



IGME

8

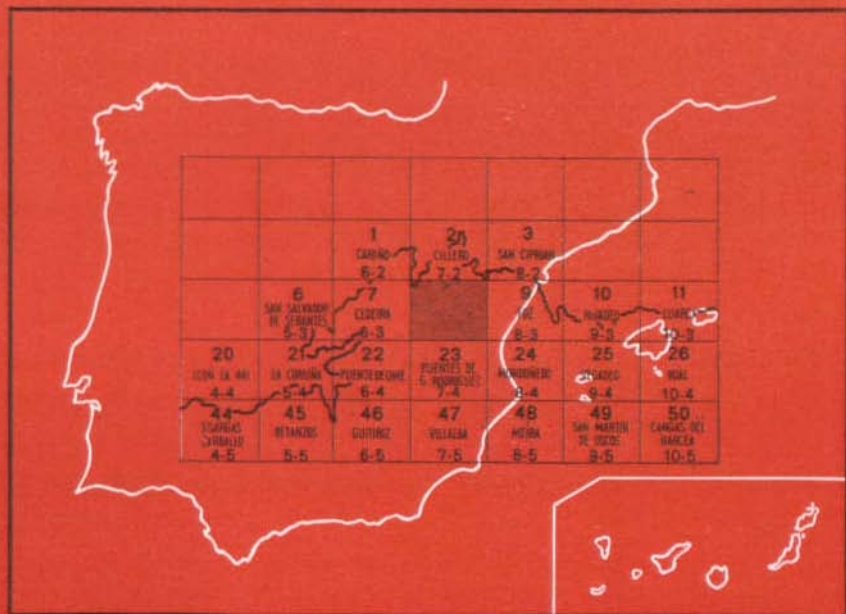
7-3

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIVERO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIVERO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la División de Geología del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

J. M. Arce Duarte y J. Fernández Tomás, con el asesoramiento del Dr. E. Martínez, de la Universidad de Salamanca.

La petrología ha sido estudiada y redactada por M.^a J. López García.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-12.957-1976

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

INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra en las provincias de La Coruña y Lugo en su parte meridional. El único núcleo de población desarrollado es Vivero.

Geológicamente pertenece al Macizo Hespérico y se encuentran materiales sedimentados antes de la Orogenia Herciniana y los intruidos en dicho ciclo.

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Vivero presenta dos zonas estratigráficas diferentes que en los trabajos anteriormente realizados han sido denominados: Dominio del Domo de Lugo y Dominio del «Ollo de Sapo». El contacto entre ambos dominios es mecánico, aunque poco visible en campo, posiblemente debido a su carácter precoz. Los materiales del Dominio del «Ollo de Sapo» presentan una gran extensión, mientras los del Dominio del Domo de Lugo desaparecen paulatinamente hacia el N. por efectos de migmatización e inyecciones graníticas.

1.1 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

Está representado en la parte oriental de la Hoja por materiales atribuidos al Precámbrico y Cámbrico que en general se encuentran migmatizados

y afectados por distintas intrusiones graníticas, por lo que no aparece con sus caracteres litológicos típicos.

1.1.1 PRECAMBRICO

Los terrenos más antiguos de esta zona corresponden a la serie de Villalba y los materiales que constituyen su infrayacente y que en la Hoja número 23 (7-4) ha sido denominada serie de Trastoy. Ambas series son atípicas.

1.1.1.1 Serie de Trastoy (PC)

A pesar de encontrarse migmatizado, se deduce la heterogeneidad de la serie estratigráfica preexistente, por el aspecto variado de las migmatitas. Se encuentran: estromatitas, nebulitas, oftalmíticas, gneises leucocráticos, gneises cuarcíferos... De todo ello deducimos que la serie aquí sería muy semejante a la observada más al S., en la Hoja de Puentes de García Rodríguez (núm. 23) y que sería de muro a techo la siguiente:

Esquistos y gneises pelíticos.

Esquistos y gneises con manchas oscuras por acumulación de biotita, sillimanita y moscovita con intercalaciones de anfíbolitas oscuras.

Gneises glandulares.

Cuarcitas tableadas (con intercalaciones micáceas y esquistosas).

Pelitas gneisificadas con cristales bien desarrollados de granate, estaurocita y sillimanita.

Esquistos y gneises pelíticos que insensiblemente pasan a la serie de Villalba.

El complejo migmatítico observado en la actualidad está muy afectado por movilizaciones graníticas, apareciendo granito y gneises íntimamente ligados y pasando de unos a otros por contactos netos, difusos o desaparición paulatina de las hiladas de melanosoma para quedar granito sin orientación.

Son muy frecuentes las nebulitas: gneises de grano fino con abundante biotita muy orientada que podría llegar a confundirse con granito orientado por la escasez de restos de paleosoma.

Otro tipo de migmatitas de desarrollo considerable son las series leucocráticas sin biotita; la moscovita es escasa y de pequeño tamaño, dando aspecto a la roca masiva; estos gneises se citaron en la Hoja de Puentes de García Rodríguez como posibles ortogneises debido al escaso desarrollo del complejo migmatítico en dicha zona.

Gneises oftalmíticos: No son muy frecuentes, aunque están bien repre-

sentados en el campo de Valcaría (San Esteban) a Sebugeiro ($x = 287$; $y = 1.009$). En este mismo lugar aparecen también migmatitas de estructura estromatítica.

Al S. de Carballeira ($x = 281$; $y = 998$) aparecen las estructuras migmatíticas mejor definidas de esta Hoja con melanosoma y leucosoma bien diferenciado y ambos intensamente replegados (estructura plegada de MEHNERT, 1971); no obstante, estas rocas no serían migmatitas típicas, sino pseudomigmatitas, ya que los aparentes neosomas son granitos inyectados.

De todo lo anteriormente expuesto parece deducirse que la serie de Trastoy, en la presente Hoja, está representada por el tramo medio: gneises glandulares y cuarcitas tableadas que darían lugar a las migmatitas leucocráticas, estromatitas, oftalmíticas y nebulíticas; y por el tramo inferior, esquistos y gneises pelíticos que darían lugar a las pseudomigmatitas de Carballeira.

1.1.1.2 Serie de Villalba ($PC_{\xi + \xi_A}$)

Aparecen dos áreas de la presente Hoja en que aflora la serie de Villalba. Estas áreas petrográficamente presentan poca similitud, por lo que se describirán ambas áreas por separado.

El área del vértice SE. consta de gneises de grano fino con abundantes niveles anfibólicos con granate, típicos de la serie de Villalba.

El otro área representada por la serie de Villalba se encuentra en el cuadrante II, es una franja de dirección N.25° E. y buzamiento hacia el NO., tiene una anchura de algo más de 1 km. y una longitud en la presente Hoja de unos 12 km. Su contacto occidental es mecánico con el Silúrico, mientras que el oriental es concordante con el infrayacente, serie de Trastoy migmatizada. En esta zona el metamorfismo es más débil, siendo la masa general de esta serie unos esquistos oscuros que presentan gran similitud con las series silúricas, hasta el punto de diferenciarse en algunos casos con gran dificultad. El criterio de separación de estas series es la presencia de escasos niveles de cuarcitas con anfíbol y granate, y la ausencia o escasez de grafito (salvo raras excepciones). En las muestras de mano la separación es más realizable, aunque con poco rigor científico, por el tono ocre de oxidación con que suele aparecer la serie de Villalba. Por otra parte, es frecuente en esta serie la aparición de nódulos de cuarzo con distena en grandes cristales.

1.1.2 CAMBRICO (CA_Y y CA_1)

Esta serie de cuarcitas es continuación de una gran formación en la Hoja de Puentes de García Rodríguez (núm. 23, 07-04). Aparecen formando dos sinclinales de dirección N.-S. a N.25° E. El que se encuentra más hacia el SE. desaparece por asimilación de granito, quedando algunos bloques aista-

dos. Más hacia el E., en la Hoja de Foz (núm. 9, 08-03), vuelven a tener mayor desarrollo y han sido datados como del Cámbrico Inferior (por lo que se ha adoptado en aquella zona la sigla CA₁).

En general esta cuarcita está muy recristalizada, a veces con aspecto de cuarzo puro, aunque en algunos puntos parece estar migmatizada y dar origen a gneises cuarcíticos con feldespato. Este fenómeno se observa bien en el km. 7 de la carretera de Vivero a Lugo.

Presenta en puntos inyecciones de granito que penetran por los planos de esquistosidad.

Los afloramientos de cuarcita son poco visibles debido al gran desarrollo de turba y vegetación que tiene lugar sobre ella. Se observa bien en la carretera de Orol a Miñotos, en el km. 1,8.

Esta formación se presenta aparentemente concordante, pero ha sido representada con discordancia supuesta, ya que en la Hoja de Puentes de García Rodríguez se deducía por varios criterios:

1. Descansar sobre dos series indistintamente: Villalba y Trastoy.
2. Aparentes choques de estructuras entre infrayacentes y dichas cuarcitas.
3. Presencia de algunos conglomerados, si no en la base, muy próximos.
4. A escala regional ha sido observada en otros puntos del NO.

1.2 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Está limitado por su parte occidental por la serie de Ordenes y en la oriental por el Domo de Lugo, constituyendo una ancha franja que atraviesa toda Galicia, y describe un arco desde la isla Coelleira hasta cerca de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la meseta.

El núcleo de esta franja está formado por el «Ollo de Sapo» s.s., que estructuralmente aparece formando el núcleo de un anticlinal.

El Dominio del «Ollo de Sapo», en el área estudiada, está situado en la zona occidental en contacto por falla con el Dominio del Domo de Lugo.

1.2.1 PRECAMBRICO «OLLO DE SAPO» s. s.

Hay una amplia representación de esta formación en la Hoja. Es una franja de varios kilómetros de espesor que forma un anticlinorio que atraviesa la Hoja con dirección N. 20° E. y con buzamiento al O. en ambos flancos. Esta formación es azoica y su edad se puede precisar únicamente como anteordovícica, al engastarse entre materiales ordovícicos, si bien en otras áreas está definida como precámbrica-cámbrica.

El origen de estos materiales es muy problemático y se han emitido varias hipótesis para justificar su presencia.

Se puede asegurar que los aportes que originaron estas rocas fueron diferentes en composición y génesis, y los autores, en su mayoría, se ponen de acuerdo a la hora de hacer intervenir rocas ígneas y sedimentarias. Aquí se presume la presencia de fenocristales iniciales de feldespato potásico en las facies mixtas exclusivamente. No hay datos para asegurar que los fenocristales plagioclásicos de las otras facies lo fueron en origen, y la morfología de unos y otros es bien diferente. Comprende cuatro facies que trataremos por separado.

1.2.1.1 **Facies de megacristales de feldespatos: Gneises (PC ξ)**

Estas facies forman el núcleo del anticlinal «Ollo de Sapo». Son rocas muy esquistosadas con grandes amígdalas de feldespato de 6 a 8 cm. distribuidas irregularmente. Esporádicamente los megacristales de feldespato se presentan alargados. En esta facies los fenocristales de cuarzo son poco abundantes y de varios milímetros de longitud.

1.2.1.2 **Facies medias: Esquistos porfiroides (PC ξ)**

Los cristales de feldespato disminuyen de tamaño hacia el techo de la serie y hay una mayor profusión de cristales de cuarzo azulado de 1 a 2 cm. de tamaño máximo. A partir de la desaparición de los megacristales se establece el contacto. Esta facies está situada por encima de los gneises glandulares.

1.2.1.3 **Facies finas: Metagrauwackas (PC w)**

En esta facies la foliación está menos acentuada que en las anteriores, y en ocasiones es poco patente. Son de aspecto arenoso y de color verdoso. También se presentan con grano muy fino. Hacia el techo pasa de una forma insensible a cuarcitas feldespáticas, y en algunos casos a niveles filíticos o a una alternancia de éstos.

1.2.1.4 **Facies mixtas: Cuarcitas, grauwackas y gneises (PC γ)**

Estas facies aparecen en el flanco E. del anticlinal del «Ollo de Sapo». Son materiales similares a las metagrauwackas, en ocasiones poseen una foliación muy marcada, en la que resaltan (algunas veces) los cristales de feldespato y de cuarzo azul, dando un aspecto mixto entre facies finas y de esquistos porfiroides. Hay franjas en que los feldespatos aparecen redondeados y de distinto tamaño, dando facies poco observadas hasta ahora.

Este tramo tiene intercalaciones frecuentes de cuarcitas feldespáticas, de potencia variable y en lentejones. Dentro de ellas aparecen esporádicamente algunos niveles ricos en glándulas de cuarzo, otras veces las glándulas están dispersas.

En la base este tramo pasa a gneises glandulares. El tramo de esquistos porfiroides en este flanco del anticlinal no aparece; esta desaparición puede deberse a causas tectónicas y cambio lateral de facies.

El paso de estas rocas a la serie superior en los flancos se realiza de forma análoga a la descrita para la serie metagrauwáckica.

1.2.2 ORDOVICICO

Los flancos del anticlinal del «Ollo de Sapo» están ocupados por esquistos y filitas con algunos lentejones o bancos de cuarcitas; estas cuarcitas aparecen a nivel regional con pistas de probable edad ordovícica.

En la presente Hoja no se ha hallado fauna que permita datar las formaciones; no obstante, todos los materiales que están por debajo del nivel continuo de cuarcitas Arenig pertenecerán a esta edad; el resto de los materiales entre ese nivel y el Silúrico corresponderán al Ordovícico Medio y Superior, ya que en la Hoja núm. 47, Villalba, se han encontrado restos de *Crinoides* del Ordovícico Superior, en niveles equivalentes.

Reposa el Ordovícico sobre el «Ollo de Sapo» en contacto aparentemente concordante; sin embargo, dada la probable existencia de una laguna estratigráfica y el hecho de no observarse nunca la estratificación en estas series, hay que admitir la posibilidad de una discordancia.

Este sistema comienza con un nivel de cuarcitas generalmente feldespáticas o con una delgada franja de filitas, que pasan a cuarcitas feldespáticas. En algunos puntos faltan estos niveles de cuarcitas feldespáticas.

1.2.2.1 Ordovícico Inferior (O_{12}^1)

1.2.2.1.1 Cuarcitas feldespáticas (γ)

Estas cuarcitas son de grano fino a medio; de colores blanquecino-amarillento y gris azulado, presentando niveles esquistosos que hacia el techo son más frecuentes. Se encuentran asociados al «Ollo de Sapo», siendo su paso insensible, aunque a veces existe un tramo de filitas intermedio. También se encuentran intercaladas en la serie cuarcitas lentejonares de este tipo.

El elevado grado de alteración hace que estos niveles de cuarcitas aparezcan frecuentemente en forma de areniscas poco consistentes. Solamente en contadas ocasiones se presentan los niveles de color gris azulado, que son muy compactos, consistentes y de grano fino.

1.2.2.1.2 *Filitas y esquistos* (O_{12}^1)

En el Ordovícico (O_{12}^1) predominan los sedimentos pelíticos (filitas y esquistos). Dentro de este tramo se encuentran intercalaciones de escaso desarrollo de niveles samíticos, que son más frecuentes hacia su base.

También es frecuente encontrar en esta serie diques de cuarzo, que parecen ir asociados a fracturas, y lentejones de cuarzo de exudación.

1.2.2.1.3 *Cuarcitas en bancos continuos* (O_{12}^2)

Este nivel presenta la facies de la arenisca armoricana. Dos corridas cruzan la Hoja con dirección N. 10° E., situadas en los flancos del anticlinal del «Ollo de Sapo». La potencia es de 100 a 300 m., aunque debido al replegamiento parece que el espesor es mucho mayor. Contiene algunos niveles esquistosos y presenta frecuentes intrusiones de cuarzo asociado.

El tamaño de grano es medio y fino, generalmente no dan resalte, aunque las situadas al N. de la franja E. se presentan muy compactas y recristalizadas. Son blancas y en ocasiones de color grisáceo. En la Hoja de Vivero se presentan muy tectonizadas en la corrida del Oeste, en donde se pueden observar zonas de replegamiento. Sus contactos a muro y techo son concordantes.

1.2.2.2 **Ordovícico Medio y Superior** (O_{2-3})

Está formado por esquistos y filitas con pequeñas intercalaciones samíticas de características muy similares a las filitas y esquistos del tramo inferior a la cuarcita armoricana.

1.2.3 SILURICO

Hay dos franjas que cruzan longitudinalmente la Hoja siguiendo las direcciones y buzamientos regionales situados en los flancos del anticlinal del «Ollo de Sapo».

Para ambas series se supone el tránsito Ordovícico-Silúrico concordante.

Los materiales situados en el flanco E. se siguen hasta el Precámbrico del Domo de Lugo, que entra en contacto por falla. En el flanco O. se continúa hasta contactar con los materiales del Complejo de Cabo Ortegal.

Los materiales que lo componen son fundamentalmente pelíticos (esquistos y filitas), con intercalaciones samíticas (cuarcitas, areniscas feldespáticas, grauwackas) y materiales de origen vulcano-sedimentario (metariolitas y metavulcanitas ácidas, y rocas ígneas básicas).

1.2.3.1 Miembro inferior: Liditas y ampelitas (S_{E_v})

Se compone de niveles de liditas y ampelitas lentejonares de poca potencia, que en ocasiones llevan asociados niveles samíticos. Estos niveles señalan la transición Ordovícico-Silúrico, de forma que al faltar, el paso de un período a otro se hace de forma insensible. Estos niveles sólo aparecen en la franja del O.

Estos niveles son fosilíferos, aunque no en la presente Hoja. En la Hoja núm. 47 (Villalba), aparece fauna en los niveles ampelíticos, que debe corresponder a éstos. La clasificación de esta fauna es de edad Llandovery Superior, Tarannon Inferior; zonas 21 y 22, Ludlow Inferior. Así pues, el nivel de ampelitas, si estos datos son fidedignos, se trata de un piso compresivo y los niveles superiores pertenecerán al resto del Silúrico, incluyendo posiblemente parte de Devónico.

1.2.3.2 Miembro superior

Se compone de una serie de metasedimentos pelíticos y samíticos, con intercalaciones de rocas de origen vulcano-sedimentario de tipo ácido, rocas intrusivas básicas y rocas carbonatadas.

Los materiales del flanco oriental se apoyan sobre el Ordovícico, en contacto aparentemente concordante, presentando en su base samitas grauwáckicas. En el tramo occidental ya ha sido descrito anteriormente, donde el Silúrico Superior se apoya directamente sobre el Ordovícico en ocasiones.

Es muy diferente la composición de estos tramos y existe un cambio lateral de facies de un flanco a otro.

1.2.3.2.1 Filitas y esquistos (S)

Los materiales silúricos situados en el flanco E. del anticlinal son fundamentalmente pelíticos (filitas y esquistos), en general semejantes a los ordovícicos, con algunas intercalaciones samíticas finas y de rocas carbonatadas (calizas de Sabucedo) situadas próximas a la serie precámbrica. Están afectados en varios puntos por metamorfismo de contacto, con grandes andalucitas, formadas por la intrusión de granito postectónico ($b\gamma^2$).

Los materiales del flanco O. presentan abundantes intercalaciones de niveles samíticos y rocas de origen vulcano-sedimentario de tipo ácido, y en una serie de esquistos y filitas que comienzan siendo similares a las ordovícicas y luego son verdosas, violáceas, blancas y negras.

1.2.3.2.1.1 Cuarcitas yareniscas feldespáticas (γ)

En la banda oriental de la serie silúrica presentan en su base un nivel

samítico de composición grauwáckica ya mencionada anteriormente (son análogas a los niveles samíticos citados en el miembro inferior).

En el flanco occidental las intercalaciones samíticas son más frecuentes. Los niveles asociados a las metariolitas son de composición variable: cuarcitas, areniscas feldespáticas y grauwackas. Son generalmente de grano medio a fino, con clastos que pueden tener hasta 1,5 mm. de Lm. Los clastos son subangulosos. Dentro de estos niveles existen pequeños lentejones de distinto tamaño de grano que, a pequeña escala, se intercalan en la serie. El nivel más superior va intercalado entre las filitas y presenta variaciones análogas a las anteriores. Generalmente presentan planos de foliación bien marcados, que en ocasiones forman ángulo con los planos de foliación de las filitas inmediatas debido a efectos de refracción.

1.2.3.2.1.2 Metavulcanitas ácidas (MV)

Próximas a la base del Silúrico (S) se encuentran intercalados niveles de metavulcanitas ácidas, son de escasa potencia, de color claro y verdoso, asociados o incluidos en niveles detríticos de composición grauwáckica. Son aparentemente concordantes con las series silúricas.

Esta mezcla de sedimentos es debida a ser una serie vulcano-sedimentaria, como se explica más ampliamente en el apartado siguiente.

1.2.3.2.1.3 Metariolitas (Mp)

Estas facies son de mayor potencia y desarrollo que las anteriores, están formando una franja continua que cruza la Hoja en la zona occidental. Son aparentemente concordantes. Presentan una foliación poco marcada, son de color amarillento, porfídicas con fenocristales de hasta 3 mm. de Lm.

Se trata de un tramo de origen vulcano-sedimentario con abundantes cambios, en los que los términos basales y a techo son de acusado carácter sedimentario con restos de aportes volcánicos; así suprayacente están formados por términos detríticos, areniscas feldespáticas y a veces con pequeños niveles filíticos o esquistosos que separan estas facies. A techo de toda esta formación aparecen filitas y esquistos de color blanquecino.

1.2.3.2.1.4 Ampelitas y liditas (Sv)

Se encuentran intercaladas en esta serie, son lentejones de escasa potencia.

Los situados en el flanco O. del anticlinal de «Oilo de Sapo» son generalmente de liditas muy grafitosas. En el flanco E. son de carácter ampelítico.

Próximos a estos niveles de ampelitas se ha encontrado fauna en los alrededores del pueblo de Malló ($x = 287,4$; $y = 1.006,7$); son posibles *Monograptus*, que dado el elevado estado de alteración y deformación son inclasificables.

1.2.3.2.1.5 Calizas (c)

Al S. de Sabucedo ($x = 278,6$; $y = 1.001,2$) se encuentran niveles de calizas marmóreas en bancos de un máximo de 40 cm., así como alternancia de calizas y filitas (a escala centimétrica) posteriormente replegadas y mármoles cipolinos de color grisáceo.

Estos datos se han obtenido solamente por los cantos sueltos, no observándose «in situ» más que un nivel de unos 15 cm. de caliza marmórea.

Estas facies están incluidas en una serie filítica atípica dentro del Silúrico, observado en toda la Hoja. Está situado entre dos fallas longitudinales y su edad resulta, por tanto, problemática.

1.2.3.2.2 *Grauwackas, filitas, esquistos y cuarcitas* (S_2^B)

Este tramo está situado en las estribaciones al NO. de la Hoja, de potencia de 150 a 250 m., aproximadamente.

El paso de éste al infrayacente se establece próximo a unos niveles de areniscas feldespáticas, donde la serie comienza a tener términos samíticos intercalados y se pasa de una forma insensible al tramo esquistos-grauwáckico.

En esta zona se presenta un predominio de los términos grauwáckicos, que alternan con pelitas en bancos que varían de 1 m. de potencia hasta milímetros. En general son de grano fino, con intercalaciones más gruesas con clastos de hasta 2 mm. de Lm, y se puede observar que algunos son subangulosos. Dentro de éstos la proporción de samitas y pelitas varía rápidamente, dando incluso términos próximos a cuarcitas. La sedimentación es rápida y los materiales son poco maduros, lo que nos induce a pensar que sea de tipo molásico. En la serie se encuentran tramos discontinuos de esquistos de grano muy fino de color negro y que al fracturarlos presentan un brillo sedoso muy característico.

Dado el contexto geológico y la proximidad de las rocas de origen vulcano-sedimentario del Silúrico (S), cabe la posibilidad de relacionar este tramo esquistos-grauwáckico con el anterior mediante un tránsito o un cambio lateral de facies, de modo que a estas facies se les podría atribuir un origen mixto.

1.2.3.2.2.1 Areniscas feldespáticas (γ)

Intercaladas en el tramo descrito anteriormente, situadas hacia el muro

y el techo, se encuentran niveles de areniscas feldespáticas ricas en cuarzo.

Son niveles de color blanquecino y amarillento, en plano de foliación muy marcados, y presentan en ocasiones gran cantidad de cuarzo de exudación. Son lentejones de escasa potencia y desarrollo.

1.2.3.2.3 Esquistos, talco-esquistos y clorito-esquistos (S_3^b)

Es muy escasa la representación de este tramo en la Hoja, solamente una pequeña parte aflora en las estribaciones más al NO.

El contacto con la serie inferior es aparentemente concordante y se sitúa a partir de unos bancos de arenisca feldespática. El paso de la serie inferior a ésta, cuando faltan las areniscas, se hace de una forma paulatina e insensible.

En general este tramo está formado por un conjunto de esquistos verdes, que dan color rojizo de alteración.

Hacia la base se presenta una serie de esquistos de grano muy fino, verdosos y blanquecinos, que en ocasiones son de tacto untuoso, posiblemente debido al contenido en talco. Dentro de esta serie se encuentran esquistos que tienen pequeños ojos de feldespatos, que son anómalos dentro de la serie y del metamorfismo, también aparecen en su interior las rocas ortoanfibólicas.

Esta serie, en la Hoja contigua al O., se presenta mucho más desarrollada y con variaciones litológicas muy grandes.

1.2.3.2.3.1 Areniscas feldespáticas (γ)

En la base de este tramo están situados unos niveles lentejonares de areniscas feldespáticas de color oscuro. Las situadas próximas al pueblo de Iglesia ($x = 264,6$; $y = 1.013$) son de composición grauwáckica, muy compactas y de color negro, el tamaño de grano es medio, y no se debe descartar la posibilidad de que se trate de un microconglomerado. Los niveles restantes son de composición análoga y de color grisáceo. Existen intercalaciones de areniscas incluidas en la serie, son de color blanquecino y amarillento, lentejonares y de escaso desarrollo.

1.2.3.2.3.2 Lilitas (S_v)

Un solo nivel, situado en $x = 263,9$; $y = 1.010,8$, hay en la Hoja, situado próximo a un banco de areniscas feldespáticas. Son negras, compactas y grafitosas.

1.2.3.2.3.3 Ortoanfibolitas (MP)

Sólo hay dos afloramientos de rocas ortoanfibólicas en la Hoja. Uno

situado en Subsaido ($x = 263,8$; $y = 1.013,3$), muy próximo al ángulo NO. de la Hoja; es la terminación de una corrida que viene de la Hoja de Cedeira (núm. 7). Es de color verdoso, de grano fino y de composición anfibolítica. Un poco al sur de estas anfibolitas se sitúa otro pequeño afloramiento aislado de composición análoga, de grano fino, verdoso, y presenta un bandeado difuso.

1.3 CUATERNARIO

En toda la Hoja ha tenido lugar un proceso de remoción «in situ» que ha originado en zonas un recubrimiento considerable. En la cartografía ha sido omitido por no considerarlo de suficiente importancia.

1.3.1 TURBAS (Qt)

En el E. y SE. del área estudiada aparece una serie de turberas. Corresponden a antiguas zonas planas donde el agua por escaso drenaje quedó empantanada, desarrollando una gran vegetación que originó la turbera. Actualmente aparecen profundos valles con canchales y derrubios de ladera que separan montes en cuya cima aparecen estas turberas. Todo esto nos lleva a la conclusión de que ha tenido lugar un rejuvenecimiento del relieve que posiblemente se ha producido durante el Terciario por medio de fallas transversales.

Estas turbas han sido parcialmente extraídas.

1.3.2 COLUVIALES (OC)

Como anteriormente se ha citado, debido al rejuvenecimiento del relieve, tiene lugar la formación de canchales y derrubios de ladera.

1.3.3 ALUVIALES (QAI)

Generalmente la red fluvial está encajada, no apareciendo depósitos salvo en las proximidades a la desembocadura.

En Naseiro (carretera de Vivero a Labeira) aparece un nivel de terraza con cantos rodados de tamaño grueso dentro de una matriz arcillo-arenosa, extendiéndose ampliamente en el dominio del cuadrante 1.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

Todo el NO. de la Península Ibérica se caracteriza por estar afectado por varias fases de deformación hercinianas superpuestas. Las deformacio-

nes antehercinianas no han sido probadas con carácter regional; no obstante, se han citado movimientos asínticos, sárdicos e intrasilúricos con carácter local. En el apartado de Estratigrafía se cita una probable discordancia asíntica entre el Precámbrico del Domo de Lugo y la cuarcita de Gistral (atribuida al Cámbrico), observada en la Hoja de Puentes de García Rodríguez (núm. 23, 07-04).

La presente Hoja se encuadra dentro de las zonas III y IV de MATTE. Llamadas por dicho autor Galicia Oriental y Galicia Media y Tras-os-Montes. Dentro de la zona III estaría encuadrada en el dominio del Manto de Mondoñedo, que a su vez corresponde a la zona Asturoccidental-leonesa de LOTZE (1945-b), in LOTZE (1970).

2.2 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS MATERIALES REPRESENTADOS

A excepción de todas las rocas graníticas postectónicas, los materiales representados en esta Hoja presentan una fuerte esquistosidad S_2 de dirección N. 25° E. aproximadamente. Esta esquistosidad se ha observado en distintas localidades, que pliega una esquistosidad anterior S_1 , y está afectada por deformaciones posteriores originando una crenulación, «kink-bands» y fallas de dirección aproximada N. 70° O.

2.2.1 PRIMERA FASE

Se encuentra muy difusa y trastocada por las fases posteriores. En el monte llamado Fonteños ($x = 279$; $y = 1.009$), en el camino que va hasta la mina, se observan algunas superficies S_1 plegadas por F_2 , aunque difusas. Esta fase 1, según los esquemas regionales de los distintos autores, sería de plano axial subhorizontal.

No se observan en esta Hoja grandes estructuras ni pliegues menores pertenecientes a esta fase de deformación, pero sí las lineaciones de intersección con la segunda esquistosidad.

2.2.2 SEGUNDA FASE

Se trata de una fase de gran intensidad que produce la esquistosidad de flujo que observamos en la actualidad.

Como anteriormente hemos citado, afecta superficies S_1 , dando pliegues de tipo similar, de plano axial de 50 a 70° aproximadamente, con vergencia E.

No se ha de descartar la posibilidad de desarrollo de pliegues-fallas que en ocasiones podría derivar a cabalgamientos; esto simplificaría la interpretación de algunas estructuras en la presente Hoja. No obstante, no han sido observados en el afloramiento.

Esta fase es la causante de las grandes estructuras que aparecen en esta Hoja.

Los ejes de los pliegues observados pinchan indistintamente hacia el N. y hacia el S., por lo que se puede admitir que pertenezcan a dos fases de plegamiento distintas de plano axial próximo. Si no fuera así se tendría que admitir la existencia de pliegues con ejes de gran curvatura. Esto resulta difícil de comprender, por lo que se ha de pensar en la existencia de una tercera fase, que podría ser responsable de algunas megaestructuras y de formaciones de crenulación.

2.2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Se consideran deformaciones tardías aquellas que han tenido lugar después de la segunda fase, que no se han observado de una forma continua; sin embargo, deben haber sido provocadas por fases residuales con desarrollo regional.

Es frecuente encontrar una fuerte crenulación (carretera de Sixto a Bravos) de la esquistosidad de segunda fase, así como «kink-folds» o pliegues angulares (la zona de charnela es roma) y «kink-bands» (hay puntos en que aparecen dos familias de este tipo).

Es muy probable que algunas de estas deformaciones correspondan a la tercera fase anteriormente citada, mientras otras pueden estar relacionadas a fases menores posteriores.

Posteriormente tiene lugar una deformación en que los materiales han perdido prácticamente toda su plasticidad y se manifiesta por fracturas, cuya dirección es aproximadamente N. 70° O. Se trata de fallas de desplazamiento de rumbo y fallas normales; parece que en general el labio norte es el elevado, siendo muy posible que esta elevación sea posterior al plegamiento hercínico.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica se incluye en el esquema general del NO. de la Península. Consta de un gran período de sedimentación de carácter geosinclinal, con escasas perturbaciones, que posteriormente son afectadas por movimientos orogénicos y metamorfismo.

3.1 PRECAMBRICO

Los materiales más antiguos que nos encontramos son: la serie de Trastoy, la serie de Villalba y el «Olló de Sapo». Estas series son azoicas.

En la zona estudiada son atribuidos al Precámbrico Superior por MATTE (1968) y CAPDEVILA (1969).

Las series de Villalba y de Trastoy son fundamentalmente pelíticas, que nos indica un ambiente sedimentario tranquilo y alejado de la línea de costa. Únicamente hacia el techo de la formación de Trastoy nos encontramos con cuarcitas tableadas, que indican una variación en el medio, pero de escasa importancia.

Las facies «Ollo de Sapo», aunque su génesis es problemática, se supone son de un medio sedimentario próximo a la línea de costa y poco evolucionadas, dada la abundancia de feldespatos, sin descartar la posibilidad de que el transporte para las facies de gneises glandulares haya sido casi nulo. En el momento del depósito de la facies «media» se puede suponer un cambio en la cuenca, que origina unas facies más evolucionadas en las que el feldespato es menos abundante y de menor tamaño.

Se ha observado dentro de esta serie un cambio lateral de facies de metagrauwackas medias a las que hemos denominado mixtas. Estas son fundamentalmente grauwáckicas, de un medio sedimentario similar a las anteriores, con abundantes intercalaciones cuarcíticas, facies de grano más fino, y otras de aspecto parecido a la facies media, pero con abundante feldespato.

Este cambio se realiza de E. a O., siguiendo las estructuras regionales y puede ser debido a un umbral preexistente en la cuenca sedimentaria, o bien a un movimiento posterior a la deposición, y anteordovícico que pone en contacto la cuarcita ordovícica y las facies gruesas.

Durante la sedimentación del «Ollo de Sapo» el medio ha sufrido variaciones de escasa importancia.

El «Ollo de Sapo» ha sido correlacionado con las series de Trastoy y de Villalba. El tránsito entre estas series del dominio del «Ollo de Sapo» y las precámbricas del Domo de Lugo no se observa en ningún punto, ya que están separadas por una falla longitudinal.

Los materiales del Precámbrico pueden haber sufrido fases de deformación débiles, o etapas erosivas debidas a simples movimientos epirogénicos, durante el intervalo de tiempo predecesor a la deposición ordovícica y de las cuarcitas del Cámbrico. Estas deformaciones pueden ser relacionadas a la fase Cadómica, aunque debido a los procesos sufridos posteriormente no hay evidencia de ellos.

3.2 CAMBRICO

El Cámbrico comienza con una elevación general de la cuenca en el Dominio del Domo de Lugo y con una posible erosión del dominio del «Ollo de Sapo» que pasaría a formar parte del área continental.

La línea de costa, en este caso, queda desdibujada, ya que la fractura longitudinal que separa ambos dominios puede haber aproximado zonas que estaban separadas incluso kilómetros. Las cuarcitas del Cámbrico son sedimentos inmaduros, de rápida decantación de mar poco profundo.

También puede pensarse que las cuarcitas reposaban sobre el «Ollo de Sapo», pero fueron erosionadas. Esta hipótesis resulta menos factible que la anterior.

MARTINEZ GARCIA (1974) supone que existe una correspondencia de depósitos entre los materiales cámbricos de la zona del Domo de Lugo y la formación «Ollo de Sapo», siendo ésta una facies volcánica de edad cámbrica depositada más al O. y posteriormente acercada tectónicamente.

El Cámbrico se apoya discordante sobre la serie de Villalba y de Trastoy. Esta discordancia no se aprecia a nivel de afloramientos dentro de la Hoja, lo que resulta lógico debido a que las etapas posteriores de intensa deformación y metamorfismo la han podido difuminar. Durante la sedimentación de las cuarcitas existe una etapa de estabilidad de la cuenca con variaciones pequeñas de energía, de poca duración.

3.3 ORDOVICICO

El Ordovícico lo hallamos únicamente en el Dominio del «Ollo de Sapo», donde se continúan las series, mientras que las cuarcitas del Cámbrico son el techo del Dominio del Domo de Lugo.

Comienza el Ordovícico con una subsidencia general de la Cuenca.

El Ordovícico Inferior comienza con un nivel de cuarcitas discontinuo que pasa a un paquete fundamentalmente pelítico (filitas), contiene niveles lentejonares samíticos. Indica unas facies más profundas que las cámbricas, pero no muy alejadas de la costa.

Durante esta sedimentación la cuenca ha recibido impulsos que han provocado una variación de energía capaz de transportar estos materiales más detríticos.

Termina este tramo en las «Cuarcitas en bancos continuos», que significa un aumento de energía y un ambiente sedimentario de plataforma.

El Ordovícico Medio y Superior se compone fundamentalmente de un paquete de filitas con intercalaciones de ligeros niveles algo más detríticos. Es un ambiente sedimentario poco profundo, aunque algo más profundo y alejado que el Inferior.

3.4 SILURICO

El Silúrico presenta en la base niveles de ampelitas, liditas y niveles samíticos de grano fino con abundante feldespato. En la franja E. continúa la sedimentación con un paquete pelítico (filitas y esquistos) con intercala-

ciones de ampelitas, lilitas y rocas carbonáticas de ambiente algo más profundo que las anteriores.

En la franja del O. la sedimentación se halla interrumpida con aportes de origen vulcano-sedimentario de tipo ácido en primer lugar, a continuación por aportes samíticos (S_2^B) que posiblemente sean de origen mixto. Más tarde y en los términos más altos del Silúrico, hay intercalaciones de rocas ígneas básicas.

Posiblemente estas manifestaciones vulcano-sedimentarias de tipo ácido están relacionadas con una deformación de tipo arco o surco dentro de la misma cuenca. Más tarde esta misma deformación nos proporciona un accidente del que resulta la deposición de materiales inmaduros y de rápida decantación de tipo molásico (S_2^B).

En el nivel superior (S_3^B) se intruyen las rocas ígneas básicas.

3.5 OROGENIA HERCINICA

La Orogenia Hercínica es la que más tarde actúa sobre todos estos materiales, como ha sido expuesto en el apartado de tectónica, produciendo deformaciones y metamorfismo.

Poco antes de la segunda fase intruyen la granodiorita precoz y tonalita. Después de esta intrusión e inmediatamente después de esa segunda fase se emplaza el granito parautóctono.

Después de las fases de deformaciones y a favor de la falla longitudinal aparece el granito de dos micas ($^b\gamma^2$), y más tarde la granodiorita tardía.

La intrusión de los filones no puede datarse con precisión en la Hoja; no obstante, al menos algunos representan las últimas manifestaciones hercínicas.

3.6 TIEMPOS POSHERCINICOS

Posiblemente durante el Terciario tiene lugar una reactivación orogénica. Se manifiesta por fallas transversales o rejuego de las preexistentes y origina un rejuvenecimiento del relieve.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 DESCRIPCION DE LAS SERIES

4.1.1.1 Serie de Trastoy

4.1.1.1.1 Esquistos

Afloran en el norte de la Hoja. Se trata de esquistos de dos micas con

granate, en los que se observa una esquistosidad de flujo crenulada; los granates son preesquistosos y a veces hay microlitos de otra más antigua entre la principal. En ocasiones hay además blastos andalucíticos que incluyen al granate y presentan lineación interna recta de la esquistosidad dominante microplegada posteriormente.

Hay además cuarzo esencial y la moscovita es la mica dominante. Como accesorios están: turmalina, circón, opacos y óxidos.

4.1.1.1.2 *Gneises leucocráticos y migmatitas*

Tienen una composición mineral muy simple, en la que dominan los componentes leucocratos, en especial la microclina, pero hay además cuarzo y plagioclasa. La biotita es dominante entre los máficos y a veces hay también anfíbol y piroxeno.

El circón y el apatito son los accesorios más corrientes, pero puede haber esfena cuando están presentes el anfíbol o piroxeno.

Solamente una vez aparece la sillimanita en agregados fibrosos incluidos en moscovita y asociados a la biotita, en una roca poco feldespática. A falta de otros minerales índices y teniendo en cuenta la presencia de feldespato potásico como microclina se determina el grado metamórfico (ver 4.1.2.1.1).

Se observan numerosos opacos de sección cuadrada y mica blanca o algo coloreada procedentes de fenómenos tardíos que deben estar relacionados con la intrusión de los leucogranitos.

Hay tipos de grano muy fino constituidos casi exclusivamente de cuarzo y microclina sin apenas minerales micáceos. Sin embargo, normalmente la plagioclasa está en cantidad sustancial y la biotita abunda más o menos. Como intercalaciones de pequeña potencia, más compactas en el campo, aparecen otras rocas que se diferencian de las anteriores por la presencia de anfíbol o piroxeno.

Mineralogía

La microclina posee una triclinicidad muy elevada ($2V\gamma \approx 90$). Es característico su maclado constante, y el desarrollo de finas pertitas en «string» generalmente tiene sección poligonal con uniones triples entre granos, cuando éste es más fino, pero al aumentar se pierde progresivamente el idiomorfismo mineral.

La plagioclasa es oligoclasa (An_{25-26}) algo más básica en los casos con anfíbol. Presenta morfología semejante al feldespato potásico y en contacto con éste se rodea de un borde albitico.

El cuarzo tiene en ocasiones una heterometría muy marcada. Son granos redondeados.

La biotita suele estar en hileras, pero también más dispersa en la roca,

aunque siempre define lineación que en ocasiones es interrumpida por un esfuerzo tectónico poco penetrativo, que oblicuo a la orientación de las micas interrumpe o pliega sus hileras.

El anfíbol ($2V\alpha = 87$; $\gamma : Z = 14$), tipo hornblenda verde, está en cristales anhedrales incluyendo otros minerales. Define lineación.

El piroxeno ($2V\gamma = 64-70$; $\gamma : Z = 49$), tipo diópsido, es incoloro, escaso, en pequeños cristallitos diseminados.

Texturalmente son rocas bandeadas con feldespato potásico por un lado y cuarzo y plagioclasa por otro. El desarrollo metablástico de plagioclasa y feldespato potásico da lugar a las facies oftalmíticas observables asimismo en el campo.

La ausencia de otros minerales de metamorfismo y la abundante presencia de microclina indican una naturaleza de rocas premetamórfica cuarzo-feldespática con poco contenido en minerales arcillosos.

Se ha observado un desarrollo metablástico amplio de plagioclasa xenomorfa, que incluye cuarzo y feldespato potásico y va acompañado por la movilización de cuarzo y plagioclasa (An_{25-26}), en bandas de grano grueso orientadas con el conjunto.

En un estado más avanzado, el feldespato potásico metasomatiza parcialmente los blastos plagioclásicos. Se ha llegado a observar el desarrollo completo de «augen» microclínicos, y en este caso los movilizados son de cuarzo y feldespato potásico.

Generalmente este último caso se presenta en rocas más biotíticas, que predominan en la mitad norte de la Hoja, y se ha supuesto que la movilización del feldespato potásico debe estar controlada por la presencia de agua no muy abundante (asociación anfíbol-piroxeno), deducida al menos en parte de los OH de biotita, que permiten el avance migmatítico a estados más evolucionados.

4.1.1.2 Serie de Villalba

La zona que aflora al SE., la más característica de esta formación en la Hoja, está constituida por gneises granatíferos de grano fino.

Es de destacar la presencia de una esquistosidad de flujo crenulada a la que el granate, anhedral en ocasiones, es tardiesquistoso. No hay moscovita y la biotita se dispone en hileras alternando con las bandas cuarzo-plagioclásicas de grano fino y regular. Los accesorios son circón en la biotita y opacos.

En las inmediaciones de la falla, la serie es variada y muy poco característica.

Contiene micaesquistos, esquistos, cuarzo-esquistos e incluso cuarcitas micáceas, con frecuencia afectadas por metamorfismo de contacto del granito de dos micas parautóctono.

Los afloramientos más meridionales están constituidos por cuarzo-esquistos grafitosos con estauroлита y andalucita, y moscovita como mica principal. Se observa en ellos el desarrollo de una esquistosidad principal posteriormente distorsionada. La andalucita, de características sincinemáticas, está relacionada con ella, mientras que la estauroлита es anterior, blindada en la andalucita o con lineaciones internas discordantes, a veces con un desarrollo bitemporal (núcleo idiomorfo con un borde posterior anhedral). La biotita escasa suele orientarse con la roca.

Se han observado también estos mismos esquistos menos grafitosos con asociaciones de estauroлита y granate y sin biotita. Ambos minerales son preesquistos a la esquistosidad dominante microplegada.

Más al Norte se presentan ya micaesquistos esencialmente moscovíticos, a veces con biotita subordinada y cuarzo. Estructuralmente evidencian una esquistosidad de flujo afectada por «kink-bands». El metamorfismo de contacto desarrolla biotitas postectónicas.

Por último, se han observado algunas cuarcitas de grano fino, micáceas, grafitosas y esquistos muy finos grafitosos, a veces con cloritoide, siempre con metamorfismo de contacto, que origina quistolitas, biotita a veces y pequeños anfíboles fibrosos en las rocas más cuarcíticas, en los afloramientos noroccidentales de esta serie.

Las anfíbolitas en gavillas típicas son en esta Hoja muy cuarcíferas, pero se observa la disposición característica del anfíbol y el desarrollo blástico de granates poliquilíticos.

4.1.1.3 «Ollo de Sapo»

En relación a las facies cartografiadas se explican aquí los caracteres microscópicos de esta formación. Se debe tener en cuenta que en la distribución cartográfica juegan esencialmente dos parámetros, el grado metamórfico y la litología, por lo que a veces las descripciones se solapan.

La facies gruesa se caracteriza por la presencia de glándulas en una roca de textura gnéisica o esquistosa, bandeada con fenocristales de plagioclasa y cuarzo que además corresponde, por lo general, al dominio de más alto metamorfismo (hay biotita abundante, a veces exclusiva entre las micas y feldespato potásico de neoformación en la mayoría de los casos). Son características también venas cortantes de faldespato potásico. Las glándulas tienen bordes difusos y penetrantes en la mesostasis a la que incluyen, por lo que parece razonable asignarles una génesis metamórfica. El proceso de nucleación puede haber sido favorecido por cristales más antiguos feldespáticos, quizá como las plagioclasas que se observan tan frecuentes, y no se han observado datos a favor de que fuesen antiguos fenocristales de ortosa, como otros autores suponen.

La facies media incluye rocas de este mismo tipo sin glándulas, por lo general con menor densidad de fenocristales y también otras cuarzo-micáceas porfíroides sin feldespatos. El grado metamórfico es en general menor, pues la biotita está menos generalizada y hay clorita en muchas ocasiones.

La facies fina está constituida por el mismo tipo de roca que las dos anteriores, con menor densidad y tamaño en los fenocristales, los mismos cuarzos porfíroides del grupo anterior y cuarcitas feldespáticas.

La llamada facies mixta se caracteriza en especial por los fenocristales de feldespato potásico.

Se describen a continuación los tipos.

Los esquistos porfíroides con fenocristales de cuarzo y plagioclasa tienen una mesostasis cuarzo-micácea de grado medio.

El bandeado de la matriz aumenta con el metamorfismo, y la biotita se dispone en láminas diablásticas en los lechos moscovíticos más ordenados (facies gruesa) o similar a la mica blanca cuando es más escasa.

Los accesorios se distribuyen normalmente entre las micas, y son: apatito (prismático y fracturado), pseudomorfos de leucóxeno, esfena, circón (fragmentado y fracturado), turmalina y epidota.

El cuarzo constituye las bandas alternantes, es equigranular y equidimensional. Hay además pequeñas plagioclasas.

Los fenocristales de plagioclasa (An_{7-10}) son idiomorfos en prismas de sección fundamentalmente rectangular, oblicuos a la esquistosidad que deforman y que a su vez erosionan los vértices e incluso fragmenta los cristales, penetrando la mesostasis. En la facies gnéssica suelen ser más pequeños y abundantes en bandas, junto a otros de gran desarrollo que presentan sinneusis. Se maclan polisintéticamente, a veces en cuña o damero, y entonces suele haber glándulas albiticas ($TV\alpha = 58$, An_3) también en damero, policristalinas, con restos de otro tipo de albita con maclas polisintéticas (An_3) y parches de feldespato potásico y cuarzo.

Los fenocristales de cuarzo son idiomorfos, a veces evidencian golfos de corrosión cuando el metamorfismo es débil, pero son más frecuentes ovalados, ondulantes, recristalizando con la matriz, incluso poligonizados.

Los fenocristales de feldespato potásico son los dominantes o exclusivos en la facies mixta que caracterizan. Tienen contorno anguloso y morfología variada con macla de Karlsbad de plano alabeado y en enrejado. Suele presentar gruesas petitas de albita.

La matriz en este caso es cuarcítica con hileras moscovíticas y biotita escasa.

Estructuralmente presentan única esquistosidad en las facies gruesas y «strain-slip» o microlitos sigmoides en la esquistosidad dominante en rocas más finas.

Las cuarcitas son muy micáceas y conservan generalmente pequeños

fenocristales de plagioclasa y/o feldespato potásico. La moscovita es la mica principal en hileras alternantes con bandas cuarcíticas bi o tridimensionales, definiendo esquistosidad de flujo, a veces intersectadas por otra menos penetrativa. La biotita entre la moscovita y el apatito, circón, turmalina y opacos, se presentan como accesorios.

En resumen, se constata la presencia de rocas típicamente sedimentarias, cuarcita y quizá cuarzo-porfíroides y otras más bien volcánicas o vulcano-sedimentarias (facies mixta). Las más características y problemáticas son de composición grauwacko-feldespática (FOLK, 1945) y se supone para ellas una sedimentación somera y rápida, o bien una procedencia ígnea de naturaleza cuarzo-plagioclásica.

4.1.1.4 Cuarcitas del Gistral. Cámbrico

Están constituidas por cuarzo que origina una compacta textura en mosaico con hileras micáceas (moscovita y biotita). Hay además blastos moscovíticos más desarrollados incluyendo fibrolita. Como accesorios se presentan turmalina y circón.

4.1.1.5 Ordovícico

4.1.1.5.1 *Filitas y esquistos grafitosos* ($O_{12}^1-O_{2,3}$)

Son pelitas carbonosas que sufren metamorfismo epizonal a lo largo de dos fases principales esquistosas que imprimen en ellas variadas microestructuras (esquistosidad de flujo, «strain-slip», crenulaciones).

Tienen moscovita dominante, clorita, cuarzo, grafito, cloritoides, turmalina, circón y opacos. El cloritoide, junto a las micas, es el único mineral índice del metamorfismo. Se dispone en pequeños prismas idiomorfos precinemáticos a la segunda esquistosidad que los deforman, entre dos láminas moscovíticas a modo de colas de presión o formando típicas rosetas. En la banda cercana a la falla el cloritoide es mayor y tiene características de pre a sincinemáticos con la misma esquistosidad que incluye y deforma a la vez.

Es frecuente el desarrollo blástico de clorita interfase, y en el área cercana a la falla los mismos blastos parecen haber sido antiguas biotitas cloritizadas, quizá durante la segunda esquistosidad.

4.1.1.5.2 *Cuarcitas en bancos continuos*

Están constituidas por un conjunto alternante de cuarzo granoblástico, equigranular, fino, que compone más del 70 por 100, con microbandas micáceas que pueden representar la primitiva estratificación. La mica es moscovita y estructuralmente permite distinguirse a veces las dos esquistosida-

des generales en esta área. La primera viene señalada por los microlitos transversos en la segunda, que es ortogonal a la estratificación en las charnelas y origina micropliegues.

Hay turmalina, circón y opacos accesorios.

4.1.1.6 **Silúrico. Tramo de liditas y ampelitas**

Totalmente recrystalizados, no guardan prácticamente ninguna estructura original. Se componen de cuarzo microcristalino y materia carbonosa que marcan un microbandeado, o bien esta última se dispone en agrupaciones. Puede haber además pequeñas micas (sericita) orientadas, circón y turmalina.

Se ha observado todo un entramado de venillas de cuarzo no contemporáneas y micropliegues que obligan a la migración del cuarzo en las charnelas.

4.1.1.7 **Silúrico Superior**

4.1.1.7.1 *Esquistos y filitas*

Son pelitas muy uniformes, esencialmente micáceas, a veces con clorita, poco cuarcíticas. Los colores que las caracterizan en el campo no se conservan al microscopio. No suelen tener grafito, y sí a veces manchas de óxidos alineados con la esquistosidad o diminutos granos dispersos.

De muy bajo metamorfismo, junto a la falla tienen, sin embargo, blastos de granate preesquistosos que contrastan con la apariencia poco metamórfica de la roca en general. En esta misma zona evidencian asimismo estructuras de «kink-bands» tardías.

4.1.1.7.2 *Grauwackas*

Son samitas de grano medio y composición grauwáckica y subgrauwáckica feldespática (FOLK, 1954).

Tienen clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (en la serie esquistograuwáckica), y fragmentos de roca en una matriz muy fina cuarzo-micácea, esquistosa.

El cuarzo es ondulante, anguloso y a veces heterométrico. La plagioclasa (albita-oligoclasa ácida) se macla, Albita-Karlsbad, y suele tener inclusiones puntuales de opacos. Puede estar algo sericitizada. El feldespato potásico se presenta como microclina, y los fragmentos de roca, muy esporádicos, son de cuarcita y filitas. Hay también largas moscovitas flexionadas detriticas.

Además del grafito disperso hay, como accesorios: circón, apatito, turmalina, esfena, opacos y óxidos. En la serie esquistograuwáckica, las alternancias más finas tienen como porción detritica una samita muy cuarcítica

con pequeñas plagioclasas y óxidos que se suelen individualizar estructuralmente en nódulos.

4.1.1.7.3 *Areniscas feldespáticas*

De textura blastosamítica, tienen clastos de cuarzo dominantes de hasta 2 mm., ondulantes; otros son de microclina en proporción muy variable que se fracturan, y hay fragmentos ocasionales de plagioclasa con circón y opacos accesorios.

La matriz es cuarzo-micácea de grano fino, escasa, suele recrystalizar con el cuarzo de los clastos. Se pone en evidencia una ligera deformación tectónica que no coincide con la orientación metamórfica.

4.1.1.7.4 *Metavulcanitas ácidas*

Su asociación es con las metarriolitas, y se piensa puede tratarse de rocas cineríticas de composición ácida. Tienen apariencia microscópica pizarrosa muy uniforme con pequeños cuarzos dispersos, a veces con golfos de corrosión y morfología característica. Hay también cristallillos de albita, a veces en glomérulos. Seudomorfos máficos caracterizados por pequeños agregados biotíticos.

La mesostasis contiene moscovita poco cristalina, biotita no generalizada verdosa y cuarzo microcristalino que puede dominar en algunas zonas a modo de bandas.

Los accesorios son circón y a veces apatito, turmalina y leucoxeno.

4.1.1.7.5 *Metarriolitas*

Son rocas porfídicas con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico ($2V\alpha = 82$; $2V\gamma = 76$) en una matriz esquistosa cuarzo-micácea de grano fino.

Los fenocristales de cuarzo son subidiomorfos con golfos de corrosión y tamaño variado, los menores semejantes a los de las metavulcanitas.

El feldespato potásico se macla en enrejado y Karlsbad y se albitiza parcialmente en gruesas pertitas con maclas en damero. Puede formar glomérulos.

Se observaron pseudomorfos moscovíticos incluyendo opacos (máficos) y circones como accesorios.

La matriz tiene estructuras tipo «shards» (flamas) que permiten pensar en un tipo de erupción violenta, justificada además por su asociación a cineritas.

4.1.1.7.6 *Calizas de Sabucedo*

La calcita cristalina presenta una textura granoblástica heterogranular.

Los cristales mayores curvados, con maclas de deformación englosadas en un mosaico de grano fino. Hay moscovita en agregados o hileras y opacos alineados y diminutos cuarzos.

Otras veces hay cuarzo en una proporción de un 30 por 100, aproximadamente, que se distribuye con la calcita sin formar bandas, pero sí definiendo orientación dominante con las micas. El grano es más fino entonces, y hay moscovita, clorita (tipo turingita), circón y turmalina como accesorios.

4.1.1.7.7 *Ortoanfibolitas*

Son rocas básicas ortoderivadas de textura residual subofítica, constituida por grandes cristales de plagioclasa, transformándose en agregados aciculares micáceos y anfíbol verde castaño ($2V\alpha \approx 80$) que se transforma en los bordes a otro tipo más azulado. A veces se ha observado esporádicamente ortoanfíbol marrón rosado, transformándose a minerales semiopacos y rutilo. Hay venas cortantes de epidota y adularia y apatito como accesorios.

Otras son un agregado nematogranoblástico orientado de anfíbol tipo hornblenda ($2V\alpha = 73-78$) y plagioclasa saussuritizada.

4.1.1.7.8 *Esquistos porfiroides con plagioclasa*

Están constituidos por fenocristales de plagioclasa subidiomorfos, de tamaño variable en una mesostasis cuarzomicaéa que se adapta a ellos y que presenta el cuarzo acintado. Hay granate retromórfico y fracturado, transformándose a epidota, que junto a la biotita de la matriz suponen un desacuerdo evidente con el grado metamórfico de la zona.

4.1.2 METAMORFISMO

En la Hoja de Vivero hay desarrollo de metamorfismo regional, al que se superpone otro de contacto en algunas zonas.

4.1.2.1 **Metamorfismo regional**

4.1.2.1.1 *Distribución del grado metamórfico*

Presenta estados de bajo grado (WINKLER, 1970) en el dominio del «Ollo de Sapo» y es más problemático de aquilatar en el «Domo de Lugo», como se observará más adelante.

En el dominio del «Ollo de Sapo» el grado metamórfico que se mantiene bastante constante en casi toda su extensión es interrumpido por un anticlinal metamórfico aproximadamente N-S. que corresponde en líneas generales al «Ollo de Sapo».

Dicha formación es la que tiene una litología más dispar al resto pette-

neciente al Ordovícico y Silúrico, y origina paragénesis diferentes a éstos. En el ámbito de la Hoja son las siguientes:

— En el Ordovícico-Silúrico:

1. Cuarzo-moscovita.
2. Cuarzo-moscovita-clorita.
3. Cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide.
4. Cuarzo-moscovita-clorita-granate.
5. Cuarzo-moscovita-clorita-biotita.
6. Cuarzo-moscovita-clorita-biotita-cloritoide.
7. Cuarzo-moscovita-cloritoide-distena.

— En el Olo de Sapo:

1. Cuarzo-moscovita.
2. Cuarzo-moscovita-(clorita)-biotita.
3. Cuarzo-moscovita-(clorita)-biotita-albita-epidota.
4. Cuarzo-biotita-albita-feldespató potásico.

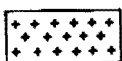
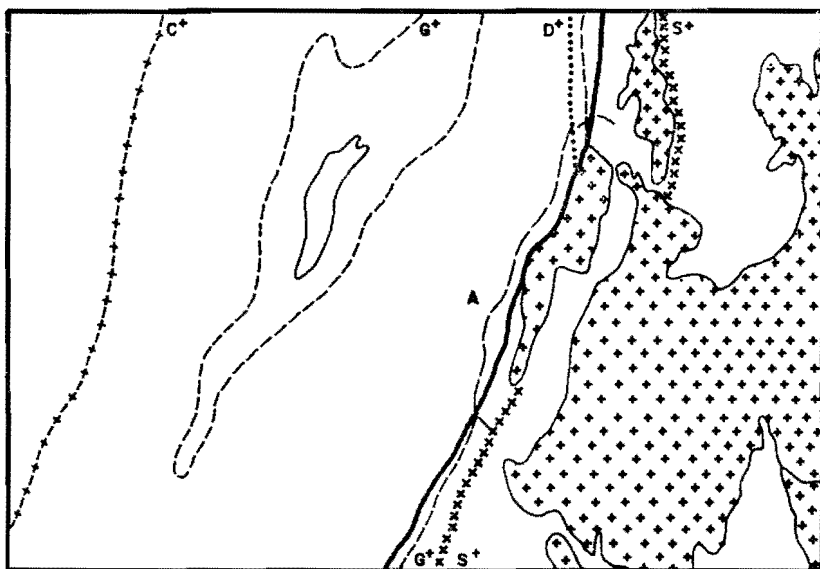
Se hallan representadas las tres subfacies barrowienses (WINKLER, 1967) de los esquistos verdes. El tránsito entre las dos primeras, caracterizado por la aparición de biotita, en materiales del Ordovícico-Silúrico, queda parcialmente desfigurado por la presencia regional del cloritoide en rocas de composición propicia, que retraen la formación de biotita en los estados de grado metamórfico bajo (HOSCHEK, 1967). Esquemáticamente, se ha dibujado, por tanto, la isograda Biotita +.

La tercera subfacies se encuentra en los materiales «Olo de Sapo» principalmente, cuyas características metamórficas se discuten a continuación.

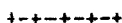
La ausencia de asociaciones clorita-feldespató potásico es indicativa de la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita, pues en estados inferiores el feldespató potásico componente de la roca es estable en presencia de clorita. WINKLER (1967) cita la reacción, $\text{microclina} + \text{clorita} \rightarrow \text{biotita} + \text{moscovita} \pm \text{cuarzo} + \text{agua}$, responsable de la incompatibilidad de ambos minerales.

Además, la biotita está ampliamente distribuida en estas rocas y en algunos casos hay feldespató potásico de neoformación, que junto a la formación de granate en cuarcitas relacionadas, permiten suponer una asociación típica de la subfacies cuarzo-albita-epidota-almándino.

La franja que se extiende paralela a la falla de Vivero es de gran complejidad geológica. Es allí donde se encuentra lo que WINKLER (1974) denomina «zona del almandino + clorita + moscovita», característica del entorno de temperatura más alta del metamorfismo de bajo grado, en un tipo bórico con P suficientemente alta. Es típica de esta zona la asociación pro-



Zona granítica



C. Isograda del cloritoide



G. Isograda del granate



D. Isograda de la distena



S. Isograda de la sillimanita



A. Isograda de andalucita de contacto.

Fig. 1.—Desarrollo de las isogradas de la Hoja de Vivero.

piamente dicha de granate + clorita + moscovita, así como la de cloritoide + clorita + distena + moscovita + cuarzo, típica del metamorfismo de bajo grado, aunque no de una zona específica. En definitiva, puede quedar esta franja equiparada a un grado metamórfico similar a la tercera subfacies de los esquistos verdes barrowienses anteriormente citada. La ausencia de estaurólita confirma lo expuesto anteriormente.

En el área del Domo de Lugo se han reconocido las siguientes paragénesis:

1. Cuarzo-moscovita-(plagioclasa)-biotita-granate.
2. Cuarzo-moscovita-(clorita)-estaurólita-granate.
3. Cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita.
4. Cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita-andalucita.
5. Cuarzo-moscovita-(plagioclasa)-biotita-sillimanita.

Las cuatro primeras están localizadas en los esquistos y gneises de la serie de Villalba y esquistos de Trastoy, pues ya se ha hecho mención (4.1.1.1.2) que en la formación migmatítica es característica la ausencia de minerales del metamorfismo.

La andalucita es frecuente en estas rocas, indicando un estado medio dentro de la facies de anfibolitas que es lo más alto que alcanza la serie de Villalba y esquistos de Trastoy en esta Hoja.

A veces no se descarta, sin embargo, la posibilidad de una influencia térmica por parte de los granitos cercanos.

En los neises leucocráticos de Trastoy están, por otra parte, bastante generalizados los fenómenos migmatíticos; la moscovita es infrecuente y muchas veces evidencia características secundarias; hay sillimanita esporádicamente. Todos estos hechos inclinan a considerar que estas rocas están metamorfizadas en un grado alto (WINKLER, 1970).

Sin embargo, la microclina es el feldespato potásico observable muy frecuentemente, cuando es la ortosa la que se considera estable en las condiciones antes apuntadas. A este respecto no hay que olvidar la especial naturaleza cuarzo-feldespática de estas rocas, que hace desestimar este argumento como decisivo en cuanto al grado de su metamorfismo. Hay varios ejemplos citados en la literatura que habla de microclina en este tipo de rocas o bien rocas calcosilicatadas junto a ortosa en pelitas asociadas (BINNS, 1964, EVANS y GUIDOTTI, 1966 en MIYASHIRO, 1973). Los autores atribuyen este hecho a la diferente composición del feldespato potásico en rocas distintas, o bien a cambios retromórficos selectivos (MIYASHIRO, 1973).

4.1.2.1.2 *Relación blastesis-deformación*

En el Dominio del «Olló de Sapo» se ha observado desarrollo preesquis-

tosos de cloritoide y distena, el primero de los cuales está relacionado en ocasiones con la esquistosidad, cuando el grado metamórfico es más alto. Hay blastesis cloritica y biotítica durante la interfase, y en el «Ollo de Sapo» se considera en ciertos casos una formación biotítica tardiesquistosa.

En el Domo de Lugo las relaciones minerales son más complejas. Se ha observado andalucita sinesquistosa que puede tener a veces una cierta morfología tardía, a la cual estauroлита y granate son evidentemente anteriores.

La escasa sillimanita se atribuye asimismo a la segunda esquistosidad. Los períodos de desarrollo mineral citados se esquematizan en la figura 2.

4.1.2.1.3 Conclusiones

Las características básicas del metamorfismo vienen definidas en esta región esencialmente por el desarrollo de distena en niveles de epizona superior, anterior a la segunda fase esquistosa, con la cual se desarrolla andalucita en niveles mesozonales. Ambos minerales están, por tanto, separados en tiempo y espacio, pero no presentan características relictas en ningún caso.

Además, en el Dominio del «Ollo de Sapo», la distena no está con estauroлита en esta Hoja, pero sí en la de Puentes de García Rodríguez, por lo que se considera casi simultáneo, a veces más tardía la estauroлита, el comienzo de la estabilidad de ambos minerales. Es característico también el desarrollo de biotita incipiente en el campo de la clorita.

En el Domo de Lugo se observa «una primera zona de la sillimanita» (WINKLER, 1967) anterior a la ortosa y el desarrollo de migmatitas en este área.

Estos datos permiten definir en la Hoja un metamorfismo intermedio de baja presión.

4.1.2.2 Metamorfismo de contacto

El macizo granítico de dos micas postectónico origina en el encajante, al intruir, un metamorfismo de contacto poco intenso, pero sí espectacular, que va acompañado de muy escasos intercambios metasomáticos.

Este metamorfismo de facies corneanas hornbléndicas da lugar al desarrollo espectacular de quistolitas y también moscovita, biotita y anfíbol en rocas de composición apropiada, así como a la retromorfosis biotítica del granate.

Los enclaves presentan los mismos fenómenos que el encajante y una posterior e intensa sericitización, por lo que se les supone procedentes del techo de la intrusión y englobados en ella durante el ascenso.

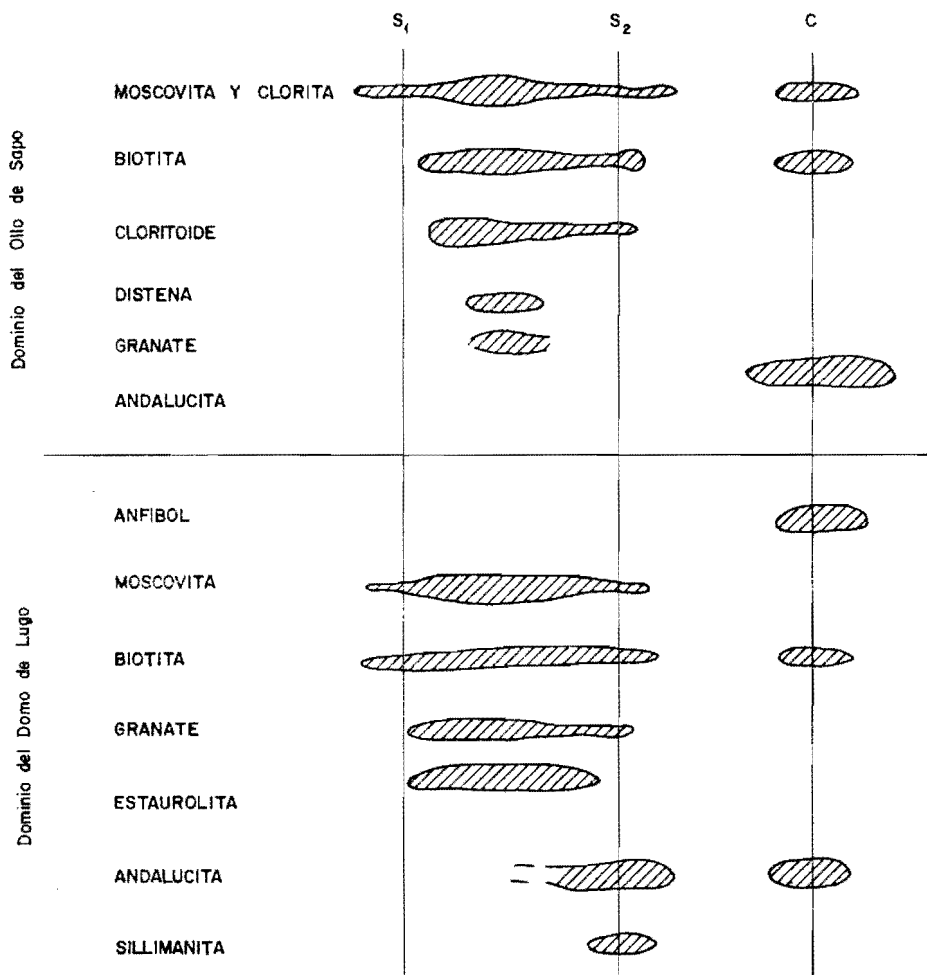


Fig. 2.—Relación blastesis-deformación.

4.2 ROCAS GRANITICAS

Se han separado cartográficamente cuatro tipos de granito s.l. con arreglo a la edad de la intrusión de cada uno de ellos y de su composición.

4.2.1 GRANODIORITA PRECOZ (γ_1^b)

Se trata de la intrusión más antigua por la intensa deformación que presenta y la orientación de la misma; por tanto, parece ser anterior a la segunda fase de deformación herciniana.

Petrográficamente existen dentro de los afloramientos granodioritas s.s., muy biotíticas, de grano medio a grueso, tonalitas biotíticas y otras mucho más oscuras de grano medio y tonos verdosos debido a la presencia de anfíbol.

Los afloramientos de este tipo de roca son escasos, debido a la intensa meteorización. Cuando la roca no está alterada aparece en forma de bolas redondeadas, muy consistentes.

Forma macizos alargados, que llegan a tener aspecto filoniano por su reducida anchura. Se encuentran generalmente dentro de la serie migmatizada.

Tienen textura holocristalina hipidiomorfa, equigranular, y las relaciones minerales ponen de manifiesto un desarrollo tardío del cuarzo, siguiendo en general una línea de cristalización normal: biotita + anfíbol \rightarrow plagioclasa \rightarrow feldespato potásico \rightarrow cuarzo.

La mayor parte evidencian deformación o menos intensa, y esporádicamente se ha podido observar, oblicuo a la elongación de los cuarzos, el desarrollo de planos poco penetrativos con algún desarrollo de micas.

Mineralogía

El cuarzo es intersticial y el feldespato potásico sólo se presenta, como es lógico, en las composiciones granodioríticas, a veces es accesorio en tonalitas. Es xenomorfo, zonado y maclado Karlsbad, y en ocasiones en enrejado en parches, desarrolla entonces finas pertitas en «string». Incluye algunas plagioclasas, y en contacto entre los dos minerales hay mirmequitas.

La plagioclasa es de hábito prismático corto, zonada en parches de modo oscilante, a veces inverso. En las granodioritas es oligoclasa con núcleos de andesina ácida (An_{23-27} y en núcleos An_{35}) y en las tonalitas anfibólicas es andesina con núcleos de labrador (An_{35-49} y en núcleos An_{62}). El maclado suele ser complejo.

La biotita es abundante, de acusado pleocroísmo y color marrón negro, a veces rojiza. Se suele disponer en agregados.

El anfíbol ($2V\alpha = 82$; $\gamma : Z = 17$) es tipo hornblenda verde que se presenta como y junto a la biotita.

Los accesorios son los normales en este tipo de rocas: circón, apatito, esfena, epidota, moscovita y opacos.

Conclusiones

La asociación granodiorita-tonalita es indicativa de una serie calco-alcalina típica. La facies tonalítica que se presenta en la Hoja está definida por algunos autores (CAPDEVILA, 1969) como atípica dentro de las granodioritas, en el sentido de predecesora, de facies menos básicas (granodioritas).

4.2.2 GRANITO PARAUTOCTONO ($d\gamma^2$)

Se encuentra formando un macizo de contornos muy irregulares que intruye en los materiales del Domo de Lugo. Sólo aparecen tres pequeños afloramientos dentro del Dominio del «Ollo de Sapo». Los contactos son casi siempre difusos con los materiales de la serie de Trastoy. Están íntimamente relacionados. En la cartografía se han señalado las manchas de migmatitas de mayores dimensiones, existiendo una infinidad de ellas que son irrepresentables a la escala que se ha trabajado. Con el resto de los materiales los contactos son netos.

Estos granitos no presentan esquistosidad; serían, por tanto, posteriores a la segunda fase de deformación.

Son normalmente de dos micas, aunque también hay facies biotíticas y moscovíticas. A continuación se describen los tipos más representativos de estos granitos, así como el que se encuentra en el Dominio del «Ollo de Sapo».

4.2.2.1 Facies biotítica

Se distinguen generalmente en el cuadrante 1 de la Hoja en estrecha relación con la formación migmatítica.

Se trata de granito-adamellitas biotíticas con microclina y oligoclasa de características sincinemáticas (MARMO, 1971). Su textura evidencia una cristalización temprana de cuarzo seguida de plagioclasa y feldespato potásico y la procedencia más antigua de la biotita.

Mineralogía

El cuarzo en individuos independientes tiene forma redondeada. El feldespato potásico tiene un grado de triclinicidad variable ($2V\alpha = 76$ u $88-90$

en otros casos), se macla en enrejado o con ley de Karlsbad, tiene pertitas muy escasas e irregulares e incluye pequeños cuarzos globulares, plagioclasa y biotita en una disposición muy típica.

La plagioclasa (An_{23-27} , An_{30} en núcleos) es xenomorfa y puede estar zonada de forma directa, pero irregular. En contacto con el feldespato potásico, unas veces tiene bordes netos, otras un borde albitico o desarrolla mirmequitas escasas, pero llamativas.

La biotita es muy pleocroica y de color algo verdoso, se distribuye en hileras o láminas definiendo lineación y puede ser incluida por los otros minerales.

Los accesorios más frecuentes son: moscovita, circón, apatito y opacos.

4.2.2.2 Facies moscovítica con granate y turmalina

Se trata de una facies muy diferenciada que aflora hacia el SE. de la Hoja, junto a las cuarcitas cámbricas. Presenta las características típicamente tardicinéticas (MARMO, 1971) de los leucogranitos con microclina y albita.

Tiene un tamaño de grano muy variable de fino a grueso a nivel de lámina delgada, y en los ejemplares de mayor homometría el isomorfismo de los minerales es también mayor.

Mineralogía

El cuarzo en pequeños cristales está incluido en ambos feldespatos, indicando una primera cristalización temprana del mineral y una segunda generación más importante tardía.

El feldespato potásico ($2V\alpha \approx 90$) puede ser intersticial o desarrollar mejores cristales, y entonces es pertítico. Comienza a cristalizar antes del término de la plagioclasa, que puede incluirlo de forma ordenada.

La plagioclasa es normalmente albita (An_{9-13}), comienza a cristalizar antes que el feldespato potásico, no forma mirmequitas ni está zonada, pero presenta sineusis y desarrollo preferente de caras prismáticas. Se macla polisintéticamente y hay distorsión a veces de los planos de composición.

La moscovita es independiente cuando la cristalización es más homogénea, en caso contrario se reúne en agregados.

El granate se dispone subidiomorfo, incluido en plagioclasa (temprano) o a veces esponjoso y xenomorfo (tardío).

La biotita tan sólo está presente entre planos moscovíticos cuando ésta se agrega.

Y la turmalina, más o menos tardía, cristalizada a veces en un último período con cuarzo más grueso.

Puede haber berilo.

4.2.2.3 Facies de dos micas

Como los anteriores, son leucogranitos tardicinemáticos, estrechamente relacionados con ellos, pues en realidad sólo indican condiciones de cristalización parcialmente distintas, quizá más rápidas, y se da toda una serie de transiciones.

Mineralogía

Los ejemplos más típicos tienen un mayor desarrollo de cuarzo temprano y son de grano fino con algún cristal de feldespato más desarrollado.

El feldespato potásico ($2V\alpha \approx 80$) puede tener macla de Karlsbad junto a la típica de la albita-periclina e incluye pequeñas gotas de cuarzo.

La plagioclasa es albita (An_{7-12} , en núcleos An_{16}) escasamente zonada y desarrolla algunas mirmequitas cuando es posterior al feldespato potásico; en caso contrario desarrolla prismas bien constituidos. Se macla polisintéticamente.

La biotita y moscovita (maclada) van normalmente asociadas. La primera tiene un hábito muy alargado.

La turmalina es siempre tardía y cribosa; puede haber, además, apatito.

En algunos casos, el grano es muy fino, las biotitas muy largas y algo orientadas y la moscovita se individualiza totalmente en grandes placas tardías, sin maclarse.

En otras ocasiones el tamaño de grano es mediano y la roca presenta una textura equigranular con pocas relaciones interminerales. La moscovita es de aspecto tardío, pero no tan grande como antes, y la biotita tiene un hábito más corto y ancho.

Conclusiones

Los granitos de este grupo están relacionados a rocas metamórficas mesozonales por encima de la isograda de la ortosa.

La facies biotítica es la que presenta una más estrecha asociación genética con las rocas metamórficas, y puede quedar definida dentro del grupo de granitoides palingenéticos (CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR, 1973), en el tipo autóctono o subautóctono que dichos autores citan para el NO. de la Península.

Sin embargo, en este caso son rocas muy poco aluminosas que no contienen moscovita, cordierita, ni silicatos de alúmina, al igual que la roca de que proceden.

Petrográficamente entran en el grupo 5 de MARMO (1971), que el autor atribuye a condiciones sincinemáticas de procesos anatécicos (mirmequitas, feldespato potásico tardío, hileras biotíticas, etc.).

El resto son típicos leucogranitos de composición próxima al mínimo Q - Ab - Or y cristalización subsolvus (moscovita primaria, asociación F.K. - Ab), en presencia de agua abundante que fuerza la asociación mineral del granito a lo que generalmente se cree es un estado P - T más bajo que la roca encajante, incluida la facies biotítica (MARMO, 1971). El agua liberada en la cristalización origina toda una serie de procesos de hidrólisis autometa-somáticos y más tardíos.

4.2.2.4 Granitos intruídos en el «Olló de Sapo»

Son facies de grano fino constituidas por plagioclasa orientada y entrelazada con cuarzo intersticial y feldespato potásico muy variable y tardío. Hay hileras de moscovita y la biotita es muy escasa. Se observan pequeños granates dispersos.

En resumen, se trata de la facies que cabe esperar en el nivel metamórfico del «Olló de Sapo» (epizona superior), de la Hoja.

Hay una deformación ligera, que por sus características debe ser casi contemporánea con la intrusión.

4.2.3 GRANITO DE DOS MICAS POSTECTONICO ($t\gamma^2$)

Se encuentra en los cuadrantes I y II, en zona de unión de los dominios del «Olló de Sapo» y del Domo de Lugo, dando un macizo alargado, que resalta topográficamente. Intruye en materiales de ambos dominios y es completamente cortante, siendo sus contactos netos y verticales, dando lugar a metamorfismo de contacto. Pueden observarse cristales de andalucita cuando el grado metamórfico del encajante lo permite.

No se encuentra además deformado por las principales fases tectónicas, por lo que se considera postectónico y posiblemente poco anterior a la granodiorita tardía.

Es de grano grueso y textura holocristalina hipidiomorfa, deformada en grado de cataclasis o milonitización esencialmente rígida (hay texturas brechoides), por fracturas transversales tardías. Se trata en resumen de granitos de dos micas y granate con microclina u ortosa microclinizada y albita, con características de tardi a poscinemáticas (MARMO, 1971).

Mineralogía

El cuarzo se distribuye en agregados recristalizados con disposición fluidal cuando la deformación es más intensa.

El feldespato potásico [$2V\alpha = 80-84$] tiene macla de albita-microclina sobreimpuesta a Karlsbad. Se observan a veces dos etapas de cristalización, la primera de las cuales presenta un mayor idiomorfismo y mesopertitas

que no suelen continuar a la zona más externa, xenomorfa, limitadas ambas por pequeños minerales, fundamentalmente cuarzo, ordenados.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida (An_{13} aproximadamente), subidomorfa, sin zonar, con maclado polisintético y hábito prismático largo. Hay deformación tectónica de las maclas y combamiento de cristales.

La biotita es verdosa y se dispone en agregados o grandes placas, a veces con moscovita, incluyendo al granate.

La moscovita a veces es de desarrollo tardío en grandes placas, pero es afectada asimismo por la deformación.

Conclusiones

Petrográficamente ya hemos dicho que presenta caracteres tardí a poscinemáticos. Su quimismo es muy parecido, por otra parte, a los leucogranitos del grupo anterior, con fenómenos asimismo de hidrólisis que producen greisen y moscovitización en la misma roca, por lo que consideramos pueden tener una génesis semejante, quizá más profunda (CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR, 1973) que éstos y una etapa de intrusión más tardía que produce metamorfismo de contacto en el encajante epizonal.

4.2.4 GRANODIORITA POSTECTÓNICA ($\begin{matrix} b \\ c \end{matrix} \gamma \eta^2$)

En el vértice SE. de la Hoja asoman granodioritas biotíticas pertenecientes al macizo de la Tojiza (Mondoñedo). Corresponde esta intrusión de forma regional al último acontecimiento hercínico, siendo, por tanto, cortante a todos los materiales anteriores, y pertenece al grupo de las granodioritas tardías.

Su representación en la presente Hoja es muy escasa, a la par de presentar una fuerte meteorización; sin embargo, es patente la presencia de una facies de grano grueso y otra posiblemente de borde de macizo, de grano fino.

4.2.4.1 **Facies gruesa**

De textura granuda hipidiomorfa heterogranular. El feldespato potásico es el que presenta mayor desarrollo; es ortosa ($2V\alpha = 66$) con maclado de Karlsbad que incluye pequeñas plagioclasas. Las de mayor desarrollo son andesinas (An_{35-50}) zonadas con maclas muy finas polisintéticas y mirmequitas junto al feldespato potásico.

El cuarzo muy grueso se agrupa, y la biotita muy oscura y pleocroica en tonos rojizos se reúne en grupos que incluyen apatito y circón.

4.2.4.2 Facies fina

Tiene una gran heterometría a nivel de lámina en los feldespatos y cuarzo. Este es redondeado e independiente, y de los feldespatos, el potásico es microclina con una macla de Karlsbad y albita-periclina que incluye biotita. La plagioclasa (oligoclasa) cuando es mayor está zonada en núcleos de An_{31} y una parte más externa de An_{21-26} , con mirmequitas poco espectaculares. Por último, hay biotita en pequeñas y largas láminas dispersas y moscovita y circón accesorios.

Conclusiones

Presenta características típicamente postectónicas, en facies gruesas (común). La facies fina representa un grado de enfriamiento más rápido que la anterior.

4.3 ROCAS FILONIANAS

4.3.1 CUARZO (q)

Dentro del Dominio del «Ollo de Sapo» son frecuentes los filones de cuarzo, tanto cortantes como concordantes con la esquistosidad general. También están representados en el Dominio del Domo de Lugo. Es frecuente encontrarlos cicatrizando fracturas.

4.3.2 PEGMATITAS (FP)

Los diques de pegmatita son sumamente abundantes en el cuadrante II, suelen tener una dirección de 10 a 30° E.

En el pico de Escoiras ($x = 283$; $y = 996$) están en explotación para obtención de feldespatos.

Se caracterizan por su tamaño de grano, pobreza en elementos micáceos y cristalización muy tardía del cuarzo. La proporción feldespato potásico/plagioclasa es variable. El primero es microclina y el segundo albita con maclas polisintéticas muy finas que a veces se acuñan. Se observa la rotura de cristales. Como accesorios hay: granate, biotita, opacos en pajuelas y apatito.

4.3.3 PORFIDOS (FO)

También dentro del «Ollo de Sapo» se encuentran intrusiones filonianas de composición ácida y básica con características comunes, que son: la textura generalmente porfídica y no presentar esquistosidad.

4.3.3.1 **Microsienitas**

Cuando son porfídicas presentan fenocristales de plagioclasa (albita), a veces en glomérulos y también pseudomorfos de máficos (biotita, anfíbol). La matriz es mesocrystalina con microlitos plagioclásicos que interpenetran feldespatos potásicos y pajuelas de biotita. Hay apatitos como accesorios.

Los términos sin fenocristales esbozan microlitos plagioclásicos de textura radial.

4.3.3.2 **Diabasas**

En las texturas porfídicas se desarrollan fenocristales aglomerados de piroxeno incoloro ($2V\gamma = 46$; $\gamma : Z \approx 21^\circ$) tipo augita y plagioclasa básica con An_{60} aproximadamente, en una matriz cristalina de grano fino microfítica. Hay biotita, apatito y opacos accesorios.

Los casos no porfídicos tienen textura diabásica heterogranular y plagioclasa tipo labrador (An_{55-65}) con granófidio intersticial. Hay anfíbol, biotita, apatito y opacos de forma accesoría.

4.4 **ANÁLISIS QUÍMICOS**

Han sido analizadas ocho muestras. De ellas, cuatro son de la formación migmatítica y cuatro de rocas graníticas.

En la tabla se dan los resultados, a partir de los cuales se ha elaborado la norma CIPW. Se proyectan las ocho muestras en un diagrama Q-Ab-Or en la figura 3.

El núm. 1 corresponde a la facies biotítica de los granitos parautóctonos (4.2.2.1); es poco micácea y rica en cuarzo. El núm. 2 pertenece a la facies más común de dos micas de estos granitos (4.3.2.3); contiene abundante moscovita. El núm. 3 es una granodiorita precoz muy biotítica (4.2.1). El núm. 4 pertenece a una facies de la anterior, tonalítica, intruyendo en dique cortante a las migmatitas. La muestra núm. 5 es un gneis con anfíbol, sin microclina de la formación migmatítica (4.1.1.1.2). La núm. 6 se trata de una oftalmita con hileras micáceas que contienen epidota y opacos. La número 7 pertenece a las facies más leucócratas, y la núm. 8 es, por el contrario, de las más biotíticas.

Se destaca el mayor porcentaje normativo de cuarzo y apatito en la granodiorita núm. 4, ya que es lógico esperar una mayor riqueza en volátiles en rocas intruidas de ese modo.

TABLA I

	1	2	3	4	5	6	7	8
	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	75,04	71,46	69,34	69,34	62,22	71,48	69,98	60,72
Al ₂ O ₃	14,18	17,43	16,07	15,79	17,75	13,14	13,22	17,07
Fe ₂ O ₃	0,71	1,21	0,82	0,65	3,61	1,73	2,58	2,60
FeO	1,36	1,36	3,01	2,86	2,28	1,41	1,56	4,43
MnO	0,05	0,05	0,10	0,12	0,06	0,11	0,02	0,08
TiO ₂	0,10	0,14	0,21	0,19	0,14	0,20	0,19	0,16
CaO	0,80	0,54	2,48	1,64	6,12	1,51	0,81	0,84
MgO	0,34	0,40	0,71	0,58	1,00	0,71	2,14	2,13
K ₂ O	3,58	3,99	2,82	0,62	0,40	3,15	4,88	6,71
Na ₂ O	2,59	2,18	2,28	3,26	2,50	1,59	2,59	2,73
S	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,05	0,10	0,10	0,07	0,03	0,06
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	1,16	1,18	2,10	4,83	4,80	4,88	1,97	2,49
TOTAL:	99,97	99,97	99,99	99,98	100,98	99,98	99,97	100,02

TABLA I (continuación)

	1	2	3	4	5	6	7	8
	%	%	%	%	%	%	%	%
Q	39,10	29,40	37,20	42,20	32,45	45,50	31,00	17,50
Or	21,10	23,30	16,70	3,30	2,20	18,30	28,90	39,50
Ab	22,00	35,60	18,90	27,50	20,90	13,60	22,00	23,00
An	3,60	2,50	11,90	7,50	27,80	7,20	3,70	3,80
Cor	4,70	5,30	4,90	7,00	3,10	4,50	2,20	3,80
H _y	2,60	2,40	6,20	6,00	3,50	2,70	5,80	11,20
Im	0,10	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,06
Mt	0,90	1,60	1,20	0,90	5,10	2,50	3,70	3,70
Cp	0,10	0,06	0,09	0,20	0,21	0,10	0,06	0,06

1. Granito biotítico autóctono. Ref. 07-03-MJ-4.
2. Granito de dos micas parautóctono. Ref. 07-03-MJ-11.
3. Granodiorita precoz. Ref. 07-03-MJ-8.
4. Granodiorita precoz en dique cortante a las migmatitas. Ref. 07-03-MJ-10.
5. Leucogneis con anfibol. Ref. 07-03-MJ-5.
6. Oftalmita. Ref. 07-03-MJ-9.
7. Leucogneis. Ref. 07-03-JF-190.
8. Migmatita biotítica. Ref. 07-03-MA-1066.

La cantidad más elevada de hiperstena normativa corresponde lógicamente a la muestra más biotítica (núm. 8), mientras que el valor mayor de anortita pertenece a la roca con anfíbol.

La muestra núm. 7 presenta los valores inferiores en Al_2O_3 y corindón normativo, como es normal esperar de una roca tan poco micácea.

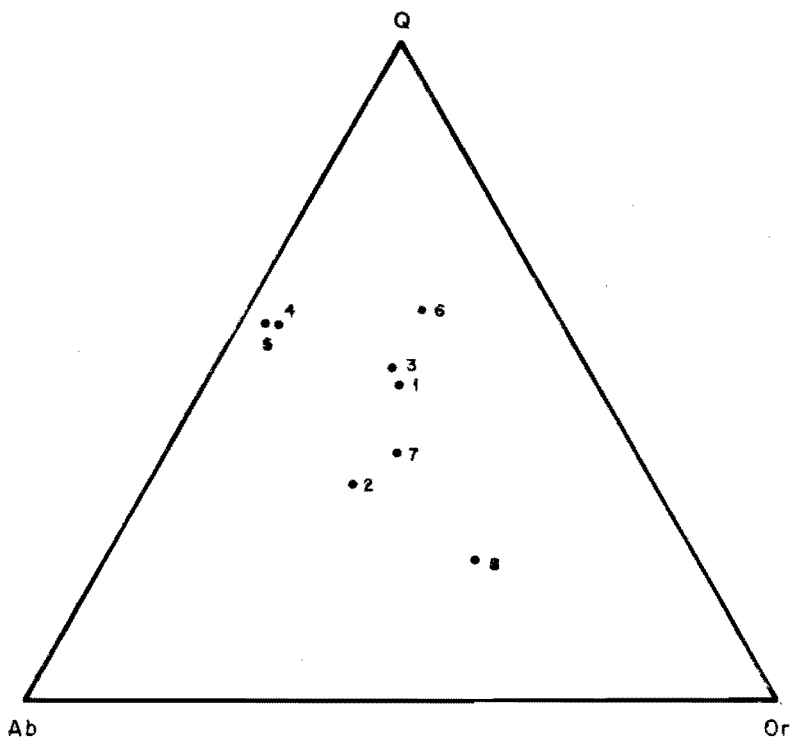


Fig. 3.—Diagrama Q-Ab-Or.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Existen varios materiales de interés dentro de la Hoja.

En los alrededores de Silán ($x = 283$; $y = 996$ a 997) son estudiados filones de pegmatita para el aprovechamiento del feldespato que se utiliza en la industria. Estos están contenidos en el granito de dos micas ($d\gamma^2$) y en la serie inferior (PC). Se ha observado en estos materiales una gran

abundancia de filones de pegmatita, que generalmente son de escaso desarrollo, y sólo algunos de éstos se presentan en cantidad suficiente para ser explotables.

Asimismo, localizados en las areniscas del Gistral y este mismo granito, hay posibilidad de encontrar yacimientos de caolín en la Hoja. Son muy frecuentes en esta misma franja en la Hoja núm. 9, Foz.

Existen varias explotaciones, actualmente abandonadas, de minerales de hierro. Se trata de una corrida, de posible origen sedimentario, situada estratigráficamente en el Ordovícico Medio y Superior de la franja E. del anticlinal. Esta se continúa hasta el mar y se sigue encontrando más al sur de la Hoja.

Donde más desarrollo han tenido las explotaciones han sido: en la mina de la Silvarosa ($x = 282,2$; $y = 1.012,7$), las de Galdo, situadas más al Sur, y la de Bravos ($x = 279,2$; $y = 1.007,2$). A lo largo de toda la corrida se encuentran calicatas y pequeñas explotaciones. Las características de los minerales extraídos, valoración de las minas y forma de explotación están ampliamente reflejados en los trabajos de HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).

Dado el interés que presenta actualmente este mineral, y tratarse de yacimientos con gran contenido en hierro, se cree sería conveniente el hacer un estudio más detallado para su valoración, distribución, etc. Aunque debido a problemas de metamorfismo presentan gran variabilidad de composición, distribución y contenido en fósforo y azufre.

Se encuentra un horno de caliza en la carretera de Vivero a Muras, próximo al cruce de la carretera que va hasta Sixto ($x = 279,3$; $y = 1.001,6$). No se observan cortas ni canteras de donde fueran extraídas, y los afloramientos de este material son de muy escaso desarrollo. Por lo que se cree que los obtenían en el río más próximo, Barreiros, en forma de cantos y bloques sueltos.

Existen varias canteras utilizadas para la construcción y firmes de carreteras. Los principales materiales explotados son: cuarzo filoniano, cuarcita, «Olla de Sapo», metavulcanitas y pizarras de techar. Todas estas canteras son de poca importancia y generalmente han sido explotadas por los nativos, y actualmente están casi todas abandonadas. Únicamente están en actividad la cantera de arenisca feldespática situada en los alrededores de Iglesia de San Pablo de Freires ($x = 246,7$; $y = 1.013,7$) y otra en las cuarcitas del Gistral ($x = 281,6$; $y = 1.003$). En general todas estas canteras son de escaso interés y son utilizadas, intermitentemente, para satisfacer las necesidades locales.

Los yacimientos de turba ya han sido descritos anteriormente.

En las proximidades de Saucadio de Arriba ($x = 270$; $y = 997$) se encuentra una antigua explotación, de donde, según los nativos, se obtuvo cobre. Se encuentra en el choque de las filitas del Ordovícico con la falla

transversal cicatrizada por cuarzo. La mineralización es de pirita (y calcopirita posiblemente) en las filitas.

6 BIBLIOGRAFIA

- CAPDEVILA, R. (1969).—«Metam. reg. progressif et les granites dans le segment hercynienne du NE de Galicie». *Universite de Montpellier*, these doctoral, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique». *B. S. D. F.* (7), XV, núm. 3-4, pp. 209-227.
- FERNANDEZ POMPA, F., y MONTESERIN LOPEZ, V. (en prensa).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 7 (06-03), Cedeira». *Publ. del I. G. M. E.*
- FERNANDEZ TOMAS, J.; ARCE DUARTE, J. M., y ALVAREZ MENENDEZ, J. M. (en prensa).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 23 (07-04), Puentes de García Rodríguez». *Publ. del I. G. M. E.*
- FOLK, R. L. (1954).—«The distinción between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature». *J. Geol.*, 62, pp. 344-59.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Hierros de Galicia». Criaderos de hierro de España. *Mem. del I. G. M. E.*, t. 4, Fas. 1, pp. 1-464.
- (1935).—«Hierro de Galicia». Criaderos de hierro de España. *Mem. del I. G. M. E.*, t. 4, Fasc. 3, pp. 1-373, núm. 1.
- (1935).—«Hierros de Galicia». Criaderos de hierro de España. *Mem. del I. G. M. E.*, t. 4, Fasc. 3, pp. 374-769, núm. 2.
- LOTZE, F. (1970).—«El Cámbrico de España». *Mem. del I. G. M. E.*, t. 75, pp. 155-161.
- MARMO, V. (1971).—«Granite petrology and the granite problem». *Elsevier Publishing Company*.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1974).—Comunicación personal.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgination Hercynienne de Galice». *These doctoral. Lab. Geol. de la Fac. de Sciences Grenoble*, Fasc. 44, pp. 1-123.
- MEHNER, K. R. (1971).—«Migmatites». *Elsevier Publishing Company*, Amsterdam, London, New York.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Síntesis de la cartografía existente de la provincia de Lugo». *Mapa Geol. de España*, 1:200.000. *I. G. M. E.*, núm. 2.
- WINKLER, H. G. F. (1965).—«La genése des roches metamorphiques». *Editions Ophrys*.
- (1970).—«Abolition of metamorphie facies, introduction of the four division of metamorphic stage and of a classification and based o isograds in Common Rocks». *N. Jb. M. Miner MH. Jg.*, Fasc. 8, pp. 189-248.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA