



IGME

302

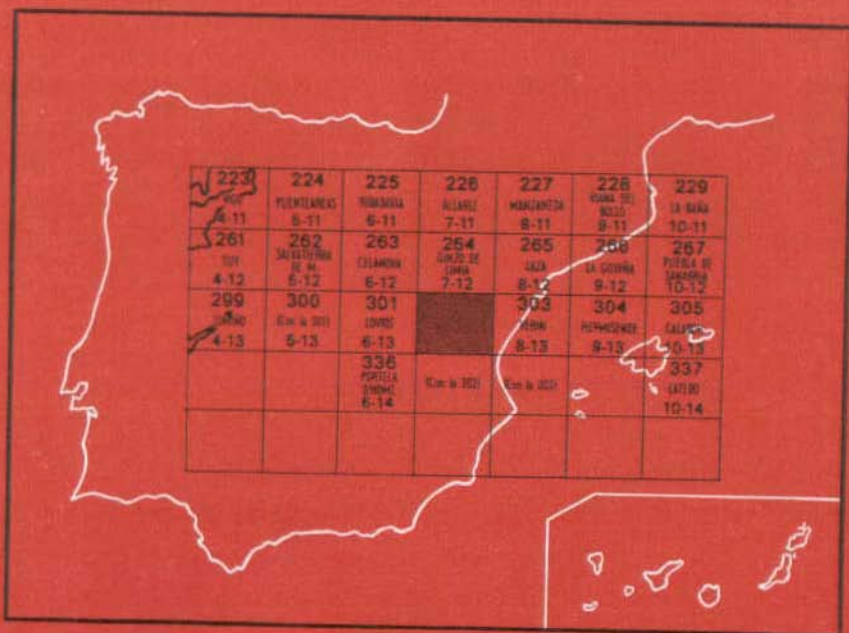
7-13

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BALTAR

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BALTAR

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores Fernández Pompa, F. y Boquera Fillol, J., con las colaboraciones que se indican en la introducción.

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

Deposito Legal: M-23.127-1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-18

1 INTRODUCCION

Para la confección de la presente Hoja se ha contado con la colaboración del profesor de la Universidad de Burdeos, A. Ferragne.

Ha sido realizada por el Licenciado en Ciencias Geológicas Felipe Fernández Pompa y el Ingeniero de Minas Juan Boquera Fillol.

Los estudios petrográficos han sido realizados por los doctores, V. Sánchez Cela y M. Muñoz.

El área ocupada por la Hoja n.º 07-13, Baltar, está comprendida dentro de la zona IV, de P. MATTE (1968), caracterizada por la ausencia de afloramientos devono-carboníferos, por un gran desarrollo del Ordovícico y Silúrico esquistosos, por la ausencia de afloramientos cámbricos claros y por la presencia de unas facies neísicas «Olla de Sapo», englobadas en un Precámbrico Superior. Finalmente, un Precámbrico Inferior aflora en áreas restringidas, estando constituido por rocas básicas y polimetamórficas.

Dentro de la Hoja aparecen materiales que evidentemente muestran las características reseñadas anteriormente, con la inclusión de rocas graníticas variadas, emplazadas durante el Ciclo Hercínico, con características pre, sin y tardicinemáticas.

2 ESTRATIGRAFIA

Los metasedimentos hallados en la presente Hoja se encuentran afectados por un metamorfismo regional progresivo que va desde los estadios bajos de WINKLER (1970) al Noroeste, a los estadios medios y altos de este mismo autor, al oeste de la Hoja.

Se hallan representadas formaciones de variada composición litológica, formadas por areniscas, cuarcitas, esquistos, neises, neises glandulares e intercalaciones de paraanfibolitas a neises de anfíbol con piroxeno y magnetita, según manchas distribuidas entre las rocas graníticas. A veces, en la continuación de estas zonas, se encuentra un gran número de xenolitos, frecuentemente alterados en nebulosas o inclusiones de paraanfibolitas, biotita, sillimanita, o sólo sillimanita-moscovita.

Para una mejor comprensión de la secuencia estratigráfica establecida, analizaremos, pese a las dificultades metamórficas presentes, los conjuntos litoestratigráficos distinguidos.

2.1 PRECAMBRICO-CAMBRICO (PC-CA)

En este conjunto de materiales se engloban complejas formaciones que muestran un metamorfismo dentro de los estadios bajos, medios y altos, WINKLER (1970), con migmatización restringida. Se hablará del conjunto refiriéndose a las rocas premigmáticas, ya que de la migmatización se habla en el capítulo de Petrología.

Dentro de éstas es muy posible la existencia de rocas ortoderivadas, «neises glandulares», si bien existe un claro predominio de las de origen sedimentario.

Dentro de la monotonía del conjunto se pueden diferenciar los siguientes tramos litológicos.

2.1.1 Esquistos cuarzomicaeos con intercalaciones cuarcíticas (ξ ; γ)

Constituye esta formación una secuencia alternante, a veces en ritmo flysch, por la presencia de las intercalaciones granoblásticas de cuarcitas en los esquistos micaeos (biotita-moscovita), que en alguna capa presentan estaurólita.

Se sitúan preferentemente al norte de Cualedro, siendo problemática su separación de los micaesquistos inferiores, si bien su posición en estructuras sinclinales favorece su localización.

Forman suaves lomas, resaltando los crestones cuarcíticos. De colores grises, rojizos a ocres, suelen estar francamente alterados, ofreciéndose un conjunto laminado, cuyo espesor puede oscilar de 80-100 m.

2.1.2 Esquistos a micaesquistos con intercalaciones de neises anfibólicos con piroxeno, cuarcitas y neises glandulares (ξ ; ζ_{ap} ; γ ; ζ_g)

Constituyen la secuencia de más desarrollo en el ámbito de la Hoja. Generalmente con dos micas y sillimanita (con señales ineludibles de alteración) y esporádicamente andalucita. Al hallarse afectados estos materiales por la migmatización, dificulta su observación en el campo.

Se extienden especialmente por las zonas del norte de Villar de Liebres, por el núcleo de Mosteiro-Fuentearcada y por Tosende-San Pelayo. Destacan igualmente los numerosos enclaves métricos a decamétricos que se presentan en el «granitoide» de Medeiros-Lucenza.

Los bancos de neises de anfíbol y las anfíbolitas se presentan en bandas discontinuas, mereciendo destacarse los afloramientos de las inmediaciones de Vilela y los del sureste de Carzoa. Igualmente son de destacar por su mayor extensión los existentes al sur de Fuentearcada, en el camino hacia Covás, y los de la Capilla de Lobás, así como los numerosos del sur de Sabucedo.

De textura granonematoblástica, poseen en ocasiones una foliación neta, con bandas de distinta composición mineralógica, presentando en general bastantes concentraciones en granates. Poseen, además, hornblenda, plagioclase, cuarzo, esfena o epidota y clinopiroxeno (diópsido).

Relacionados con estos niveles aparecen otros niveles detríticos cuya composición modal, su porcentaje en cuarzo y la ausencia de plagioclase, los sitúan dentro del campo de las cuarcitas, con la aparición de granates, clinopiroxeno (diópsido) y epidota más micas. Corresponden, pues, a niveles de cuarcitas que aparecen en ocasiones en ritmo flysch, con los esquistos sillimaníticos. Forman bancos de 10-14 cm. de espesor, muy replegados y de muy difícil localización longitudinal, por aparecer frecuentemente tectonizados, «abudinados» o simplemente por desaparecer por acúñamiento, al disminuir de espesor.

Igualmente se encuentran intercalaciones de neises en forma de bandas discontinuas, cuya composición mineralógica difiere, según los afloramientos. Así, se presentan al norte de la Hoja, entre el Castelo y Serralleira y al noreste de Villar de Liebres. Son neises, según bandas de 150-400 m. de extensión, cuya localización estructural los hace coincidir con estructuras anticlinoriales. Son bastante leucocráticos y pasan insensiblemente a micaesquistos, sillimaníticos, con plagioclase.

Al Sur y en la región meridional, en dominios de la serie de Sabucedo, aparecen niveles o bandas con las mismas características, de neises glandulares de glándula media, con feldespato potásico y sillimanita, próximos a las intercalaciones de cuarcitas, con granate y clinopiroxeno. Presentan bastante dificultad para su localización, por hallarse intercalados junto a

micaesquistos sillimaníticos, con facies migmatíticas ricas en melanosomas. Estos neises, por su situación en las series en que encajan y por su composición, pueden representar posibles niveles de meta-arcosas.

2.1.3 Neises glandulares de Pejeiros-Aguís-Covás (ζ)

Otros niveles de neises glandulares los constituyen las franjas, que se prolongan de Fuentearcada hacia Peñalonga-Pejeiros-Aguís y hacia las inmediaciones de la capilla Carmen de la Veiga, cerca de los límites septentrionales de la Hoja. Estas rocas son de grano o glándula gruesa, con grandes cristales de feldespato potásico (microclina), frecuentemente maclados, y distribuidas según diferenciaciones homogéneas, de tal forma que a escala de afloramiento es posible destacar bandas que corresponden a concentraciones de microclina.

Al sufrir migmatización, estos materiales se presentan con diferentes transformaciones, presentando a veces una estructura migmatítica tipo oftalmítica. Según las formas de los afloramientos, corresponderían a unas bandas de composición fuertemente feldespáticas, intercaladas en una secuencia esquistosa, con gran riqueza en alúmina. En la tesis de doctorado de A. FERRAGNE (1972) aparecen como pertenecientes a un macizo de ortoneises, equivalentes a los del macizo de Porto (al oeste de Viana del Bollo). Ahora bien, si examinamos su estructura, así como su disposición dentro de un «macizo migmatítico», se ve que aparecen formando parte de ramas de estructuras tectónicas de segunda fase, no significándose como un macizo aislado. Podría suceder que estas ramas correspondieran a unas venas graníticas de un macizo más profundo que hubiese intruido con anterioridad al Ciclo Hercínico. Se desconocen por el momento datos precisos y dataciones por «métodos radiactivos» que puedan permitirnos el apoyo de tal afirmación. Es por ello que nos inclinamos a pensar en la posibilidad de pertenecer a niveles de metaarcosas (o arcosas esquistosas del «Ollo de Sapo») que sufrieron metamorfismo y migmatización hercínica, o bien, que representen «lacolitos» de composición granodiorítica de un Ciclo anterior al Hercínico.

2.1.4 La datación de estos materiales

Es a tenor de las correlaciones regionales dentro del dominio de la zona IV de P. MATTE. Por aparecer estos materiales infrayacentes y en contacto concordante con los materiales cambro-ordovícicos (Hoja n.º 07-12, Ginzo de Limia), los asignamos una edad relativa, Precámbrico-Cámbrico. No se desecha la objeción de que puedan aparecer terrenos precámbricos dentro del dominio estudiado, toda vez que no está claramente situado el paso entre las series precámbricas esquistograuwáquicas, y las cámbricas

de facies flysch en los dominios en que faltan las series de transición del Eocámbrico, J. R. PARGA y Al. (1972).

2.2 ORDOVICICO. ORDOVICICO INFERIOR (O₁₂)

2.2.1 Areniscas, cuarcitas y esquistos

Este conjunto aflora de una manera continua en el vértice superior derecho de la Hoja. Los contactos con las rocas graníticas se realizan según una línea de dirección noroeste a sureste, que coincide aproximadamente con el trazado de la carretera nacional de Vigo a Villacastín.

Aunque en la Hoja aparece desligado por completo del resto de meta-sedimentos, tiene una continuación muy definida al Norte, en la Hoja de Ginzo de Limia (07-12), en donde es posible estudiarlo con más amplitud, al relacionarlo con materiales bien definidos, estructural y estratigráficamente.

Forma parte de una secuencia esquistos-arenosa, con numerosos repliegues de plano axial subvertical que hace difícil el calcular espesores. Se presentan con bastante frecuencia intercalaciones «carbonosas», presentando coloreados oscuros, que destacan del resto de la formación, de color rojizo azulado claro.

La presencia de cuarcita en bancos es escasa, estando localizados en la zona de contacto con las rocas graníticas. Hacia el Noroeste se ha observado un predominio de la fracción pelítica (arcillosa) sobre la arenosa, existiendo oscilaciones entre el 60 al 80 por 100 de SiO₂ en los contactos graníticos, a un 50 por 100 en los límites orientales de la mancha. Esta oscilación depende tanto de la composición original de la roca como del grado de silicificación. La materia carbonosa aparece, bien diseminada en los minerales arcilloso-micáceos, bien en cristales de grafito.

En general, todo este conjunto se compone, pues, de esquistos o pizarras cuarzo-micáceas, con minerales micáceos poco desarrollados.

El contacto con las rocas graníticas es neto, bastante mecanizado, mostrando ciertos desplazamientos transversales y digitaciones o diseminaciones graníticas dentro del conjunto de sericitoesquistos.

No se han encontrado pruebas faunísticas que sirvan para realizar dataciones y, por tanto, su edad queda condicionada a los mayores afloramientos existentes en la región Nororiental, así como a su posición relativa respecto a los demás materiales. Se ha puesto en evidencia, A. FERRAGNE (1972), la existencia de una amplia estructura sinclinal, en la que están bien desarrolladas las formaciones paleozoicas, desde el Cámbrico al Silúrico incluido, correspondiendo nuestros afloramientos al flanco occidental de la estructura.

Por otra parte, en la Hoja de Ginzo de Limia y Allariz se han puesto de manifiesto apretadas estructuras anticlinoriales, en cuyo núcleo aparecen

materiales de edad Precámbrico-Cámbrico ineludibles, y en sus flancos aparecen conjuntos esquistos-arenosos y cuarcíticos, evidentemente análogos a los nuestros.

Aceptamos, pues, la edad Ordovícico Inferior para estos materiales, equiparándolos a la cuarcita basal del Arenig. Su facies es bastante homogénea, variando considerablemente en el espesor.

2.3 CUATERNARIO

Forman manchas independientes de parecidas semejanzas litológicas. Situadas tres de ellas en la región septentrional, es la meridional la que mayor extensión ocupa (unos 7,5 Km. cuadrados).

Subdividimos al Cuaternario en dos subtramos litológicos, englobados de la siguiente forma:

2.3.1 Aluviales arcilloso-arenosos (QAI)

Aparecen con algunas digitaciones e intercalaciones conglomeráticas.

Forman las manchas cuaternarias de mayor extensión. Constituyen los aluviales de los ríos Airoa, Faramontaos al Norte y del río Salas al Sur.

Estos depósitos están constituidos fundamentalmente por arenas más o menos finas y claras, con abundantes porcentajes de finos y materia orgánica hacia las zonas centrales. En el borde y en los contactos con los terrenos colindantes existe un mayor predominio de la fracción detrítica gruesa, existiendo una correlación directa con los materiales en contacto. Así se obtienen depósitos de arenas claras, con cantos subredondeados cuando proviene de granito o de material cuarcítico y arenas más o menos arcillosas, con gran porcentaje en finos cuando son materiales esquistosos o neísicos.

En la cuenca del río Salas, en la zona comprendida entre Villamayor de la Bouldosa y Quintás se ha observado la existencia de un conglomerado poligénico, de matriz arcillosa rojiza, con cantos de cuarzo y cuarcita de 6 a 12 cm. de diámetro, subredondeados, que representan los aportes finales a una cuenca preformada.

2.3.2 Materiales de pie de monte, incluyendo conos de deyección (QL; QCd)

Comprenden pequeñas áreas cartografiadas y extendidas al norte y al oeste de Cualedro; y al Sur, entre las poblaciones de Rubiás-San Pelayo.

Están constituidos por materiales de acarreo que incluyen arenas, cantos y bloques con gran proporción de finos fuertemente oxidados y sin cementar.

2.3.3 Edad de estas formaciones

Englobamos a estas formaciones bajo la denominación general de Cuaternario por constituir tramos clásticos y de acarreo fluvial, típicos cuater-

narios, sin separar por el momento los subtramos que englobarían a un Cuaternario más completo que indudablemente debe aparecer más al Norte, en las cuencas de Ginzo de Limia y Maceda.

Por otra parte, es factible la presencia de Plioceno en cuencas mucho mejor desarrolladas que pudieran estar configuradas por la tectónica Alpídica.

3 TECTONICA

A primera vista, en el mapa geológico se observa un predominio de superficies estructurales, de trazos paralelos. Por una parte, se presentan las estructuras de deformación plástica y, por otra, las estructuras tectónicas de fracturación. Para las primeras, es marcado el paralelismo existente según direcciones ONO.-ESE., mientras que en las segundas muestran las ENE.-OSO. a E.-O.

Todo ello es más complicado si se explican detalladamente las fases de deformación que aparecen a escala de observación puntual. Efectivamente, el dominio de la Hoja que nos ocupa ha sido afectado por una tectónica realizada en varias fases de deformación.

3.1 TECTONICA DE PLEGAMIENTO. PRIMERA FASE (F_1)

En la primera fase se forman pliegues que admiten esquistosidad de plano axial, contemporáneos del metamorfismo regional existente (S_1).

Son pliegues no muy bien dibujados, bastante heterogéneos y con formas geométricas mal definidas. Estos pliegues, de gran desarrollo en la Hoja, sobre todo en la región de Castelaus, Mosteiro, Loureses y en la zona meridional de Tosende-Sabucedo, presentan plano axial tumbado, muy próximo a la horizontal, manifestándose con claridad la esquistosidad de flujo (slaty cleavage) S_1 , subparalela a la estratificación (S_0).

Las direcciones preferentes de los ejes axiales muestran un claro predominio Noroeste a Sureste, con incidencias de las direcciones E.-O., caso de la región de Tosende-Sabucedo.

La amplitud de los pliegues observados suele ser métrica; por tanto, las series pueden quedar aumentadas en espesor, al presentarse con excesiva frecuencia estos fenómenos. No se han observado grandes estructuras de esta primera fase. Si bien cabe la posibilidad de que existan, ya que al faltar niveles guías competentes, capaces de dibujar las estructuras mayores, nos dificultan notablemente su identificación.

Acompañando a estos pliegues se ha observado a escala mesoscópica desarrollo de fracturas inversas, que hacen cobijar los materiales de los flancos plegados.

A escala microscópica se ha observado que la esquistosidad de flujo está definida por un conjunto lepidoblástico de cuarzo más micas (biotita, más moscovita), con sillimanita en agujas dentro de la moscovita.

3.2 SEGUNDA FASE (F_2)

La segunda fase tiene importante desarrollo. Forma las mayores estructuras observables en la Hoja y corresponde a pliegues de plano axial sub-vertical, acompañados de esquistosidad de fracturación S_2 .

La presencia de estos pliegues define las estructuras de la antiforma de Castelaus-Fuentearcada-Peñalonga, y toda una serie de numerosos repliegues subparalelos que se continúan hasta Blancos. Del mismo modo pertenecen a esta fase las estructuras del norte de Cualedro y aquella más apretada en que se aloja el granito de Medeiros-Lucenza. Al Sur, en la zona de Tosende-Sabucedo, están igualmente desarrolladas estas estructuras, pero indudablemente son más amplias y, por tanto, quedan desdibujadas por las fases deformativas posteriores. Es particularmente interesante la estructura cupuliforme a que da lugar el desarrollo de la apófisis granítica de Rubiás, de características texturales sin a tardicinemáticas.

La dirección del plano axial es ONO.-ESE., observándose una distribución a escala de afloramiento del tamaño y forma de los pliegues.

En la región de Fuentearcada-Castelaus se presentan pliegues muy apretados, con formas en «chevrons» típicos y en donde es patente el desarrollo de una esquistosidad de fractura S_2 , mientras que en la región de Tosende-Sabucedo la forma de los pliegues de segunda fase es suave, presentando a veces ondulaciones o únicamente una curvatura en la esquistosidad regional, quedando materializada la deformación por un desarrollo de una b-alineación (I_2), de dirección N. 135°-140° E.

3.3 TERCERA FASE (F_3)

La tercera fase queda materializada por el desarrollo de b-alineaciones de corrugnación, o bien de fracturación, cuyas direcciones corresponden a la NE.-SO.

Al ser francamente ortogonal a la segunda fase de deformación se obtiene una intersección entre ambas, que da lugar a estructuras recortadas con fuertes inmersiones en los ejes axiales.

Coincidiendo con esta deformación se ha observado la presencia de fallas de gran recorrido, cuya manifestación en los materiales próximos viene desarrollada por un gran predominio de pliegues tipo «kink-band», frecuentemente subhorizontales.

Al ser subparalelas las direcciones de estos pliegues «kink» a los des-

arrollos de la tercera fase de deformación, consideramos estos pliegues como últimas fases, resultado de la tectónica de descompresión.

3.4 FRACTURACION

Existe un buen predominio de fracturas, agrupadas según estas direcciones:

N. - 140° E.

N. - 40° - 60° E.

N. - 90° E.

Para las primeras fases tectónicas compresivas obtendríamos fallas inversas ortogonales a los esfuerzos compresivos, y fallas de distensión oblicuas a las mismas.

Si se analizan las direcciones de los esfuerzos realizados, al obtenerse los pliegues de dirección NO.-SE. (primera y segunda fases) se verá que corresponderán a empujes de dirección NE.-SO.; por tanto, las fracturas obtenidas se mantendrán de acuerdo con líneas que seguirán los contornos estructurales de dirección N.-140° - 160° E., y otras siguiendo líneas transversales de acuerdo con las direcciones de fractura, presentes en los dominios de la Hoja.

La dirección de la tercera fase de deformación coincide con el desarrollo de grandes líneas de fractura o «*decrochement*», correspondientes a fracturas oblicuas del ciclo comprensivo de la tectónica global.

3.5 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Todos los materiales existentes en la Hoja se hallan afectados por los mismos fenómenos tectónicos deformativos y de fracturación; por tanto, no existen niveles tectónicamente discordantes que sirvan para datarlos. Al estar incluidos materiales ordovícicos, suponemos post-ordovícica a la orogenia causante, sin prejuzgar con más precisión cualquier afirmación al respecto. En trabajos de geólogos franceses, holandeses, españoles y portugueses se ha reconocido la existencia de deformaciones Caledónicas, siendo difícil precisar la presencia de cualquier fase comprendida que pudiera afectar a los materiales de la Hoja, ya que los fenómenos de metamorfismo, migmatización y granitización hercínicos sirven para enmascarar cualquier transformación anterior. Es así que admitimos una edad Hercínica para la tectónica desarrollada.

L. U. DE SITTER (1961, 1962, 1965) definió varias fases de plegamiento en los Montes Cantábricos, englobando a la fase Sudética entre el Namuriense y el Westfaliense B, a la fase Astúrica entre el Westfaliense Supe-

rior y el Estefaniense, y a la fase Saállica entre el Estefaniense Superior y el Trías.

Para la primera fase, de pliegues volcados, obtendríamos una edad, al menos, Carbonífero Inferior, y para la segunda, «menos diferenciada» en el esquema de L. U. DE SITTER, una edad anterior al Estefaniense Medio.

Por otra parte, MATTE (1968) admite una edad anterior al Westfaliense D para las dos fases principales, al encontrar conglomerados con cantos de micaesquistos y granitos con dos micas en la base de este Westfaliense, en la región de Porto. O. I. SOEN (1970), en el norte de Portugal, habla de cuatro fases tectónicas hercínicas. Las tres primeras corresponderían a las aquí observadas. Admite una edad post-Devónica; pre-Westfaliense D para la primera fase, Estefaniense Inferior para la segunda, y Estefaniense Superior la tercera.

MARTINEZ GARCIA (1971), en Galicia oriental, habla de una edad Westfaliense Medio, para una deformación que sería equivalente a la segunda fase aquí citada, por datación radiactiva del granito de Friol sin fase segunda, efectuado por CAPDEVILA y VIALETTE (1970) y que arrojó 310 millones de años.

Resumiendo:

Tenemos así definida la datación de las dos fases deformativas mayores presentes. Admitimos edad Carbonífero Inferior (Namuriense al Westfaliense B) para la primera fase (F_1) y una edad Westfaliense Medio para la segunda fase (F_2). Para la tercera fase (F_3) admitimos edades dentro del Carbonífero Superior (Westfaliense al Estefaniense).

4 PETROLOGIA

Esta región se caracteriza geológicamente por la presencia de terrenos metamórficos y metamórficos migmatizados y por formaciones graníticas muy variadas.

4.1 LAS FORMACIONES METAMORFICAS

Constituyen tres ejemplos de importancia irregular situados de la manera siguiente:

En el Oeste, el complejo de micaesquistos, neises migmatíticos y rocas graníticas, con características de anatexia, de Fuentearcada-Tosende-Sabucedo.

Al Noreste, en el granito de Medeiros-Lucenza, aparecen numerosos en-

claves de micaesquistos que llegan a formar un conjunto continuo en el límite de la Hoja, en la región de Villar de Liebres.

En el rincón nordeste de la Hoja aparecen los esquistos y areniscas paleozoicas que constituyen parte de la serie del Sinclinal de Verín.

4.1.1 El complejo metamórfico de Fuentearcada-Tosende-Sabucedo

Se trata de la terminación de una amplia zona migmatítica situada al Noroeste y que ocupa la totalidad de la Hoja de Celanova (06-12) y parte de la Hoja de Lovios (06-13). Este complejo está separado en dos partes por la intrusión de las granodioritas de Lovios-Covás y aparece en la Hoja bajo la forma de dos zonas distintas (Fuentearcada y Tosende-Sabucedo).

Está constituido este complejo por migmatitas y por neises glandulares que describimos a continuación, ya que las rocas graníticas anatexiticas las describiremos posteriormente.

4.1.1.1 Las migmatitas homogéneas o diatexitas ($\tau_{3.3}^b \psi_{FK, SILL}^2$)

Son poco corrientes. Están caracterizadas por una repartición regular a escala del afloramiento, del melanosoma y del leucosoma, que se presentan bajo la forma de lentejas muy alargadas, o bien en pequeños lechos discontinuos de bordes sinuosos, regularmente dispuestos y estrechamente mezclados.

A escala mesoscópica aparece siempre una estructura desordenada y turbulenta. La medida de planos de foliación, materializados por el melanosoma, revelan una gran variabilidad de orientación. Estas migmatitas presentan estructuras muy variables que van desde una estructura «estromatítica» discreta a una estructura «nebulítica», según la importancia más o menos grande de la fracción melanosómica. Las estructuras «nebulíticas» son las más comunes.

Como buen ejemplo de estas migmatitas pueden ser observadas las desarrolladas al sureste de Pejeiros, sur de Guntin y zona de Mosteiro.

Son rocas que aparecen en el terreno según suaves cerros, con una espesa zona de recubrimientos.

La composición mineralógica media de estas migmatitas es bastante constante. El leucosoma está esencialmente constituido por cuarzo y feldespato. Sin embargo, su naturaleza es variable, a veces granítica (cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa) y otras francamente cuarzodiorítica (cuarzo, plagioclasa ácida). La plagioclasa (oligoclasa) está a menudo zonada (zonado inverso).

