

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

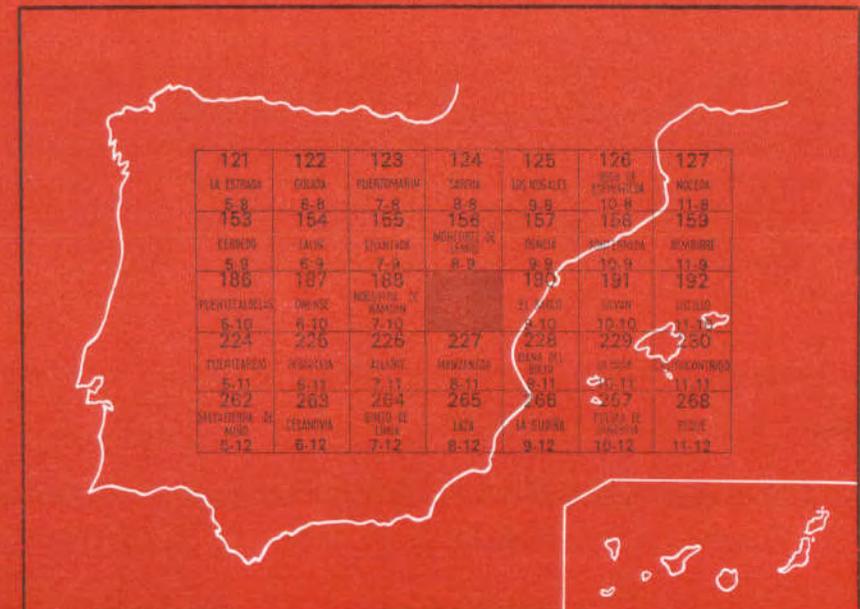
E. 1:50.000

### PUEBLA DE TRIVES

Segunda serie - Primera edición

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

I.S.S.N. 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

**PUEBLA DE TRIVES**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido el siguiente equipo técnico:

*Cartografía:* Don Pliego Dones y J. Rubio Navas.

*Memoria:* D. Pliego Dones con la colaboración de L. R. Rodríguez Fernández en los cortes geológicos y Tectónica.

*Asesoramiento:* Ph. Matte, M. Iglesias Ponce de León y F. González Lo-deiro.

*Supervisor IGME:* L. R. Rodríguez Fernández.

#### **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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 13.988 - 1981

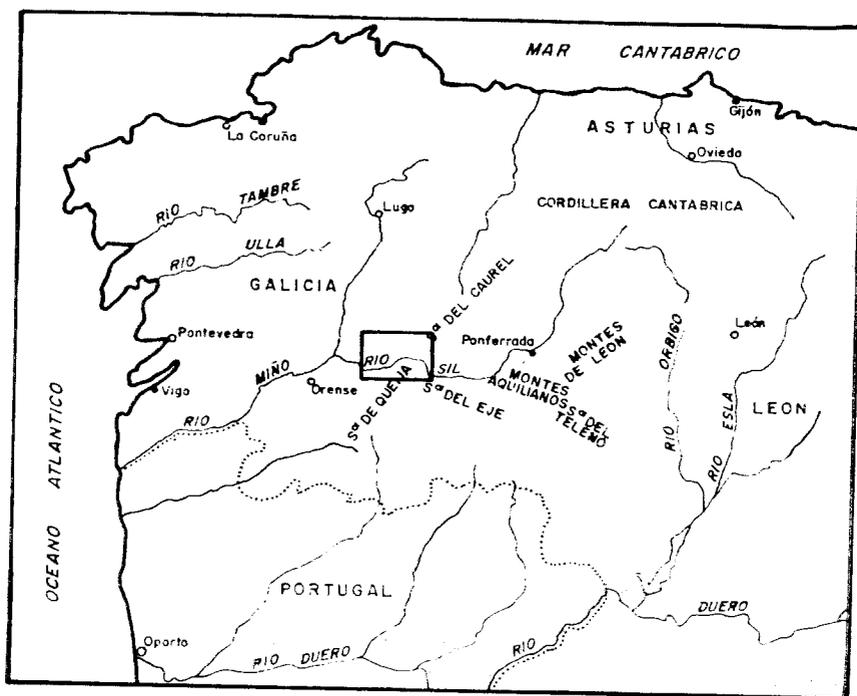
Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## 0 INTRODUCCION

La Hoja núm. 189 (8-10) Puebla de Trives, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se halla situada en el sector NO de la Península Ibérica y comprendida entre las coordenadas 3° 30' y 3° 50' de longitud O (meridiano de Madrid) y 42° 20' y 42° 30' de latitud N (fig. 1).

Desde el punto de vista geológico se sitúa, en su mayor parte, dentro de la zona paleogeográfica de Galicia Central (MATTE, Ph., 1968), y solamente el ángulo nororiental de la Hoja se encuadra en la zona paleogeográfica de Galicia Oriental. A grandes rasgos el conjunto geoestructural de la Hoja se inserta en una gran megaestructura, de dirección NNO-SSE, que es el anticlinorio del «Ollo de Sapo» (MATTE, 1968; MARTINEZ CATALAN et al, 1976); esta gran estructura se limita por el Oeste en el sinclinal de Monforte de Lemos y por el Este en el sinclinal del Sil, mientras que por el Sur queda interrumpida por el macizo granodiorítico de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000), que puede considerarse como el afloramiento más oriental del gran macizo de Chantada-Taboada; asimismo, en el extremo meridional de al Hoja se encuentran las últimas estribaciones del macizo granítico de Queija-Manzaneda (fig. 2).

Desde el punto de vista geográfico se encuadra en la parte centro-sur de la región gallega, extendiéndose desde Puebla de Trives (X: 306.000; Y: 865.000) a las proximidades de Monforte de Lemos. Constituye la Hoja una serie de comarcas naturales de modesta extensión: «Tierra de Lemos»,



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Figura 1.—Esquema de situación geográfica de la Hoja

«Valle de Quiroga», «Tierra de Trives» y «La Moa». Presenta una morfología muy variada, cuya característica más destacada es el profundo encajamiento de la red hidrográfica, principalmente del río Sil, que cruza la Hoja de E a O en su zona central. Al sur del río Sil cabe citar como accidente orográfico más destacado la Sierra de la Moa, que es en realidad una altiplanicie de cota máxima 1.049 m., y que presenta una vertiente septentrional muy escarpada con pendientes que superan el 70 por 100 y desniveles del orden de 700 m.; la vertiente meridional de la Sierra presenta unas pendientes muy suaves en general, que sólo ven interrumpida por los vajes excavados por los ríos Malo, Edo, Bibey y Navea, este último es el que hace de separación entre este macizo montañoso y la Sierra de Queija-Manzaneda.

La parte más oriental de la Sierra de La Moa presenta los puntos de máxima cota dentro de la Hoja; entre estos vértices destaca el Cerengo (X: 305.000; Y: 873.000) con 1.235 m. de altitud.

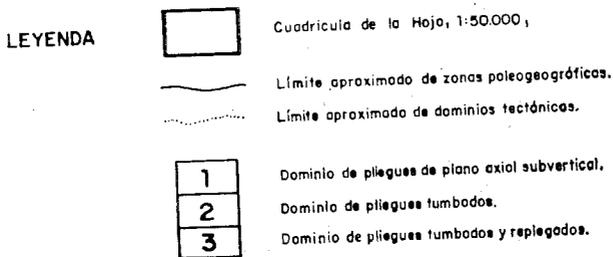
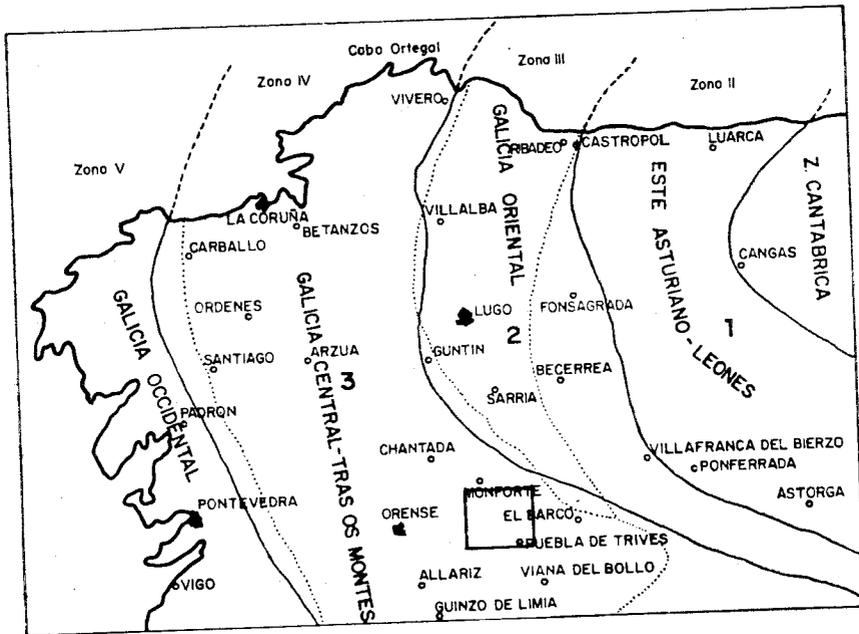


Figura 2.—Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NO de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales (MATTE, P., 1968)

Al N del río Sil y de Oeste a Este nos encontramos, dentro de la Hoja, en primer lugar con una amplia planicie (Tierra de Lemos) de altitud media 400-500 m., y en la que se levantan algunos cerros que difícilmente superan los 750 m. de cota absoluta, y que presentan, en general, laderas muy suaves; el borde meridional de esta planicie está marcado por el valle del río Sil, con laderas de más del 70 por 100 de pendiente y 300-400 m. de altura.

Hacia el E la planicie se va elevando progresivamente dando una serie de cerros cuya línea de cumbres discurre en dirección NO-SE y que constituye la Sierra del Agua Elevada, cuya cota más alta está a 886 m.

La vertiente oriental de esta Sierra presenta un brusco desnivel con pendientes del 50-60 por 100 y desniveles del orden de 500 m. hasta el cauce del río Lor.

Más hacia el E, y siempre al N del río Sil se encuentran las últimas estribaciones montañosas de la Sierra del Caurel con cotas que no sobrepasan los 800 m. y con una serie de valles profundamente encajados, por donde discurren, en dirección NE-SO, los ríos Quiroga, del Castillo y Soldón.

Entre la Sierra de La Moa y las últimas estribaciones del Caurel existe una amplia depresión situada en los alrededores de la confluencia de los ríos Sil y Quiroga, y que se encuentra rellena de depósitos terciarios; esta depresión constituye la comarca natural del Valle de Quiroga.

La Hoja se encuentra drenada directamente por el cauce del río Sil, al que vierten sus aguas, por el N, los ríos Soldón, del Castillo, Quiroga, Lor y San Juan, y por el S, los ríos Edo y Malo y el río Bibey con sus afluentes los ríos Cabalar, Fiscamo y Navea.

La red hidrográfica presenta un gran desarrollo, al que contribuyen muy directamente tres tipos de factores: climatológicos, orográficos y geológicos.

- 1) La hidrografía está controlada, dentro de los factores climáticos, fundamentalmente por la precipitación, que en el período 1931-60 ha alcanzado una media anual de 800 l/m<sup>2</sup>, siendo los meses más lluviosos los de diciembre y enero y los más secos julio y agosto.
- 2) La accidentada topografía de la región condiciona totalmente la retención de las aguas superficiales, que dentro de la Hoja es prácticamente nula, lo que da lugar a grandes variaciones en el caudal de los ríos según las precipitaciones de cada instante.
- 3) El hecho de que casi todos los materiales sean impermeables origina una ausencia casi total de aguas subterráneas, que quedan limitadas a la circulación de aguas por diaclasas y planos de falla.

Los más importantes núcleos de población se localizan a lo largo de las dos carreteras principales que cruzan la Hoja: La C. N. 533 de La Rúa a Monforte de Lemos, donde se localizan: Montefurado (X: 311.000; Y: 871.000), Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000) y San Clodio (X: 304.000; Y: 879.000); y en la C. N. 120 de Logroño a Vigo, donde se localizan Puebla de Trives (X: 306.000; Y: 865.000), Sas de Penelas (X: 298.000; Y: 869.000) y Castro Caldelas (X: 293.000; Y: 870.000). La distribución administrativa corresponde a dos provincias, Orense y Lugo, con una frontera natural de separación en el río Sil.

La actividad agrícola, con sus diversos cultivos, vid, cereales, productos

hortícolas, así como algunos olivos, y las explotaciones forestales, son los sectores laborales que emplean a la mayor parte de la población, aunque en orden de importancia económica son las explotaciones hidroeléctricas las actividades que ocupan un lugar más destacado.

Han sido consultados, durante la elaboración de las presentes Hoja y Memoria geológica de Puebla de Trives, diversos trabajos cartográficos y publicaciones de ámbito regional o local de los siguientes autores: CAPDEVILA, R. (1969); MATTE, Ph. (1963-69); RIEMER, W. (1963-66); PEREZ ESTAUN, A. (1975); MARCOS, A. (1973).

## 1 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Puebla de Trives (8-10), considerada desde un punto de vista litoestratigráfico concurren las siguientes formaciones, enumeradas de muro a techo.

1. Neises porfiroides de grano grueso de la formación Ollo de Sapo.
2. Neises de grano fino, con algunas intercalaciones pizarrosas y cuarcíticas, pertenecientes así mismo a la formación Ollo de Sapo.
3. Cuarcitas, areniscas y microconglomerados con cantos azules, de edad Tremadoc.
4. Serie cuarcítico-esquistosa con niveles ampelíticos hacia el techo de edad Ordovícico Inferior (dominio del anticlinal del Ollo de Sapo).
- 4'. Serie esquistoso-cuarcítica de transición de edad Cámbrico-Ordovícico (situada en el dominio del Caurel).
5. Cuarcita armoricana (Arenig).
6. Pizarras azules y areniscas de la Serie de Luarca (Ordovícico Medio).
7. «Hard-ground» ferruginoso.
8. Pizarras negras, ampelíticas y esquistos con cloritoide y liditas (silúrico).
- 8'. Serie de San Clodio (pizarras, grauwackas y conglomerados) de posición estratigráfica posiblemente más reciente (Devónico-Carbonífero?).
9. Depósitos detríticos de facies continental (Neógeno).
10. Sedimentos recientes (Cuaternario).

Se manifiestan al menos cuatro importantes discontinuidades estratigráficas, que se pueden observar a escala cartográfica y más difícilmente a escala de afloramiento.

La principal discontinuidad estratigráfica se manifiesta entre los neises de la formación Ollo de Sapo y la formación cuarcítico-esquistosa del Ordovícico Inferior; esta discontinuidad se pone de manifiesto por la aparición lantejonar de sedimentos de alta energía (cuarcitas, areniscas y microcon-

glomerados) situados entre los neises porfiroides y la serie ordovícica; estos sedimentos contienen cuarzos azules, generalmente muy redondeados, de la misma naturaleza que los encontrados en la serie infrayacente; además, la serie ordovícica se apoya sobre diferentes facies de la formación de neises porfiroides, sin que se observe una discontinuidad tectónica entre ambas formaciones, por lo que la única explicación lógica que nos queda para explicar el hecho es la existencia de un período de erosión de parte de la serie porfiroide antes del depósito de la formación cuarcítico-esquistosa de edad Ordovícica.

La siguiente discontinuidad importante aparece entre el Ordovícico y el Silúrico, y se pone francamente de manifiesto por la aparición, entre las pizarras azules del Ordovícico Medio y Superior y las ampelitas del Silúrico, de un «hard-ground» ferruginoso que suele impregnar de óxidos de hierro las pizarras y esquistos de los niveles más altos del Ordovícico Medio.

Aparece otra probable discontinuidad en la serie de San Clodio; estos depósitos grauwáckicos son típicos de episodios sintectónicos, pues se trata de sedimentos de alta energía que marcan una importante discontinuidad en la serie estratigráfica.

Por último, entre los últimos depósitos paleozoicos y el Terciario continental aparece otra discontinuidad estratigráfica creada por el período de desmantelamiento del edificio hercínico y que comprende desde el Carbonífero hasta el Mioceno Superior.

## 1.1 PALEOZOICO

Se han considerado dos dominios paleogeográficos dentro del Paleozoico de la Hoja: El Dominio del Antiforme del Olló de Sapo, caracterizado por la ausencia de un Cámbrico bien definido y la aparición de la formación Olló de Sapo; esta zona coincide con la zona paleogeográfica de Galicia Central (MATTE, Ph., 1968).

El dominio del Caurel, aunque dentro de la Hoja, solamente se encuentra representado por los tramos del Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, se caracteriza por la aparición completa de las series Cámbricas, y coincide con la zona paleogeográfica de Galicia Oriental (MATTE, Ph., 1968).

### 1.1.1 DOMINIO DEL ANTIFORME DE OLLO DE SAPO

Dentro de él se han definido las siguientes formaciones:

#### 1.1.1.1 Olló de Sapo de grano grueso (PC ξ)

Se trata de una roca grisácea, compacta, de fractura irregular, que pre-

senta porfidoblastos de feldespato potásico y de cuarzo (estos últimos, a veces azulados).

Ocupa una amplia banda de dirección NNO-SSE, en la zona central de la Hoja, presentando una estructura anticlinal en conjunto; no se observa en ningún momento la base de la formación, por lo que no podemos conocer la potencia de la serie, aunque la potencia visible puede estimarse en 500 m. También se encuentra, dentro de la Hoja, en numerosos enclaves (a veces de varios Km<sup>2</sup> de superficie), dentro de la granodiorita precoz (granitos calcoalcalinos biotíticos) en la mitad sur de la Hoja.

En la descripción de la muestra de mano se observa que presentan textura neísica, con glándulas que pueden alcanzar hasta el 50 por 100 del total de la roca, y una fracción fina (matriz heredada y cemento de neocrystalización) constituida esencialmente por cuarzo, biotita y moscovita, aunque en ocasiones estos dos últimos minerales pueden estar transformados en clorita; se han podido observar, así mismo, apatitos de hasta 0,5 mm., minerales opacos y turmalina. Las glándulas son esencialmente de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, y en algunas ocasiones biotita. El cuarzo, frecuentemente azulado, puede alcanzar hasta 1 cm. de diámetro, y el feldespato potásico hasta 9 cm., aunque generalmente en cristales maclados según Carsbald; la plagioclasa suele presentarse en pequeños cristales redondeados que difícilmente supera 1 cm.

En la secuencia estratigráfica se observa, hacia el techo de la serie una disminución del tamaño de las glándulas, llegando a aparecer en los últimos niveles, intercalaciones de Olla de Sapo de grano fino, que no se han podido individualizar en cartografía dada la poca entidad de las mismas.

De las diferentes hipótesis acerca de su origen, la más seductora es la que supone, para esta formación, un origen vulcano-detritico (CAPDEVILA, R., 1968), pues es la que presenta mayor número de analogías entre las supuestas rocas origen de esta formación (granodioritas y riolitas esencialmente) y la propia formación porfiroide.

Han alcanzado, estos neises, dentro del ámbito de la Hoja, diferentes grados de metamorfismo, pero siempre dentro de la facies anfibolita, lo más normal es que aparezcan dentro de la zona de la biotita, aunque en algunos puntos puede alcanzarse la zona de la sillimanita con una incipiente fusión de la formación. En estas zonas de más alto grado de metamorfismo los porfiroides cambian de aspecto a causa de las movilizaciones que empiezan a aparecer, en estos casos toman en principio el aspecto de un neis glandular y más adelante el de un neis metatético; en este último estadio los megacristales redondeados de feldespato tienden a desaparecer y los cuarzos azules se decoloran por recristalización.

En las proximidades del contacto con la granodiorita precoz se presen-

tan en ocasiones porfidoblastos más o menos alterados de andalucita de hasta 1 cm. de dimensión mayor.

#### 1.1.1.2 Olló de Sapo de grano fino (PC $\omega$ )

Sobre la litofacies de grano grueso se sitúa, en ocasiones, una serie neísica de composición similar a la infrayacente, pero carente de megacristales y a la que denominaremos «Olló de Sapo de grano fino». Es una roca de color grisáceo en la que se observan a simple vista pequeños cristales de feldespato y de cuarzo. Es compacta, de fractura irregular, y la fracción fina constituye generalmente más del 90 por 100 del total de la roca. Se observan en algunos puntos intercalaciones lentejonares cuarcíticas y esquistos que difícilmente tienen más de 5 m. de potencia. Sus afloramientos, en la Hoja, quedan restringidos a unas estrechas bandas en ambos flancos del anticlinal del Olló de Sapo, donde la potencia de la formación difícilmente supera los 100 m., aunque, dado el carácter detrítico de su origen, es variable de unos afloramientos a otros.

En la muestra de mano se observa que presentan generalmente textura neísica, aunque en ocasiones podrían describirse como esquistos micáceos, con cristales de cuarzo azul y/o feldespato potásico que difícilmente sobrepasan los 3 mm. de dimensión mayor y con una matriz constituida por cuarzo, biotita y posiblemente sericita y/o moscovita. Se puede considerar a estas rocas como grauwackas feldespáticas, pues tienen una importante matriz detrítica y un contenido en cuarzo que no suele alcanzar el 75 por 100 de la roca.

No aparecen, dentro de la Hoja, más que en la zona de la clorita y de la biotita, es decir, con bajos grados de metamorfismo, teniendo, en la mayoría de los casos, el aspecto de paraneises.

#### 1.1.1.3 Consideraciones sobre la edad del Olló de Sapo

En cuanto a la edad de los sedimentos descritos anteriormente, podemos decir que en el área estudiada aparecen por debajo de una serie de edad Ordovícico Inferior, que, en su base presenta unos niveles de cuarcitas y microconglomerados; en consecuencia, hay que pensar que la formación Olló de Sapo tiene al menos una edad Cámbrico Medio-Superior.

Actualmente aún se discute la edad de esta formación; así, RIBERO y MATTE (1967), encuentran en Miranda de Douro (Portugal), la serie del Olló de Sapo debajo del complejo esquisto-grauwáckico, que consideran de edad Cámbrico Superior, en consecuencia había que optar por asignar a esta formación una edad Cámbrico Inferior a Medio. CAPDEVILA, R. (1969) considera a esta formación como Precámbrica y supone que el techo de la formación pasa lateralmente a serie de Villalba; MATTE, Ph. (1968), pa-

rece inclinarse por una edad precámbrica, pero por debajo de la serie de Villalba. No obstante, otros autores (MARTINEZ, E., 1972) asignan al Olló de Sapo una edad Cámbrica y suponen que es un tránsito lateral a las series Cámbricas del NE de Galicia, Asturias y León.

#### 1.1.1.4 Cuarcitas y microconglomerados (O<sub>11q</sub>)

Directamente sobre el Olló de Sapo y probablemente discordante sobre él, se dispone una serie de cuarcitas con niveles de microconglomerados, que de unos sitios a otros cambia notablemente de potencia; dentro de la Hoja, forma esta serie una banda y se dispone sobre los neises de grano fino en ambos flancos del anticlinal del Olló de Sapo en la parte centro-norte de la Hoja; esta formación se va adelgazando progresivamente hacia el Sur, dando niveles que apenas superan los 5 m. al Sur del río Sil.

Se trata de una serie que, en su parte más potente, apenas sobrepasa los 20 m. de potencia; es eminentemente cuarcítica, intercalando en sus términos centrales algún nivel decimétrico de microconglomerados con cuarzos azules y otro más potente (2-3 m.) por encima de los anteriores.

Las cuarcitas son rocas de colores claros, muy compactas, de fractura irregular y aspecto muy parecido a la cuarcita armoricana. Los microconglomerados son rocas generalmente menos compactas que las cuarcitas, en las que se pueden observar, a simple vista, algunos cristales de cuarzo azulado que no sobrepasan, por lo general, 1 cm. de dimensión mayor; presenta esta roca algunos cristales de feldespato y/o plagioclasa, que se pueden diferenciar a simple vista. La matriz es cuarzo-feldespática, de grano muy fino, y no se ha observado, en ninguna muestra, cemento silíceo.

Esta serie aparece bien definida en las proximidades de Vilachá (X: 295.000; Y: 880.000) apoyándose directamente sobre el Olló de Sapo, lo que parece indicar la existencia de una discordancia entre la formación porfiroide y las series superiores Ordovícicas.

#### 1.1.1.5 Serie de pizarras y cuarcitas (O<sub>11p</sub>)

Sobre los niveles anteriormente descritos, o bien directamente sobre la formación de neises porfiroides del Olló de Sapo, se dispone una potente serie de esquistos y cuarcitas, que presenta características ligeramente diferentes de unos sitios a otros.

Se trata de una serie cuya potencia máxima se puede estimar en 350 m. en el Sinclinal de Monforte. Un corte, realizado en esta zona, nos proporciona la siguiente secuencia de muro a techo.

- En la base, 15-20 m. de esquistos grises, lustrosos, con cantos de cuarzo azul que intercalan bancos cuarcíticos de 0,5 a 1 m. de potencia y carácter lentejonar.

- A continuación se dispone una potente serie esquistosa (150 m.) que intercala algunos lentejones cuarcíticos de potencia centimétrica a métrica, y que tienen, sobre todo en los niveles basales, una gran cantidad de sulfuros diseminados. Dentro de este tramo se han encontrado algunos niveles de pizarras ampliticas con gran cantidad de material grafitoso; estos niveles carbonosos difícilmente superan los 4-5 m. de potencia.
- Sobre los niveles anteriores se disponen 40-50 m. de una secuencia fundamentalmente cuarcítica, que a techo y muro presentan importantes intercalaciones de esquistos arenosos de color gris verdoso.
- Por último, se disponen 100-150 m. de esquistos azulados o grises con frecuentes huellas de pirita, que presentan algunos niveles areniscosos intercalados, y en ocasiones en las proximidades de la cuarcita armoricana (zona de Freijó, X: 285.000; Y: 880.000) presenta fuertes coloraciones rojizas por oxidación de los sulfuros existentes en la roca.

#### 1.1.1.6 Cuarcita armoricana (O<sub>12</sub>)

Se trata de un nivel de gran valor estratigráfico constituido por bancos cuarcíticos de 0,5 a 1,5 m. de potencia, y que presenta una potencia total que oscila de 10 a 80 m. En el ángulo SE de la Hoja se presenta en delgados niveles que difícilmente superan los 10 m. de potencia total, mientras que en el cuadrante noroccidental la potencia de la formación alcanza los 80 m.

Las cuarcitas presentan colores claros y son muy compactas, destacándose perfectamente en el terreno de las formaciones encajantes. Presentan una serie de estructuras sinsedimentarias: ripple Marks, estratificaciones cruzadas e impresiones biogénicas (crucianas), sobre la superficie de estratificación.

#### 1.1.1.7 Pizarras azules de Luarca (O<sub>2-3</sub>)

Sobre la cuarcita armoricana, y en tránsito más bien gradual reposa una potente serie pelítica que aflora en ambos flancos del anticlinal del Olló de Sapo.

La secuencia estratigráfica de esta formación, expuesta de muro a techo, es la siguiente:

- Un tramo de pizarras azules, que presenta frecuentemente una pátina rojiza en los planos de esquistosidad. En la zona de Freijó (X: 285.000; Y: 880.000) este tramo pizarroso pasa insensiblemente a niveles areniscosos, frecuentemente con impregnación ferruginosa que equivale en su posición estratigráfica a las capas de Rubiana (RIEMER, W., 1966). La potencia de estos niveles puede estimarse en 200 m.

- Sobre estos niveles se dispone una serie de pizarras azules, muy fisibles, alternando con delgados lechos (2-5 cm.) de arenisca ferruginosa. En este tramo son muy frecuentes las exudaciones de cuarzo, que dan una mayor armazón a estas pizarras. La potencia de este tramo oscila de 5 a 50 m. y no es continuo en toda la Hoja.
- Por último, se disponen unos niveles de pizarras azules y grises muy oscuras, esencialmente moscovíticas, muy lustrosas y fácilmente exfoliables. En ocasiones presentan huellas de piritita con formas holoédricas de hasta 1 cm. de arista. El espesor de este tramo se puede estimar de 150 a 200 m., aunque el techo no se puede determinar con precisión pues los niveles superiores, pertenecientes ya al Silúrico, se disponen después de una importante discontinuidad estratigráfica puesta de manifiesto por la existencia de una «hard ground» ferruginoso.

#### 1.1.1.8 Nivel ferruginoso de Peites (S<sub>1</sub><sup>A</sup>)

Se trata de una brecha ferruginosa heterogénea constituida por cantos angulosos de esquistos y cuarcitas cementadas por minerales de hierro; este nivel, debido a su interés estratigráfico, e incluso económico, se ha cartografiado, exagerando en ocasiones su afloramiento en las zonas donde se ha observado; la presencia de este nivel pone en evidencia un período de emersión de la cuenca sedimentaria, y el establecimiento de condiciones ambientales oxidantes, probablemente subaéreas, pero en todo caso han provocado un prolongado proceso de alteración y degradación de las rocas de esta región, al final del Ordovícico. Los depósitos relativamente puros de limonita que forman parte de este nivel, considerado como hard-ground a escala regional, sugieren medios subaéreos o de agua dulce en condiciones de circulación muy restringidas, en los que ha tenido lugar una importante acción bacteriana o bioquímica y, probablemente, en relación con un acusado período climático cálido.

#### 1.1.1.9 Ampelitas y esquistos con cloritoide (S; O<sub>3</sub>-S)

Se trata de una serie completa que en términos generales presenta la siguiente secuencia de muro a techo:

- Pizarras con abundante material carbonoso (ampelitas) de color gris oscuro o negro, que presentan frecuentemente una pátina blanquecina producida por la alteración de los sulfuros que están dispersos en la masa. Se intercalan en este tramo ampelítico, unos niveles de esquistos con cloritoide que no presentan, en general, gran continuidad lateral. La potencia de este tramo no suele superar los 20-30 m.

La edad de estos sedimentos está bien determinada gracias a los abun-

dantes restos de fósiles encontrados en los niveles ampelíticos. En el presente estudio se han localizado una serie de yacimientos fósiles entre Peites (X: 308.000; Y: 872.000) y Figueiredo (X: 308.000; Y: 873.000), donde se han encontrado: *Mongraptus halli* (BARR) y *Climacograptus SP*, que han dado una edad Llandovery-Tarannon.

Sobre los niveles ampelíticos anteriormente descritos se dispone una serie de esquistos negros, generalmente de aspecto microgranudo, causado por la presencia de numerosos cristales de cloritoide (otrelita según RIEMER, W., 1966); estos niveles alternan con esporádicos tramos de esquistos con moscovita y/o con niveles de cuarcitas azules que no presentan una gran continuidad lateral, estas cuarcitas son duras, microcristales con abundante cuarzo de exudación y se presentan en capas que generalmente no sobrepasan los 50 cm. de potencia. En las proximidades de la cerrada del embalse de Sequeiros (X: 307.000; Y: 878.000) se han encontrado unos niveles de caliza intercalados entre los esquistos con cloritoide, se trata de cuatro capas de 0,5 a 08 m. de potencia, que intercalan entre sí niveles de esquistos con cloritoide y que no presentan ninguna continuidad lateral.

Al N y NE de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000) no aparecen bien definidos los términos basales ampelíticos ni el «hard ground» ferruginoso, y aunque los términos superiores de la serie corresponden claramente a los episodios más altos del silúrico (esquistos y pizarras con cloritoide que presentan intercalaciones de pizarras azules e impregnaciones de sulfuros), en los niveles basales no se puede establecer una diferencia clara con los términos más altos del Ordovícico, y por ello se han englobado ambos tramos en una serie compresiva O<sub>2</sub>-S. En el techo de este conjunto se observan niveles de pizarras ampelíticas grises o negras, que intercalan unos niveles de liditas dispuestos en lechos de 10-15 cm. y que se agrupan en capas y bancos de hasta 6 m. de potencia; estas liditas son de color negro, duras, compactas. En este tramo se han encontrado, en la Hoja 08-09 (Monforte de Lemos), *Monographus* que dan una edad Wenlock (GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M., com. pers.).

#### 1.1.1.10 Serie de San Clodio (D-H<sub>1</sub>)

En la zona axial del sinclinal del Sil se localiza un tramo de grauwackas y conglomerados que constituyen los depósitos paleozoicos más recientes dentro de la Hoja en estudio. Constituyen una secuencia de tipo flysch (PEREZ ESTAUN, A., 1975), en la que los términos más groseros son unos niveles de conglomerados de cantos poligénicos de hasta 15 cm. de diámetro máximo dispuestos hacia la base del tramo. En estos conglomerados se encuentran cantos de pizarras y de granodiorita (que pueden considerarse como procedentes del desmantelamiento del macizo Hercínico, aunque este extremo no ha podido ser probado). En estos niveles de grauwackas PEREZ

ESTAUN, A. (1975) ha encontrado restos de Helminthoidea y Dictyodora, a los que se ha atribuido una edad Devónico-Carbonífero.

### 1.1.2 DOMINIO DEL CAUREL

Corresponde estructuralmente al flanco nororiental del Sinclinal del Sil y en él se han diferenciado los siguientes niveles:

#### 1.1.2.1 Serie de transición (CA<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>)

Se trata de una potente serie de naturaleza pelítico-psamítica que se emplaza en el ángulo NE de la Hoja. La sucesión litológica observada, en los cortes realizados en la zona, es la siguiente:

- Alternancia de filitas y esquistos moscovíticos (ocasionalmente sericíticos) a veces areniscosos, que incluyen areniscas arcóicas en capas y lechos.
- Esquistos moscovíticos con intercalaciones de esquistos cuarcíticos y cuarcitas en bancos; las cuarcitas son tanto más frecuentes y presentan mayor espesor cuanto más se asciende hacia el techo de la serie.

La serie mantiene una gran continuidad en lo que respecta a sus caracteres litológicos. Esta formación ha sido identificada, con anterioridad por diversos autores (NOLLAU, G., 1966; MATTE, Ph., 1968; RIEMER, W., 1966...), con la «Serie de los Cabos» (LOTZE, F., 1958), siéndole atribuida una edad comprendida entre el Cámbrico Medio y el Ordovícico Inferior. Dentro de los afloramientos comprendidos en la Hoja no han sido encontrados restos de fauna determinativa.

#### 1.1.2.2 Cuarcita armoricana (O<sub>12</sub>)

Presenta las mismas características litoestratigráficas que los niveles definidos en el apartado 1.1.1.6.

## 1.2 TERCIARIO

Los depósitos terciarios se encuentran, dentro de la Hoja, representados en dos cuencas bien definidas: la de Quiroga y la de Monforte de Lemos, así como en algunos pequeños bolsillos colgados en ambos márgenes del río Sil.

Se han diferenciado dos litofacies claramente marcadas, una facies conglomerática de color rojizo (análoga a la Facies de Las Médulas) y otras

litofacies areno-arcillosa con algunos niveles conglomeráticos, aunque muy esporádicos, con frecuentes tonos grises, verdosos o blancos.

### 1.2.1 FACIES CONGLOMERATICA ( $Tc_{cg}^B$ )

En el área Peñeira (X: 308.000; Y: 875.000), está constituida por series alternantes de horizontes detríticos rojos que presentan proporciones muy variables entre trama y matriz. La trama suele ser abierta, y formada por cantos de pizarras y de cuarcitas, de subangulosos a subredondeados, heterométricos (hasta 20 cm.); la matriz es limo-arenosa, con más del 60 por 100 de granos silíceos, y el 30-40 por 100 constituido por finos limo-arcillosos que tiñen de rojo el conjunto de la formación.

La sucesión de capas es muy variable de unos puntos a otros, con frecuentes cambios laterales de facies e interdigitaciones de unos términos de la serie en otros.

Zona de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000). En este área la serie aparece constituida por abundantes horizontes conglomeráticos con cantos cuarcíticos predominantes, que llegan a alcanzar 30 cm. de diámetro. Esta serie constituye una sucesión alternante de capas conglomeráticas, arenosas y limo-arcillosas, que generalmente son minoritarias frente a los conglomerados.

La potencia de ambas series es muy variable, alcanzándose en algunos puntos espesores de 50 m.

### 1.2.2 FACIES ARENO-ARCILLOSA ( $Tc_{as}^B$ )

Ocupa la mayor parte de los afloramientos terciarios de la Hoja y se localiza esencialmente en las cuencas de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000) y Monforte de Lemos.

La formación aparece integrada por niveles arenosos blancos, grises o azulados en claro contraste con los niveles conglomeráticas anteriormente estudiados. La característica más notable de esta formación Terciaria es la ausencia de capas conglomeráticas gruesas con trama cerrada de cantos, estos niveles han sido restituidos por horizontes de trama arenosa o microconglomerática con cantos gruesos dispersos. Son poco frecuentes las figuras sinsedimentarias, pudiéndose apreciar únicamente estratificaciones cruzadas y granuloclasificación capa a capa. Estos hechos hacen pensar en un medio sedimentario más fluido, capaz de organizar el depósito de materiales relativamente finos, más próximos al centro de la cuenca.

En los cortes naturales y en las excavaciones para su aprovechamiento como áridos se puede apreciar que el mayor predominio dentro de la fracción arenosa corresponde a los tamaños del tipo de arenas finas y muy

finas (0,2 a 0,07 de tamaño de malla), siendo la composición cuarzosa la más abundante, aunque en algunos niveles haya una mayor proporción de cantos (bloques de hasta 30 cm.). La matriz es arcillo-limosa y llega a alcanzar en algunas muestras el 66 por 100, siendo normal que oscile alrededor del 40 por 100, se compone esencialmente de caolinita y montmorillonita, aunque en algunos casos se presentan arcillas carbonatadas (BRELL PARLADE, J. M., 1972).

La considerable diferencia de altitud que presentan los diversos afloramientos de estos sedimentos, así como la analogía de fauna entre ellos y el carácter subhorizontal de la estratificación, hace pensar en la existencia de un juego de movimiento de ascenso y de descenso de bloques en las zonas marginales de las cuencas de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000) y Monforte.

### 1.3 CUATERNARIO

Se integran en este apartado un conjunto de formaciones superficiales y suelos, en su mayor parte desarrollados en el fondo y laderas de los valles aluviales más notables de la Hoja. Representan y constituyen el estadio final de una etapa de alteración, degradación y ablación de las series paleozoicas y terciarias aflorantes en la zona estudiada, y tienen finalmente un importante significado en la evolución paleogeográfica y en la historia reciente de la región.

#### 1.3.1 DEPOSITOS RECIENTES ( $Q_{AL}$ , $Q_{cd}$ , $Q_C$ , $Q_T$ , $Q_{AL-C}$ , $Q_{E.C}$ )

Dentro de este conjunto destacan por su importancia las terrazas del Sil, de las que solamente aparece una en la zona estudiada (SLUITER, W. J., 1964), menciona hasta cinco en el valle del Bierzo, se ha denominado  $Q_T$ .

La terraza ( $Q_T$ ) cartografiada en la presente Hoja, aparece colgada unos 6 m. por encima del cauce actual del río Sil y sus afloramientos se localizan en la zona de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000). Está formada por gravas redondeadas, de naturaleza poligénica (generalmente cuarcíticas) empastadas por arcillas y limos pardos o grises, ricos en granos de arena silícea. El diámetro de los cantos rara vez supera los 8 cm., y su proporción relativa es tan sólo mayoritaria en algunos horizontes. En algunos puntos son mayoritarios los cantos pizarrosos subangulares. Sobre esta terraza se asientan suelos de gran importancia entre San Clodio (X: 304.000; Y: 879.000) y Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000). Su potencia no debe sobrepasar los 10 m., aunque no hemos podido observar ningún corte completo de la terraza.

Depósitos aluviales ( $Q_{AI}$ ).—Son muchos y muy variados los depósitos aluviales que existen en la Hoja, así como de muy variadas extensión y

potencia. Su composición es también muy variable, pues van desde las gravas lavadas con bolos heterométricos en el río Sil (que están siendo objeto de explotación en las proximidades de Quiroga, X: 305.000; Y: 880.000), hasta formaciones con una elevada proporción de arenas y limos con muy poca aloctonía y una composición muy directamente influenciada por el sustrato infrayacente.

Conos de deyección Qco.—Aparecen bien representados en las proximidades de San Victorio (X: 306.000; Y: 881.000) y de San Pedro (X: 305.000; Y: 878.000). Alcanzan extensiones de afloramiento en general importantes; están formados por materiales granulares poligénicos y heterométricos en mezcla caótica con arcillas y limos pardos o rojizos. Su potencia puede estimarse entre 5 y 20 m.

Depósitos eluvio-coluviales (QEC).—Ocupan una extensión considerable en el conjunto de la Hoja, en especial en la zona axial del anticlinal de Vilachá (X: 295.000; Y: 880.000). Los materiales que constituyen los depósitos se componen de matriz areno-arcillosa con una fracción fina que suele superar el 33 por 100 de la matriz, y una fracción gruesa (gravas) que constituye aproximadamente el 50 por 100 del total. En cuanto a la naturaleza de los cantos está directamente influenciada por la naturaleza del sustrato rocoso infrayacente. El grado de compactación suele ser de medio a bajo.

Otros suelos (Qc, Qe).—Se trata en todo caso de acúmulos detríticos de naturaleza, textura y estructura muy relacionados con las deformaciones infrayacentes. Son suelos autóctonos o parautóctonos formados y desarrollados a expensas de dichas formaciones por meteorización y lavado de las mismas. Su potencia es muy variable, coincidiendo con frecuencia un mayor espesor de los suelos sobre áreas muy tectonizadas del sustrato.

## 2 TECTONICA

Para abordar el estudio de las deformaciones de la presente Hoja seguiremos un orden cronológico tomando como punto de referencia los movimientos hercínicos, por ser en esta etapa cuando se produjeron las mayores deformaciones. Como los materiales existentes en la Hoja abarcan desde el Precámbrico hasta nuestros días, vamos a intentar seguir, de alguna manera, la evolución de estos materiales en las diferentes deformaciones, en consecuencia este capítulo lo dividiremos en los siguientes apartados.

### 2.1 INTRODUCCION

Antes de las deformaciones hercínicas, y después un punto de vista tectónico, es posible la existencia de dos etapas de movimientos, la primera de edad Sárdica y la segunda de edad Caledónica.

En el anticlinal del Olló de Sapo y en la mitad norte (dentro de la Hoja), se observa una discordancia cartográfica entre el Olló de Sapo y las series superiores, puesta de manifiesto esencialmente por la presencia de un tramo de alta energía en la base de las series ordovícicas (cuarcitas y microconglomerados), este tramo parece indicar la presencia de algunos movimientos preordovícicos.

No obstante, el significado de esta discordancia no está claro, pues no se sabe con certeza la edad de la serie porfiroide ni el alcance de la posible deformación Sárdica, que en caso de existir sería siempre mucho menos importante que la Deformación Hercínica.

En cuanto a la deformación Caledónica, se discute su presencia en el NO de la Península; algunos autores llegan a pensar en ella como una fase de deformación con pliegues tumbados y acompañada de metamorfismo. No obstante, y en el período de tiempo comprendido entre la base del Ordovícico y el Devónico, sólo hemos podido reconocer una etapa de movimiento en la vertical, y que fue responsable de la emersión, en algunos puntos, del Ordovícico Medio y Superior y de la formación de un «hard-ground» en la base del Silúrico (discordancia silúrica); esta discordancia llega a poner en contacto las pizarras ampelíticas y esquistos con cloritoide del Silúrico con la «Serie de los Cabos» en el ángulo NE de la Hoja.

## 2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se trata de una clara etapa compresiva, acompañada de un importante flujo térmico, causante del metamorfismo regional y de las granitizaciones, y en la que se han podido distinguir dos fases de deformación, responsables en conjunto de las grandes estructuras que aparecen en la Hoja y que son las siguientes de O a E.

### a) Sinclinal de Monforte de Lemos

En la presente Hoja sólo aflora la zona de cierre de dicho pliegue. Se trata de un conjunto de pliegues apretados cuyo plano axial aparece subvertical o con fuertes buzamientos al SO; esta estructura presenta una marcada alternancia de vergencias de los pliegues de  $F_1$ , por lo que cabe interpretarla en realidad como una interferencia de estructuras  $F_1$  y de  $F_2$  del tipo III de RAMSAY.

### b) Anticlinal de Vilachá (X: 295.000; Y: 880.000)

Se trata de una clara interferencia de una estructura de  $F_1$  retocada por la  $F_2$ . Muestra una secuencia normal en ambos flancos del pliegue, aunque en algunos puntos se aprecian vergencias SO de la  $S_1$  (vergenza contraria) debido a la superposición de pliegues de  $F_2$ .

El flanco nororiental (flanco inverso) de esta estructura está festoneado de pliegues de entidad cartográfica desarrollados por la cuarcita armoricana, que tiene escasa potencia en este sector.

### **c) Sinclinal de Quiroga (X: 305.000; Y 880.000)**

Se trata, en realidad, de la prolongación hacia el O del sinclinal del Sil, siendo el resultado de la actuación de la  $F_2$  sobre un sinclinal tumbado de  $F_1$ ; debería, en principio, presentar un flanco invertido muy desarrollado (similar al flanco inverso del pliegue del Caurel, pero en realidad presenta un flanco invertido de 3-4 km. debido a la actuación de la  $F_2$ .

#### **2.2.1 FASE 1 ( $F_1$ )**

Es la fase que ha alcanzado un mayor desarrollo en la zona estudiada, dando estructuras observables tanto a escala macroscópica o cartográfica como a escala microscópica.

Desde el punto de vista macroscópico la fase es responsable, en parte, de las grandes estructuras deducibles cartográficamente que son: sinclinal de Monforte, anticlinal de Vilachá (X: 295.000; Y: 880.000) y sinclinal de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000). También se han podido cartografiar algunos pliegues menores, como los existentes entre Pontenovo (X: 308.000; Y: 869.000) y Casares (X: 309.000; Y: 870.000), los de la carretera de San Clodio (X: 304.000; Y: 879.000) o La Moa, o los existentes en la Sierra del Agua Elevada.

A escala mesoscópica se ha podido observar un gran número de pliegues menores acompañantes, con una esquistosidad de flujo de plano axial, que tienen un estiramiento mineral aproximadamente perpendicular al eje de los pliegues (los budines son paralelos) y un aplastamiento perpendicular al plano axial. A escala de afloramiento los ejes de los pliegues son rectos, aunque en ocasiones, y sobre todo a escala cartográfica, se les ve cabecear hacia el NNO.

A escala microscópica esta fase se manifiesta por una esquistosidad de flujo puesta en evidencia por la recristalización de minerales filíticos y el estiramiento y recristalización de los granos de cuarzo. La foliación infiere a la roca una marcada anisotropía que va a condicionar, en parte, las futuras deformaciones.

#### **2.2.2 FASES TARDIAS**

En las Hojas limítrofes (Monforte de Lemos, 08-09; Viana del Bollo, 09-10) y en las zonas más externas (O de Asturias y de León) se cita una segunda fase que genera una esquistosidad de crenulación y pliegues con ejes cur-

vos. En esta Hoja no se han localizado estructuras claramente atribuibles a esta fase.

En las partes N y O de la Hoja se desarrolla una nueva esquistosidad, que está relacionada con pliegues observables tanto a escala mesoscópica como cartográfica; esta fase no manifiesta una gran continuidad y es la que otros autores denominan Fase 2 ( $F_2$ ) (MATTE, Ph., 1968) o Fase 3 (MARCOS, A., 1973; PEREZ ESTAUN, A., 1975). Nosotros la denominaremos  $F_2$ , pues es la segunda que observamos claramente.

A escala cartográfica esta fase de dos tipos de pliegues: uno de plano axial subvertical, con muy diferentes amplitudes y longitudes de onda, y otros pliegues tipo chevrón con plano axial subhorizontal. Los pliegues de plano axial subvertical parecen estar asociados, en general, a la actuación de la  $F_2$  sobre flancos normales de estructuras de  $F_1$ , mientras que los pliegues de plano axial subhorizontal parecen estar ligados a flancos inversos de estructuras de  $F_1$ ; este hecho no ha podido ser probado con certeza dentro de la Hoja, aunque sí es un hecho comprobado que la posición original de  $S_0$  y  $S_1$  condiciona de una manera cierta la geometría de los pliegues de  $F_2$ .

A escala mesoscópica se manifiesta esta fase de varias formas:

- a) Pliegues en chevrón de ángulos muy cerrados y crenulaciones allí donde la anisotropía marcada por la  $S_1$  es muy penetrativa (pizarras).
- b) Pliegues concéntricos con esquistosidad de fractura, donde se mantiene el control litológico de la deformación y la  $F_1$  no ha producido una gran anisotropía en las rocas (cuarcitas y Ollo de Sapo).

A escala microscópica esta fase se manifiesta, localmente, por una esquistosidad de fractura que es perceptible donde la fase se desarrolla con mayor intensidad. En la mayoría de las ocasiones lo que puede observarse es una crenulación intensa de la esquistosidad de flujo  $S_1$ .

Esta tercera fase es la responsable de la apariencia actual de las grandes macroestructuras, provocando una serie de flexiones o pliegues a gran escala que determinarán que los sinclinales de Monforte y Quiroga y el anticlinal de Vilachá, sean modelos, aunque imperfectos, de formas de interferencia tipo III de RAMSAY.

### 2.2.3 DEFORMACION TARDIHERCINICA

En todo el macizo hercínico puede observarse una serie de desgarres que obedecen a una dirección de esfuerzos aproximadamente N-S (ARTHAUD, F., y MATTE, Ph., 1975) y que en la presente Hoja están representados por un par de desgarres N-20-E y N-160-E de funcionamiento sinestroso, y que se localizan en la mitad occidental de la Hoja.

## 2.2.4 DEFORMACION POSTHERCINICA

Después y durante la actuación de las fases de la deformación hercínica debe producirse una elevación y desmantelamiento de la cadena, la cual se va a comportar de forma rígida ante la actuación de nuevos esfuerzos.

Dada la constitución de la columna estratigráfica de la presente Hoja resulta casi imposible conocer la historia tectónica de la misma en el período comprendido entre el Devónico-Carbonífero Inferior y el Terciario Superior. Durante el final del Terciario debieron producirse movimientos isostáticos de ascenso y de descenso con claro origen distensivo, que provocaron la compartimentación en bloques y el reajuste de umbrales y fosas de relativa poca extensión, pero acusado desnivel, como parece ponerse de manifiesto por los depósitos continentales de alta energía que se acumularon en ella.

En este sentido es destacable el rejuego de las principales fracturas preexistentes en la zona, durante esta etapa distensiva del Terciario, actuando en su mayor parte como fallas normales de salto relativamente importante. Tal es el caso de los desgarres del valle de Quiroga (X: 305.000; Y: 880.000), donde existe una fosa colmatada por depósitos terciarios.

## 3 HISTORIA GEOLOGICA

Para abordar este capítulo vamos a hacer una división parecida a la realizada en el capítulo de Tectónica, tomando como nivel de referencia la Deformación Hercínica.

### 3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

El esquema de reconstrucción de la historia geológica de la zona estudiada podría ser como a continuación se expone.

Los primeros materiales paleozoicos que afloran en la presente Hoja son una serie de esquistos y pizarras que aparecen sobre el Olló de Sapo; además, sabemos que al NE de la Hoja las series cámbricas están totalmente representadas; este hecho parece indicar que el Olló de Sapo ocuparía una posición de umbral que sólo quedaría cubierta al final del Cámbrico o principio del Ordovícico por una sedimentación de naturaleza arcillosa; esta sedimentación finalizaría, tanto en la Hoja como en los dominios situados hacia el NE, con unos depósitos detrítico-arenosos, lo que hace suponer que ha habido una activación de la cuenca o un acercamiento al área madre de los sedimentos, con una sedimentación de aguas poco profundas, incluso litorales.

A partir de este momento se produce una subsidencia de toda la cuenca, pasando a una sedimentación de tipo marino y con carácter euxínico.

De acuerdo con esto, las series cambro-ordovícicas se depositan en una cuenca activa, con marcada subsidencia, fenómeno que puede considerarse como integrante del ciclo geosinclinal Caledónico (MARCOS, A., 1973).

Con la deposición del Silúrico-Devónico sobre las series anteriores se inicia un nuevo ciclo sedimentario con características diferentes y una gran uniformidad de facies, que nos habla de una historia sedimentaria bastante distinta.

### 3.2 EVOLUCION HERCINICA

El ciclo hercínico da comienzo con una etapa clara de parcial emersión puesta de manifiesto por un «hard-ground», que marca una discordancia en la base del silúrico y que es siempre observable a escala cartográfica.

El Silúrico comprende esencialmente sedimentos pelíticos de poca profundidad, configurando una serie pizarrosa de gran uniformidad y potencia muy considerable y con unas condiciones biológicas y físico-químicas muy particulares durante su deposición, como lo demuestra la riqueza en sulfuros y en carbón (medio reductor).

Los depósitos devónicos corresponden a un medio de plataforma que permite la formación de calizas con Crinoides, Braquiópodos y diversa fauna de aguas más o menos someras. La serie de S. Clodio se caracteriza por la aparición de unos depósitos típicos sin-postorogénicos de composición esencialmente grauwáckica y de edad Devónico-Carbonífero Inferior (PEREZ-ESTAUN, A., 1975). Estos depósitos, esencialmente grauwáckicos, nos marcan al menos el inicio de la orogenia hercínica.

Esta orogenia es de tipo polifásico y está acompañada de una elevación de temperaturas a escala regional (metamorfismo regional) y otro a nivel local provocado por la intrusión de cuerpos graníticos.

La granodiorita de San Juan de Río intruye después de la actuación de la primera fase de deformación y antes de la segunda, pues corta las estructuras de  $F_1$  y está deformado por la  $F_2$ , la intrusión de estas granodioritas posiblemente se produzca en una época en que el orógeno hercínico estuviera en una fase de descompresión a relajamiento.

Los granitos del macizo de Queija-Manzaneda se emplazan ligeramente antes o durante la actuación de la  $F_2$ , pues se encuentran en ocasiones deformados por esta fase.

Se sucede en el tiempo una etapa de compresión N-S que en la zona queda en evidencia por amplios desgarres de dirección N-20-E, N-160-F; estas estructuras indican un comportamiento hasta cierto punto rígido del orógeno, que había sufrido una elevación y parcial desmantelamiento.

### **3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA**

Desde este momento y hasta finales del terciario es prácticamente imposible reconstruir los hechos geológicos; no obstante, es presumible que la zona participase a finales del Mesozoico de los movimientos epirogénicos que parecen afectar a todo el NO de la península.

A finales del Terciario hay una nueva actividad de tipo tectónico, probablemente asociada a una etapa distensiva, que ha hecho bascular o rejuglar los bloques ya rígidos, provocando la aparición de áreas levantadas y hundidas. Los afloramientos terciarios aflorantes en la presente Hoja se hallan de alguna manera conectados a la cuenca de Monforte de Lemos. Más tarde amplias laderas del país montañoso levantado quedaron cubiertas en parte por fanglomerados, de los que actualmente quedan retazos dispersos. Por último, durante el cuaternario se sucederán fluctuaciones del nivel de base de los ríos, de desigual importancia, que produjeron terrazas en la red fluvial más importante, de estas terrazas solamente es visible una dentro de la Hoja.

## **4 PETROLOGIA**

Se van a considerar separadamente rocas metamórficas y rocas ígneas, no incluyendo dentro del primer grupo las rocas originadas mediante los procesos de migmatización incipiente que se han detectado dentro de la Hoja; estas rocas en proceso de migmatización serán estudiadas en el apartado 4.3.

### **4.1 ROCAS METAMORFICAS**

Dentro de este tipo de rocas se van a considerar, por un lado, las originadas por metamorfismo regional, y por otro las desarrolladas en virtud del metamorfismo de contacto, creado por la intrusión granítica del macizo de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000).

#### **4.1.1 METAMORFISMO REGIONAL**

Todos los materiales sedimentarios que aparecen en la Hoja, salvo los depósitos terciarios y cuaternarios, han sufrido un metamorfismo regional en diversos grados. Dentro de la Hoja se encuentra bien desarrollado un metamorfismo regional de presión intermedia asimilable a un metamorfismo de tipo Barrowiense, aunque con un gradiente geotérmico inferior. En este

metamorfismo aparece una sucesión zonal que abarca desde la epizona (zona de la clorita) hasta la catazona (zona de la sillimanita). Esquemáticamente presentada, esta sucesión, es la siguiente: zona de la clorita, zona de la biotita, zona de la estaurilita y zona de la sillimanita (figs. 3 y 4).

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

Observando el esquema de isogradas adjunto (fig. 4) se pone de manifiesto una clara influencia de las leucogranodioritas y/o de las granodioritas

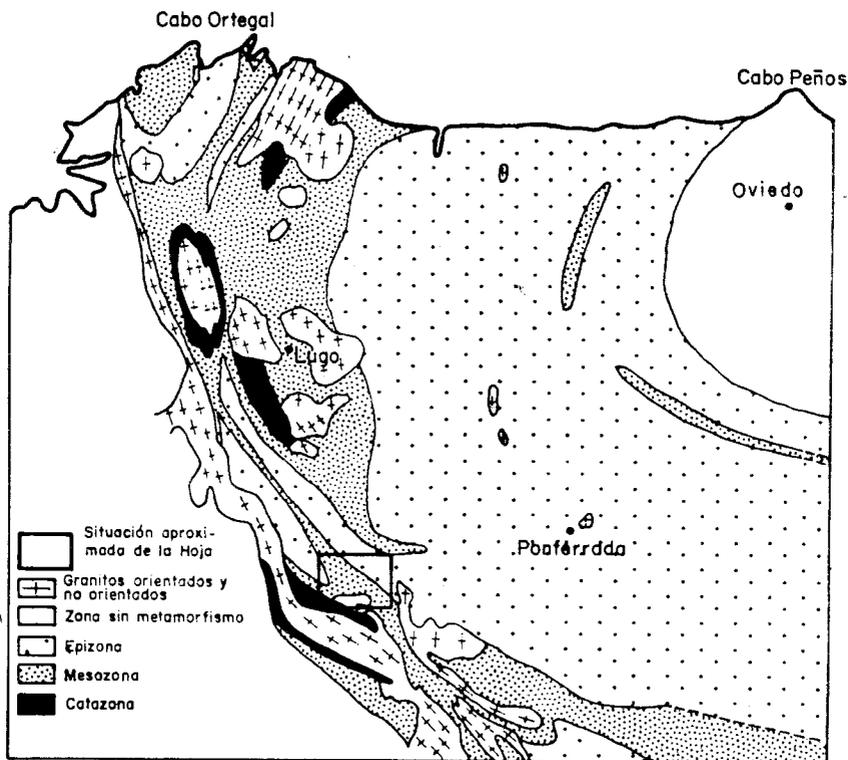
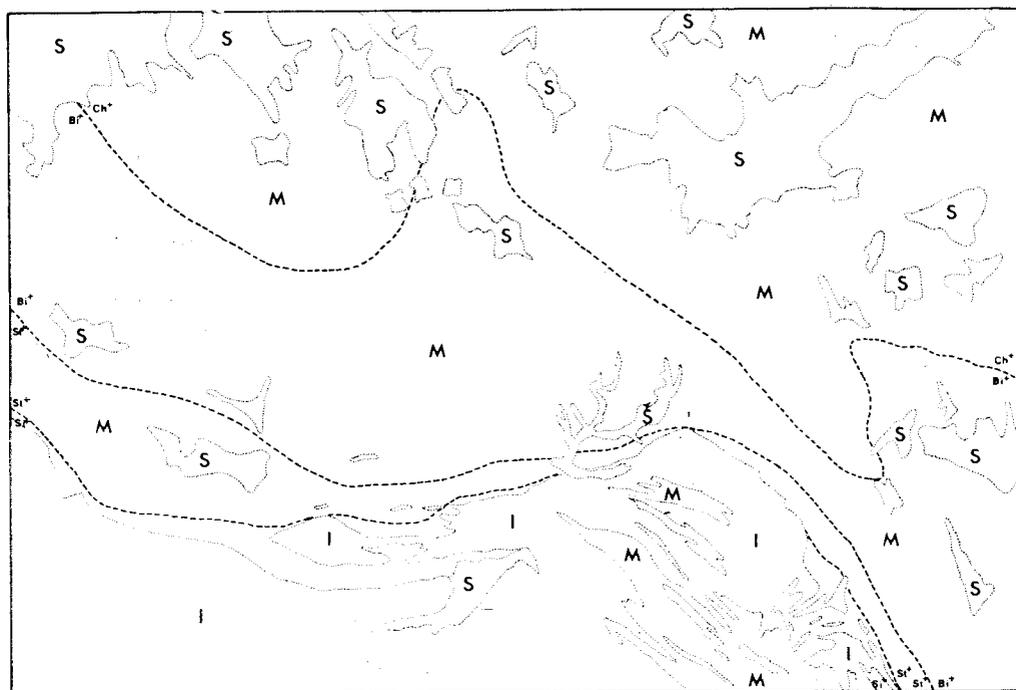


Figura 3.—Distribución de las zonas de metamorfismo hercínico en el sector NO peninsular (según R. CAPDEVILA, 1967)



LEYENDA

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

ISOGRADAS

- Si Sillimanita
- St Estaurolita
- Bi Biotita
- Ch Clorita

Figura 4

que producirían una clara aureola térmica que tiene clara incidencia en el metamorfismo regional en la Hoja.

Adosada a la intrusión granítica de Queija-Manzaneda aparece una banda en la que es estable la sillimanita; adosada a esta banda y con un espesor medio de 1,5 km. aparece una nueva franja en la que es estable la estaurolita, aunque por la composición química de las rocas (Olló de Sapo) las condiciones no son las más favorables para que se desarrolle este mineral índice (solamente hemos encontrado cuatro muestras en las que se ha identificado estaurolita). Más hacia el norte se dispone una nueva banda, de mayor amplitud que las anteriores, desarrollada esencialmente sobre mate-

riales de la formación Olló de Sapo y del Ordovícico Inferior, en la que es estable la biotita; quedando por último la mitad nororiental de la Hoja en la zona de la clorita, que se desarrolla sobre los materiales de edad más reciente del Tramo (del Ordovícico Medio al Silúrico y Carbonífero Inferior).

Las características del metamorfismo registrado en la Hoja parecen encuadrarse dentro del metamorfismo regional hercínico de Galicia Oriental definido por CAPDEVILA, R., 1969; aunque es de resaltar dentro de la Hoja en estudio la casi ausencia de la zona de la estaurolita y la total ausencia de la zona del granate; este techo podría justificarse por un aumento de temperatura, producido por la intrusión del macizo de Queija-Manzaneda, en los términos basales de la serie y que producirían una ampliación de la zona de la sillimanita a costa de la zona de la estaurolita, y un desplazamiento de ésta sobre la zona del granate e incluso los primeros niveles de la zona de la biotita.

Esta hipótesis parece confirmarse con el hecho de que la mayoría de las andalucitas (producto de metamorfismo de contacto) se encuentren sobre la zona de la estaurolita y los términos basales de la zona de la biotita.

En cuanto a las características petrológicas de cada uno de los litotipos encontrados en estas formaciones de rocas metamórficas, se ha considerado que están suficientemente desarrolladas en el capítulo de estratigrafía para poder identificar cada formación y su estudio detallado se estima más procedente en la documentación complementaria de la presente Hoja.

#### 4.1.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Asociado a la granodiorita de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000), pueden observarse unos aportes térmicos locales puestos de manifiesto por la aparición de una serie de minerales, entre los que destacan biotita y andalucita, que se desarrollan esencialmente sobre los gneises porfiroides de la formación Olló de Sapo, aunque algunas apófisis graníticas han alcanzado la formaciónn esquistoso-cuarcítica del Ordovícico Inferior, produciendo en ella los mismos efectos que en la formación porfiroide.

La intrusión de este granito perturba poco la disposición inicial de las rocas encajantes, lo que nos hace pensar que la superficie topográfica actual nos presenta tan sólo la zona de cúpula de dicho granito; esta hipótesis estaría bastante de acuerdo con la presencia de pequeñas apófisis graníticas y con la gran cantidad de enclaves de gran tamaño en el interior de la masa granítica.

Dentro de las rocas con metamorfismo de contacto se ha podido observar que estos minerales índices del metamorfismo de contacto (biotita y andalucita), son ligeramente posteriores o contemporáneos al metamorfismo de contacto y claramente anteriores a la esquistosidad de  $F_2$ , aunque este área no presenta gran desarrollo.

## 4.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en la Hoja de Puebla de Trives (08-10) se pueden incluir en las dos grandes series graníticas que se extienden por toda la Cadena hercínica.

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

### 4.2.1 GRANITOS CALCOALCALINOS BIOTITICOS

Dentro de esta serie granítica se han considerado dos tipos diferentes, más por presentar diferentes litofacies dentro del ámbito que por haberse emplazado en momentos distintos de la historia geológica de la región, pues todas las variedades parecen corresponder al macizo de Chantada-Taboada; estas dos variedades son:

- Facies común (Granodiorita de Río).
- Facies de variación (Granodiorita de Penelas).

#### 4.2.1.1 Facies común (Granodiorita de Río) ( $\gamma_1 \gamma_1^2$ )

Aparece dentro de la Hoja de Puebla de Trives (08-10) en el cuadrante SE, entre San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000) y Puebla de Trives (X: 306.000; Y: 865.000); es un macizo de configuración elíptica en planta con un eje mayor de 7 km. y un eje menor de 5 km., presentando una superficie aproximada de 30 km<sup>2</sup>.

Presenta contactos netos con las rocas metamórficas encajantes, contactos que cortan a las estructuras de  $F_1$  de la formación de gneises glandulares por el N y E del macizo. Por el NO presenta contacto difuso con la facies de variación (Granodiorita de Penelas X: 298.000; Y: 869.000). Al S y al O están en contacto con las leucogranodioritas del macizo de Queija-Manzaneda, pero este contacto es muy poco claro por causa de una cierta convergencia de aspectos que pueden presentar ambos tipos de granitos. La posterioridad de las leucogranodioritas está probada, pues se han visto, en numerosos puntos, diques y/o apófisis de leucogranodioritas inyectándose en las granodioritas. En la zona estudiada deberíamos estar próximos al techo de la intrusión granodiorítica, pues hay, dentro del macizo, una gran cantidad de macroenclaves de gneises porfiroides que han sufrido un intenso proceso de metamorfismo y están parcialmente migmatizados.

Estas granodioritas cortan a las estructuras de  $F_1$  como se ve en el borde del afloramiento, pero están deformadas por la  $F_2$ , deformación que

se traduce en la orientación de los megacristales de feldespato potásico según planos de dirección general N-130, 140-E.

El macizo se emplaza en las isogradas de la estauroлита y de la sillimanita cortándolas y llegándose a emplazar dentro de la zona de la biotita; al cortar a las isogradas cabe pensar que el emplazamiento es posterior al próximo metamorfismo. Por otra parte, este macizo determina un metamorfismo de contacto en el gneis porfiroide encajante, así como en las pizarras del Tremadoc, donde está producido por unas pequeñas apófisis alejadas del núcleo principal.

Las granodioritas, pues, son posteriores al Paleozoico Inferior, posteriores a la  $F_1$  y anteriores a la  $F_2$ , siguen casi inmediatamente al paroxismo del metamorfismo y son anteriores a las leucogranodioritas. La edad absoluta de este macizo se puede, pues, estimar en —320 m.a. por comparación con la edad del macizo de Chantada-Taboada situado al E y que presenta las mismas características (Div. Geol. IGME, estudio geológico de la Hoja de Nogueira de Ramuín, 1972).

Dentro del macizo del Río podemos distinguir dos variantes, que se encuentran íntimamente mezcladas y que resulta prácticamente imposible cartografiarlas por separado.

#### a) Variante porfídica

En este tipo de rocas el 10-15 por 100 del total de la roca está representado por cristales de microclina; la composición modal media sería:

Q: 28 por 100. Plg: 41 por 100. Biot: 13 por 100.

Mic: 15 por 100. Msc: 2 por 100. Acc: 1 por 100.

La plagioclasa es muy zonada con un contenido en An del 22 por 100 (Oligoclasa) y presenta zonación oscilante con saltos del orden del 5 por 100 en el contenido de An de una zona a otra. Cuando están próximas a cristales de feldespato potásico se desarrollan mirmequitas.

El feldespato potásico es microclina que aparece generalmente en cristales idiomorfos, son generalmente pobres en pertitas y presentan una grosera macla en enrejado; se observa, en ocasiones, una segunda generación de cristales de feldespato potásico (probablemente también microclina) que se presenta en pequeños individuos xenomorfos y que ocupa posiciones intersticiales entre los cristales de los demás minerales. Los fenocristales pueden alcanzar 4-5 cm. de arista y aparecen generalmente maclados según Carlsbad.

La biotita presenta un pleocroísmo marrón muy rojizo que indica un elevado contenido en titanio y suelen aparecer alteradas a biotita verde y posteriormente a clorita.

La estructura de estos granitos queda determinada por dos elementos: una orientación planar, que se pone de manifiesto por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico y de los xenolitos, o por una orientación lineal que se presenta como estrías en las caras de las inclusiones o por el estiramiento de los xenolitos.

b). *Variante de granulometría uniforme*

Las diferencias que presenta con la variante anterior se ponen de manifiesto en la composición modal y en las relaciones interminerales (relaciones texturales), la composición modal media será:

Q: 33 por 100. Plg: 46 por 100. Biot: 10 por 100.  
Mic: 8 por 100. Mosc: 2 por 100. Acc: 1 por 100.

La plagioclasa tiene un promedio del 20 por 100 en An y presenta una fuerte zonación oscilante.

El feldespato potásico es microclina con escasos cristales idiomorfos (predominan los individuos xenomorfos).

En conjunto, esta variante se diferencia de la variante porfídica: 1) por presentar un menor contenido en biotita; 2) la plagioclasa es más sódica; 3) la microclina es generalmente xenomorfa y puede sustituir a las plagioclasas. Estos tres datos hacen pensar en una cristalización más tardía de esta variante dentro de hipotética comarca magmática, donde se produciría el proceso de enfriamiento del original fluido de composición granodiorítica.

4.2.1.2 **Facies de variación (Granodiorita de Penelas) ( $\frac{h}{p} \gamma \eta^2$ )**

Se puede considerar como una facies de variación, más alcalina, de la granodiorita de Río; presenta prácticamente las mismas características de contacto que la facies común de la granodiorita de Río.

Constituye un macizo alargado de dirección E-O, que corta a las estructuras de F<sub>1</sub>, presentando con unas dimensiones de 7 km. de largo por 1,5 km. de ancho y una extensión de unos 10 km<sup>2</sup>.

Se pueden considerar, dentro de esta facies, dos variantes:

- a) Variante porfídica.
- b) Variante de granulometría uniforme.

a) *Variante porfídica*

Se distingue esta variante de la porfídica de la granodiorita de Río por su más alto contenido en microclina. La composición modal media de esta variante es la siguiente:

Q: 29 por 100. Plg: 31 por 100. Biot: 9 por 100.  
Mic: 25 por 100. Mos: 15 por 100. Ac: 1 por 100.

Los procesos de cristalización de la roca, su naturaleza y sus componentes son análogos a los de la granodiorita de Río.

La plagioclasa presenta de contenidos en An del orden del 22 por 100, aunque sus zonaciones no son tan netas como las de facies común.

El feldespato potásico es microclina, que aparece en grandes cristales idiomorfos con numerosas inclusiones y con macla en enrejado.

La biotita, asimismo, es análoga a la de la facies común.

#### b) *Variante con granulometría uniforme*

Al igual que ocurría en la facies común, esta variante se diferencia de la variante porfídica esencialmente por su contenido en biotita y en microclina; la composición modal media de esta variante es la siguiente:

Q: 37 por 100. Plg: 35 por 100. Bioti: 6 por 100.  
Mic: 15 por 100. Mos: 6 por 100. Ac: 1 por 100.

La moscovita se forma en varios estadios durante el proceso de cristalización así como en reacciones de desplazamiento (esencialmente a partir del feldespato potásico y la biotita).

La plagioclasa presenta del 15 al 22 por 100 de An con zonaciones muy acusadas, pero con escasas recurrencias, lo que indica un proceso de enfriamiento en diferentes condiciones del que tuvo lugar en la facies común.

La biotita presenta un proceso intenso de alteración y transformación en clorita.

La orientación de los minerales planares (esencialmente micas) es más frecuente que en la facies porfídica.

Por su composición esta facies de variación podría corresponder a un granito adamellítico, pero es fácil de diferenciar de las leucogranodioritas en cualquiera de sus facies por los siguientes caracteres:

- Entre la facies común de la granodiorita y la facies de variación hay rocas de composición intermedia en la zona de contacto, es decir, existen un paso gradual de una a otra; sin embargo, los granitos posteriores presentan contactos netos con la granodiorita.
- Existe una importante zonación de la plagioclasa de la facies de variación, mientras que en la leucogranodiorita esta zonación es menos importante.
- El feldespato potásico suele estar pertitzado en la facies de variación mientras que las pertitas son raras en las leucogranodioritas posteriores.

- Hay un mayor contenido en biotita en la facies de variación de las granodioritas que en las leucogranodioritas, donde pueden llegar a desaparecer; asimismo, en estas últimas rocas, no es rara la presencia de turmalinas o granates que son prácticamente inexistentes en las granodioritas.

#### 4.2.2 LEUCOGRANODIORITAS (GRANITOS DE DOS MICAS) ( $x \gamma^2; i \gamma^2$ )

Estas rocas están representadas en la Hoja de Puebla de Trives, únicamente en el borde sur de la Hoja. Se encuentran formando un macizo alargado de dirección NO-SE (en general) que presenta contornos muy netos. Son rocas encajantes, dentro de la hoja son: granodiorita precoz y la formación porfiroide del Olló de Sapo. Los contactos con la serie metamórfica son ligeramente difusos pues en la zona de borde se encuentran enclaves de gneises parcialmente asimilados alternando con bandas de granito.

Los contactos netos se presentan únicamente con las granodioritas precoces, en las que se observan diques de microgranitos de dos micas intrusivos en la masa de la granodiorita, lo que muestra que son posteriores a ella.

Estos granitos aparecen en algunos puntos deformados por la  $F_2$  hercínica, pues en la zona de borde (fundamentalmente en la Hoja de Manzaneda) se observa el desarrollo de una esquistosidad de fractura claramente marcada que se va perdiendo claramente hacia el interior del macizo. Estos granitos están claramente ligados al metamorfismo, pues aparecen siempre dentro de la zona de la sillimanita y están asociados a zonas de migmatización. Cabe entonces suponer que estos granitos se han formado por anatexia en zonas profundas en el mismo momento que el metamorfismo hercínico alcanzó su máxima temperatura, entre las actuaciones de la  $F_1$  y la  $F_2$  y se han emplazado en su posición actual poco antes o durante la actuación de la  $F_2$ .

Dentro del macizo de leucogranodioritas hemos encontrado las siguientes variantes:

- Microgranitos.
- Facies común.
- Facies porfídica.
- Granitos adamellíticos.

##### a) *Microgranitos*

Está representada esta facies por granitos de dos micas de grano fino. Suelen aparecer en diques o stocks alargados. Atraviesan a la facies común y a las rocas encajantes del macizo dando, en general, contactos muy

netos y claramente orientados en los bordes por la mecánica de su intrusión. Esta orientación desaparece rápidamente hacia el interior de la roca.

Parecen corresponder a episodios de diferenciación tardía del macizo y son en su composición más alcalinos que el resto de las facies (plagioclasa más sódica y mayor contenido en moscovita que en biotita).

#### b) *Facies común*

Son rocas de textura granuda alotriomorfa, que muy frecuentemente presentan signos cataclásticos y en los que son muy escasos los enclaves de las rocas encajantes. La composición modal media de estas rocas es la siguiente:

Q: 22 por 100. Plg: 22 por 100. Mosc: 15 por 100.

Mic: 30 por 100. Biot: 10 por 100. Ac: 1 por 100.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos con marcada extinción ondulante y localmente presentando estructura en mortero.

El feldespato potásico es el mineral que mejor ha soportado la deformación e incluso la alteración, se presenta en cristales subidiomorfos de microclina que destacan sobre el resto de los minerales.

La plagioclasa se presenta fracturada, en ocasiones con macla polisintética y con un alto grado de alteración; su contenido en An está entre el 7 y el 10 por 100.

La biotita resiste mal la deformación y la alteración y se transforma en productos cloritosos con segregación de agujas de rutilo y con cruceros claramente distorsionados.

La moscovita no se altera, los cruceros también están distorsionados y presenta con cierta frecuencia agujas de sillimanita.

#### c) *Facies porfídica*

Se presenta esencialmente al SO de la Hoja, con unas características macroscópicas muy parecidas a las de la granodiorita precoz, aunque no hemos observado en esta facies orientaciones.

Presenta textura granudo-porfídica con la siguiente composición modal:

Q: 27 por 100. Plg: 33 por 100. Biot: 6 por 100.

Mic: 21 por 100. Mosc: 11 por 100. Ac: 2 por 100.

El cuarzo aparece en cristales alotriomorfos con débil extinción ondulante, o bien como inclusiones dentro del feldespato potásico.

La biotita forma grandes cristales subidiomorfos o alotriomorfos con frecuentes inclusiones de apatito y circón.

La microclina forma grandes cristales subidiomorfos pertitzados, maclados generalmente según la ley de Carlsbad.

La plagioclasa (Albita-Oligoclasa) se presenta en cristales subidiomorfos, normalmente zonadas y con paso a moscovita por procesos posteriores a la cristalización.

La moscovita se encuentra en grandes cristales subidiomorfos en las proximidades de la biotita o reemplazando a los feldespatos potásicos y a la plagioclasa.

De los accesorios, el más característico es la sillimanita que está presente en casi todas las preparaciones y se suele encontrar en inclusiones dentro del cuarzo y/o de la moscovita.

#### d) *Granitos adamelliticos*

Son rocas de textura granuda hipidiomorfa en las que las características mineralógicas principales son las siguientes:

El cuarzo aparece en cristales alotriomorfos con ligera extinción ondulante o bien en inclusiones dentro del feldespato potásico como ocurre en los granitos porfídicos.

Los feldespatos potásicos (microclina) son alotriomorfos, en ocasiones pertíticos y engloban cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo.

Las plagioclasas son subidiomorfas, rara vez zonadas y en ocasiones alteradas a productos sericítico-arcillosos; el contenido en anortita oscila entre el 10-12 por 100.

La biotita presenta un pleocroísmo intenso y frecuentes inclusiones de Zr y agujas de rutilo; se presenta generalmente cloritizada.

La moscovita se suele presentar en grandes cristales subidiomorfos, generalmente asociados a la biotita.

Los accesorios más frecuentes son turmalina, berilo, circón, apatito y opacos.

Generalmente se encuentran asociados a esta facies diques (de pequeño tamaño) y nidos de pegmatita ricos en turmalina y con ocasionales cristales de berilo.

#### 4.2.3 RIOLITAS ( $P_b\rho^2$ )

En la mitad oriental de la Hoja y en las proximidades de Chao da Casa (X: 311.000; Y: 874.000), Figueiredo (X: 308.000; Y: 873.000) y Chenzas (X: 306.000; Y: 876.000); aparecen, asociado a los materiales silúricos y según fracturas de dirección N-160-E o N-90-E aproximadamente, unos filo-

nes y/o pequeños stocks riolíticos de unos centenares de m<sup>2</sup> de extensión total en la Hoja, cuyo estudio petrológico aporta los siguientes resultados:

Roca de color blanco-parduzco, de grano fino, y aspecto masivo, con fractura irregular y textura microporfídica, con cuarzo, plagioclasa (Ab) y moscovita como componentes principales y feldespato potásico y óxidos de hierro como accesorios.

#### 4.2.4 PORFIDOS ( $\frac{p}{n} \gamma^2$ )

Se presentan estas rocas en la parte oriental de la Hoja, en las proximidades de Figueiredo (X: 308.000; Y: 873.000) y Peites (X: 308.000; Y: 872.000); aparecen, asociadas a una gran fractura de dirección N-160-E, en forma de filones que no superan los 5-6 m. de potencia y con unos centenares de metros de longitud. Se trata de una roca grisácea, compacta, de grano fino a medio y de fractura irregular, y textura porfídica. Los componentes principales son: cuarzo, plagioclasa (albita), moscovita y feldespato potásico; como accesorios son frecuentes apatito, circón, opacos, rutilo, óxidos de hierro y menos frecuentemente se encuentran clorita, sericita y carbonatos, todos ellos de origen secundario.

#### 4.2.5 PORFIDIORITAS ( $\frac{b}{c^4 \epsilon}$ )

Se presentan en la región en filones de hasta 25 m. de potencia, aunque de escasa continuidad lateral, en el extremo noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Freijo (X: 285.000; Y: 880.000), aunque la mayoría de los diques encontrados no son cartografiables a la escala del estudio.

El emplazamiento de estos diques se efectúa aprovechando fracturas distensionales de dirección ENE-OSO, que cortan transversalmente a las estructuras hercínicas.

Se presentan con una acusada disyunción en bolas, que suelen estar englobadas en un suelo eluvial o eluvio-coluvial procedente de las pizarras encajantes; tienen color verdoso, con textura subofítica y son generalmente muy compactas.

La composición mineralógica presenta como elemento principal la plagioclasa (oligoclasa) y como accesorios anfíbol monoclinico, clorita y serpentina (estos dos últimos minerales son pseudomórficos de minerales ferromagnesianos); menos frecuentemente se observan opacos, circón y apatito.

#### 4.2.6 DIORITAS Y TONALITAS ( $\frac{h}{c} nq^2$ )

Se presentan como pequeños stocks dentro de la granodiorita de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000); sus afloramientos tienen muy poca continuidad lateral y lo más frecuente es observar tan sólo algunos cantos re-

dondeados de muy diferente tamaño, englobados en un suelo procedente de la alteración de la granodiorita. Solamente se ha cartografiado un afloramiento de estas rocas dentro de la Hoja y ha sido exagerando su tamaño.

Son rocas de color oscuro, generalmente de grano medio, en la que pueden distinguirse, de visu, pequeños cristales verdosos de un anfíbol de tipo hornblenda. Su textura es granuda hipidiomorfa, compuesta por cuarzo, plagioclasa (andesina), biotita, anfíbol monoclinico y feldespato potásico; como accesorios apatito, circón, opacos, epidota, allanita, sillimanita y moscovita, el mineral secundario más frecuente es la clorita.

#### 4.2.7 DIQUES DE CUARZO (q)

Son muy frecuentes en todo el ámbito de la Hoja, aunque lo más común es que sean segregaciones cuarcíticas en las pizarras y esquistos. Únicamente en el extremo noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Rubina (X: 288.000; Y: 881.000) se ha cartografiado un dique que tiene unos metros de potencia. No se han observado mineralizaciones asociadas a estos diques.

### 4.3 MIGMATIZACION

En el vértice suroriental de la Hoja aparece una zona de migmatización que no suele alcanzar muy alto grado, pues no aparecen gneises diatexiticos más que en puntos muy localizados. La movilización afecta tanto a gneises de la formación porfiroide como a la granodiorita precoz, pero dado el bajo grado de migmatización alcanzado los productos diferenciados no llegan a homogeneizarse, siendo diferentes según el tipo de roca madre del que proceden; por tanto se estudiarán por separado los procesos de migmatización en la granodiorita precoz y en los gneises porfiroides.

#### 4.3.1 EN ROCAS IGNEAS

En las rocas graníticas el proceso de migmatización está generalmente menos desarrollado que en la formación de gneises porfiroides, pues difícilmente se pueden llegar a observar diferenciados leucocráticos; la migmatización en estas rocas (tanto en la facies común como en la facies de variación) se manifiesta en que la metatexita tiene un menor contenido en biotita que la roca original, la plagioclasa es más sódica y se puede producir una sustitución de plagioclasa por microclina.

En el estudio de las láminas delgadas de estas rocas se observa:

- Un crecimiento de pequeños cristales de moscovita (secundaria).
- El feldespato potásico no presenta ninguna orientación, ni ordenación

en sus inclusiones poiquiliticas, es generalmente ortosa con frecuentes intercrecimientos perfiticos.

— El contenido en An de las plagioclasas desciende de un 20 a un 10 por 100, y la zonación deja de ser visible.

— La biotita, muy pleocroica, se transforma generalmente en proclorita y ortoclasa.

#### 4.3.2 EN LOS NEISES PORFIROIDES

En estas rocas ya se observan en ocasiones venas de movilización leucocrata; estas venas de diferenciación están constituidas por una roca de aspecto pegmatoides con cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa; pero estos diferenciados solamente llegan a observarse en puntos muy localizados; por ejemplo en el camino de la Ermita de San Amaro (X: 306.000; Y: 866.000) y en la Carretera del Embalse de Gustolas (X: 302.000; Y: 866.000) a San Salvador (X: 305.000; Y: 865.000). Coincidiendo con estas zonas, en las que aparecen diferenciados leucocratos, es frecuente que aparezca sillimanita asociada a las facies no diferenciadas (melanosoma).

El feldespatos potásico es generalmente microclina, que presenta en ocasiones intercrecimiento perfitico y macla en enrejado.

La plagioclasa suele presentar inclusiones orientadas de moscovita.

La sillimanita (fibrolita) es generalmente abundante y suele aparecer asociada a la biotita.

En las biotitas de la primera generación se observan crecimientos orientados de micas (moscovita y biotita) de segunda generación, cuyos planos axiales forman un ángulo aproximado de 90° con S1. La biotita, además, suele presentar segregaciones de minerales opacos y pasa de ser una biotita de color marrón rojizo a biotita con pleocroísmos en verde.

La moscovita secundaria está generalmente muy desarrollada, en grandes cristales cuyo plano axial no suele coincidir con S1.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

Una rápida panorámica de la zona cubierta por la presente Hoja, desde el punto de vista de aprovechamiento de los recursos naturales, pone de manifiesto la variada gama de materiales rocosos aflorantes, que dan asiento a un cierto número de explotaciones, generalmente de poca envergadura.

Revisten mayor interés, sin embargo, los yacimientos mineros, con varios intentos con calicatas y socavones de pequeña importancia, así como una importante explotación (actualmente abandonada) de hierro en las proximidades de Freijó (X: 285.000; Y: 880.000).

En relación con el agua subterránea, también existen captaciones de

cierta importancia y áreas no explotadas que podrían constituir, en principio, zonas hidrogeológicamente favorables.

## 5.1 MINERIA

Prácticamente la actividad minera dentro del presente estudio ha quedado limitada a las explotaciones de hierro, que aparecen en íntima relación con los niveles de cuarcita armoricana.

En las proximidades de Freijó (X: 285.000; Y: 880.000) se observan instalaciones abandonadas (en 1946) de unas importantes minas de hierro en las que se extraía fundamentalmente magnetita. En estas instalaciones quedan aún importantes acopios en el interior de la mina.

También en las proximidades de El Vogo (X: 304.000; Y: 875.000) se han observado algunas calicatas a techo de la cuarcita armoricana, aunque posiblemente no se halla podido extraer nada de hierro de ellas.

El proceso de lavado por aguas de escorrentía de los hierros diseminados en las pizarras silúricas, ha originado el depósito de costras ferruginosas que aparecen en zonas protegidas de pequeños arroyos y que en ningún caso han sido objeto de explotación.

## 5.2 CANTERAS

En este aspecto la presente Hoja es asiento de una no muy variada pero sí importante gama de rocas y materiales, aunque de escaso interés económico, destacándose como prioritarias las rocas de construcción.

Dentro de estas rocas de construcción la única que presenta un cierto interés es la granodiorita de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 869.000), donde se han abierto algunas canteras para extraer bloques paralelepípedicos de dimensiones varias; aunque la mayoría de estas canteras son de pequeñas dimensiones, y ninguna está en explotación en la actualidad.

Dentro de las explotaciones para áridos se encuentra una mayor variabilidad de materiales; se encuentran entre estos materiales: las arenas y gravas como áridos naturales y la granodiorita de San Juan de Río (X: 302.000; Y: 809.000), en su facies común.

Las arenas y gravas para áridos naturales tienen dos fundamentales áreas de procedencia: los depósitos aluviales o las terrazas del río Sil, y los depósitos sedimentarios terciarios, aunque estos últimos presentan el problema de la fracción arcillosa que los acompaña. En ocasiones también se han obtenido arenas de los depósitos de lehm granítico.

Los áridos de trituración se han obtenido esencialmente a partir de la facies común de la granodiorita precoz, aunque en la actualidad no queda ninguna cantera en explotación.

### 5.3 HIDROGEOLOGIA

El elevado índice pluviométrico de esta región (superior a los 700 mm. al año) y la notable impermeabilidad del sustrato, condicionan una elevada escorrentía con un coeficiente de percolación e infiltración profunda relativamente bajos. En consecuencia, los caudales subterráneos susceptibles de captación y alumbramiento son generalmente muy limitados. Es frecuente observar en toda la región socavones de varios metros de profundidad y varias decenas de metros de longitud para obtener caudales que difícilmente superan 0,5 l/seg.

Constituyen acuíferos de cierta importancia los aluviales y terrazas del Sil, gracias, de una parte, a la elevada permeabilidad de estos materiales, y de otra, a las pequeñas, si no nulas, fluctuaciones estacionales del nivel de inundación del río.

En líneas generales puede decirse que tanto el sustrato ígneo y metamórfico como la formación detrítica terciaria constituyen formaciones poco permeables. En la capa cortical pueden, sin embargo, asentarse acuíferos locales de cierta importancia, que podrían proporcionar, mediante las adecuadas captaciones (zanjas, socavones poco profundos, pero de gran longitud) caudales pequeños de notable continuidad en el tiempo, aprovechables sobre todo para usos domésticos.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, O. (1977).—«Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal del Olló de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras». *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXVIII-III.
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardi-hercyniens en sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation». *Tectonophysics*, 25. Elsevier Sc. Publish. Co. Amsterdam.
- BARD, J-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, volumen 241.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches Sur les terrains anciens des Asturies et de Galice». *Nén. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique». *C. N. R. 5 Mem. et Docum.*, t. IV, París.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extensión du métamorphisme regional hercynienne

- dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Géol. de France*, fasc. 7, Paris.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)». *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier*.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, Madrid.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 270.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975).—«Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXVI-VI.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archécyaethes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates, dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX, núm. 3.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000, ALLARIZ, 7-11». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL IGME (1974).—«Mapa Geológico de España 1:50.000, NOGUEIRA DE RAMUIN, 7-10». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- DROT, J., y MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NW de España)». *Not. y Com. IGME*, número 93, Madrid.
- FARBER, A., y JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des westestimichen Küstengebients zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. J. B.*, vol. 81, Hannover.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Thèse de doctorat d'état és Sciences Naturelles*. Universidad de Burdeos.
- GUILLOU, J.-J. (1960).—«Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel». *Lab. Métallogénie. Ecole Sup. de Geol. Appliquée et de Prospection Minière*. Nancy.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949).—«Huellas glaciares en la sierra de Queija (Orense)». *Bol. R. S. E. H. N.*, T. XLVII, núm. 1-2.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«Criaderos de Hierro de España». *Mem. IGME*, t. IV, Madrid.
- (1942).—«El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España». *IGME*, Madrid.
- IGME (1972).—«Mapa Metalogénico de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Estaño».

- (1972).—«Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Wolframio».
- I. N. E. (1970).—«Censo de población de España».
- JARITZ, W., y WALTER, R. (1970).—«Faziesuntersuchungen in Altapaläozoikum Nordwest? Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. J. B.*, vol. 88, Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien». *Bull. Soc. Mineral. de Bretagne. Sér. C*, t. V, fasc. 1.
- LOTZE, F. (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. y Com. IGME*, t. 75, Madrid.
- LLOPIS, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada. Inst. Elcano. C. S. I. C.*, Zaragoza.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1971).—«Mapa geológico de España a escala 1:200.000, Hoja núm. 18 (Ponferrada)». *IGME*, Madrid.
- (1972).—«El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica». *Acta Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4, Barcelona.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, París.
- (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Soc. Paris*, t. 259.
- (1964).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 2, París.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.
- (1969).—«Les kink-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du nord-ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*. 7 (4). Elsevier Publish. Co., Amsterdam.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1973).—«La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'are ibéro-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280.
- (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264.

- NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformungen». *Beit. Miner. Petr.*, vol. 11, Heildelberg.
- (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España)». *Not. y Com. IGME*, núm. 88, Madrid.
- (1966).—«Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Min.*, vol. 8, Stuttgart.
- (1968).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Norwest-Spanien». *Geotekt Forch.*, número 27, Stuttgart.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de "l'Ollio de Sapo". Formation porphyroide antesilurienne du nordouest de l'Espagne». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, Madrid.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 2, Oviedo.
- (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, Oviedo.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental leonesa (W de León, NW de España)». *Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*.
- PRADO, C. de (1957).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. de France*, 2.<sup>a</sup> serie, t. XV, París.
- QUIRING, H. (1957).—«Die rüischen Geoldbergwerke bei Astorga und ihre geologische position». *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 190.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung des Paläozoikums in der südliehen Provinz Lugo (Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 117.
- (1965).—«Untersuchugen am Ostrand der galicischen Kristallzone (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME*, núm. 81, Madrid.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 2.
- SLUITER, W. I., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Mededelingen*. DL 30.
- TEX, E. den FLOOR, P. (19 ).—«Asynopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral Geol. Inst. Leiden*, Holanda.
- VIDAL BOX, C. (19 ).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. R. S. E. H. N.*
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«La litofacies carbonatadas del Cámbrico de la

zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 5.

ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J., y BELLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona Astur-occidental leonesa, NO de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX.