



# IGME

72

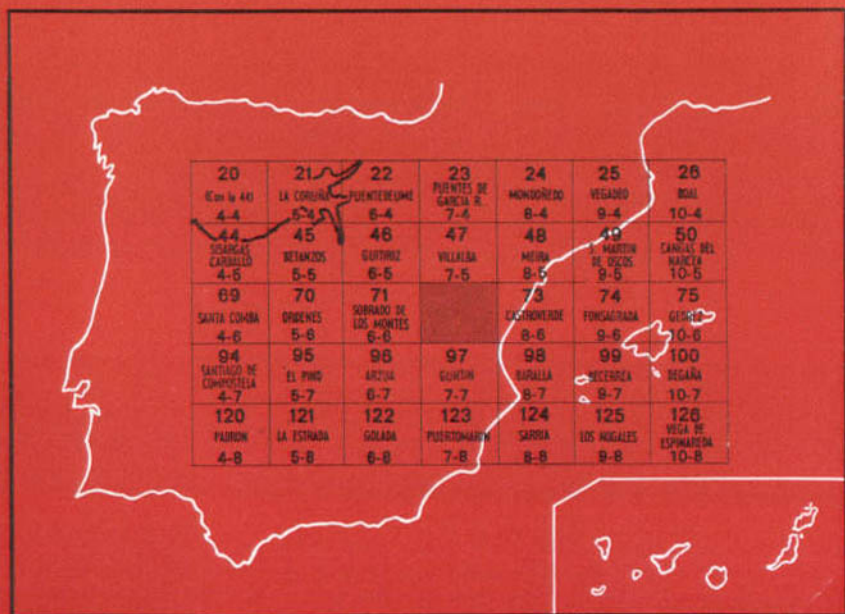
7-6

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# LUGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**LUGO**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

*Dirección del proyecto:* D. Fernando García Salinas.

*Coordinación:* D. José Abril Hurtado.

*Geología de campo y gabinete:* D. Manuel de Tena-Dávila Ruiz.

*Colaboración Universidad francesa:* M. R. Capdevilla (Université de Rennes, laboratoire associé au CNRS, núm. 174).

#### **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 · 28.147 - 1975

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

## **1 INTRODUCCION**

La empresa GEOTEHIC ha realizado el estudio geológico de la Hoja número 07-06, Lugo, por encargo del IGME, siguiendo las directrices establecidas en el MAGNA, de cuyo proyecto forma parte esta Hoja integrada en el Bloque 1-6.

La ejecución de este trabajo se ha basado, principalmente, en las publicaciones de C. BARROIS, 1882; P. HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915-1960; R. CAPDEVILA, 1964-1970; P. MATTE, 1964-1968; I. PARGA PONDAL, 1963-1967, y L. GARCIA DE FIGUEROLA, 1965. Asimismo, se han tenido en cuenta los trabajos realizados por R. WALTER; H. V. NISSEN, y W. RIEMER en zonas próximas a la Hoja. Han intervenido temporalmente en campo R. CAPDEVILA; F. G. LODEIRO, y M. IGLESIAS.

## **2 ESTRATIGRAFIA**

En la Hoja núm. 07-06 (Lugo) se distinguen, desde el punto de vista tanto estratigráfico como tectónico, dos unidades:

- Unidad del Domo de Lugo (zona este).
- Unidad del Ojlo de Sapo (zona oeste).

El Domo de Lugo viene representado por series precámbricas, mientras que en la unidad del Olló de Sapo, sobre la formación precámbrica, descansan las series ordovícicas y silúricas.

Las formaciones terciarias y cuaternarias se estudian al final del capítulo por ser de características similares en ambas unidades.

## 2.1 UNIDAD DEL DOMO DE LUGO

### 2.1.1 Precámbrico

En los trabajos anteriores, el Precámbrico de esta unidad se denominaba serie de Villalba (BARROIS, C., 1968); (CAPDEVILA, R., 1969). En la realización de este trabajo se ha establecido una estratigrafía más detallada de esta serie, habiéndose dividido cartográficamente en dos tramos: superior, serie de Villalba (s. str.), y otro inferior o serie de Alba (San Juan de Alba,  $x=273.305$ ;  $y=969.203$ ).

#### 2.1.1.1 *Serie de Alba* (PC)

Presenta, de muro a techo, la siguiente sucesión estratigráfica:

a) Esquistos micacíticos muy moscovíticos de coloración amarillenta y con irisaciones que se caracterizan por la presencia de poiquiloblastos de granate, estaurólita, andalucita y cianita. Estos minerales se reconocen de visu, llegando a encontrarse granates de hasta 2 cm. de diámetro.

Estas micacitas corresponden, en origen, a sedimentos arcillosos ricos en alúmina y hierro a la vez que pobres en calcio y magnesio.

Dentro de este tramo aparecen, localmente, lentejones de clorititas con granates que probablemente tienen origen orto.

Es difícil dar la potencia de este tramo debido a la escasez de buenos afloramientos y a la intensa deformación, aunque puede estimarse en unos centenares de metros.

b) Sobre el tramo anterior aparece un nivel detrítico de cuarcitas feldespáticas tableadas en pequeñas capas de 5 a 10 cm. de espesor que intercalan niveles micacíticos más finos.

Este tramo corresponde, en origen, a una serie rítmica de areniscas arcóscicas alternantes con pelitas. La potencia total de este nivel cuarcítico oscila entre 40 y 50 m.

c) Sobre las cuarcitas y en el techo de la serie de Alba aparece un nivel de unos 40 a 50 m. de potencia de micacitas homogéneas y de origen pelítico, en las que ocasionalmente pueden aparecer poiquiloblastos.

#### 2.1.1.2 *Serie de Villalba* (s. str.) PC $\xi$ + $\xi_A$ )

Viene representada por un conjunto de micacitas y neises pelíticos con

granates que intercalan lentejones de neises anfibólicos cuyos anfíboles se distribuyen en rosetas en la foliación. Estos neises anfibólicos pueden representar antiguas capas de grauwackas calcomagnesianas, mientras que micacitas y neises pelíticos provienen de sedimentos pelíticos-feldespáticos.

Es difícil establecer la potencia de este tramo, ya que con anterioridad a la deposición del suprayacente la serie de Villalba se ha erosionado. El espesor mínimo calculado parece superar los 500 m.

Las series de Alba y Villalba se han datado como precámbricas, ya que sobre ellas descansa el Cámbrico discordantemente (BARROIS, C., 1882, y CAPDEVILA, R., 1969).

La división aquí establecida, entre las series de Alba y Villalba, no tiene ningún valor sedimentológico, pues la serie de Villalba debería empezar en el nivel detrítico de las cuarcitas tableadas, continuándose con las micacitas superiores y la serie de Villalba (s. str.); ahora bien, las posibilidades de que se disponía han hecho cartografiables con precisión únicamente las unidades definidas.

De todas formas, las dos series de Alba y Villalba parecen pertenecer a un mismo conjunto, ya que no se puede observar discordancia entre ambos tramos.

## 2.2 UNIDAD DEL OLLO DE SAPO

### 2.2.1 Precámbrico

Viene representado por la formación Olló de Sapo en sus facies inferior de grano grueso y la superior de grano fino.

#### 2.2.1.1 *Olló de Sapo de grano grueso* (PCζ)

Está constituido por neises glandulares asociados a granitos anatéticos que provienen de grauwackas feldespáticas con megacrístales, asociadas a lavas ácidas.

Estos neises se caracterizan por presentar cuarzos azulados de 1 cm. de diámetro y feldespatos subidiomorfos de hasta 8 cm. de largo, que están inmersos en una matriz micacítica. En la parte sur del anticlinorio de Guitiriz aparecen fuertemente migmatizados.

No se puede concretar la potencia de la formación debido a no conocerse el límite inferior, si bien parece ser de varios centenares de metros.

La edad es precámbrica, al encontrarse bajo el Olló de Sapo de grano fino también Precámbrico.

#### 2.2.1.2 *Olló de Sapo de grano fino* (PC<sub>w</sub>)

Es una facies superior del Olló de Sapo.

Se trata en origen de grauwackas feldespáticas localmente asociadas a

efusiones riolíticas que han dado lugar a un tramo de neises ocelados de grano fino, con inyecciones de granitos anatóxicos y alternantes con algunos niveles micacíticos y cuarcíticos.

La potencia mínima de la formación se puede calcular en unas decenas de metros. Su edad es precámbrica, al estar cubierta por formaciones cámbricas en Miranda do Douro (Portugal); zona meridional de la Cordillera Central y de la Sierra Segundera (BARD, J. P., et al., 1972).

## 2.2.2 Ordovícico

Sobre el Olló de Sapo y probablemente discordante se apoya una formación de esquistos esencialmente micáceos ( $O_{12}^1$ ), constituida por los siguientes tramos, que de muro a techo son:

### 2.2.2.1 Microconglomerados ( $O_{12}^1cg$ )

Cuarzo feldespático de color blanco con elementos de plagioclasa y cuarzos azulados de diámetro inferior a 1 cm. y con un cemento cuarzo-feldespático fino.

El espesor máximo es de 15 m., aunque para hacerlo representable se ha exagerado su potencia en la cartografía. La distribución del microconglomerado metamorfozido no es continua, estando representado únicamente al N. de la Hoja.

### 2.2.2.2 Esquistos ( $O_{12}^1$ ), migmatizados ( $O_{12}^1\gamma$ ) y cuarcitas

Directamente sobre el Olló de Sapo o sobre el microconglomerado anterior se apoya una serie de esquistos pelíticos que, en los términos más bajos, engloban cuarzos azulados a la vez que intercalan niveles centimétricos de cuarcitas más o menos feldespáticas, en los que se encuentran «load coasts», «slumpings», «ripple marks» y estratificaciones entrecruzadas. Se observa una gradación de secuencia normal en el espesor y cantidad de los bancos detríticos, aumentando el material pelítico hacia la parte superior.

En el macizo de Puebla de Parga esta formación aparece migmatizada y/o inyectada por la granodiorita precoz con megacristales ( $O_{12}^1\gamma$ ). Asimismo, en la parte sur del anticlinorio de Guitiriz, entre los granitos de la parte suroeste de la Hoja, esta serie aparece fuertemente migmatizada.

Hacia la base, a unos metros del contacto con el Olló de Sapo, se encuentra generalmente un banco de cuarcita de unos 7 m. de potencia, que en el flanco noroccidental del anticlinal del Olló de Sapo se ha podido cartografiar.

Estos esquistos intercalan lentejones ferríferos de origen oolítico, que

por su discontinuidad y pequeña cuantía no han despertado interés económico.

La potencia total de esta serie alcanza de 300 a 400 m., habiendo sido datada como Skidawiense, ya que en la región de Sanabria y en las cuarcitas basales, SEILACHER ha encontrado Crucianas de esta edad (MATTE, P., 1968).

#### 2.2.2.3 *Cuarcitas de Crucianas* ( $O_{12}^2$ )

La serie Skidawiense se termina con un potente banco de cuarcitas ( $O_{12}^2$ ), con estratificaciones entrecruzadas y con algunos finos niveles de esquistos intercalados.

Al estar esta formación replegada por la segunda fase hercínica, su extensión de afloramiento es variable.

La datación de estas cuarcitas como Skidawiense es debido a que en las zonas con baja intensidad de metamorfismo, de Monforte hacia el Sur, se han encontrado Crucianas de esta edad (RIEMER, D., 1963; MATTE, P., 1968).

#### 2.2.2.4 *Serie de Luarca* ( $O_{2-3}$ )

El Ordovícico Medio y Superior viene representado por la serie de Luarca, de esquistos de tonalidad azulada de grano generalmente muy fino y con pocas intercalaciones cuarcíticas ( $O_{2-3}$ ).

Esta formación intercala lentejones ferríferos de origen oolítico, que en Vivero, Ponferrada, etc., han sido explotados. La edad de esta formación abarca desde el Llanvirniense hasta el Ordovícico Superior. Así, en la Hoja de Villalba (07-05) se han encontrado crinoides y pleuras de trilobites datados como Ordovícico Superior.

### 2.2.3 **Silúrico**

#### 2.2.3.1 *Ampelitas* ( $S\xi_v$ )

Comienza el Silúrico con un nivel ampelítico ( $S\xi_v$ ), en el que se ha encontrado, en la Hoja de Villalba (07-05), varios ejemplares de graptolitos datados en edades comprendidas entre Llandovery Superior y Ludlow Inferior. Es un nivel plástico de potencia variable entre 20 y 30 m., por lo que se trata de un piso compresivo de edad Llandovery Superior-Ludlow Inferior.

#### 2.2.3.2 *Esquistos grafitosos* (S)

Encima de este nivel ampelítico se desarrolla una serie de esquistos generalmente grafitosos (S), que intercalan diversos niveles alentejonados de ampelitas ( $\xi V$ ). Estos esquistos corresponden a sedimentos pelíticos ricos en Al y Fe y relativamente pobres en K, Ca y Mg, en los que, debido al



O

## UNIDAD DEL "OLLO DE SAPO"

E

## UNIDAD DEL "DOMO DE LUGO"

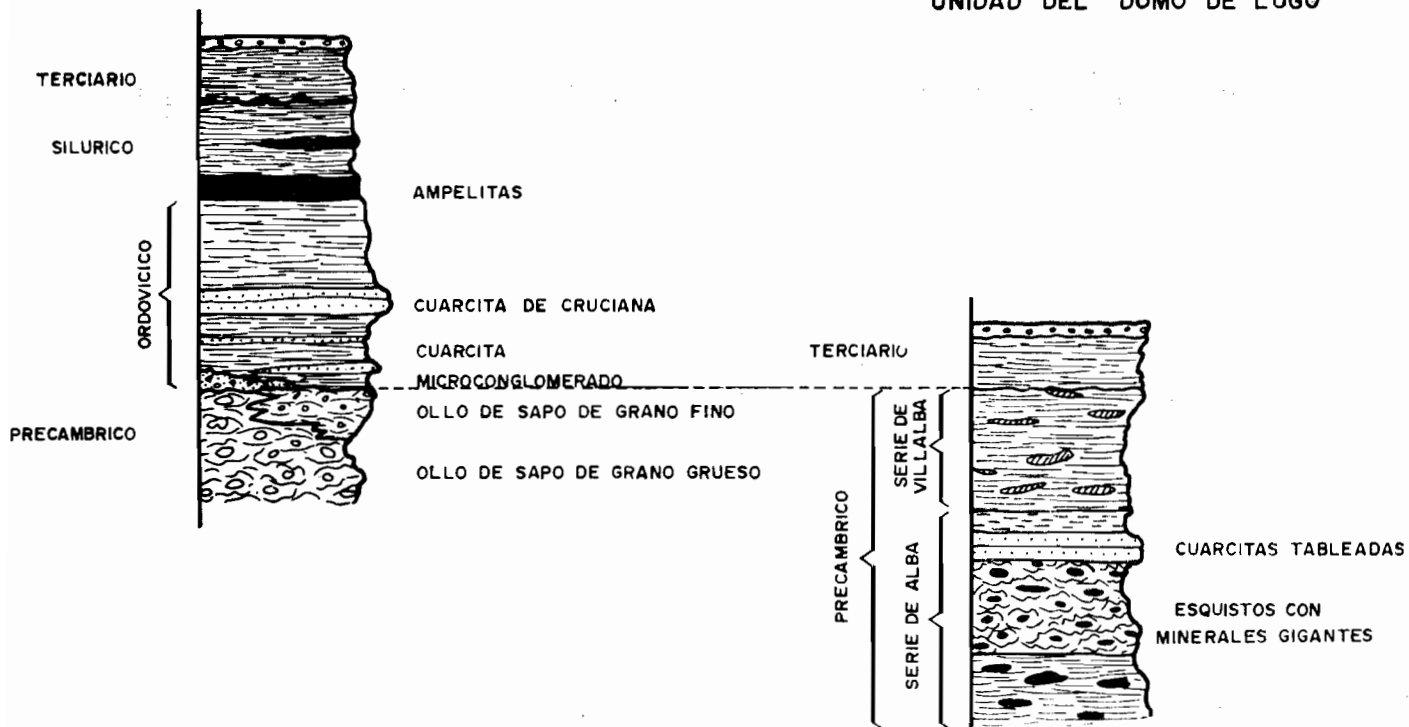


Fig. 1.—Columnas estratigráficas esquemáticas de las unidades del Ollito de Sapo y Domo de Lugo

proceso metamórfico, se han desarrollado estaurolitas, granates, cianitas y en mayor cantidad cloritoides.

La potencia de la formación no puede ser fijada con exactitud por no tener techo que la delimite, pero se estima en 1.000 m. aproximadamente.

### 2.3 Terciario (T)

La formación terciaria viene representada por un nivel arcósico en la base, unas arcillas y margas que intercalan algún nivel más detrítico y un nivel superior conglomerático.

Las arcosas son grises, de grano fino a medio, mal compactadas, y se encuentran en finos niveles que no suelen superar los 2 m. de potencia.

Las arcillas y margas arcillosas son verdosas con finos niveles rojizos. Su potencia varía en función de su emplazamiento, oscilando entre 3 y 20 m. aproximadamente. En la Hoja de Puentes de García Rodríguez (07-04) estas arcillas intercalan lignitos explotables, alcanzando potencias de algunos centenares de metros. En la Hoja de Villalba se han encontrado Ostrácodos y Charáceas que datan esta formación como de edad Neógeno.

Este Terciario yace horizontalmente fosilizando un relieve premioceno o bien rellenando fosas tectónicas recientes de origen distensional que, en algunos sitios, pueden producir saltos de falla importantes que implican potencias de algún centenar de metros en los materiales terciarios.

Encima, y recubriendo arcillas y margas, hay un nivel conglomerático de 1,5 m. de espesor, muy suelto, y tipo raña, con cantos de cuarcita subangulosos de hasta 10 cm. de diámetro y heterométricos que están inmersos en una matriz arcillo-limosa.

### 2.4 Cuaternario (Q)

Consta de limos eluvio-aluviales que generalmente descansan sobre el Terciario. Asimismo se encuentran coluviones de ladera y terrazas locales.

En la confluencia de los ríos Ladra y Parga se encuentra una terraza de una potencia mínima de 7 m., formada por cantos cuarcíticos subangulosos, de tamaño comprendido entre 0,1 y 8 cm., mal cementados y con matriz arenosa. Intercala lentejones arenosos y conglomeráticos y se aprecian estratificaciones entrecruzadas.

## 3 TECTÓNICA

### 3.1 PRINCIPALES FASES DE DEFORMACION

#### 3.1.1 Fases antehercínicas

La Hoja de Lugo (07-06) se encuentra enclavada en la cadena hercínica en las estribaciones correspondientes a la virgación Astur-Galaica, donde

los movimientos orogénicos antehercínicos no han tenido gran importancia desde el punto de vista de la deformación.

Estas fases se han manifestado fundamentalmente como movimientos pirogénicos, siendo los más importantes los datados entre Precámbrico-Cámbrico (Cadomienses) y Cámbrico-Skidawiense (Sárdicos).

Como quiera que en la unidad del Domo de Lugo no hay depósitos paleozoicos, estas fases se encuentran únicamente en la unidad del Olló de Sapo.

#### 3.1.1.1 *Unidad del Olló de Sapo*

No hay evidencias microtectónicas de discordancia entre el Olló de Sapo y la base del Paleozoico, representada aquí por el Skidawiense. Ahora bien, se observa lo siguiente:

- Existencia de una laguna estratigráfica durante el Cámbrico.
- El Ordovícico Inferior viene representado en esta Hoja por un microconglomerado de base.
- Este Ordovícico Inferior descansa, bien sobre el microconglomerado, bien sobre el Olló de Sapo de grano fino o sobre el de grano grueso.

Estas observaciones implican la posibilidad de una discordancia Precámbrico-Ordovícico, si bien las deformaciones prepaleozoicas no han sido muy intensas.

Puede tratarse de una discordancia Sárdica de cuya existencia se tienen datos en las zonas más internas de la cadena y/o Cadomiense, ya que no hay datos para determinar con certeza cuál de las orogenias es causa de los posibles movimientos que han originado esta discordancia.

#### 3.1.2 **Fases hercínicas**

Se conocen en Galicia oriental varias fases de deformación, de fractura o de plegamiento, de origen Hercínico.

Las deformaciones más importantes corresponden a dos fases de plegamiento que, según su edad relativa, se han denominado fase 1 y fase 2 (MATTE, P., 1968).

##### 3.1.2.1 *Fase 1*

En la unidad del Domo de Lugo esta primera fase de deformación se caracteriza:

A escala megaestructural por el pliegue acostado de Mondoñedo-Lugo-Sarria de dirección N.-S., vergente hacia el E. y de gran amplitud (20 km. de flanco invertido en la región de Mondoñedo). Esta Hoja de Lugo comprende una pequeña parte del flanco normal de este gran pliegue acostado.

A escala mésoestructural, la fase 1 se manifiesta a través de pequeños

pliegues acostados de arrastre, como el de San Vicente de Pena o el de San Juan de Alba en la Hoja de Villalba, que presenta un flanco invertido de 3 kilómetros.

Microestructuralmente se caracteriza por una foliación de plano axial horizontal en micropliegues similares isoclinales, acostados y vergentes hacia el Este. El eje *b* de los pliegues presenta una dirección general N.-S.

Las micacitas presentan una lineación mineral E.-O. que corresponde a un estiramiento de los pliegues según el eje *a*.

En los neises anfibólicos la deformación se traduce generalmente en un «boudinage», así como en una dispersión de los anfiboles dentro del plano  $S_1$ .

En la unidad del Olló de Sapo la deformación de fase 1 se observa únicamente a escala microestructural.

A escala megaestructural es probable que la unidad del Olló de Sapo formase parte de un gran pliegue acostado vergente hacia el E., siendo visible el flanco normal. Sin embargo, no hay evidencias de esta megaestructura.

A escala microestructural se manifiesta por una esquistosidad deformada por la fase 2 y por micropliegues similares, isoclinales, originalmente acostados.

Así, las características estructurales definidas por la fase 1 en esta Hoja se resumen en pliegues acostados, isoclinales, de tipo pénnico, dirección aproximada N.-S. y con vergencia hacia el E. La esquistosidad de flujo es subhorizontal y generalmente coincidente con la estratificación, salvo en las zonas de charnela.

Esta fase va acompañada de un metamorfismo de tipo mesozonal intermedio de baja presión.

### 3.1.2.2 Fase 2

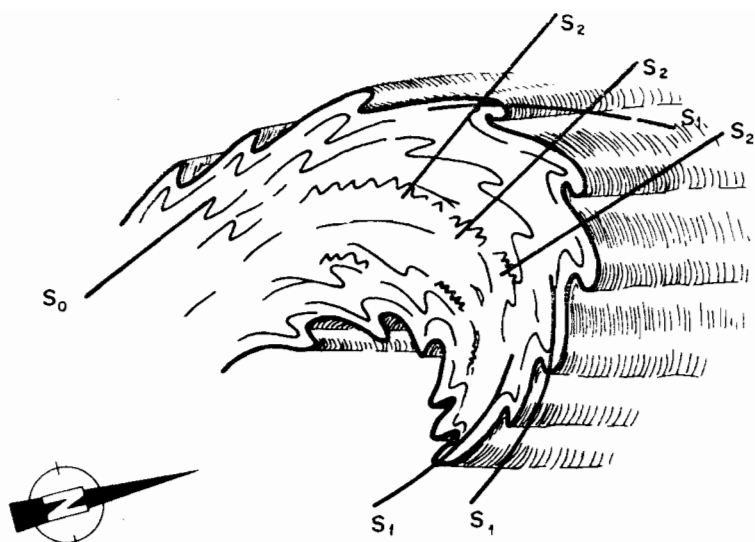
Esta fase es la responsable de las macroestructuras visibles actualmente en la unidad del Olló de Sapo, atenuándose su importancia de O. a E. de forma que, en la unidad del Domo de Lugo, su influencia es pequeña.

Características de la fase 2 en la unidad del Olló de Sapo:

A escala megaestructural se manifiesta por el anticlinorio de Guitiriz, de plano axial subvertical, con dirección N.-S. y vergente hacia el E. En esta Hoja únicamente aflora el borde SE. de esta megaestructura.

A escala mesoestructural la fase 2 se traduce por toda una serie de pliegues que forman el anticlinal de Guitiriz.

A escala microestructural se observan micropliegues similares isoclinales en las metapelitas, aunque son menos apretados que los de fase 1. Presentan dirección N.-S., plano axial subvertical y vergencia hacia el E. Generalmente están acompañados de esquistosidad de plano axial.



S<sub>0</sub> ESTRATIFICACION ORIGINAL

S<sub>1</sub> ESQUISTOSIDAD DE LA 1ª FASE DE DEFORMACION

S<sub>2</sub> ESQUISTOSIDAD DE LA 2ª FASE DE DEFORMACION

Fig. 2.—Esquema mostrando la superposición de fases en el dominio del Ojo de Sapo

En los esquistos ordovícicos se puede ver una esquistosidad de flujo que transpone la S<sub>0</sub> y S<sub>1</sub> totalmente.

Asimismo, en los esquistos ordovícicos y silúricos se puede observar una esquistosidad de crenulación que afecta a la S<sub>1</sub>.

En las cuarcitas se observa frecuentemente una simple esquistosidad de fractura relacionada con esta fase.

Localmente no se observa la S<sub>2</sub>, lo que implica que la deformación de fase 2 se desarrolla por encima del frente de esquistosidad.

Las lineaciones de intersección de la S<sub>2</sub> con la S<sub>1</sub> ó S<sub>0</sub> son N-S.

En el Domo de Lugo la f<sub>2</sub> queda reflejada:

A escala megaestructural por el abombamiento responsable de la formación del Domo de Lugo.

A escala microestructural se observan microplegues de arrastre con una esquistosidad de crenulación o de fractura.

Así, la segunda fase de deformación se caracteriza por pliegues de plano axial subvertical, de dirección N.-S., vergentes hacia el E. y con una esquistosidad de crenulación y «strain slip». Las estructuras de esta fase deforman las de fase 1, siendo ambas homoaxiales.

Esta fase de deformación se desarrolla cuando el proceso de metamorfismo alcanza sus estadios finales.

### 3.1.2.3 *Relaciones estructurales entre las unidades Ollo de Sapo y Domo de Lugo*

El contacto entre estas dos unidades es de tipo tectónico, manifestándose su importancia por:

- Separar dos dominios de estratigrafía distinta.
- Diferenciar dos dominios donde la  $f_2$  presenta un comportamiento tectónico distinto.
- Por estar ligado a un metamorfismo de más alta presión.

Las características estructurales de este contacto son:

a) Actualmente el contacto está constituido por una falla normal de dirección general N.-S. y con un plano de falla buzando  $60^\circ$  O. Se encuentran espejos de falla con estrías verticales que indican que el labio O., que corresponde con el de menor intensidad de metamorfismo, es el labio hundido.

b) El labio hundido presenta, en una extensión de 2 a 3 km. al O. de la fractura, «kink-bands» y pliegues chevron de plano axial horizontal o ligeramente buzante hacia el E., que se formarían por distensión durante el juego de la falla normal (MATTE, P., 1968). Como quiera que estas estructuras deforman la  $S_2$ , esta falla ha rejugado posteriormente a la  $f_2$ .

c) El labio levantado presenta, en una extensión aproximada de 2 a 3 km. al E. del accidente, una esquistosidad paralela al contacto con un buzamiento actual de  $45^\circ$  O. Esta esquistosidad es postfase 1 y antifase 2 (deforma la granodiorita precoz del macizo de Santa Eulalia y el granito de dos micas del macizo de Hombreiro, mientras que parece estar débilmente afectada por la  $f_2$  en la Hoja de Villalba, núm. 07-05).

Esta esquistosidad que aplasta los poiquiloblastos de las micacitas está acompañada de un estiramiento mineral E.-O. muy intenso, pero no de estructuras de tipo pliegue.

Por su localización, esta esquistosidad parece constituir la prueba de la existencia de un cabalgamiento profundo de la unidad del Ollo de Sapo sobre el Domo de Lugo en la interfase 1-2. La amplitud del cabalgamiento puede ser importante, ya que la paleogeografía de los dominios es muy diferente.

#### 3.1.2.4 *Fases tardías*

Se manifiestan a través de micro y mesoestructuras localizadas que afectan a las  $S_1$  y  $S_2$ .

En el Ordovícico y Silúrico aparecen frecuentemente «kink-bands» tardíos, aislados o conjugados y con planos axiales generalmente verticales.

Con posterioridad a las deformaciones descritas se desarrolla un sistema de fracturas de desgarre, generalmente senestras y de dirección SO.-NE. que corresponden a un sistema de compresión N.-S. que afectó a Galicia al final de la orogenia Hercínica. Estas fracturas ocasionalmente están cicatrizadas por diques de cuarzo o de diabasas.

#### 3.1.2.5 *Fases de deformación recientes*

Con posterioridad a la deformación pirenaica, que afecta al margen continental norte Ibérico (BOILLLOT, et al., Congreso I.F.P., París, 1972) existe un levantamiento en bloque de Galicia acompañado por una distensión que hace jugar en falla normal la mayoría de las fallas de desgarre horizontal posthercínicas. Los grabens originados por esta distensión se rellenan de sedimentos terciarios.

### 3.2 CRONOLOGIA RELATIVA Y EDAD DE LAS FACIES HERCINICAS

#### 3.2.1 **Cronología relativa**

La cronología relativa de las deformaciones hercínicas viene definida por la siguiente secuencia:

- Fase 1 de plegamiento que afecta a toda la Hoja.
- Cabalgamiento de la unidad Olla de Sapo sobre el Domo de Lugo.
- Fase de plegamiento bien desarrollada en la parte occidental de la Hoja, atenuándose su intensidad hacia el E.
- Juego en 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 horizontal senestras.

#### 3.2.2 **Dataciones absolutas**

Los datos que permiten datar estas fases son muy escasos por falta de depósitos postectónicos.

El único dato utilizable en la Hoja es la datación radiométrica por el método Rb/Sr, estableciendo isócronas sobre los granitoides de Puebla de Parga y Friol.

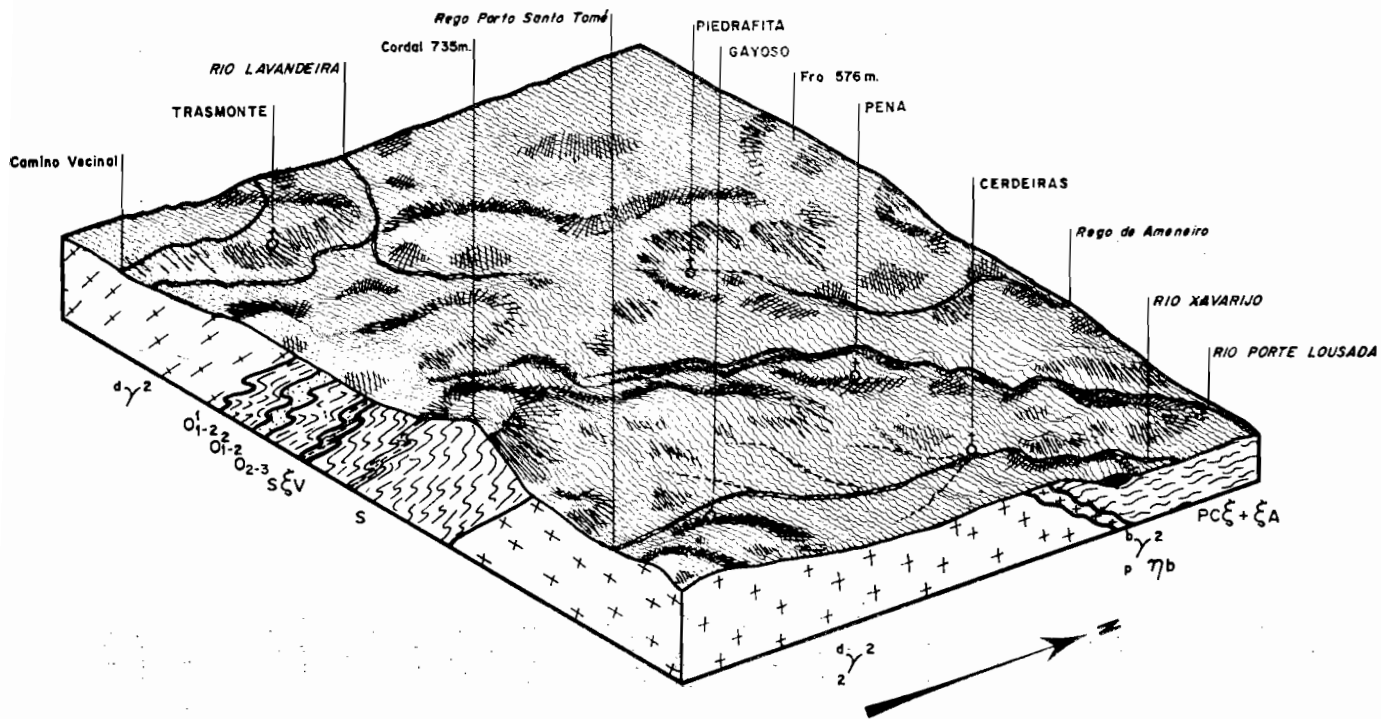


Fig. 3.—Bloque diagrama donde se ponen de manifiesto las relaciones entre los dominios del Olla de Sapo y Domo de Lugo



Estos datos dan una edad intrawestfaliense para el granito sinfase 2 de Friol (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1970).

La fase 1, más antigua, debe ser ante-Viseense, si se reconsidera lo interno de la zona.

El cabalgamiento Ollo de Sapo sobre Domo de Lugo es probablemente Westfaliense, por ser prefase 2 y posterior a granitos datados radiométricamente como Viseense Superior o Westfaliense Inferior (CAPDEVILA, R., 1969).

Las fallas de desgarre cortan las granodioritas tardías de edad Estefano-Pérmico (275 m. de a.) y estando en Asturias recubiertas por Triásico.

## 4 PETROLOGIA

### 4.1 ROCAS IGNEAS

Los diversos tipos de rocas ígneas que afloran en la Hoja de Lugo (07-06) se engloban en dos series graníticas extendidas a lo largo de toda la cadena hercínica:

- Granitos calcoalcalinos biotíticos (Granodioritas).
- Granitos alcalinos de dos micas (Leucogranodioritas).

#### 4.1.1 Granitos calcoalcalinos

Dentro de los granitos calcoalcalinos biotíticos se diferencian dos tipos por emplazarse en momentos distintos, estableciéndose a su vez dos facies distintas en cada uno de estos dos tipos:

Granodiorita precoz:

- a) Facies común.
- b) Facies con biotitas gigantes.

Granodiorita tardía:

- a) Facies común.
- b) Facies de borde.

Posteriormente a estos granitoides hay unas doleritas posthercínicas que cicatrizan fracturas de distensión y cortan perpendicularmente las estructuras.

##### 4.1.1.1 Granodiorita precoz ( $\gamma_1^b$ )

a) La facies común de la granodiorita precoz viene representada en la Hoja de Lugo por dos macizos distintos.

— Macizo de Parga.

Es el de mayor extensión y está emplazado en el núcleo del anticlinal de Guitiriz, estando representado en esta Hoja únicamente la zona SE. del macizo con una extensión de unos 35 km<sup>2</sup>.

Delimita un macizo alargado de dirección N.-S. y que engloba esquistos ordovícicos inferiores que no ha podido asimilar. Estos enclaves de esquistos presentan una dirección general N.-S. acorde con las estructuras, estando frecuentemente cortadas por fracturas de dirección ESE.-NON.

Este macizo aparece aislado por el macizo de Friol de granito de dos micas, estableciéndose una banda de aproximadamente 400 m., donde ambos granitos aparecen mezclados.

— Macizo de Santa Eulalia de Pena.

Tiene una extensión de aproximadamente 25 km<sup>2</sup>, constituyendo un macizo ovalado que corta las estructuras de fase 1 y está intruido al S. por el granito de dos micas del macizo de Hombreiro.

La facies común de esta granodiorita es una roca de grano medio a grueso, compacta y con megacristales. La textura es granuda alotriomorfa, presentando megacristales de feldespato potásico (microclina) de hasta 7 cm. de largo.

La composición modal media de esta granodiorita es:

	%
Cuarzo ... ..	26
Feldespato potásico (microclina) ... ..	27
Plagioclasa ... ..	40
Biotita ... ..	6
Accesorios ... ..	1

El contenido en cuarzo y feldespato potásico es el más variable; así, el porcentaje en cuarzo oscila entre un 30 y 39 por 100, mientras que el de feldespato potásico lo hace entre el 29 y 38 por 100. Los accesorios son: apatito, circón, y opacos (rutilo).

Los feldespatos potásicos son automorfos; las plagioclasas presentan zonación oscilatoria y las biotitas engloban circones que dan los halos pleocroicos típicos.

En el macizo de Puebla de Parga los megacristales y enclaves están orientados según una dirección de flujo con una lineación mineral subvertical. Asimismo, la moscovita se presenta en este macizo en un porcentaje de hasta el 6 por 100, mientras que en el de Santa Eulalia de Pena es prácticamente inexistente.

Al provenir esta granodiorita de una fusión seca, raramente estos macizos van asociados a filones de tipo neumatolítico e hidrotermal.

b) La facies de borde de la granodiorita con biotitas gigantes ( ${}^b_p\gamma\eta^2$ ) rodea el borde NE. y E. del macizo de Santa Eulalia de Pena en una estrecha franja que no supera los 500 m. de ancho.

Esta granodiorita con biotitas gigantes se emplaza posteriormente a la facies común, como lo demuestra los enclaves de precoz que engloba la facies de borde.

Se caracteriza por presentar biotitas lamelares de hasta 1,5 cm. de diámetro que engloban dentro de ellas pequeños granates rosados. Asimismo, esta facies es más ácida que la granodiorita de facies común.

#### 4.1.1.2 Granodiorita tardía ( ${}^b_p\gamma\eta^2$ )

Al E. de la Hoja de Lugo aflora parte de un macizo circunscrito con extensión aproximada de 38 km<sup>2</sup>, prolongándose hacia el E. en la Hoja de Castroverde hasta cerrarse el macizo.

Esta granodiorita con megacristales intruye en los esquistos de Villalba, estando éstos verticalizados y con una dirección que se va adaptando a la forma del contacto. La granodiorita presenta enclaves de estos esquistos que aparecen basculados y que no llega a asimilar. El hecho de que el metamorfismo en los esquistos sea mesozonal es por lo que la granodiorita, al intruir, no da una aureola visible de metamorfismo de contacto.

Al producirse el enfriamiento de la granodiorita se producen superficies de discontinuidad que por un posterior proceso de alteración dan lugar a una importante disyunción en bolas. Asimismo, estas superficies de discontinuidad son generalmente cicatrizadas por pegmatitas y microgranitos principalmente.

Se diferencian dentro de este macizo de Lugo una facies de borde que rodea el macizo por un anillo de no más de 1 km. de ancho y una facies común con megacristales de los que carece la facies de borde.

— Facies común ( ${}^b_p\gamma\eta^2$ )

La petrología de estas granodioritas se caracteriza por presentar la siguiente composición media obtenida a partir de los análisis:

	%
Cuarzo ... ..	26
Plagioclasa ... ..	34
Feldespato potásico ... ..	31
Biotita ... ..	7
Accesorios ... ..	2

Los cuarzos presentan extinción ondulante; las plagioclasas se disponen en agregados que presentan una zonación oscilatoria, los megacristales de feldespato potásico (microclinas) son subidiomorfos y las biotitas están en agregados de gran dimensión con minerales accesorios.

En la facies común se encuentran cuarzos del orden de 1 cm. de diámetro y feldespatos potásicos rosados individualizados en megacristales del orden de 5 cm., así como biotitas frecuentemente aglomeradas.

— Facies de borde ( $c_2\gamma\eta^2$ )<sup>b</sup>

Se caracteriza por ser una roca de grano grueso, por carecer de megacristales y presentar enclaves de esquistos de la serie de Villalba.

#### 4.1.2 Leucogranodioritas

Se engloba en este grupo una serie de granitos adamelíticos de dos micas que, aun teniendo las mismas características petrológicas, son heterócronos.

— Leucogranodioritas sinfase 1.

— Leucogranodioritas prefase 2.

— Leucogranodioritas sinfase 2.

Se producen estos granitos durante una larga secuencia de tiempo. Los primeros aparecen en relación con la primera fase de deformación en muy pequeña cuantía, extendiéndose la producción a lo largo de la génesis de la cadena hasta alcanzar su máximo en la interfase 1-2, momento en el que el metamorfismo alcanza su grado máximo.

Son granitos de anatexia paraautóctonos que se producen mediante un proceso de fusión húmeda, por lo que van acompañados de procesos neumatolíticos e hidrotermales. Así, estos granitos que penetran a favor de la esquistosidad, aunque no dan aureola de metamorfismo, sí dan una zona alrededor del granito con una densidad importante en filones de aplita, pegmatita, cuarzo, turmalinitas, esmeralditas, etc.

Estos granitos se encuentran emplazados generalmente en la facies de las anfibolitas, isogradas estaurolita-silimanita, como corresponde al origen anatéxico de estos granitos.

Son granitos leucocratos de grano medio a grueso, con dos micas, pudiendo ser la moscovita más abundante que la biotita.

La petrología de estas leucogranodioritas presenta como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (contenido en An, 15 por 100), moscovita y biotita. Como accesorios presenta: apatito, circon, y como minerales secundarios, clorita pseudomórfica de biotita.

Los resultados de los análisis modales realizados dan la composición media que se indica en la página siguiente.

	%
Cuarzo ... ..	30
Feldespato potásico ... ..	25
Plagioclasa ... ..	29
Moscovita ... ..	10
Biotita ... ..	4
Accesorios ... ..	2

Los cuarzos presentan generalmente extinción ondulatoria, mientras que los feldespatos son microclinas. En las plagioclasas se observa una zonación muy marcada, ligeramente oscilatoria. Las biotitas tienen un tinte rojizo debido al contenido en titanio.

#### 4.1.2.1 *Leucogranodioritas sinfase 1* ( $d\gamma^2$ )

Al norte del macizo de Santa Eulalia de Pena, de granodiorita precoz, hay un pequeño afloramiento de unos 3 km<sup>2</sup> de extensión de granito de dos micas (macizo de San Vicente de Pena), que está plegado por la primera fase de deformación de un sinclinal tumbado que afecta a la serie de Villalba.

Al SO. de la Hoja (Santa María de Guía) y con dirección N. 140° E., en el flanco normal del anticlinorio de Guitiriz, hay granitos de dos micas de origen anatéxico, entre el Olló de Sapo, que están plegados por la primera fase de deformación y posteriormente por la segunda.

#### 4.1.2.2 *Leucogranodioritas prefase 2* ( $\frac{d}{2}\gamma^2$ )

El macizo de Hombreiro se encuentra en el Domo de Lugo con una extensión aproximada de 100 km<sup>2</sup>, prolongándose al S. en la Hoja de Guntín (07-07).

Este macizo intruye al de Santa Eulalia de Pena, de granodiorita precoz, englobando enclaves de este último, si bien la cantidad de estos enclaves es inferior cuanto más al S. del macizo.

En la leucogranodiorita de este macizo de Hombreiro se encuentra gran variedad de facies de función del contenido en biotitas y moscovitas. Asimismo, incluyen diferenciados cuarzos feldespáticos con proporciones variables de turmalinas, granates, moscovitas, berilos y apatitos. Igualmente son numerosos los diques hidrotermales y neumatolíticos con los que va asociado este macizo.

Se encuentran al O. de este macizo numerosas estrías de falla normal relacionadas con la gran fractura N.-S. que bordea el contacto del granito y que hacen que la deformación planar en este borde sea intensa.

#### 4.1.2.3 *Leucogranodioritas sinfase 2* ( $\gamma_{mb}^2$ )

Se encuentran representadas en el macizo de Friol, emplazado en el dominio del Olló de Sapo con una extensión aproximada de 35 km<sup>2</sup> dentro de esta Hoja.

Constituye este macizo un anillo ovalado, en el centro del cual se encuentra la granodiorita precoz, extendiéndose el contacto entre ambos macizos, Puebla de Parga y Friol, a lo largo de una franja de unos 300 m. de ancho donde granito y granodiorita se entremezclan.

El contacto oriental del granito de dos micas viene definido por el control litológico que los esquistos del Ordovícico Inferior determinan. Así, el Olló de Sapo, con composición granítica y rico en agua, es fácilmente asimilado por el granito, mientras que los esquistos imponen una fuerte barrera que hace que sean frecuentes los enclaves de esquistos en el granito, mientras que los enclaves de Olló de Sapo son prácticamente inexistentes.

La leucogranodiorita del macizo de Friol, en la zona de borde, está formada en estructuras planares que determina la S<sub>2</sub> correspondiente al anticlinal de Guitiriz, en cuyo núcleo se encuentran estos granitos.

#### 4.1.3 *Doleritas* ( $\epsilon^3$ )

Se encuentran emplazadas en filones de 10-15 m. de ancho, aprovechando fracturas distensionales que cortan transversalmente las estructuras, por lo que son claramente posthercínicas.

Se presentan con disyunción en bolas inmersas dentro de un lema granítico al que han alterado. Presentan estructuras concrecionales con tonalidades verdosas, textura ofítica y son muy compactas.

La composición mineral está integrada por plagioclasa (labradorita), piroxeno (augita), clorita y uralita (seudomórfica de ferromagnesianos). Como accesorios presenta carbonatos de alteración de plagioclasas, esfena, leucóxeno y opacos (probables ilmenitas).

Las plagioclasas se alteran a minerales arcillosos y los ferromagnesianos en clorita y uralita. Dicha uralitización lleva consigo un descenso en el contenido en anortita de la plagioclasa.

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

	%
Plagioclasa ... .. .	51
Piroxeno ... .. .	21
Clorita ... .. .	26
Accesorios ... .. .	2

## 4.2 EDADES RELATIVAS Y ABSOLUTAS

### 4.2.1 Granodiorita precoz

La granodiorita precoz corta las estructuras de fase 1 y se encuentra en el núcleo de la altiforma de Guitiriz, que corresponde a un pliegue de  $f_2$ , por lo que es posterior a la primera fase y anterior a la segunda.

La edad radiométrica probable del macizo de Puebla de Parga es  $-308 \pm \pm 16$  m. de a., con una relación  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  al origen de 0,711 (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969).

### 4.2.2 Granodiorita tardía

La granodiorita tardía corta todas las estructuras definidas por las fases hercínicas, así como a las isogradas de metamorfismo, lo que conduce a datarlas como posthercínicas.

### 4.2.3 Leucogranodioritas de San Vicente de Pena

Las leucogranodioritas de Santa María de Guía y San Vicente de Pena están plegadas por la fase 1 y por la fase 2 posteriormente, por lo que parecen ser sincinemáticas con la primera fase de deformación.

### 4.2.4 Leucogranodioritas del macizo de Hombreiro

Las leucogranodioritas del macizo de Hombreiro cortan las estructuras de fase 1 y están afectadas por el cabalgamiento del dominio del Olló de Sapo sobre el Domo de Lugo al O. del macizo, por lo que son de edad post-fase 1, prefase 2.

### 4.2.5 Leucogranodioritas del macizo de Friol

Las leucogranodioritas del macizo de Friol cortan las estructuras de fase 1 y están deformadas en la zona de borde, dando unas estructuras planares que determinan la  $S_2$  correspondiente al anticlinal de Guitiriz. Como quiera que no se ven cristales deformados ni recristalizaciones posteriores, parece acertado datar este macizo como sinfase 2.

### 4.2.6 Doleritas

Las doleritas, al cortar las estructuras transversalmente, indican su edad posthercínica, aunque no se puede hacer una datación más concreta por falta de materiales posteriores.

### 4.3 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de este tipo de rocas y siguiendo la sistemática ya empleada anteriormente en el estudio de esta Hoja, se diferencian el ámbito del Domo de Lugo y el del Olló de Sapo.

#### 4.3.1 Unidad del Domo de Lugo

Dentro del Domo de Lugo se diferencian las series de Alba y Villalba.

##### 4.3.1.1 Serie de Alba (PC)

En la Serie de Alba aparecen los siguientes tipos petrológicos:

- Neises granatíferos con estaurólita.
- Esquistos cianíticos estaurólíticos.
- Cuarzitas micáceas.

Los primeros presentan textura néisica con una composición mineral constituida por cuarzo, plagioclasa (An 15 por 100), biotita, estaurólita y granate. Como accesorios: moscovita, apatito, turmalina, circón y opacos. La estaurólita es poiquilítica, y en algunos niveles los granates son gigantes y muy abundantes.

Los esquistos de cianita y estaurólita presentan textura esquistosa, y como componentes principales presentan: cuarzo, moscovita, biotita, estaurólita y/o cianita. Como accesorios: turmalina, clorita (seudomórfica de biotita), apatito, granate, circón y opacos que frecuentemente son de magnetita.

Como quiera que en una muestra de esta formación recogida en la Hoja de Villalba (07-05) se ha encontrado coexistencia de estaurólita y cloritoide, se deduce que la roca origen era pobre en  $K_2O$  y abundante en  $Al_2O_3$ . Asimismo, sería mayor el contenido en  $FeO$  que en  $MgO$ ; se han encontrado cianitas con un ángulo axial  $2Vx=82^\circ$  con cruceros y alargamiento positivo y bordes alterados en minerales micáceos.

La esquistosidad principal viene definida por las micas, que se adaptan a los granates y están crenuladas por interferencia con la  $f_2$ .

Las cuarcitas micáceas y tableadas presentan estructura granoblástica orientada. Componente principal es cuarzo, y como accesorios: moscovita, biotita, circón, turmalina y opacos.

La esquistosidad viene definida por lamelas moscovíticas.

##### 4.3.1.2 Serie de Villalba (PC $\xi$ + $\xi$ A)

En la serie de Villalba se encuentran los tipos petrológicos que se indican en la página siguiente.



- Esquistos micacíticos con granates.
- Neises micáceo-granatíferos.
- Anfibolitas.

Los esquistos micacíticos con granates presentan estructura esquistosa lepidoblástica. Componentes principales: biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y granate. Accesorios: turmalina, apatito, circón y opacos.

La esquistosidad viene definida por las micas y los granates son de pequeño tamaño.

Los neises micáceo-granatíferos son rocas de textura néisica cuya composición mineral está definida por los siguientes minerales principales: cuarzo, plagioclasa, granate, moscovita y biotita. Como accesorios, los minerales más comunes son: apatito, circón y opacos.

Estos neises en el origen corresponden a sedimentos arcillosos.

Las anfibolitas presentan textura granoblástica bandeada con una composición mineralógica definida por cuarzo, plagioclasa, anfíbol monoclinico, epidota y granate. Como accesorios: clorita de alteración de granate, biotita, esfena, apatito y opacos.

### **4.3.2 Unidad del Olló de Sapo**

Dentro de la unidad del Olló de Sapo se distinguen las siguientes formaciones:

#### **4.3.2.1 Formación Olló de Sapo (PCw) [PCζ]**

La formación Olló de Sapo comprende dos facies distintas, según que presenten o no megacristales de feldespato potásico.

El Olló de Sapo de grano grueso presenta un cemento muy fino, constituido por minerales de neoformación, mientras que cuarzos y feldespatos son heredados y están deformados por la primera fase de deformación.

Los cuarzos son azulados, presentan bordes corroídos y extinción ondulante. Los feldespatos presentan hasta 7 cm. de largo, están maclados según Carlsbad generalmente y suelen tener inclusiones de plagioclasas, biotitas, cuarzos y accesorios.

El cemento es principalmente micáceo y como accesorios tiene principalmente circón y apatito. Debido al metamorfismo sufrido son neises glandulares o flaser neises. Los cuarzos y feldespatos definen el leucosoma, mientras que las micas constituyen el melanosoma.

Se encuentra frecuentemente migmatizado al emplazarse en zonas de gradiente elevado.

El Olló de Sapo de grano fino es una metagrauwacka feldespática donde el cuarzo y feldespato potásico provienen de distintas rocas ácidas, granitos y lavas principalmente.

La composición mineralógica de esta formación viene establecida por cuarzo, plagioclasa (anortita 15 por 100), feldespato potásico, moscovita, biotita, circón, apatito y clorita, estos últimos como accesorios. Los cuarzos son azulados con extinción ondulante «strain lamellae» y con diámetro no superior a 1 cm.; asimismo pueden tener bordes corroídos.

El contenido en arcosas del Ojlo de Sapo de grano grueso es mayor que en el de grano fino, mientras que éste es más rico en clorita, biotita, leucoceno, circón y turmalina.

#### 4.3.2.2 *Esquistos ordovícicos inferiores* ( $O_{12}^1$ )

Están constituidos por esquistos o pizarras micáceas provenientes de depósitos ricos en aluminio y hierro. Los minerales principales que entran en la constitución de estas rocas son: cuarzo, moscovita, cloritoide, sericita y clorita. Como accesorios aparecen: circón, turmalina, óxidos de hierro y opacos.

Las micas están contenidas en la  $S_1$ , estando esta esquistosidad principal crenulada debido a las interferencias con  $f_2$ .

Esta formación, al S. de la antiforma de Guitiriz, aparece migmatizada e inyectada por granitos de dos micas.

#### 4.3.2.3 *Cuarcitas de cruciana* ( $O_{12}^2$ )

Las cuarcitas de cruciana procedentes del metamorfismo de una arenisca están constituidas por un mosaico equigranular de cuarzo que define una textura granoblástica. Como minerales accesorios presentan: moscovita, sericita, turmalina, circón, rutilo y opacos.

#### 4.3.2.4 *Filitas de Luarca y esquistos silúricos* ( $O_{2-3}$ ) (S)

Los esquistos silúricos presentan una foliación definida principalmente por las micas. La crenulación por superposición con la  $f_2$  es importante. En varias preparaciones se observan «strain slip clivage» y micropliegues, donde los cruceros de moscovita han recrystalizado posteriormente a la  $f_2$ . Los términos más superiores de esta formación vienen afectados también por la fase 3.

La composición y minerales principales viene dada por cuarzo, moscovita, clorita y cloritoide. Como accesorios: circón, material carbonoso, apatito y opacos.

Los esquistos del Ordovícico Superior difieren de los silúricos en el cloritoide y material carbonoso, que prácticamente son inexistentes.

#### 4.4 FACIES DE METAMORFISMO

El metamorfismo de la Hoja de Lugo (07-06) es de tipo mesozonal, presión intermedia, asimilable al metamorfismo tipo Barrowiense, si bien con un gradiente geotérmico inferior.

Se encuentra la siguiente sucesión zonal: zona de la clorita, zona de la biotita, zona del granate, zona de la estauroлита y zona de la silimanita.

La mesozona es la más extendida, mientras que la epizona, zona de la clorita y catazona (zona de la silimanita) vienen representadas en superficies más restringidas.

Observando el mapa de isogradas se pone de manifiesto el efecto de zócalo, y así se definen estructuras con dirección general N.-S., manifestándose un sinclinal en la zona que delimita los dominios del Olló de Sapo y Domo de Lugo, mientras que, en ambas unidades, se manifiestan dos anticlinales térmicos, siendo el gradiente de metamorfismo en la parte oriental del Olló de Sapo mucho más elevado que en la zona occidental del Domo de Lugo.

El dominio del Domo de Lugo presenta una gran «plataforma de estauroлита», así llamada por analogía con la plataforma de silimanita de New Hampshire (CAPDEVILA, R., 1969).

En el dominio del Olló de Sapo las isogradas están replegadas por la fase 2.

Al funcionar la fractura Olló de Sapo-Domo de Lugo, la zona del granate, en el dominio O., choca con la zona de la estauroлита (en el dominio E.), confirmando el funcionamiento de la fractura como falla normal.

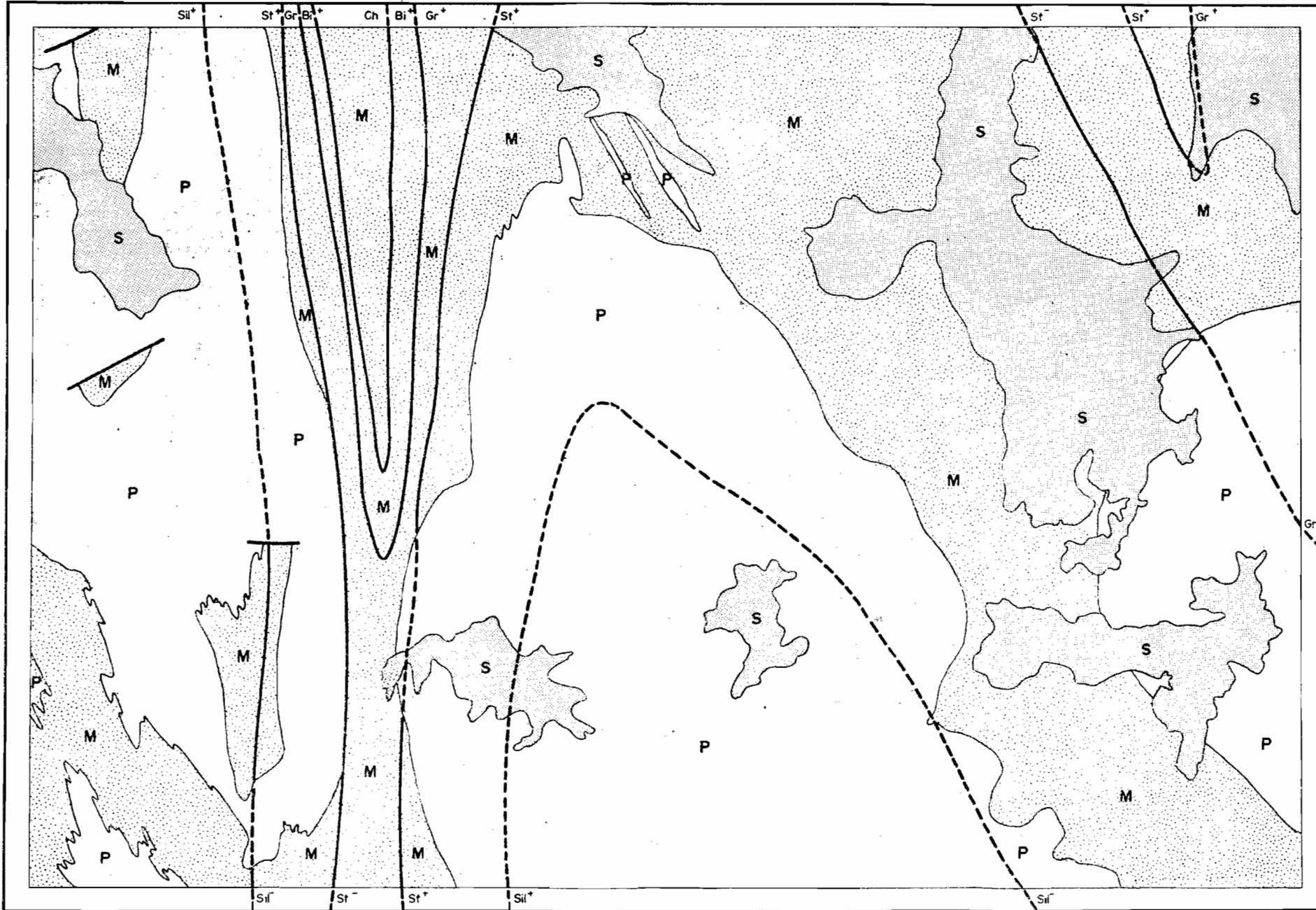
La presencia de cianita en una franja al O. de la fractura puede explicarse por la sobrepresión anómala producida al cabalgar la unidad Olló de Sapo sobre el Domo de Lugo.

Las características del metamorfismo registrado en esta Hoja parecen encuadrar perfectamente dentro del metamorfismo regional hercínico de Galicia oriental, definido por R. CAPDEVILA, 1969. Según este mismo autor, el grado geotérmico medio correspondiente al metamorfismo regional hercínico en Galicia nororiental está comprendido entre 20° C y 30° C/km.

#### 5 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja núm. 07-06, Lugo, está enclavada en la cadena Hercínica, presentando estructuras paralelas de dirección general N.-S., si bien más al N. y S. de la Hoja sufren inflexiones hacia el E. Estas estructuras tienen continuidad longitudinal, mientras que transversalmente a ellas aparecen distintos materiales y unidades.

# LUGO (Isogradas)



## LEYENDA

- S** FORMACIONES RECIENTES
- M** ROCAS METAMORFICAS
- P** ROCAS PLUTONICAS

### ISOGRADAS

- Sil<sup>+</sup> Silimanita
- St<sup>+</sup> Estafrelita
- Gr<sup>+</sup> Granate
- Bi<sup>+</sup> Biotita
- Ch Clorita

La composición mineralógica de esta formación viene establecida por cuarzo, plagioclasa (anortita 15 por 100), feldespato potásico, moscovita, biotita, circón, apatito y clorita, estos últimos como accesorios. Los cuarzos son azulados con extinción ondulante «strain lamellae» y con diámetro no superior a 1 cm.; asimismo pueden tener bordes corroídos.

El contenido en arcosas del Olló de Sapo de grano grueso es mayor que en el de grano fino, mientras que éste es más rico en clorita, biotita, leucóxeno, circón y turmalina.

#### 4.3.2.2 *Esquistos ordovícicos inferiores* ( $O_{12}^1$ )

Están constituidos por esquistos o pizarras micáceas provenientes de depósitos ricos en aluminio y hierro. Los minerales principales que entran en la constitución de estas rocas son: cuarzo, moscovita, cloritoide, sericita y clorita. Como accesorios aparecen: circón, turmalina, óxidos de hierro y opacos.

Las micas están contenidas en la  $S_1$ , estando esta esquistosidad principal crenulada debido a las interferencias con  $f_2$ .

Esta formación, al S. de la antiforma de Guitiriz, aparece migmatizada e inyectada por granitos de dos micas.

#### 4.3.2.3 *Cuarcitas de cruciana* ( $O_{12}^2$ )

Las cuarcitas de cruciana procedentes del metamorfismo de una arenisca están constituidas por un mosaico equigranular de cuarzo que define una textura granoblástica. Como minerales accesorios presentan: moscovita, sericita, turmalina, circón, rutilo y opacos.

#### 4.3.2.4 *Filitas de Luarca y esquistos silúricos* ( $O_{2-3}$ ) (S)

Los esquistos silúricos presentan una foliación definida principalmente por las micas. La crenulación por superposición con la  $f_2$  es importante. En varias preparaciones se observan «strain slip clivage» y micropliegues, donde los cruceros de moscovita han recrystalizado posteriormente a la  $f_2$ . Los términos más superiores de esta formación vienen afectados también por la fase 3.

La composición y minerales principales viene dada por cuarzo, moscovita, clorita y cloritoide. Como accesorios: circón, material carbonoso, apatito y opacos.

Los esquistos del Ordovícico Superior difieren de los silúricos en el cloritoide y material carbonoso, que prácticamente son inexistentes.

#### 4.4 FACIES DE METAMORFISMO

El metamorfismo de la Hoja de Lugo (07-06) es de tipo mesozonal, presión intermedia, asimilable al metamorfismo tipo Barrowiense, si bien con un gradiente geotérmico inferior.

Se encuentra la siguiente sucesión zonal: zona de la clorita, zona de la biotita, zona del granate, zona de la estaurolita y zona de la silimanita.

La mesozona es la más extendida, mientras que la epizona, zona de la clorita y catazona (zona de la silimanita) vienen representadas en superficies más restringidas.

Observando el mapa de isogradas se pone de manifiesto el efecto de zócalo, y así se definen estructuras con dirección general N.-S., manifestándose un sinclinal en la zona que delimita los dominios del Olló de Sapo y Domo de Lugo, mientras que, en ambas unidades, se manifiestan dos anticlinales térmicos, siendo el gradiente de metamorfismo en la parte oriental del Olló de Sapo mucho más elevado que en la zona occidental del Domo de Lugo.

El dominio del Domo de Lugo presenta una gran «plataforma de estaurolita», así llamada por analogía con la plataforma de silimanita de New Hampshire (CAPDEVILA, R., 1969).

En el dominio del Olló de Sapo las isogradas están replegadas por la fase 2.

Al funcionar la fractura Olló de Sapo-Domo de Lugo, la zona del granate, en el dominio O., choca con la zona de la estaurolita (en el dominio E.), confirmando el funcionamiento de la fractura como falla normal.

La presencia de cianita en una franja al O. de la fractura puede explicarse por la sobrepresión anómala producida al cabalgar la unidad Olló de Sapo sobre el Domo de Lugo.

Las características del metamorfismo registrado en esta Hoja parecen encuadrar perfectamente dentro del metamorfismo regional hercínico de Galicia oriental, definido por R. CAPDEVILA, 1969. Según este mismo autor, el grado geotérmico medio correspondiente al metamorfismo regional hercínico en Galicia nororiental está comprendido entre 20° C y 30° C/km.

#### 5 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja núm. 07-06, Lugo, está enclavada en la cadena Hercínica, presentando estructuras paralelas de dirección general N.-S., si bien más al N. y S. de la Hoja sufren inflexiones hacia el E. Estas estructuras tienen continuidad longitudinal, mientras que transversalmente a ellas aparecen distintos materiales y unidades.

La historia geológica de la Hoja queda resumida en los siguientes pasos:

- Movimientos epirogénicos antehercínicos, que pueden implicar discordancias entre las distintas series.
- Orogenia hercínica, definida por dos fases de deformación principales y un metamorfismo intermedio de baja presión.
- Movimientos epirogénicos, que afectan ahora a un zócalo rígido que está sometido fundamentalmente a un intenso proceso erosivo y a una deformación de fractura.

## 5.1 LA CADENA CADOMIENSE

La Península Ibérica ha sufrido, aparentemente, dos orogenias de edad precámbrica, aún mal conocidas por encontrarse la mayoría de los afloramientos precámbricos en las zonas más internas de la cadena Hercínica, donde importantes procesos de metamorfismo y granitización enmascaran su historia antepaleozoica.

En la Hoja de Lugo (07-06) se encuentran dos series de edad precámbrica: serie Olo de Sapo y la de Alba/Villalba.

La primera corresponde en la Hoja a sedimentos masivos poco evolucionados de grauwackas feldespáticas, depositadas en un ambiente de borde de cuenca, procediendo probablemente del desmantelamiento de una asociación magmática granito-riolítica.

Las series de Alba y Villalba parecen corresponder a depósitos posiblemente coetáneos con el Olo de Sapo, pero emplazados en zonas más profundas de la cuenca.

Una vez depositadas estas dos series se desarrolla la orogenia Cadomiense, que en esta Hoja parece manifestarse únicamente por deformaciones de gran radio, sin esquistosidad ni metamorfismo y sin el plutonismo consiguiente.

Con posterioridad hubo un levantamiento de la cadena recién formada que originó la penillanura post-Cadomiense.

## 5.2 EVOLUCION PALEOZOICA-PREHERCINICA

La unidad del Olo de Sapo sería una unidad emergida durante el Cámbrico, mientras que el Domo de Lugo, y como ocurre en la Hoja de Villalba (07-05), bien podría corresponder a una cuenca poco profunda donde se depositan cuarcitas cámbricas que posteriormente han sido asimiladas por el granito de Hombreiro.

En la unidad del Olo de Sapo se produjo, probablemente, una serie de movimientos epirogénicos (Sárdicos) y una erosión posterior que permitió una sedimentación común en las dos unidades a través de depósitos del

Ordovícico Inferior. En esta Hoja actualmente no quedan restos de los depósitos ordovícicos por haberse erosionado posteriormente a su deposición.

Durante el Ordovícico-Silúrico, en el dominio del Olló de Sapo se producen movimientos epirogénicos que implican una sucesión más o menos continua de sedimentos pelíticos y detríticos que, según el medio fuera más oxidante o reductor, han dado lugar a las distintas formaciones actuales después de haber sufrido un proceso metamórfico.

### 5.3 LA OROGENIA HERCINICA

La orogenia hercínica comienza con un proceso térmico y mecánico.

La primera fase de deformación va ligada a un metamorfismo creciente y al emplazamiento de granito de dos micas de origen anatético que aflora en el Domo de Lugo y Olló de Sapo.

Existe la duda de saber si el metamorfismo procede a la primera fase de deformación o si son contemporáneos. Es lógico pensar que el granito de anaxia se ha generado con anterioridad a su emplazamiento; ahora bien, parece apreciarse contemporaneidad de la primera fase de deformación del metamorfismo regional y del emplazamiento de los granitos de dos micas.

Al finalizar la fase 1 continúa un desarrollo creciente del metamorfismo regional y se emplazan granitos profundos (granodiorita precoz de Puebla de Parga) en macizos alargados. Esta granodiorita de megacristales viene asociada en su ascensión a rocas básicas del tipo dioritas y tonalitas.

Con anterioridad a la fase 2 existió un levantamiento de la cadena, ya que las estructuras de fase 2 son características de un nivel mucho más superficial que las de fase 1. Asimismo, en esta interfase se emplaza el granito de dos micas del macizo del Hombreiro.

La fase 2 se desarrolla replegando las estructuras anteriores, en un clima de metamorfismo muy bajo, pero con inyecciones sintectónicas de granitos de dos micas de origen anatético, como el macizo de Friol, en el anticlinorio de Guitiriz.

Al finalizar la fase 2, la cadena hercínica toma sus rasgos esenciales. El contacto entre las dos unidades funciona como falla normal, apareciendo «kink-bands» y pliegues en chevron de plano axial subhorizontal asociados a la fractura. Estas estructuras aparecen en el labio hundido, extendiéndose a lo largo de una banda de unos 4 km. hasta alcanzar el nivel ampelítico, que al ser más plástico amortigua la deformación.

Como última manifestación hercínica, aunque con posterioridad a las principales fases de deformación y al proceso metamórfico, se emplaza la granodiorita tardía en un macizo circunscrito que ocupa el SO. de la Hoja, constituyendo el macizo de Lugo.



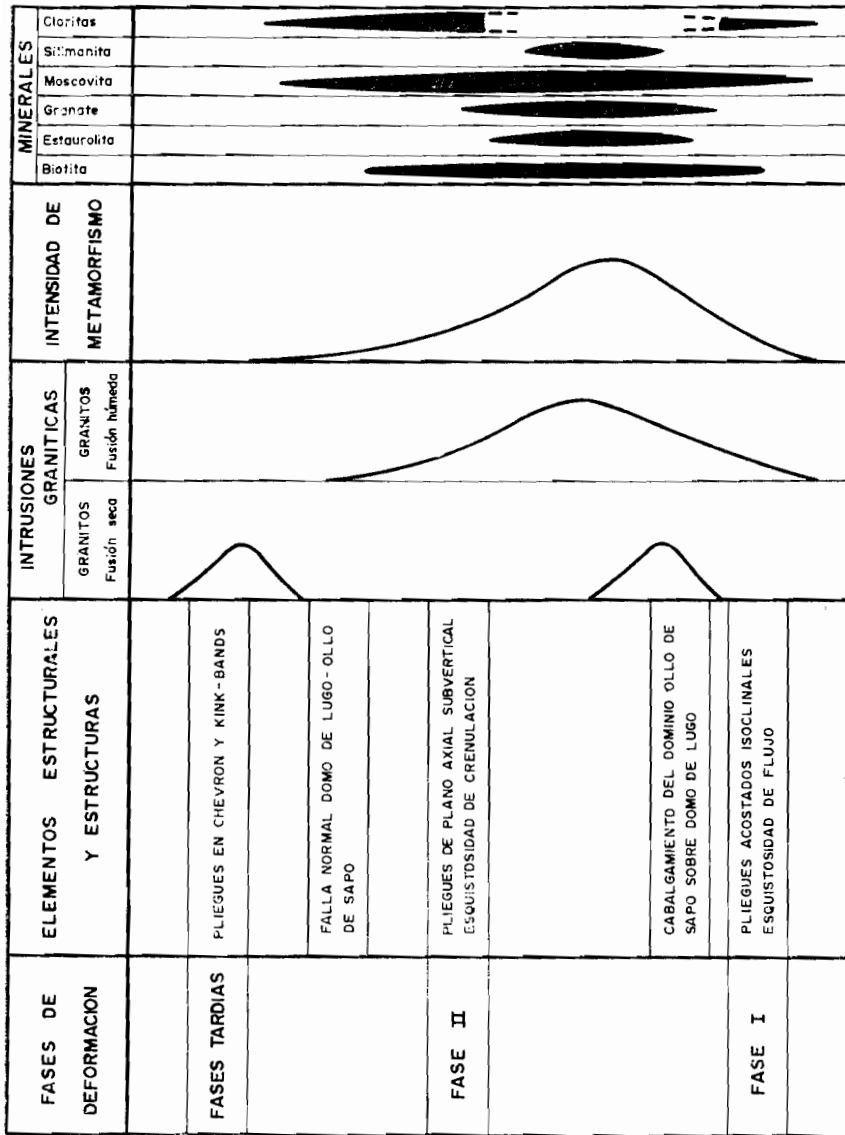


Fig. 5.—Relaciones entre las fases de deformación, emplazamiento de granitos, intensidad de metamorfismo y aparición de minerales de metamorfismo

Las fases tardías se caracterizan, en la Hoja, por estructuras del tipo «kink-bands» y fallas de desgarre horizontal.

Finalmente la cadena se convierte en un zócalo rígido que busca su equilibrio isostático por levantamiento y erosión, dando lugar a la penillanura posthercínica.

Las deformaciones tardihercínicas que sufre este zócalo son el resultado de una tectónica de bloques, existiendo la indeterminación de saber la edad de filones doleríticos que se intruyen durante el juego de distensión de las antiguas fallas de desgarre horizontal.

#### 5.4 EVOLUCION POSTHERCINICA

Los sedimentos terciarios contribuyen a suavizar el relieve de materiales precámbricos y paleozoicos al colmatar cuencas de extensión y profundidad variables.

Estas arcillas, margas y arcosas provienen de pizarras y rocas graníticas, mientras que el nivel superior conglomerático que engloba numerosos cantos cuarcíticos proviene de las cuarcitas arenig que constituyen el área fuente de estos sedimentos, los cuales parecen situarse en una estrecha cuenca de dirección E.-O., apareciendo retazos en el macizo de Hombreiro, serie de Villalba y macizo de Lugo.

Actualmente la red fluvial en la Hoja de Lugo (07-06) presenta dos direcciones predominantes NO.-SE. y NNE.-SSO., definidas por el río Miño y sus afluentes principales en la Hoja, el río Ladra y el río Parla.

Estos ríos discurren entre sus propios aluviales; así, el Miño y Ladra, más caudalosos y menos encajados, discurren entre los neises de Alba y Villalba, del Domo de Lugo, que presentan esquistosidad subhorizontal, mientras que el resto de la red fluvial, al discurrir entre granito o esquistos subverticales (dominio del Olla de Sapo), resulta ser más encajada y menos caudalosa.

### 6 GEOLOGIA ECONOMICA

#### 6.1 MINERIA

En esta Hoja no existen minas en explotación, si bien se encuentran pequeñas labores abandonadas de minas de hierro en las series de Luarca. En esta formación aparecen pequeños y dispersos yacimientos ferríticos que, sin continuidad ni grandes dimensiones, se intercalan entre las filitas de esta serie.

En los filones pegmatíticos se encuentran berilos y turmalinas, siendo

su mayor interés la posibilidad de mineralizaciones dispersas, cifradas principalmente en minerales litiníferos y de estaño.

En algunas juntas de la granodiorita precoz se encuentra mispíquel en «spots» de unos centímetros de diámetro asociados a rosetas de turmalina.

## 6.2 CANTERAS

Existen pequeñas explotaciones del granito de dos micas de los macizos de Friol y Hombreiro para cantería. Asimismo, se han explotado doleritas para rocas ornamentales y arcillas terciarias para cerámica.

En la granodiorita tardía hay numerosas explotaciones, el mayor número de las cuales se utiliza en la obtención de áridos.

Como yacimientos granulares se explotan las terrazas del río Parga en su confluencia con el río Ladra.

## 6.3 HIDROGEOLOGIA

Debido a la impermeabilidad de los materiales metamórficos las posibilidades hidrológicas subterráneas son variables. Al desplazarse el agua, únicamente a favor de la esquistosidad y fracturas, las mayores o menores posibilidades de agua dependen de la dirección y buzamiento de la esquistosidad, así como de la altura topográfica de cada punto.

Las labores de mejor resultado son las realizadas en el Terciario, buscando algún nivel detrítico intercalado o en la base de las arcillas y margas.

Contando con la topografía, también pueden ser interesantes las labores que se realicen en el leman granítico.

La precipitación media anual en esta Hoja es de 1,000 mm., siendo grande la oscilación pluviométrica entre los meses de invierno, 130 mm./mes, y verano, 30 mm/mes.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeilles 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 Ibérique: comparaison avec les segments voisins». *Collection colloques et séminaires. Institut Français du Pétrole*, t. 1, vol. 4, pp. 61-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrien de la Meseta Iberique». *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Paris, 192, pp. 315-335.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique». *Mémoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- BIZOUARD, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Microanalyse de grenats d'aprites et de granites de Galice orientale». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 299-304.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, I. (1965).—«Premier mesures d'âge absolu effectuées par la methode du 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 radiometrique de l'âge de la deuxieme 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 geologie du Precambrien et du Paleozoique dans la region de Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 80, pp. 157-174.
- (1966).—«Sur la presence de sills basiques et ultrabasiques metamorphises dans la region de Villalba (Lugo, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 2.193-2.196.
- (1967a).—«Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne) comparaisons avec les donnees experimentales et applications pétrogenetiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.694-1.697.
- (1967b).—«Extension du metamorphisme regional hercynien dans le nord ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon)». *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 277-279.
- (1968a).—«Zones de metamorphisme regional progressif dans le segment hercynien de Galice-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 309-312.
- (1968b).—«Les types de metamorphisme intermediaires de basse pression dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 1.924-1.927.
- (1968c).—«La symetrie du cloritoide dans le micaschistes de Galice nord orientale, NW de l'Espagne». *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 91, pp. 508-510.
- (1969).—«Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynienne de Galice nord orientale». *These Université de Montpellier*, 431 p.

- 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. y Min. de 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.
- DROT, J., et MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite Galicia y León». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 93, pp. 87-92.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la province d'Orense». These de l'Universite de Bordeaux I. 249 p.
- FLOOR, P. (1966b).—«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 Ría de Arosa». *Trab. Lab. Geol. de Lage*, núm. 34, pp. 77-84.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 83, pp. 242-244.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1972). «Memoria de la Hoja de Chantada (07-09)». *División de Geología del IGME (MAGNA)*.
- (1972).—«Memoria de la Hoja de Nogueira de Ramuín (07-10)». *División de Geología del IGME (MAGNA)*.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalin unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia». *Koninkl. Nederl. Ak. Van Wetens*, vol. 74, núm. 4, pp. 1-10.
- KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiqes qu'on reconte dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).—«Einige probleme der Iberischen Meseta». *Geotekl. Forsch.*, 6, pp. 1-12.
- (1956).—«El Precámbrico en España». (Traduc. G. de Llarena). *Not. y Com. IGME*, núm. 60, pp. 227-240, Madrid, 1960.
- (1956).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español» (Traduc. de G. de Llarena). *Not. y Com. IGME*, núm. 61, pp. 131-164, Madrid, 1961.
- (1956).—«El Cámbrico de España». *Mem. IGME*, núm. 75, pp. 1-256, Madrid, 1970.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical Petrology or polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 237-325.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoique de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, núm. 7, pp. 243-245.
- (1964a).—«Sur la volcanisme silurien du synclinal de Truchas». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, núm. 2, pp. 57-58.

- (1964b).—«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 Superior schisto-gresu 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.
- MATTE, Ph. (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 deformation tardie dans l'hercynien du nord-ouest de la Espagne». *Tectonophysic-Elsevier Publishing Company*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase Herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XV, núm. 4, Oviedo, pp. 59-64.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 88, pp. 31-42.
- (1966).—«Stratigraphie magmatismus und tektonik der montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada, in nordwest Spanien». *Geotekt Forsch.*, núm. 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, pp. 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—«Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, núm. 61, pp. 83-88.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la Géologie de "l'Olló de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I., y LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1965).—«Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 78, pp. 221-236.
- PARGA-PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarcítica de Gistral, Lugo». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 87, pp. 59-90.

- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHURE, R.; HEBEDA, E., y VERDURMEN, E. (1970).—«Dating events or acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula». *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, núm. 1, pp. 255-274.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolitos en la provincia de Lugo». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de 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. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 81, pp. 7-20.
- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- TEX, E. den (1966).—«Apercu petrologique et structural de la Galicie cristalline». *Leidse. Geol. Med.*, núm. 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den, and FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Ed. Technip*, Paris.
- VIDAL, BOX, C. (1941).—«Contr. al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real. Soc. Hist. Nat.*, vol. 39, pp. 121-153.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nordostlichen provinz Lugo, NW Spanien». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- 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