El melanosoma se singulariza por la abundancia de la biotita y la presencia casi constante de sillimanita en cantidades más o menos importantes.

El granate y la andalucita son minerales muy raros y casi excepcionales.

La moscovita se presenta a veces en grandes cantidades y suele ser de origen secundario (deutérico).

En la parte meridional del complejo metamórfico, en la región de Tosen-Sabucedo, las migmatitas homogéneas pierden sensiblemente las facies migmatíticas típicas por la desaparición de la fracción leucosómica. Presentan entonces unas facies que evocan fuertemente los micaesquistos. Este desarrollo reducido o nulo del leucosoma es debido, o bien a una composición particular rica en elementos ferromagnesianos en la roca original, o bien a una emigración del mismo. La composición mineralógica de estos micaesquistos no difiere sensiblemente de la de las migmatitas, a excepción de una mayor cantidad de biotita. Por otra parte, se singulariza por la gran cantidad de sillimanita y por la abundancia de granate.

Finalmente diremos que, en estas migmatitas, aparece un buen número de niveles refractarios, tales como las rocas cuarcíticas con granate y los neises calcomagnesianos. Estos últimos aparecen generalmente bajo forma de bancos aislados, «abudinados». Su composición mineralógica es: cuarzo, plagioclasa cálcica (bytownita), clinopiroxeno cálcico, anfíbol, epidota, esfena y magnetita. Al sur de Fuentearcada se ha encontrado un resto de roca básica de 1,5 a 2 m. de espesor, intercalada en las rocas migmatíticas. De color oscuro verdoso y de alteración rojiza, tiene como composición: plagioclasa cálcica, clinopiroxeno (diópsido), anfíbol, esfena, magnetita, apatito, feldespato potásico y óxidos de hierro. La composición parece corresponder a un gabro piroxénico-anfibólico, posiblemente relacionado con los neises cálcicos (calizomagnesianos), aunque no se desecha la posibilidad de que pertenezca a un antiguo filón básico.

4.1.1.2 Las migmatitas heterogéneas o metatexitas ($\{w_{2-3}\psi_{P,SILL}^2\}$)

Se diferencian netamente de las precedentes por presentar una estructura francamente flebítica.

Constituidas por filones regulares de leucosoma, concordante con el melanosoma, son a menudo afectadas por un plegamiento regular en «chevrans» de amplitud decimétrica, según eje axial N-60°-70° E., y planos axiales horizontales o suavemente inclinados al Este. Este tipo de migmatita suele ser excepcional en la región y no se encuentra más que en una banda alargada, de dirección NO. a SE., entre Loureses, Mosteiro y Guntin.

La zona intermedia de transición entre las migmatitas homogéneas y las heterogéneas corresponde a una desaparición progresiva e insensible de la estructura flebítica, en el borde las estructuras estromatíticas y nebulíticas.

La composición mineralógica de estas migmatitas es de cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y sillimanita.

El cuarzo aparece formando parte de cristales alotriomorfos del agregado

feldespático. La plagioclasa se presenta en blastos de mayor tamaño que los demás componentes. Es alotriomorfa o subidiomorfa, sin zonado, finalmente maclados los cristales o sin macla. La composición aproximada es de albíta u oligoclasa ácida (An_{10-13}).

4.1.1.3 Los neises glandulares (ζ_g)

Están formando bandas dentro del complejo de migmatitas, de variada dirección y sensiblemente estructuradas, según la segunda fase de deformación.

Son rocas de grano grueso, compuestas de plagioclasa, 25 por 100; feldespato potásico, 35 por 100; cuarzo, 30 por 100, y micas, 10 por 100, aproximadamente, cuya estructura glandular es determinada por los cristales de microclina de gran talla (4-6 cm.), casi siempre maclados, de forma subglobular a redondeada o a veces paralelepípedica, apareciendo al microscopio perfitizados. La matriz, de textura néisica, presenta: cuarzo, plagioclasa, biotita y sillimanita (con moscovita). La plagioclasa no presenta zonación, observándose un alto proceso de sausrización.

Ha sufrido los efectos de la migmatización, presentando grados de transformación variable. En Covás, se presentan con débil transformación, pero otras veces es tan avanzada que resulta difícil su localización dentro del conjunto migmatítico, de estructura oftalmítica, observándose únicamente las potentes glándulas de microclina. Las rocas evidencian una textura cataclástica por deformación y, en casos, trituración de los minerales, de forma que hay a modo de estrechas bandas completamente miloníticas, formadas por agregados de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo, procedente de la trituración de estos materiales.

4.1.2 Los enclaves metamórficos en el granito de Medeiros-Lucenza

El granito de facies orientada-porfídica de Medeiros-Lucenza engloba numerosos enclaves de gran tamaño que llegan a alcanzar localmente varios kilómetros de recorrido. Así, se presentan primordialmente en la región de Flariz-Gundin y Moimenta-Lucenza. Son de formas lenticulares y regularmente orientados, según dirección N.-130° - 150° E. Estos enclaves están principalmente formados por rocas de naturaleza esquistosa, muy ricos en biotita. La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, feldespato (raro o ausente), biotita, moscovita, sillimanita, granate y andalucita, raramente presente.

Estas formaciones son semejantes en su conjunto a los micaesquistos del complejo migmatítico occidental (región de Tosende-Sabucedo) y parte septentrional de Fuentearcada, cuando pierden la fracción leucosómica.

En la parte oriental del macizo de Medeiros-Lucenza aparece una serie coherente, constituida por una asociación de neis fino, a veces microglan-

dular, cuarcitas y micaesquistos. Este conjunto metamórfico, por sus facies macroscópicas y por la paragénesis mineral, es muy semejante a la secuencia inferior de la serie de Celanova-Ribadavia (ver memoria de Ribadavia 06-11). Como allí, se han encontrado micaesquistos con estaurilita, directamente en contacto con los neises glandulares.

4.1.3 Los esquistos paleozoicos

En el rincón nordeste de la Hoja de Baltar aparecen esquistos arenosos, alterando con niveles de cuarcitas francamente micáceas, presentando un conjunto con débil metamorfismo, ya que, en general, los minerales arcillo-sericíticos recrystalizan a moscovita incipiente.

Están afectados en el contacto granítico por un metamorfismo térmico que produce andalucita y biotita, normalmente ortogonales al flujo metamórfico regional.

Dado que su naturaleza es arenosa (silícea), no toman texturas de corneanas.

4.2 ROCAS GRANITICAS

La geología de esta región está influenciada por el dominio y la presencia de las rocas graníticas (s. l.), que cubren más de las 3/4 partes de la superficie y que aparecen con gran diversidad de facies. Fueron emplazadas durante el Ciclo Hercínico, a partir de la primera fase de deformación, manifestándose con características pre-sin a postcinemáticas, segunda fase. Existen, próximas a las rocas graníticas, rocas intermedias y básicas que aunque tienen un desarrollo restringido, merecen ser estudiadas.

Describiremos «cronológicamente» en apartados sucesivos las diferentes formaciones diferenciadas:

Rocas graníticas de anatexia (parautóctonas).

Granitos orientados con megacristales.

Granito de dos micas.

Granodiorita de biotita.

4.2.1 Rocas graníticas de anatexia $\left(\begin{smallmatrix} b \\ n_3 \end{smallmatrix} \gamma_{SILL-B}^2 \right)$

Están localizadas exclusivamente en el dominio migmatítico y, por tanto, en la parte occidental de la Hoja, si bien los «granitoides orientados» (4.2.2.) presentan características muy semejantes.

Se caracterizan por estar dentro del seno de las migmatitas y por presentar contactos difusos. El paso de unas rocas a otras es francamente insensible, existiendo una franja intermedia en donde existen ambas facies petrográficas. Otro carácter importante es el de presentar cierta hetero-

geneidad, debido a la presencia de lechos o de pequeños restos de biotita. Un buen ejemplo de estos granitos de anatexia puede ser observado en las inmediaciones de Serois, al norte de Aspera, al NO. de Lobás y, al Sur, en la región de Meaus. Igualmente son observables en las proximidades del contacto con la granodiorita, de biotita, o en la región de Sabucedo-Rubias, en el límite meridional de la Hoja, ya en proximidad con la frontera portuguesa.

Son rocas de textura granuda a néisica, a veces miloníticas, observándose bien una foliación dada por los restos de biotita y biotita más sillimanita (con moscovita), o bien alineación, definida por los feldespatos. Son de grano medio y con frecuencia porfídicas.

Se componen de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, sillimanita, andalucita y moscovita (secundaria), presentando composición adamellítica o monzogranítica.

El feldespato alcalino es del tipo microclina (macla en enrejado), en cristales alotriomorfos, a veces algunos con tendencia al idiomorfismo e incluyendo poiquilíticamente a la plagioclasa. Los cristales de cuarzo forman agregados de bordes imbricados en forma de mosaico intersticial, presentando con frecuencia extinción ondulante.

La plagioclasa, en cristales sub-idiomorfos, está ligeramente zonada, presentando con frecuencia mirmequitas, en relación con el cuarzo. La composición aproximada es de andesina ácida (An 30-An 35). La sillimanita aparece según finos cristales aciculares, incluidos en moscovita.

4.2.2 Los granitos orientados de dos micas

Suelen constituir macizos de gran dimensión y de variadas formas. Los más grandes muestran una orientación general neta, correspondiendo a «grosso modo» a la dirección de los pliegues hercínicos, constituyendo el macizo de Medeiros-Lucenza, con forma rectilínea y alargada, según la dirección NO.-SE., el ejemplo más claro. Existen otros macizos más pequeños, cuya forma y orientación varía ostensiblemente. Una gran abundancia de estas facies graníticas se presenta en las inmediaciones de Videferre y del SO. de Gironda, en las que se suelen encontrar restos metamórficos de reducida extensión.

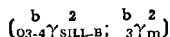
Estos granitos se caracterizan por la presencia de megacrístales de feldespato potásico, de forma tabular, regularmente dispuestos en un plano subvertical de dirección NO.-SE. Las micas, y notoriamente la biotita, están igualmente orientadas en este plano.

Toman, pues, los granitos una estructura planar bastante neta, que los distingue muy bien de los granitos de dos micas (s.s.).

Esta estructura planar parece corresponder a un fenómeno de flujo, de

características precinemáticas, con fenómenos de sobre-imposición tectónica.

4.2.2.1 Granitos orientados de dos micas, de megacristales $\leq 2,5$ cm.



Se han distinguido dos facies, según el tamaño y dimensión de fenocristales. El primero corresponde a la facies con megacristales inferiores a 2,5 cm., cuya extensión es más desarrollada que la facies de megacristales mayores de 2,5 cm. Forman, el macizo de Medeiros-Lucenza, las manchas diseminadas de Videferre, los afloramientos del SO. de la Gironda y otros más diseminados hacia el NO. de Baltar, dentro de las complejas formaciones metamórficas. La segunda facies forma manchas de menor importancia, apareciendo bajo las formas de pequeños macizos más o menos alargados, tanto dentro de las facies anteriores como aisladamente. Se destaca por su importancia, el macizo de Medeiros-Lucenza.

Las facies de megacristales menores de 2,5 cm. se presentan a veces bajo un aspecto de rocas de grano medio o fino, orientadas, siendo frecuente esta diferenciación, a partir de una línea que iría del este de Sandin-Flariz pasando por Medeiros, hasta su terminación en la región meridional, al oeste de La Granja.

Son rocas de grano medio, marcadamente inequigranulares, con cierto porfidismo, correspondiendo siempre el tamaño del cristal mayor a los megacristales de feldespato potásico. Es interesante el área comprendida entre Novás-Lucenza, pues ahí se presentan los típicos granitos de «megacristales orientados».

Los contactos con las rocas graníticas de dos micas son netos, existiendo enclaves en el granito de dos micas. Dan formas morfológicas en berrocal, son muy compactas y a menudo están utilizadas para la construcción.

Su composición media es aproximadamente la siguiente: cuarzo, 30 por 100; plagioclasa, 20 por 100; feldespato alcalino, 35 por 100, y micas 15 por 100. La plagioclasa oligoclasa (An 25) aparece según cristales subidiomorfos a alotriomorfos, ligeramente zonados y con alteración parcial y neoformación (a veces) de moscovita. El feldespato alcalino es del tipo microclina (macla en enrejado y Karsbald superpuestos). Forman cristales sub-idiomorfos a alotriomorfos, con frecuencia poiquilíticos, e incluyendo plagioclasa. El cuarzo, en cristales alotriomorfos, forma agregados de bordes imbricados a modo de mosaico con disposición intersticial y ligera extinción ondulante. Ocasionalmente, incluido en feldespato alcalino, en pequeños cristales redondeados (tal vez debido a una etapa anterior de cristalización).

La moscovita es ligeramante dominante sobre la biotita y en mayores cristales. En general sub-idiomorfos y de bordes recortados con disposición

seudointersticial en relación con el mosaico de cuarzo. En ocasiones se encuentran cristales de moscovita muy alotriomorfos en relación estrecha con los feldespatos, y en este caso, el borde de la misma está muy desflecado, presentando intercrecimiento simplectítico con cuarzo y con inclusiones de sillimanita. La biotita es alotriomorfa y de bordes netos y menos recortados. Aparece parcialmente incluida en feldespato y muy alterada a clorita.

Las facies finas anteriormente citadas aparecen fundamentalmente al sur de Medeiros. Son rocas de grano fino a medio equigranulares y subidiomorfos. Se componen de plagioclase, feldespato alcalino, cuarzo y micas (moscovita más biotita), con sillimanita y andalucita esporádica. La plagioclase es oligoclase (An 30-35), presentando a veces los cristales pajuelas de moscovita de neoformación.

El feldespato alcalino es microclina, sustituyendo parcialmente a la plagioclase fracturada, que suele abundar. La moscovita, dominante sobre la biotita, forma grandes cristales bien desarrollados en relación con el cuarzo e intercreciendo con él. Presentan, al igual que él, síntomas acusados de formación mecánica (extinción ondulante, distorsión de los cristales y estructura «Kirk-band»), con reorientación, según el eje más largo. La biotita pasa a clorita.

La deformación existente y puesta de manifiesto en la mayoría de los cristales, dado el carácter antecinemático de la mayoría de los cristales, se produciría al estar la roca próxima a su consolidación.

4.2.2.2 Granitos orientados de dos micas, de megacristales mayores ➤

$$> 2.5 \text{ cm. } (P_{-02} \gamma^2)$$

La facies de megacristales, tan frecuente en el macizo de Medeiros-Lucenza, presenta contactos no muy netos, pasándose insensiblemente a las facies de megacristales mayores de 2.5 cm.

Al N. de Nocado y dentro del mayor afloramiento de este tipo de rocas aparecen formando parte de una extensa mancha subredondeada, que ocupa unos 3,5 Km² de extensión. Presentan unos contactos cortantes con las migmatitas encajantes, siendo el borde meridional muy difícil de delimitar, por aparecer una proliferación de venas que penetran y se pierden insensiblemente en los materiales metamórficos. Dan lugar a suaves resaltes topográficos, o bien a zonas deprimidas, en las que se observan superficies planares, dadas por los megacristales de feldespato alcalino que corresponden normalmente a estructuras de flujo.

Están formados por: plagioclase, feldespato alcalino, cuarzo y micas (moscovita más biotita). La plagioclase es alotriomorfa de bordes recortados, está en interacción con los restantes componentes claros, debido a los procesos de intensa deformación sufridos. Aparece ligeramente

zonada, y en algunos casos, con textura mirmequítica. La composición aproximada de la oligoclasa es An 25. El feldespató alcalino es ortosa microclinizada y, en general, no pertitzada. Los cristales de gran tamaño están en parte albitizados. El cuarzo presenta textura cataclástica marcada, con estiramiento de granos y extinción ondulante. La moscovita domina sobre la biotita, y se muestra en dos aspectos. Por una parte, los cristales son tabulares y anchos, de bordes muy recortados, con fuertes síntomas de deformación-distorsión, estructuras «Kink-band» e incluso trituración y reorientación, manifestándose así un tipo de moscovita claramente precinemática. Por otra parte, aparecen agregados de cristales de menor tamaño sin deformación aparente; por tanto, sincinemáticos a postcinemáticos. Tenemos así fenómenos de sobreimposición tectónica que configuran «reorientaciones mineralógicas».

4.2.3 Los granitos de dos micas

Aparecen en el dominio estudiado con gran profusión. Corresponden a macizos graníticos, cuyos minerales presentan características sin o postcinemáticas, algo afectadas por las fases finales de fracturación por el desarrollo de «Kink-band» y, sobre todo, por la milonitización final.

Los contactos con las rocas metamórficas son concordantes a grandes rasgos, mientras que a escala detallada son claramente discordantes. De igual forma se ha observado en sus contactos con las rocas graníticas orientadas, siendo los «granitoides» anteriores afectados por procesos de alteración deutérica.

Para su estudio los dividiremos en los siguientes grupos:

Granito inequigranular porfídico.

Granito de grano grueso a medio.

Granito de grano medio.

Granito de grano medio a fino.

4.2.3.1 Granito inequigranular-porfídico ($P_{2-3}Y^2$)

Se presenta en el borde nororiental de la Hoja, al O. del macizo de Medeiros-Lucenza, así como en las proximidades de Villamayor de la Bolla.

Es un conjunto granítico en suaves lomas, en contacto directo con el Ordovícico, del rincón superior derecho de la Hoja, existiendo una franja de 30-40 m. rica en lenguas de granito francamente moscovítico.

Son rocas de texturas inequigranulares, de grano grueso a medio, abiertamente porfídicas, con presencia de biotita y moscovita en análogas proporciones. Sus composiciones las sitúan dentro del campo de los monzogranitos y/o granitos adamellíticos.

Los porcentajes medios en este tipo de rocas son: cuarzo, 34 por 100; feldespato potásico, 24 por 100; plagioclasa, 32 por 100; biotita, 4 por 100; moscovita, 5 por 100, y accesorios, 1 por 100.

El feldespato potásico presenta pertitas y la plagioclasa normalmente está sausriritizada. No existe reorientación en las micas y la moscovita suele ser sincinemática a postcinemática.

4.2.3.2 El granito de grano grueso a medio (c_2sY^2)

Constituyen los materiales graníticos de mayor proporción dentro del dominio de la Hoja. Forman tres grandes manchas, subdivididas por el granitoide de Medeiros-Lucenza y por el complejo metamórfico de Tosende-Sabucedo.

Aparecen formando grandes apófisis subredondeadas, muy homogéneas, estando constituidas fundamentalmente por cuarzo-granitos esencialmente moscovíticos, con algunas diferenciaciones básicas, tipo leuco-granodioritas o granodioritas.

En la mancha correspondiente al afloramiento de Rubiás, al O. de la Hoja, se han hallado unos porcentajes que oscilan entre unos valores 24 (mínimo) al 30 (máximo) de cuarzo, 20 (mínimo) al 28 (máximo) de feldespato potásico, 30 por 100 de plagioclasa, 29 por 100 de moscovita y 14 por 100 de biotita.

El feldespato potásico es microclina y aparece más o menos pertitizada, y la plagioclasa está sausriritizada.

4.2.3.3 Los granitos de grano medio (c_3Y^2)

Forman manchas diseminadas por todos los dominios de la Hoja y suelen ir íntimamente asociados a los granitos de grano medio-grueso. Presentan características diferentes a aquéllos y por ello se han diferenciado.

Son rocas de grano medio a fino (excepcionalmente), con moscovita y biotita y con frecuente aparición de «relictos metamórficos», con sillimanita, parcialmente alterada y micas deformadas.

Estos caracteres, que no suelen aparecer en los granitos de grano medio a grueso, manifiestan unas texturas seudoorientadas que nos inducen a pensar en estas dos posibilidades genéticas:

- 1) Son granitos o leucogranodioritas del grupo de «granitos orientados», por presentar los minerales ciertas características pre a sincinemáticas, típicas de los granitos orientados.

- 2) Son zonas de cúpula, de los granitos de grano grueso a medio, en donde las condiciones de cristelización han sido diferentes a las del grupo anterior. Ello explicaría la presencia de restos de sillimanita y de texturas miloníticas. Nos inclinamos a favor de que sean diferenciaciones del granito de grano grueso-medio, por existir insensibles cambios dentro de la zona

de contacto, así como por presentar análoga composición mineralógica, variando únicamente el contenido el alúmina más que a favor de los granitos orientados.

Los porcentajes mineralógicos medios aproximados obtenidos son: cuarzo, 28 por 100; feldespato potásico, 30 por 100; plagioclasa, 29 por 100; moscovita, 9 por 100, y biotita, 4 por 100. Como accesorios presentan: apatito, sillimanita y opacos, tales como ilmenita, y circón.

El feldespato potásico que aparece es ortosa y/o microclina, estando los cristales escasamente pertitizados.

La plagioclasa es andesina ácida (An 30-An 35), siendo frecuente la asociación sericita-moscovita, que parece indicar el paso de la transformación de los minerales metamórficos a sericita, y ésta, al recrystalizar, a moscovita.

A veces, aparecen «facies cataclásticas» que enmascaran y transforman la textura original. Es destacable la franja de Gundin-Bouzo Garabelos, en donde aparece claramente orientada la roca, por intensa filonitización, con clara textura «facoidal foliada».

4.2.3.4 Granito de grano medio a fino ($c_{3-4}Y^2$)

Corresponden sus afloramientos a manchas diferenciadas en los bordes orientales del granito, de grano grueso medio, del macizo de Rubiás (al sur de la Hoja), que hacia la zona sur se vuelve más heterogéneo, siendo difícil su separación cartográfica.

Aparece como un granito, bastante leucocrático, rico en cuarzo, de estructura inequigranular a porfídica, pasándose insensiblemente al O. al granito de Rubiás, a través de una zona de transición que paulatinamente se hace homogénea, adquiriendo la roca estructuras masivas, alternando con zonas miloníticas. El contacto con los metasedimentos de la serie Tosende-Sabucedo es discordante a pequeña y gran escala. Dentro de estas facies petrográficas no existen «relictus» ni minerales de tipo metamórficos.

La composición mineralógica media, realizada en cinco muestras, es de cuarzo (24-30 por 100), feldespato potásico (20-28 por 100), plagioclasa (30-40 por 100), moscovita (2-9 por 100), y biotita (1-4 por 100).

El feldespato potásico es microclina, en cristales tabulares, aparece más o menos pertitizada, estando la plagioclasa sausriritizada. El cuarzo, alotriomorfo, presenta frecuentemente extinción ondulante, existiendo en los contactos facies cataclásticas típicas.

4.2.3.5 Granitos moscovíticos, con diferenciaciones pegmatíticas ($c_4Y_m^2$)

Forman manchas de reducidas extensiones y de bordes netos con cualquier tipo de rocas de contacto.

Aparecen con extraordinaria facilidad, según fracturas de dirección NE.-SO., apareciendo como granitos heterogéneos, tanto por su composición como por su tamaño de grano, que oscila del fino al grueso.

La composición media aproximada es de plagioclasa, 25 por 100; feldespato alcalino, 30 por 100; cuarzo, 35 por 100, y micas, 10 por 100 (moscovita). La textura es de un granito inequigranular, con cierta cataclasis, apareciendo apatito como accesorio.

La plagioclasa es oligoclasa básica (An 30) y el feldespato potásico es microclina, a veces maclado en enrejado y ligeramente peritítico.

4.2.3.6 Granito de grano medio, esencialmente moscovítico (${}^b_3Y_m^2$)

Dentro de los granitos orientados de dos micas, del macizo de Lucenza-Medeiros, aparecen rocas graníticas de grano medio, con diferenciaciones más finas, de cristales de alrededor de 0,5 mm. de estructura equigranular, con muestras de ligeras «cataclasis», sin que exista reorientación perceptible.

Son granitos bastante leucocráticos, que esporádicamente presentan granates y disseminaciones pegmatíticas, mineralizados en estaño y arsenopirita.

Se presentan preferencialmente en el flanco oriental del macizo y fundamentalmente en el rincón Nororiental, o intercalados en las rocas metamórficas PC-CA, del norte de Villar de Liebres y La Hermida, en los que se muestran como lenguas o venas graníticas, intercaladas «lit par lit».

La composición mineralógica media aproximada es de plagioclasa, 30 por 100; feldespato alcalino, 83 por 100; cuarzo, 30 por 100, y micas, 10 por 100, moscovita y biotita (cloritizada).

La plagioclasa, oligoclasa (An 25-An 35), aparece según cristales alotriomorfos de bordes recortados, ligeramente zonados, a menudo distorsionados y rotos, «parcialmente sustituidos» por feldespato alcalino. Además, algunos cristales de plagioclasa están estrechamente relacionados con la moscovita de neoformación, apareciendo relativamente frecuentes estructuras mirmequíticas.

El feldespato alcalino es del tipo microclina (con macla en enrejado en la mayoría de los cristales). Son cristales alotriomorfos de bordes recortados, a veces rotos y albitizados. Existe sustitución mutua con la plagioclasa, sobre todo en lo que respecta a la relación del borde, más albitico, presentando estrecha relación.

El cuarzo se presenta en agregados, mostrando ligera extinción ondulante. Ocasionalmente se presenta como inclusiones redondeadas, en feldespato o estructuras mirmequíticas con plagioclasa.

La moscovita es dominante sobre la biotita, que aparece en proporciones

accesorias. Suele presentarse la moscovita, como componente secundario, al cristalizar a partir de la plagioclasa.

En general, todas estas rocas graníticas muestran moscovitización incipiente, a partir de las plagioclasas.

4.2.4 Granodiorita de biotita $\left(\begin{smallmatrix} b & 2-3 \\ c-4Y\eta b \end{smallmatrix} ; \begin{smallmatrix} b & 2-3 \\ c.3-4Y\eta b \end{smallmatrix} ; \begin{smallmatrix} b & 2-3 \\ p.3-2Y\eta b \end{smallmatrix} \right)$

Constituyen las rocas graníticas de «características postcinemáticas» más típicas de la Hoja de Baltar, representando las últimas manifestaciones básicas del Ciclo Hercínico.

Sus afloramientos forman dos manchas interdependientes, de contactos netos y rectilíneos con las rocas encajantes. Los contactos suelen ser subverticales y netos, existiendo en los bordes metamorfismo de contacto, de la subfacies de las corneanas hornbléndicas. Así como facies «agmatíticas», formadas por numerosos enclaves redondeados y cementados por la masa ígnea.

Es frecuente que, dentro de la masa granodiorítica y en sus contornos, se observen igualmente numerosos enclaves métricos o decimétricos. Suelen ser los contactos, discordantes, sin que exista gran deformación en la roca de caja, y sí bloques o rocas basculadas.

Morfológicamente constituyen estas rocas berrocales de fácil delimitación, estando presente una intensa fracturación, que produce disyunción en «bolos» y en forma «columnar». La facies normal de la granodiorita es la de una roca clara, de grano medio a grueso, con cuarzos (de milimétricos a centimétricos) subredondeados, incoloros y transparentes, gruesos cristales de feldespato (no siempre), unos claros, de estructura zonada, y otros rodeados de faldespato potásico, que pueden llegar a dar megacristales (zona de Feás), presentando facies de cristales maclados. La biotita está, bien aislada, o bien agrupada, presentándose incidentalmente la moscovita, en grandes placas.

Dentro de los afloramientos de «granodiorita de biotita» se han diferenciado los siguientes grupos:

- Sienitas básicas anfibólicas.
- Granodiorita porfídica de megacristales.
- Granodiorita de grano medio a fino.
- Granodiorita de grano fino.
- Pórfidos granodioríticos.

Mención aparte de las características estructurales y de su distribución granular dentro del afloramiento, así como por las relaciones interrocas, criterios por los que se las ha diferenciado, las rocas graníticas constituyentes son de composición bastante homogénea.

El macizo de Feás-Covás es el único representante de esta familia gra-

nodiorítica en la Hoja, continuación del macizo de Lovios. Presenta una marcada dirección E.-O., con distribución zonal estructural, en cuyo núcleo se sitúan la granodiorita de grano medio, y adosada, la porfídica de megacristales.

4.2.4.1 *Las sienitas básicas anfibólicas* ($c_3X_h^b$)

Constituyen un único afloramiento, al sur de Seoane, en la zona septentrional de la Hoja, de unos 3,5 a 4 Km² de extensión. De forma subcircular, representan apófisis o masas intrusivas relacionadas con las granodioritas de biotita, ya que la composición francamente básica nos sitúa dentro del dominio de ellas. Los contactos con las rocas de caja son mecánicos, existiendo dentro de esta masa ígnea una zonación, cuya composición extrema pasa al campo de las adamellitas o de los monzogranitos, en los que es posible apreciar enclaves de rocas sieníticas anfibólicas. Por ello, consideramos a estas rocas precursores básicos de la granodiorita de biotita, representando supuestas inyecciones básicas predecesoras de aquellas otras que, por transformación, bajo condiciones deficitarias de H₂O, darían lugar a la serie calcoalcalina, del grupo de las granodioritas de biotita, CAPDEVILA (1969).

Las rocas dominantes son sienitas o cuarzo-sienitas anfibólicas, cuya composición media oscila entre estos valores: cuarzo, 12 por 100 (a veces ausente); feldespato potásico (microclina), del 50 al 60 por 100; anfíboles (hornblendas actinolíticas), del 10 al 20 por 100; biotita o biotita-flogopita, del 4 al 7 por 100; esfena más o menos alterada a leucoxeno, del 1 al 3 por 100, y apatito (como accesorio), el 1 por 100.

El feldespato potásico es casi siempre reconocible como microclina peritizada en grandes cristales, formando un mosaico en el que quedan incluidos los restantes componentes mineralógicos.

La plagioclasa (oligoclasa) está algo sausriritizada y aparecen los cristales maclados y muy poco zonados. Los anfíboles aparecen cristalizados y en prismas sub a idiomorfos. Son del tipo hornblenda parda. La esfena aparece según grandes cristales idiomorfos, casi o completamente transformados en óxidos metálicos.

4.2.4.2 *Granodiorita porfídica de megacristales* ($r_{3-2}\gamma_b^{2-3}$)

Aparece, como hemos dicho anteriormente, en los bordes del afloramiento granodiorítico (s. s.) de Feás-Covás.

Son rocas claramente porfídicas de megacristales de hasta 3-4 cm. de longitud, de matriz cristalina, de grano medio a fino, isogranular.

Los componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagio-

clasa y biotita. Como accesorios se presentan moscovita, clorita, apatito, circón y opacos (ilmenita y magnetita).

La composición modal dentro de los afloramientos oscila entre los siguientes valores medios aproximados: cuarzo, 26-37 por 100; feldespato potásico, 21 al 36 por 100; plagioclasa, 24 a 29 por 100; biotita, 4-11 por 100, y moscovita más sericita, 1-4 por 100; con apatito, circón y opacos, aproximadamente, el 1 por 100.

Los cuarzos casi siempre aparecen asociados en glomerocristales cuarcíticos, alotriomorfos y deformados más o menos ópticamente.

El feldespato potásico es casi siempre microclina, alotriomorfa a subidiomorfa, de micro a mesosperitizada y con frecuentes intrusiones poiquilíticas de cuarzo y plagioclasa. Generalmente se muestran inalteradas. La plagioclasa suele corresponder a oligoclasa (15-30 por 100 de An). Son subidiomorfos, con maclas polisintéticas, muy poco zonadas y con frecuentes inclusiones micáceas, de alteración tipo saurita. La biotita es la normal, ferro-magnésica, sub a idiomorfa, con frecuentes inclusiones de circón y algo alteradas a clorita.

La moscovita se presenta como accesorio normalmente, pero existen zonas en que es principal. Ello es debido, al parecer, a fenómenos de sobreimposición, por presencia de macizos o diques de granitos, con moscovita en exceso y con líquidos neumatolíticos mineralizadores que transforman la roca de caja deutéricamente.

4.2.4.3 Granodiorita de grano medio a fino ($c_{3-4}\gamma\eta_b^{2-3}$)

Forma la zona central del afloramiento granodiorítico (s. s.), extendiéndose desde las inmediaciones de Gomariz al Este, hasta el sur de Lobás, al oeste de la Hoja, constituyendo sus afloramientos extensos berrocales, de fácil delimitación. Al sur de Covás es donde se presenta más extensa esta facies petrográfica. Los contactos con la facies de megacristales son difusos, existiendo una zona de unos 200-300 m. de extensión en que se observa la presencia de fenocristales feldespáticos y granos de cuarzo en glomerocristales de hasta 1/2 cm. de diámetro. De igual forma ocurre en sus contactos con las facies finas diferenciadas.

La composición modal media aproximada es de cuarzo, 24 por 100; plagioclasa, 31 por 100; feldespato potásico, 30 por 100, y biotita, 5 por 100, con moscovita, circón y apatito como accesorios.

Es ligeramente análoga al grupo anterior, de granodioritas con megacristales, observándose un ligero aumento en la composición modal de las plagioclasas, disminución del cuarzo y mayor predominio de la biotita sobre la moscovita accesoría, que unido a la situación cartográfica nos hacen pensar en la posibilidad de que este grupo de rocas corresponda al núcleo de la «intrusión».

4.2.4.4 Granodiorita de grano fino ($c_4\gamma\eta_b^{2-3}$)

Corresponden estas rocas a una serie de afloramientos, situados bien en las proximidades del cuerpo granodiorítico (s. s.), bien en zonas aisladas, según unas manchas distribuidas al sur de Villamayor de la Bouldosa.

Son rocas de grano fino, muy compactas y equigranulares, apareciendo frecuentemente yacimientos granulares en sus afloramientos.

En la zona en que aparecen junto a las granodioritas de grano medio a fino, es francamente difícil el separarlas, pues existen gradaciones granulares insensibles entre ambas rocas.

La composición mineralógica media aproximada está formada por plagioclasa, 35 por 100; feldespato potásico, 20 por 100; cuarzo, 20 por 100, y micas, 25 por 100, y apatito y circón como accesorios.

La plagioclasa aparece en cristales subidiomorfos, zonados y de composición (An 25-An 30), con bordes francamente albiticos.

El feldespato alcalino es del tipo microclina, según cristales alotriomorfos a subidiomorfos y en algunos casos con pertitización incipiente.

El cuarzo cristaliza en su mayor parte intersticialmente o en glomero-cristales.

La biotita, 20 por 100, predomina sobre la moscovita (accesorio) y aparece en cristales bien desarrollados, de color castaño-anaranjado.

4.2.4.5 Los pórfidos granodioríticos ($r\gamma\eta_b^{2-3}$)

Aparecen frecuentemente asociados a las granodioritas de biotita, tanto en sus contornos, según manchas de relativa extensión, como alejados de la masa granodiorítica, en diques o filones.

La dirección de la masa de pórfidos granodioríticos, cuando éstos aparecen en diques, es NE-SO., llegando hasta los contornos septentrionales de la Hoja la proliferación que existe en una franja desde Fuentearcada, al norte de Hermida.

Son rocas porfídicas de espesor métrico, frecuentemente mineralizadas en Wo y Sn y en óxidos metálicos, distinguiéndose a simple vista que se trata de una roca de matriz de grano fino con fenocristales grisáceos a blancos, muy compacta y de fractura irregular. Su composición mineralógica media aproximada es plagioclasa, 45 por 100; feldespato potásico, 20 por 100; cuarzo, 15 por 100, y biotita, 20 por 100. La plagioclasa aparece en fenocristales, idiomorfa y sin zonado aparente. Su composición aproximada es: andesina ácida (An 35-An 40). El feldespato alcalino forma parte de la matriz y ocasionalmente incluido en los fenocristales de plagioclasa o sustituyéndola, existiendo a veces cristales de microclina, cuyo núcleo está ocupado por un pequeño cristal de allanita.

4.2.5 Cortejo filoniano tardío (q+FL+FA+FP)

Finalmente, merece destacar en la Hoja de Baltar diques de variada composición, cuyo paralelismo longitudinal está francamente demostrado en el mapa geológico. Efectivamente son diques de dirección N.-40°-6° E. a E.-O. no muy continuos, tanto en superficie como en profundidad. Constituyen las últimas manifestaciones emanadas de características hidrotermales. Existen zonas en donde se produce concentración de fluidos, que coinciden con las áreas de fracturación mayor.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Los metasedimentos existentes en la Hoja de Baltar evocan una sedimentación de mar, no muy profunda, con ciertas irregularidades en la cantidad de aportes detríticos. La presencia de cuarcita, esquistos silíceos, micaesquistos y las intercalaciones de neises anfibólicos con granate, junto a rocas paraanfibólicas, hablan de aportes terrígenos-litorales, con presencia de probables sedimentos cálcicos intercalados. La presencia de niveles mataarcósicos nos probarían la existencia de ciertos macizos graníticos, no muy lejanos.

La presencia de niveles ampelíticos-grafitosos con inclusiones de sulfuros de hierro (pirita) por debajo de los niveles detríticos del Ordovícico, hablan de una sedimentación más profunda, que pasaría a una sedimentación más somera en el Arenig, al depositarse areniscas y cuarcitas.

Con posterioridad, podemos suponer que se produjeron las deformaciones mayores con metamorfismo y magmatismo asociados. Finalmente, la región se cratoniza, sufriendo fracturación antes del final del Ciclo Hercínico.

No existen datos concretos de los efectos de la Orogenia Alpídica, aunque es posible que la región ya cratonizada mostrase reactivación en las zonas de fracturación, quedando modelada al producirse ciertas cuencas morfotectónicas.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

El área ocupada por la Hoja de Baltar carece totalmente de industria, siendo zonas aptas para la agricultura el valle del río Salas y del río Airoa para los cultivos de patata, maíz y ciertos cereales.

Los recursos naturales ciertamente son escasos, si bien conviene enu-

merar las posibilidades presentes. Como material canterable para la construcción existen posibilidades de explotación en la zona de granodioritas de grano medio a fino, y en los granitos de dos micas de grano medio a fino, así como en los granitos orientados del macizo de Medeiros-Lucenza. Para firmes de carreteras y obras públicas en general, pueden ser empleadas las rocas que constituyen los pórfidos y diques lamprofidicos, así como las cuarcitas del Ordovícico.

Respecto al aprovechamiento de aguas subterráneas, es particularmente interesante la zona del valle del río Salas, por constituir un acuífero no muy profundo. Es igualmente interesante, aunque de menor importancia, las zonas en que la fracturación tenga gran desarrollo, por aumentar la permeabilidad natural del material afectado. Así es el caso de la zona comprendida entre Cualedro, Moimenta, Carzoa, Montes y Las Lamas, así como en los dominios occidentales de Fuentearcada. Igualmente es interesante la presencia de diques, cualquiera que sea su naturaleza, pues de igual forma se aumentará localmente la permeabilidad.

Merece mención, aunque sólo sea descriptiva, por la gran cantidad de indicios presentados, la minería existente de wolframio y estaño. Les agruparemos de acuerdo con el «metalotecto» encajante. Al Sur y al Sureste aparece una enorme proliferación de indicios, siempre acompañando a diques de cuarzo, o bien a disseminaciones pegmo-aplitas, en granitos de dos micas, cuya paragénesis mineral era wolframio, estaño con arsenopirita y turmalina.

Al norte de la Hoja y ya en el límite con la de Ginzo de Limia (07-12) y también en granitos de dos micas existen otros indicios de wolframio y estaño, explotados, según filones pegmatíticos de 1,5 m. de anchura superficial. Otra concentración de indicios existe en el área de Fuentearcada, Loureses, Nocado y Peñalonga. Encajan, bien en rocas metamórficas, bien en pórfidos granodioríticos o en sus contactos. Parece desprenderse de todo esto una mineralización ligada a los últimos estadios de emplazamiento, acompañando al cortejo filoniano correspondiente. Las dimensiones de los distintos tipos son muy variables, oscilando desde filones centimétricos a verdaderos diques métricos, de corridas y profundidades de mineralización muy diversa.

Conviene resaltar la mina abandonada de San Antonio por la situación que presenta, encajante en el contorno de la granodiorita biotítica de Covás-Feás. Se presenta como asociada a los plutones graníticos, bajo la morfología de yacimiento filoniano, rico en ganga de cuarzo y en pegmoaplita. En la granodiorita del contorno es posible ver la presencia de mineralización en forma de arsenopirita, al igual en los diques portadores, considerándose, por tanto, coetáneo de la mineralización. Finalmente se mencionan un grupo de yacimientos filonianos (de ganga de cuarzo), al sur y este de la granodiorita de Feás. Son filones de no gran continuidad, de espesor

centimétrico, presentándose según dirección N-30° a 40° E. Normalmente subverticales y de buzamiento al Norte.

Un último tipo presentado es el aluvionar. Posiblemente en un minucioso estudio en los aluviones del río Airoa y del río Salas se pudiesen aportar datos exhaustivos sobre el contenido mineral.

Resumiendo: Se tiene que los yacimientos presentes en la Hoja pertenecen a la franja metalogénica de estaño y wolframio, que se extiende desde La Coruña a Jaén. Son intra y periplutónicos, con tipos pertenecientes a los yacimientos filonianos y a los aluvionales.

7 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, Ch. (1882).—«Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Col. Lille Ed. Sise-Hornemans*.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Orientale». *Faculté des Sciences de Montpellier*. These, 430 p.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différent types de granites Hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, fasc. 2 y 3, p. 101.
- CAPDEVILA, R., et 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, pp. 2.527-2.530.
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*. T. V. E. D. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 61-90.
- CORTAZAR, D. (1875).—«Datos geológicos y mineros de las provincias de Zamora y Orense». *Bol. del Mapa Geol. de Esp.*, t. I, p. 291.
- DEN TEX, E (1966).—«Aperçu petrologique et structurale de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med.*, t. 36, pp. 211-222.
- FERRAGNE, A. (1966).—«Sur l'existence d'une serie volcano-detritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 832-834.
- (1966).—«Etude des PORPHYROIDES de la serie de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *Actes de la Société (Linneene de Bordeaux)*, t. 103, serie B-n.º 4.
- (1966).—«Aperçu sur les formations granitiques de la Province d'Orense, Espagne». *Actes de la Société Linneene de Bordeaux*, t. 103, serie B, n.º 3.
- (1966).—«Sur les conditions du metamorphisme et de la migmatisation

- de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, pp. 480-482.
- FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 138-141.
- FERRAGNE, A., y ANTHONIOZ, P. M. (1967).—«Sur la présence d'orthogneis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- [1972].—«Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Univ. de Bordeaux*, t. 339, Thèse.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le Nord-Ouest Péninsulaire». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 131-134.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation en quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal». *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, vols. II y III, pp. 242-244.
- HILGEN, J. D. (1970).—«Aígunas observaciones sobre el granito porfirioide de Fontao y su mineralización metalífera». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXI, vols. II y III, pp. 85-96.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España». *Not. y Com.*, n.º 60, p. 227.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Notas sobre la disposición de "Ollo de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense/NO. de España». *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. LII, pp. 37-42.
- MARTINEZ GARCIA (1971).—«Esquema geológico del NO. de la provincia de Zamora (NO. de España)». *I Congreso Hispano-Luso de Geología Económica*. Sección Geología, pp. 273-286.
- MATTE, P. (1965).—«Sobre el vulcanismo siluriano del sinclinal de Truchas (NO. de España)». *Not. y Com.*, vol. 80, pp. 175-178.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice». *Thèse, Montpellier et Géol. Alpine*, t. 44, 128 p.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 157-184.
- PARGA PEINADOR, I. R. (1970).—«Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXI, vols. II y III, pp. 1-29.
- PARGA PONDAL, I. (1963). — «Mapa petrológico estructural de Galicia». *I.G.M.E.*, E. 1:400.000.
- [1965].—«La investigación geológica en Galicia». *Depart. of Petrol. Min. Acad. Crust. of the Univ. Leyden*, vol. 36, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I., y otros (1967).—«Carte Géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». *Ser. Geol. Portugal*, E. 1:500.000.

- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introducción a la geología del "Olló de Sapo". Formación porfiroide antesilúrica del NO. de España». *Not. y Com.*, vol. 76, pp. 119-154.
- PIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com.*, vol. 81, p. 7.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». *Imp. de los herederos de Collado*. Madrid.
- SITTER, LUDE (1961).—«Le Précambrien dans la Chaîne Cantabrique». *C. R. Som. Soc. Geol. France*, fasc. 9, p. 253, París.
- (1962).—«The structure of the Southern slope of the Cantabrien Mountains». *Leid. Geol. Med.*, d. 26, pp. 255-264.
- TEIXEIRA, C. (1945).—«Algunos aspectos de geología dos granitos do norte de Portugal». *Sociedade Geologica de Portugal*.
- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Clasification based on Isogreds in Comanor Rocks». *N. J. B. Nimer Mh.*, Ig. H. 5, pp. 189-248.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA