



# IGME

# 17

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

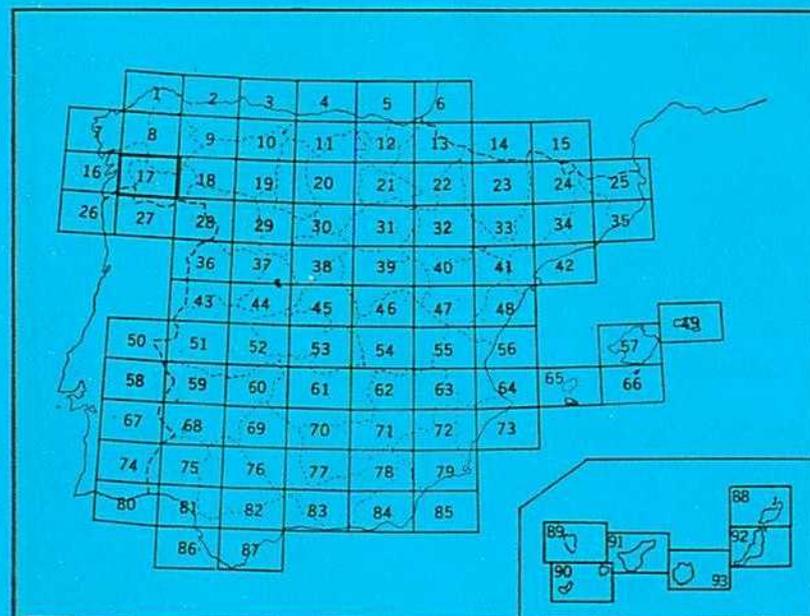
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

# ORENSE

Primera edición

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



# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

## ORENSE

Primera edición

*Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.*

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA  
SISTEMA DE COORDENADAS UTM  
Editado  
por el  
Departamento de Publicaciones  
del  
Instituto Geológico y Minero  
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 29.905 - 1970

---

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

## 1. INTRODUCCION

La Hoja n.º 17 del Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, situada en el NO. de la Península Ibérica, comprende casi exclusivamente terrenos paleozoicos y pre-paleozoicos. Su distribución y facies permiten dividir este dominio del NO. de la península en unidades alargadas, más o menos paralelas a la dirección de la cadena.

De las cinco zonas establecidas por Ph. MATTE (1968), la presente Hoja geológica n.º 17 queda encuadrada principalmente en la zona IV, teniendo sus extremos NE. y O. en contacto con las zonas III y V, respectivamente (figura 1.-1).

## 2. ESTRATIGRAFIA

A continuación se expresan las características de las tres zonas de MATTE (op. cit.) que integran el área de esta Hoja.

### Zona IV — Galicia media

Se encuentra caracterizada por:

- 1) Ausencia de afloramientos Devónico-Carboníferos.
- 2) Presencia de un Ordovícico Superior y Silúrico esquisto-so, muy potente (4.000 metros).

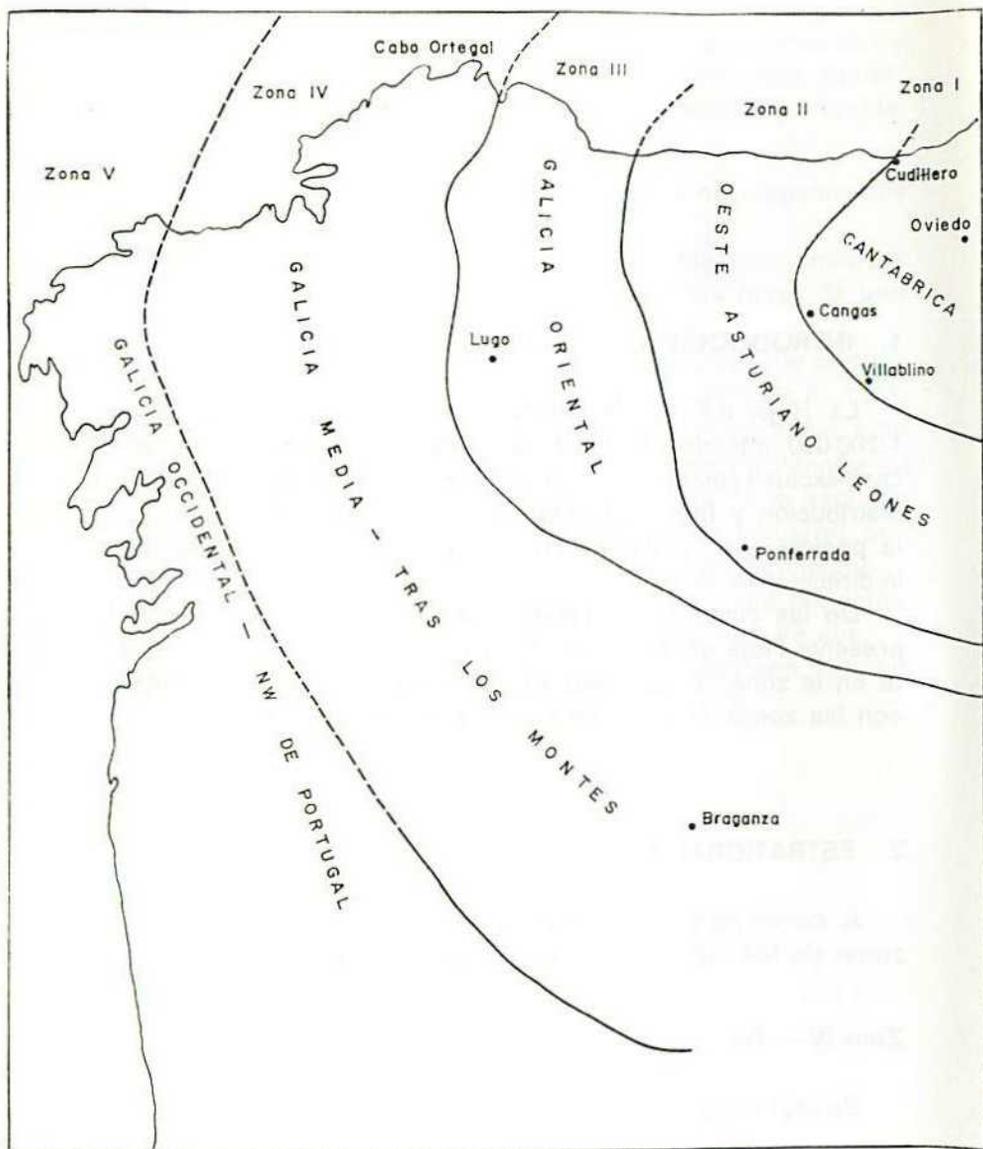


Fig. 1-1

Las diferentes zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica. (Según Ph. Matte.)

- 3) Ausencia de Cámbrico en ciertos puntos, donde el Arenig llega a reposar directamente sobre el Precámbrico porfiroide.
- 4) Un Precámbrico porfiroide (Ollo de Sapo), considerado en parte como el residuo de un antiguo zócalo granítico.
- 5) Un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido de rocas básicas metamórficas.

### Zona III — Galicia oriental

Esta zona viene caracterizada por:

- 1) Algunos afloramientos de Devónico Inferior y Carbonífero de edad indeterminada.
- 2) Una gran diversidad de facies del Silúrico y Ordovícico Superior, en el cual se encuentran calizas de tipo arrecifal y un vulcanismo ácido, sobre todo.
- 3) Discordancia frecuente del Silúrico al Cámbrico Superior.
- 4) Presencia de un Cámbrico completo, pero de menor potencia que en la zona anterior (1.500 a 2.000 metros), y mucho más esquistoso que en la zona II.
- 5) Presencia de Precámbrico esquistoso.

### Zona V — Galicia occidental

La estratigrafía de esta zona no se puede establecer de una manera directa, donde los terrenos, muy metamórficos e inyectados de granitos, son azoicos.

No ocurre lo mismo en el NO. de Portugal, donde la zona V puede ser establecida estratigráficamente y resulta muy similar a la IV. Difiere, sin embargo, por:

- a) La aparición entre el Arenig y el Precámbrico porfiroide de una potente serie, atribuible al Cámbrico.
- b) La frecuente discordancia del Arenig sobre el complejo «esquisto-grauwáquico».

- c) Presencia de algunos emplazamientos del Devónico Inferior y Carbonífero.

## 2.1. FORMACION PORFIROIDE «OLLO DE SAPO»

Aflora en Galicia media, siguiendo una estrecha franja de unos 300 kilómetros de longitud, comenzando en la isla Coelliera para ir a desaparecer bajo el Terciario de la Meseta, cerca de Zamora. Está cubierta esta formación en la parte oriental de Galicia por el Ordovícico, mientras que el substrato es desconocido. Su edad se estima en Precámbrico Superior.

En nuestra zona aparece en el borde NE. de la Hoja. Comprende este Precámbrico porfiroide dos facies diferentes: una, de grano fino, sin megacristales, litarenitas (metagrauwacas), feldespáticas típicas, con algunas intercalaciones sobre todo en el techo de esquistos, cuarcitas, arcosas y rocas volcánicas ácidas, situadas en la parte superior de los afloramientos. La otra, conteniendo megacristales feldespáticos, constituye una facies muy típica. Las rocas de esta segunda facies son «porfiroides» cuando el metamorfismo es más importante.

Sobre el origen de estos pórfidos con megacristales se establecieron dos hipótesis: una como derivados de una roca antigua «in situ» (granito, gneiss, lavas, etc.) y otra de una litarenita feldespática en la que el cuarzo y feldespato podrían venir de rocas ácidas diferenciadas (granito, gneiss, lavas).

La clasificación de los gneisses se realizó por medio de análisis petrográfico y tectónico. Resultó que los gneisses se derivan de rocas volcánicas. Las rocas sufrieron dos metamorfismos. El primero de tipo regional, que actuó durante la época del plegamiento principal; el segundo, de contacto, causado por la intrusión del granito. El metamorfismo hace imposible la determinación de las vulcanitas. Sólo se puede afirmar que estas rocas estuvieron compuestas de plagioclasas, feldespato potásico y cuarzo, como constituyentes principales. Por esto las lavas probablemente correspondieron a una riodacita.

## *Edad y conclusiones sobre la serie porfiroide*

Esta formación está situada bajo el Ordovícico Inferior, por lo que solamente se puede atribuir sin mayores precisiones, una edad ante-Ordovícica.

En el NE. de Portugal (Miranda do Douro), en «Ollo de Sapo», está situado bajo el complejo esquisto-grauwáquico considerado por Ph. MATTE y A. RIBEIRO (1967) como Cámbrico Superior, por lo que la edad del mismo sería, como mínimo, anterior al Cámbrico Superior.

Muchas veces la formación porfiroide es análoga a otras formaciones de Francia y S. de España consideradas como Cámbrico Inferior o Precámbrico (I. PARGA PONDAL, 1964). R. CAPDEVILLA (1969) opina que el «Ollo de Sapo», al menos en su parte superior, pasa lateralmente a la serie arenoso-lutítica de Villalba, que reposa bajo el Cámbrico Inferior.

Como consecuencia, se piensa (R. CAPDEVILA, LOTZE, 1945, 1966, W. RIEMER, 1963, y PARGA PONDAL, 1964) que el «Ollo de Sapo» es Precámbrico Superior.

## 2.2. CAMBRICO INFERIOR

Comprende rocas de composición cuarcítica, lutítica (pelítica) y carbonatada, que en las zonas de mayor metamorfismo muestran asociaciones minerales muy variadas. Es también la única formación que comprende depósitos carbonatados importantes.

La formación está constituida de 300 a 400 metros de rocas lutíticas (pelíticas), hacia el centro de las cuales se observan lentejones de rocas carbonatadas, que pueden alcanzar el centenar de metros de potencia.

En las zonas poco metamorfizadas esta formación de Cándana son esquistos de color verde o azul, a veces con delgadas intercalaciones de ampelitas piritosas negras.

En las más metamórficas pasan a micaesquistos y gneis, una gran parte de los cuales presenta la particularidad de encerrar porfiroblastos gigantes de granate, andalucita y estauroлита.

Hacia la zona media de los «esquistos de Cándana» se observan paquetes de rocas carbonatadas que pueden sobrepasar el centenar de metros de potencia, así como lentejones y niveles de rocas calcomagnesianas de algunos centímetros de espesor. Las rocas carbonatadas más importantes son: calizas, magnesitas y dolomías. La naturaleza sedimentaria de las magnesitas, estudiadas más al N. en la región de Sarriá por J. GOMEZ DE LLARENA (1964) indicaría la proximidad de una costa (\*).

Los lentejones e intercalaciones calcomagnesianas, cuando se encuentran en zonas profundas, provienen de gneis calcomagnésicos y de anfibolitas con mineralogía compleja por mezclas posteriores o contactos con esquistos encajantes.

### 2.3. CAMBRICO MEDIO A ORDOVICICO INFERIOR

Esta formación comprende, en su base, una serie «flischoide» y en la superior, cuarcitas armoricanas. Ha sido estudiada en las zonas poco metamórficas por R. WALTER (1962-1968) en Mondoñedo, y por W. RIEMER (1963) y PARGA PONDAL, P. MATTE y R. CAPDEVILA (1964) en la zona del «Ollo de Sapo».

En la zona del «Ollo de Sapo» la serie flischoide es esencialmente lutítica (pelítica), y comprende, de abajo arriba:

- Un micro conglomerado con guijarros de cuarzo azulado.
- Una zona de alternancias de lutitas (pelitas) y cuarcitas, que en Sanabria encierran cruzianas de edad Arenig.

---

(\*) La naturaleza sedimentaria de las magnesitas no está aceptada por todos los autores. El hecho de citar esta hipótesis en la presente Memoria es a título de mera información.

- Y una zona, la más importante, esencialmente pelítica a veces, con lentejones ferruginosos.

Las capas de cuarcitas tienen colores claros y son muy duras. La roca está compuesta, casi exclusivamente, de cuarzo de grano fino; zircón, chorlo, magnetita y sericita aparecen como accesorios.

Por la resistencia a la erosión la serie de cuarcitas adquiere una importancia dominante para la orografía, formando las sierras de cota más importante (Sierra de Caurel, en el borde NE. de la Hoja).

Se nota en este horizonte una importante diferenciación de facies, debido posiblemente a las ondulaciones del geosinclinal. Esencialmente se presenta:

- a) En gruesas capas, que presentan estratificación cruzada y «ripple-marks». Se encuentran lentejones de conglomerados y algunas trazas de fósiles. Por todo ello parece que la roca se formó en aguas de poca profundidad.
- b) En la zona de Sierra de Caurel la potencia alcanza los 200 metros, de éstos gran parte pertenece a pizarras. Las cuarcitas contienen pequeñas cantidades de arcilla, dándoles aspecto más arenoso. Escasean la estratificación cruzada y «ripple-marks», así como las trazas de fósiles.
- c) Por la región de El Barco este horizonte está representado por delgadas cuarcitas y areniscas. En las cuarcitas se descubrieron fósiles que sirvieron para determinar la posición estratigráfica. Se trata de bilobites del tipo de la Cruziana rugosa; además, Vexillum, Tigilites y restos de braquiópodos (Lingula). Según SEILACHER (1960), la Cruziana rugosa pertenece al Ordovícico Inferior.

Capas de Rubiana.—Facies típica de esta zona. Está constituida por una alternancia de cuarcitas, pizarras y areniscas ferruginosas. Como mineral de hierro aparece thuringita y, en peque-

ñas cantidades, magnetita. La thuringita da un color verde a la roca. Hay intercalaciones de conglomerados y lechos de brecha de braquiópodos.

## 2.4. ORDOVICICO SUPERIOR Y EL GOTLANDIENSE

Estas dos series, esencialmente lutíticas (pelíticas) son a veces difíciles de separar, sobre todo en las zonas más internas.

### 2.4.1. Ordovícico Superior — Esquistos de Luarca

En el N. de la Hoja aflora el flanco externo del Anticlinal del «Olló de Sapo». Es un conjunto esquistoso, con intercalaciones de hierro oolítico. Su potencia varía de 200 a 1.000 metros.

En el flanco interno del Anticlinal del «Olló de Sapo» esta serie es aún más potente, cerca de 2.000 metros (Ph. MATTE, 1968). A la inversa de las series paleozoicas anteriores, el Ordovícico Superior disminuye en espesor de O. a E.

### 2.4.2. El Gotlandiense

Es la formación que presenta más variaciones de facies y espesores de todo el NO. de España. Comprende ampelitas, pero según las zonas suele encerrar también lutitas (pelitas) basales, calizas, cuarzitas, liditas, vulcanitas ácidas, conglomerados, etc.

Se trata de una formación muy fosilífera. Abundan los graptolites y subsisten en zonas muy metamórficas, encontrándose restos todavía reconocibles.

En el flanco externo del Anticlinal de «Olló de Sapo» el Gotlandiense está formado esencialmente por pelitas y ampelitas. Tiene poco espesor, no sobrepasando el centenar de metros en las regiones donde el Ludlow ha sido datado.

En el flanco interno del anticlinal, el Gotlandiense alcanza un

considerable desarrollo, ya que llega a sobrepasar los 2.000 metros (Ph. MATTE, 1968). Comprende, por una parte, esquistos de color vinoso, y sobre todo verdosos, que constituyen lo esencial de la serie; luego, también, cuarcitas, liditas, vulcanitas ácidas e intercalaciones carbonatadas.

Al igual que con el Ordovícico, se observa que el espesor de la serie Gotlandiense disminuye de O. a E. y que son las rocas más al E. las más ricas en cloritoide.

Después del Gotlandiense se realizó el plegamiento principal herciniano.

En el núcleo del pliegue tumbado de Caurel, debajo de los esquistos negros con cloritoide que suministraron graptolites atribuibles al Wenlock Superior-Ludlow Inferior (determinación S. WILLEFERT), se encuentra una serie de esquistos verdes, calizas azules con crinoides y arenisca ferruginosa, donde se encontraron fragmentos de trilobites indeterminables y numerosos braquiópodos mal conservados con suelo devónico.

Más al E., en el núcleo del mismo sinclinal, las mismas calizas suministraron Tentaculites y braquiópodos un poco mejor conservados, atribuibles al Devónico Inferior (J. DROT y Ph. MATTE, 1967).

## 2.5. CARBONIFERO DEL SUR DE LA PROVINCIA DE LUGO

W. RIEMER (1962-1963) ha descrito en San Clodio-Quiroga, sobre el flanco S. del pliegue tumbado de la Sierra de Caurel, una serie de liditas, litarenitas, esquistos y arenas con fragmentos de plantas, de edad carbonífera probable. Estos afloramientos carboníferos presentan un gran interés por varias razones:

- Son los afloramientos de Carbonífero más internos de la virgación.
- No tienen todos la misma facies que el Estefaniense de la cuenca del Bierzo. No puede tratarse más que del Carbonífero más antiguo y la facies de esta serie no se pue-

de llamar en particular el Viseense de tipo Culm, que se encuentra en toda la cadena herciniana de Europa meridional.

- Este Carbonífero está fuertemente plegado, contrariamente a los depósitos de Estefaniense más externo.
- W. RIEMER piensa, además, que esta serie es discordante sobre su substrato y menos deformada que él. De esto se deduce que estos lechos son posteriores a la fase 1 y anteriores a la fase 2 \*. Estos lechos ocupan el centro de un sinclinal silúrico segunda fase y están ellos mismos dispuestos en un sinclinal estrecho, de dirección NO.-SE., combado hacia el NE.

Este Carbonífero parece ligeramente discordante, pues reposa bien sobre la potente serie esquistosa que marca el paso del Ordoviciense Superior al Silúrico, bien sobre el Silúrico mismo. Además, está afectado por un plegamiento acompañado de esquistosidad, cuyo estilo y dirección son parecidos a los de la fase 2 (pliegues con plano axial subvertical ligeramente combados hacia las zonas externas y que parece ser la sola deformación sufrida por estos lechos). Sin embargo, es difícil saber de manera cierta si estos depósitos son bien posteriores a la deformación 1.

En efecto, la esquistosidad 1 que se encuentra en el Ordoviciense Superior del substrato es la misma del frente de esquistosidad de flujo-esquistosidad de fractura y no se diferencia fundamentalmente en lámina delgada de la esquistosidad 2 del Carbonífero, apenas un poco más fuerte. Parece que el grado de metamorfismo de los esquistos no ha sido suficiente en el Ordoviciense para hacer nacer, durante la fase 2, una esquistosidad de tipo «strain slip», y que por consiguiente las condiciones de presión y de temperatura después de la fase 1 y de la fase 2 en este lugar no era muy diferente.

---

(\*) De plegamiento, según Ph. MATTE.

Este Carbonífero no presenta los caracteres de un sedimento francamente post-orogénico como, por ejemplo, los potentes conglomerados de base (serie de Curavacas) del Westfaliense de los Montes Cantábricos.

- En efecto, no se encuentran conglomerados en la base del Carbonífero de San Clodio. Se ha observado en la base de esta formación la presencia de nódulos ferruginosos rojizos que no exceden algunos decímetros de espesor.
- La discordancia entre esta formación y su substrato es débil, pues este Carbonífero reposa sobre los términos más elevados de la serie aflorante (Ordovícico Superior o Silúrico), pero jamás sobre los terrenos más antiguos (Ordoviciense Inferior o Precámbrico porfiróide).
- No hay variación de metamorfismo notable entre el substrato y este Carbonífero, y no se encuentran en esta formación cantos de rocas metamórficas, como por ejemplo en el Westfaliense de la región de Porto.

Sin embargo, W. RIEMER (1963, 1965) señala la presencia en las literanitas de fragmentos de granitos gneísicos. De ello deduce la presencia de granitos formados durante la fase 2. Sin embargo, puede tratarse de xenolitos en relación con el volcanismo carbonífero o bien rocas antehercinianas.

Por otra parte, señala la presencia de guijarros de rocas ya esquistosas durante el depósito del conglomerado. Si esta observación es exacta, constituye evidentemente un argumento de peso en favor de la anterioridad de la fase 1 a estos depósitos Carboníferos.

En resumen, se presentan dos soluciones:

- 1.º Este Carbonífero, del que se tienen fuertes razones para considerar como Inferior, es transgresivo, ligeramente discordante, pero anterior a la primera fase; el Devónico no se había depositado o había sido erosionado.

2.º Este Carbonífero es posterior a la primera fase. En este caso se ha erosionado toda la cobertera silúrica de terrenos afectados por la esquistosidad y caracterizados por pliegues tumbados.

Si este Carbonífero es de edad Viseense, esta cobertera estaría representada solamente por el Devónico que, en los montes Cantábricos, no excede de los 2.000 metros.

Si por el contrario se trata de un Westfaliense B, se aproxima a los órdenes de potencia verosímiles, ya que el Devónico-Dinantiense podía alcanzar 3.500 metros en Asturias y sin duda mucho más en el S. de la Península.

Sea lo que sea, la falta de fósiles suficientemente bien conservados no permite zanjar esta cuestión en el S. de la provincia de Lugo.

## 2.6. Terciario *No*

El valle de Monforte está ocupado por una formación arcillosa y arenosa. En la base de la formación predominan los bancos verdes, rojos, blancos o amarillos de arcilla.

La parte superior contiene capas de arenas de color verde, blanco y rojo. La presencia de mica abundante y feldespatos, es frecuente en la arena. No se ha encontrado ningún fósil. La formación se parece mucho al Terciario de Castilla, por lo que se le da como Mioceno.

Existe también en dicho valle de Monforte y en otros más meridionales una formación de guijarros con barro rojo cubriendo las arcillas irisadas. Mientras las arcillas irisadas fueron acarreadas del S. y cubrieron toda la superficie de la región, las gravas se restringen a las orillas de los ríos. Tras el depósito de los guijarros rojos, se formó una terraza con cantos grises. La terraza se halla a poca altura sobre el río Sil, y se atribuye a la formación cuaternaria.

## 2.7. GRANITO *mm*

Hay en la zona investigada varios tipos de granitos, con bastante parecido entre sí. Es posible, no obstante, distinguirlos por la diferencia en textura, e incluso por su composición mineralógica.

Se pueden dividir los granitos en tres tipos principales: granito anatóxico, granito de dos micas y granitos de megacristales.

### 2.7.1. Granito anatóxico *mm*

El granito anatóxico es la fase granito en su forma más homogénea, aunque el carácter palingénico está claro por la presencia de xenolitos de esquistos, cuarcitas y restos de la fase pegmatóide.

Por la composición química y mineralógica se clasifica el granito anatóxico como una granodiorita. Esta se distingue de los granitos más jóvenes por la presencia de sillimanita y cordierita. El contenido de biotita moscovita, feldespato alcalino y plagioclasa varía mucho.

### 2.7.2. Granito de dos micas *mm*

Los minerales constituyentes son grandes feldespatos blancos, microclina y plagioclasa ácida, en general en un avanzado estado de caolinización. El tamaño del grano hace que se le incluya entre los de textura granuda; el cuarzo en granos xenomorfos transparentes presenta un tamaño medio de dos a tres milímetros de diámetro; moscovita en láminas de hasta tres o cuatro milímetros de diámetro; biotita, y algo de turmalina bien repartida por toda la masa.

### 2.7.3. Granito de biotita porfiroide

Cuerpos intrusivos de este tipo no son raros por Galicia occidental y N. de Portugal. Se ha comprobado la existencia de grandes bloques de esquistos biotíticos migmáticos, de más del metro cúbico, incluidos dentro de la masa del granito de biotita.

Estas masas ofrecen sólo un ligero metamorfismo térmico y es fácil observar que fueron arrancadas de su posición geológica original y envueltas por el magma intrusivo en el momento de su emplazamiento.

El granito de biotita, porfiroide, es de gran acidez, muy rico en cuarzo y con grandes feldespatos, blancos o rosados más o menos porfíricos, que destacan sobre un fondo compuesto de cuarzo, feldespato y biotita, sin ordenación ni orientación. Suele contener como minerales accesorios, titanita, apatito y circón.

### 2.8. GRANODIORITAS

Constituyen el último acontecimiento magmático importante de la orogénesis herciniana.

Se trata de granodioritas con sólo biotita. Su emplazamiento está precedido por tonalitas, a la cual siguen diversas rocas diferenciadas, sobre todo microgranitos.

Los gneisses de composición granítica son bastante comunes en todo el centro y occidente gallego, así como afloramientos de rocas metabásicas indiferenciadas.

### 2.9. PARAGNEIS Y GNEIS MICACEOS

Corresponde este grupo a un extenso conjunto de rocas que se encuentran adosadas y sobre las rocas plutónicas antes mencionadas.

Se identifica con un grupo de metamorfismo más avanzado que el de los micaesquistos y adquiere ya el carácter de roca compacta, aunque en superficie y debido a la meteorización ofrezca una apariencia de esquistosidad.

Dentro de este grupo se encuentran toda clase de tránsitos hacia los granitos. Entre los paragneises y gneises micáceos se incluyen las ectinitas correspondientes a zonas de intensidades crecientes de metamorfismo. Igualmente las metasomáticas que aparecen en las zonas de migmatización. En general hay diversas causas por las que los sedimentos primitivos se han gneisificado.

En los bordes de los batolitos, las bandas estrechas e interrumpidas de gneises producidos por la puesta «in situ» de dichos plutones y su acción metamórfica de contacto.

En las zonas de migmatización, la gneisificación se llevó a cabo por el paso sucesivo de los clásicos frentes de metamorfismo básico y sílico-alcálico. En estos gneises pueden observarse toda clase de estructuras mixtas, como agmatitas, epibolitas (gneises fajeados) etc.

Otra serie de gneises de aspecto micáceo pardo, similar a los anteriores y de origen puramente tectónico, son los de la zona de Puente Caldelas (NO. de la Hoja), que bordean una curiosa serie de fallas de desgarre.

## **Rocas básicas**

Según A. NAVARRO y J. DEL VALLE (1959), al sur de Lalín aparecen unas rocas oscuras verdosas, cuyos elementos más abundantes son anfíbol y plagioclasa, que designan con el nombre de anfíbolita.

Está representada por numerosas variedades, con frecuentes cambios de textura y estructura. Desde honblenditas extraordinariamente compactas y cristalinas hasta variedades de escamas bastas en las que se ven claramente los componentes plagioclasa y anfíbol.

Por su tectonización, grado de metamorfismo y relación con otras rocas, ambos autores deducen que junto con los ortogneis representan el grupo petrológico más antiguo de la región.

Ambas bandas conjuntas de anfibolitas y ortogneis forman al S. de Lalín un amplio arco para acabar volviendo hacia el N.

### 3. TECTONICA

En el NO. de la Península Ibérica la orogenia herciniana afectó a todos los terrenos, desde el Precámbrico cristalino de Galicia occidental y N. de Portugal hasta el Devónico-Carbonífero no metamórfico de Asturias y León.

Los grandes hechos tectónicos de este trozo de cadena herciniana son los siguientes:

- 1.º Las estructuras hercinianas se incurvan en arcos más o menos concéntricos, dando una virgación con convexidad oeste (figura 3.-1).
- 2.º El aumento de la deformación del metamorfismo y plutonismo herciniano hacia el O. y SO., perpendicularmente a las estructuras, así como el combamiento general de pliegues y mantos hacia el centro del arco, permiten subdividir la cadena en zonas externas (orientales) e internas (occidentales).
- 3.º La cadena herciniana está colocada sobre un zócalo precámbrico de rocas sedimentarias plegadas, de rocas plutónicas y, sin duda, también de rocas metamórficas.
- 4.º Existe un paralelismo estrecho entre las estructuras hercinianas y las líneas isopacas e isopicas de terrenos paleozoicos.
- 5.º Entre la orogénesis precámbrica y la herciniana no ha habido plegamientos importantes, sino solamente mo-



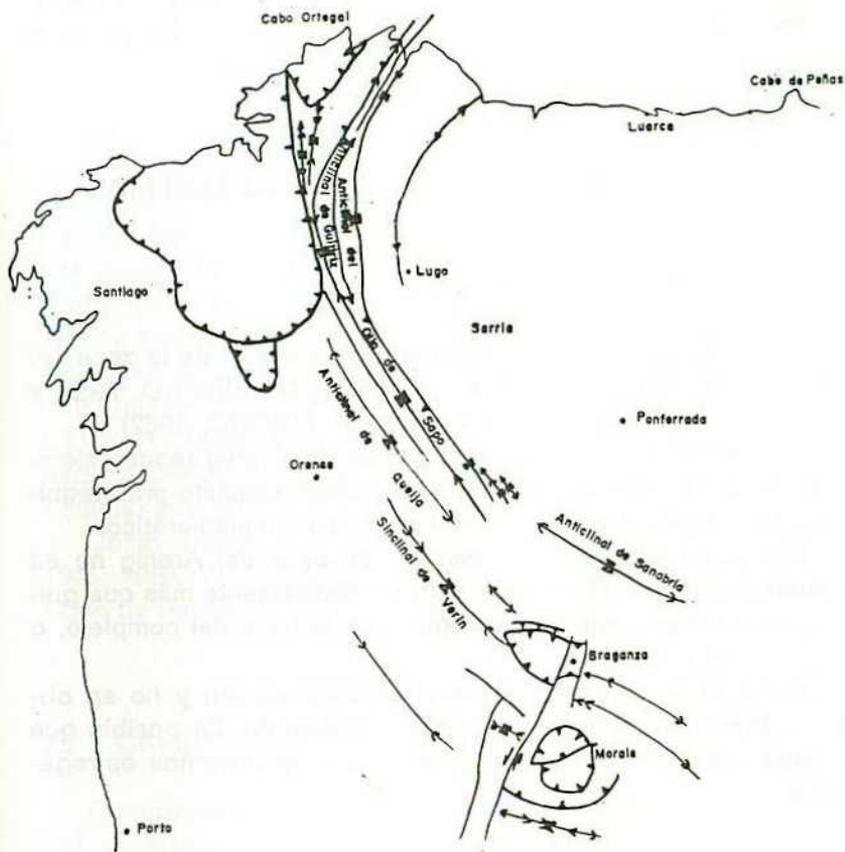
vimientos epirogénicos, notables entre el Cámbrico y Arenig (en el N. de Portugal) y entre el Ordovícico y Silúrico.

- 6.º La tectónica herciniana se caracteriza por la presencia de fases de plegamiento superpuestas tanto en las zonas internas como en las externas. La primera fase es la más importante y origina la estructura de la cadena. La segunda fase es menos importante. Se trata de una fase de ajustamiento, que ha dado, sin embargo, en las partes internas estructuras con planos axiales subverticales más o menos paralelos a los de la primera fase (figuras 3.-1 y 3.-2). La fase tardía no ha dado grandes estructuras en el dominio estudiado, no variando la marcha adquirida durante las dos primeras fases de plegamiento.
- 7.º El metamorfismo herciniano comenzó con la primera fase de plegamiento y se termina generalmente con la segunda. Es en su mayor parte de tipo medio, pero de baja presión.
- 8.º La mayoría de los granitos hercinianos han sido emplazados en la segunda fase y después de ella.

### 3.1. LAS DEFORMACIONES ANTEHERCINIANAS EN EL PRECAMBRICO SUPERIOR Y EL PALEOZOICO

El estudio de estas deformaciones es complicado, puesto que han sido afectados por los plegamientos y el metamorfismo herciniano.

Exceptuando el zócalo precámbrico antiguo, las deformaciones más antiguas e importantes son aquellas que han afectado al Precámbrico Superior esquistoso-arenoso durante el depósito del Cámbrico en el O. de Asturias, y que parecen indicar que el Precámbrico Superior ha sido afectado por verdaderos pliegues.



- 
 Anticlinel simétrico con indicación del prolongamiento axial
- 
 Sincinal volcado
- 
 Falla inversa o cabalgamiento

Fig. 3.-2

Las grandes estructuras de la fase 2. (Según Ph. Matte)

Las deformaciones posteriores que han afectado al paleozoico son mucho menos importantes en el Devónico. No parecen corresponder más que a movimientos epirogénicos.

### 3.2. LOS MOVIMIENTOS ENTRE CAMBRICO SUPERIOR Y ARENIG (FASE SARDA)

Afectan, generalmente, el N. de Portugal.

Están representados por la aparición, en el S. de la zona IV, de un conglomerado en la fase del Arenig (A. RIBEIRO, 1965) y a veces de una discordancia angular (A. RIBEIRO, 1962).

En efecto, el conglomerado de base del Arenig reposa siempre sobre la parte superior del «complejo esquisto-grauwáquico», en el cual se intercalan ya lentejones conglomeráticos.

Por otra parte, el conglomerado de base del Arenig no es apenas poligénico. No se encuentran prácticamente más que guijarros de calizas, que se encuentran en la base del complejo, o de guijarros cristalinos.

Hacia el N. estos conglomerados desaparecen y no se observa discordancia entre Arenig y el substrato. Es posible que la ausencia de Cámbrico se deba sólo a movimientos epirogénicos.

### 3.3. FASES DE PLEGAMIENTOS HERCINIANOS

La primera fase, la más intensa, ha afectado todo el NO. de la Península. La deformación ha alcanzado a todas las rocas y a todas las escalas, y está acompañada de metamorfismos progresivos. Corresponde a las condiciones de máxima presión y temperatura.

Entre la primera y segunda fase de plegamiento la cadena levantada ha sido, en parte, erosionada.

La segunda fase del plegamiento, menos intensa y penetrante (quizá en razón al endurecimiento producido por el metamorfismo precedente) va acompañada de una retromorfosis.

Las deformaciones tardías solamente han dado estructuras menores.

### 3.3.1. La primera fase de plegamiento

Como en muchas orogenias antiguas, constituye el acontecimiento mayor.

Mientras que en la zona externa (Montes Cantábricos) el estilo tectónico es relativamente superficial, en el dominio más interno el estilo de la deformación es más profundo. MATTE (1968) ha dividido esquemáticamente la zona NO. en tres dominios (figura 3.-1).

- Dominio de pliegues con plano axial subvertical.
- Dominio de pliegues tumbados.
- Dominio de pliegues tumbados replegados.

La presente Hoja 17 comprende parte del segundo y tercer dominio.

#### — *Dominio de los pliegues tumbados*

La esquistosidad disminuye respecto al dominio de los pliegues de plano axial subvertical, pasando al dominio de pliegues tumbados que corresponde a la mayor parte de Galicia oriental. La aparición de pliegues tumbados coincide con la presencia en Galicia oriental de series mucho menos masivas y mucho más esquistosas, por eso corresponde sobre todo a un metamorfismo más intenso (mesozona).

Hacia la parte S. de este dominio, la amplitud de los pliegues tumbados disminuye y los planos axiales se enderezan.

Las dos estructuras más notables de este dominio son: El Anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarriá, y el de la Sierra de Caurel.

El pliegue tumbado de la Sierra de Caurel es una unidad superior en el flanco SO. del de Mondoñedo y afecta solamente al Paleozoico en el afloramiento. Es aún más espectacular, ya que las diferencias de relieve son mucho más importantes (400 a 1.600 metros) y las cuarcitas armoricanas que forman la masa de este macizo se destacan bien con sus tonos claros sobre los esquistos oscuros del Ordovícico y Silúrico. Hacia el SE., la amplitud del pliegue tumbado disminuye poco a poco. La Sierra de Caurel es muy interesante, ya que en ella se puede estudiar perfectamente la evolución del estilo de pliegues y relaciones entre las estructuras mayores y menores.

— *El dominio de los pliegues tumbados replegados*

En el O. y el SO. del dominio anterior no se observan pliegues tumbados tan espectaculares como el de Mondoñedo o la Sierra de Caurel. La estructura más evidente en esta región es un anticlinal de la segunda fase con gran representación de Precámbrico porfiroide (anticlinal del «Ollo de Sapo»).

Se cree que este anticlinal de la segunda fase está superpuesto también en la parte media y septentrional de la virgación a un gran anticlinal tumbado del estilo pénnico, del que no se ve actualmente más que el flanco normal replegado.

En la región situada al SO. de Puertomarín y hasta en la región de San Clodio, se observan todavía en la curvatura ordoviciense del anticlinal del «Ollo de Sapo» pliegues tumbados de amplitud kilométrica.

### 3.3.2. La segunda fase de plegamiento

Se distingue de la primera en las siguientes características:

- Es mucho menos extensa.
- No da en todas partes estructuras menores.
- Las rocas no están generalmente deformadas de manera tan profunda como en la primera fase.

- En general forma un conjunto posterior al paroxismo del metamorfismo herciniano, aunque a veces han subsistido condiciones mesozonales.
- Es contemporáneo del emplazamiento de macizos graníticos de dos micas.

Los pliegues son geométricos, tienen plano axial subvertical bien reconocible y repliegan las estructuras de la primera fase, y particularmente la esquistosidad primaria.

La estructura más importante es el anticlinal del «Ollo de Sapo», que con una anchura media de 10 kilómetros y una longitud de más de 300, va desde el extremo N. de la costa gallega hasta la provincia de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario. En efecto, es una serie de anticlinales (Barquero, Guitiriz, Vilachá, Queija, Sanabria) que se relevan. En el norte de la virgación, el anticlinal del Barquero es disimétrico, hacia el sur se abre cada vez más hasta llegar a Sanabria, donde es prácticamente un domo bastante suave.

#### 3.4. RELACIONES ENTRE LA TECTONICA Y EL METAMORFISMO REGIONAL HERCINIANO

Los grados de metamorfismo más elevado, caracterizado por la presencia de sillimanita, aparecen en la parte interna de la zona III y se desarrolla profundamente en la IV.

En el dominio de pliegues tumbados y pliegues tumbados replegados, el metamorfismo es de tipo «intermedio de baja presión» (Ph. MATTE, 1966; R. CAPDEVILA, 1968). Está caracterizado por la presencia de distena o de andalucita, sin el elevado grado de la zona de almandino.

##### 3.4.1. Relaciones entre el estilo de plegamiento y la intensidad del metamorfismo

El dominio de pliegues tumbados no replegados es, en gran parte, mesozonal.

En las partes más internas (dominio de pliegues tumbados y replegados) las isogradas son, en general, mucho más apretadas y centradas sobre los anticlinales de Precámbrico porfiroide.

### **3.4.2. Relación de los granitos con las fases de plegamientos**

En el dominio de los pliegues tumbados y pliegues tumbados replegados, las relaciones de los granitos con las fases de plegamiento son diferentes según los tipos de granito.

Separando algunos pequeños macizos laminares, que podrían ser contemporáneos de la primera fase (R. CAPDEVILA, 1965) los granitos más antiguos son los de biotita y megacristales de feldespato potásico. Estos granitos, que se suelen presentar en macizos alargados paralelamente a la estructura de la segunda fase, son a veces destruidos y gneisificados. Sin embargo, son posteriores a la fase I y al paroxismo metamórfico herciniano.

La mayoría de los de dos micas parecen ser más recientes, inmediatos anteriores a la fase II o contemporáneos de ella.

Los últimos porfiroides con biotita son posteriores a todas las deformaciones hercinianas de la región estudiada.

## BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P.; SOLE SABARIS, L.—«Les bassins tertiaires de Galice Orientale y Leur cadre». *J. G. U. de Barcelona*, n.º 211. 1954.
- CARLE, W.—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *P. Ex. G. E.*, n.º 5. 1950.
- CAPDEVILA, R.—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercyniennes de Galice Nord-Orientale». *Univer. Montpellier. Fac. de Scienc.* (these). 1969.
- DEN TEX, E.—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice-cristaline». *Leid. Geol. Med. Deel.*, 36. 1967.
- «Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW. Spain)». *Leid. Geol. Med. Deel.*, 26. 1962.
- GUILLON, J. J.—«Contribution à l'étude des mineralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Lugo, Orense)». *Scienc. Terre Ann. Geol. Apl. Nancy*, 1969.
- GUTIERREZ GONZALEZ, G.—«Notas sobre la Sierra de Jures (Orense)». *Not. y Com.*, n.º 45. 1957.
- HENSEN, B. J.—«Mineralogy and Petrography of romethin, Litium and beyllium bearing alsite pegmatites near Doade, Galice (Orense)». *Leid. Geol. Med. Deel.*, 39. 1967.
- HERNANDEZ PACHECO, F.—«Geomorfología de la cuenca media del Sil. Memor. de R. Acad. Cienc. T. XIII. 1949.
- KONING, H.—«Les types de roches basiques et ultrabasiques que on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leid. Geol. Med. Deel.*, 36. 1967.
- MATTE, Ph.—«La Structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alp. Univer. Grenoble. T.* 44. 1968.
- NAVARRO ALVARGONZALEZ, A.; VALLE DE LERSUNDI, J.—«Bosquejo geológico de la mitad N. de la provincia de Pontevedra». *Not. y Com.*, n.º 53. 1959.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R.—«Introducción a la Geología del Olla de Sapo.—Formation porphyroide antesilurienne du Nord-Ouest de L'Espagne». *Not. y Com.*, n.º 76. 1964.
- PARGA PONDAL, I.—«Contribuciones a la primera reunión sobre geología de Galicia y N. de Portugal». *Publ. from the Depart. of Petrol. Min. and Cryst. of the Univer., Leyden*, n.º 35. 1965.
- WALTER, R.—«Die unterschiedliche Entricklung des Alt-Paläozoikuns östlich und westlich des Kristallius von Vivero-Lugo (Nordwest-Spanien)». *N. J. G. P. Mh.* 1965.
- RIEMER, W.—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com.*, n.º 81. 1966.