales todas las rocas graníticas cartografiadas en la Hoja, las cuarcitas de la «Serie de Alba», diques de cuarzo y doleritas, y eventualmente algunos afloramientos de los esquistos precámbricos.

Entre ellos merecen ser destacados los afloramientos de granito de dos micas de Pradeda y Castelo, en donde se ubican numerosas canteras dedicadas a obtener bloques paralelepípedicos de dimensiones y aplicaciones variadas, dentro del ramo de la construcción.

Las cuarcitas tableadas de Alba constituyen un excelente material para la obtención de plaquetas de grosor diverso, aplicables en jardinería, revestimiento de zócalo de edificaciones o pavimentos resistentes u otras eventuales aplicaciones.

- c) Están siendo empleados para esta rama industrial algunos de los granitos y granodioritas estudiados en la Hoja, pese a la acusada alterabilidad de los feldespatos y micas y la textura granuda de estas rocas, desfavorable para la obtención de granulometrías finas por trituración. Son, sin embargo, de extraordinario interés en este aspecto los microgranitos del macizo de Bóveda-Hombreiro, los diques de dolerita y las aplitas dispersas por dicho macizo.

Como áridos rodados y materiales de préstamo importante pueden reseñarse los depósitos aluviales del Miño y algunos tramos del Pliocuaternario de la Hoja.

- d) Merecen ser destacados los depósitos pliocuaternarios del sur de la Hoja, entre Navallos (*) y la C. L. de Lugo a Puertomarín. Se trata de arcillas grises, algo arenosas, en capas horizontales de hasta 4 m. de potencia. Han sido intensamente explotadas. La formación reúne, en este sector, gran volumen de reservas disponibles.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La impermeabilidad textural de las rocas del substrato ígneo y metamórfico de la Hoja condiciona la inexistencia de acuíferos regionales de interés. A escala local es posible hallar niveles freáticos y acuíferos importantes relacionados con zonas de fractura. Sin embargo, las surgencias encontradas en el área del estudio responden, en su mayor parte, a niveles granulares de notable permeabilidad, intercalados en la formación pliocuaternaria. Tales

(*) Navallos (280, 400-921, 600).

acuíferos tienen interés muy restringido, dado el pequeño caudal que podrían suministrar, en función del grosor de la capa permeable y la limitada extensión de su cuenca de recepción.

En cualquier caso, y gracias al elevado índice pluviométrico de la región (1.000 mm. anuales), las posibilidades de alumbramiento de agua subterránea para caudales domésticos en cualquier punto de la zona exige, como únicas condiciones, la presencia de un suelo de alteración potente (varios metros) y una topografía relativamente suave.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeillees dans le NW de la P. Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 269, pp. 138-141.
- ARPS, C. E. S. (1970).—«Petrology of a part of the western Galician Basement Between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 46, pp. 57-155.
- AVE LALLEMANT, H. (1965).—«Petrology petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes Muros Region». *Leidse Geol. Med.*, pp. 147-175.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1971).—«La structure de la chaine Hercynienne de la Meseta Iberique: comparaison avec les segments voisins». *Collection colloques et seminaires. Institut Français du Petrole*, t. 1, vol. 4, pp. 61-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrian de la Mesete Iberique». *Coll. Intern. C. N. R. S.*, Paris, 192, pp. 315-335.
- BARROIS, C. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice (Espagne)». *Mem. Soc. Geol. de Nord.*, 2, 1, 630 p.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique». *Mémoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- BIZOVARD, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Micronalyse de grenats d'aplités et de granites de Galice orientale». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 299-304.
- BOILLLOT et al. (1972).—«Congreso I. F. P. de París».
- BONHOMME, M.; MENDE, S. F., et VIALETTE, Y. (1961).—«Age absolu par la méthode au strontium des granites de Sintra et de Castro Daire au Portugal». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 252, pp. 3.305-3.306.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, I. (1965).—«Premières mesures d'âge absolu effectuées par la methode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (NW de L'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 260, pp. 5.081-5.083.

- (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2.527-2.530.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne». *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 80, pp. 157-174.
- (1966).—«Sur la présence de sillons basiques et ultrabasiques métamorphiques dans la région de Villalba (Lugo-Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 2.193-2.196.
- (1967 a).—«Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne) comparaisons avec les données expérimentales et applications pétrogénétiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.694-1.697.
- (1967 b).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le nord-ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León)». *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, 7, pp. 277-279.
- (1968 a).—«Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 266, pp. 309-312.
- (1968 b).—«Les types de métamorphisme intermédiaires de basse pression dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 1.924-1.927.
- (1968 c).—«La symétrie du chloritoïde dans les micaschistes de Galice nord-orientale, NW de l'Espagne». *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 91, pp. 508-510.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale». *These Université de Montpellier*, 431 pp.
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P. (1969).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distributions dans le nord-ouest de l'Espagne». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 215-225.
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *Publ. Extranjeras Geol. Esp. C. S. I. C.*, vol. 5, pp. 61-90.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL I.G.M.E. (1973).—«Memoria de la Hoja de Lugo (07-06) (MAGNA)». En prensa.
- DROT, J., et MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite Galicia y León». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 93, pp. 87-92.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orreaga». *These de l'Université de Bordeaux*, 1, 249 p.
- FLOOR, P. (1966 b).—«Los metasedimentos y gneises graníticos antehercynianos». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 223-234.

- (1968).—«Basament rocks or western Galicia as sources for the minin Ria de Arosa». *Trab. Lab. Geol. de Lage*, 34, pp. 77-84.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de correlation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 83, pp. 242-244.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Cien., Oviedo*, 6, 1, pp. 131-143.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1972).—«Memoria de la Hoja de Chantada (07-09)». *Div. Geol. del I. G. M. E. (MAGNA)*.
- (1972).—«Memoria de la Hoja de Nogueira de Ramuín (07-10)». *Div. Geol. I. G. M. E. (MAGNA)*.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Ibid.*, 36, pp. 277-299.
- (1935).—«El Sistema Cambriano». *Ibid.*, 41, pp. 291-525.
- (1935).—«Hierros de Galicia». *Ibid.*, 42, 769 p.
- (1942).—«El sistema Siluriano». *Ibid.*, 45, 789 p.
- (1960).—«Graptolítidos Españoles». *Not. Com. I. G. M. E.*, 57, pp. 3-77.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalín unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia». *Koninkl. Nederl. Ak Van Wetenss.*, vol. 74, 4, pp. 1-10.
- KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on recontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse, Geol. Med.*, vol. 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).—«Enige probleme der Iberischen Meseta». *Geotekl. Forsch.*, 6, pp. 1-122.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical Petrology or polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 237-325.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase Herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XV, 4, Oviedo, pp. 59-64.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NO. de España)». *Tes. Doct. Fac. Cienc. Univ. de Oviedo*.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». *Studia Geológica*, v. pp. 7-106.
- MATTAUER, M. (1973).—«Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre». *Collection Méthodes, Hermann. Paris*.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoique de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 7, pp. 243-245.
- (1964 a).—«Sur la volcanisme silurien du synclinal de Truchas». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2, pp. 57-588.

- (1964 b).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 259, pp. 1.981-1.984.
- (1967).—«Le Precambrien Superieur schisto-gresex de l'ouest des Asturies et ses relations avec les series Precambriennes plus internes de L'Arc Galicien». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.769-1.772.
- MATTE, Ph., et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le paleozoique dans le nord-ouest de la Peninsule Iberique: grandes nappes ou extrusion». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 2.268-2.271.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. du lab. de Geol. Fac. Sc. Grenoble*, vol. 44, pp. 1-128.
- (1969).—«Les kink-bands exemple de deformación tardive dans l'Hercynien du nord-ouest de la Espagne». *Tectonophyses-Elsevier Publishing Company*, vol. 7, 4, pp. 309-322.
- NISSEN, H. U. (1959).—«Deformation und kristallisation in norwest-spanischen kustengebirge bei Vivero». *Dis. Math. Natur. Fak. Univ. Münster*, 300 p.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 88, pp. 31-42.
- (1966).—«Stratigraphie magmatismus und tecktonik der montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada, in nordwest Spanien». *Geotekt Forsch.*, 27, pp. 71-146.
- PARGA-PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 21, páginas 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—«Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín». *Bol. R. Soc. España. Hist. Nat.*, 61, pp. 83-88.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la Géologie de "l'Ollo de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du nor-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarcítica de Gistral. Lugo». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 87, pp. 59-90.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHLURE, R.; HEBEDA, E., y VERDUMEN, E. (1970).—«Dating events or acid plutonism throught the paleozoic of the western Iberian Peninsula». *Ecloge Geol. Helv.*, vol. 63, 1, pp. 225-274.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolitos en la provincia de Lugo». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 65, pp. 61-82.
- RIBEIRO, A., y REBELO, A. (1966).—«Stratigraphie et structure de tras Os Montes Oriental Portugal». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 293-300.

- (1969).—«Problemes stratigraphiques et tectoniques de Tras Os Montes Oriental». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 101-105.
- RIEMER, W. (1963).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 7-20.
- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- SEILACHER, A. (1964).—«Biogenic sedimentary structures». In J. IMBRIE & N. D. NEWELL (Edit.): *Approaches to Paleocology*, p. 296, John Wiley and Sons Inc., New York.
- SITTER, L. U. de (1949).—«The developmen of the Paleozoic in Nordwest Spain». *Geol. Mijnb.*, 11, 11.
- TEX, E. den (1966).—«Apercu petrologiques et structural de la Galicie cristal-line». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den, and FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Ed. Technip*, París.
- VIDAL, BOX, E. (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. Hist. Nat.*, vol. 29, pp. 121-153.
- WAGNER, R. H. (1964).—«Ideas sobre el significado tectónico y paleogeográfico del arco astúrico en el noroeste de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 62, pp. 343-346.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nodostluchen provinz lugo, NW Spanien», *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- YPMA, P. J. M. (1966).—«Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)». *Leid. Geol. Meded.*, 36, pp. 279-291.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica». *Tes. Doct. Fac. Cienc. Univ. de Oviedo*.
- ZUREN, A. Van (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA