



IGME

228

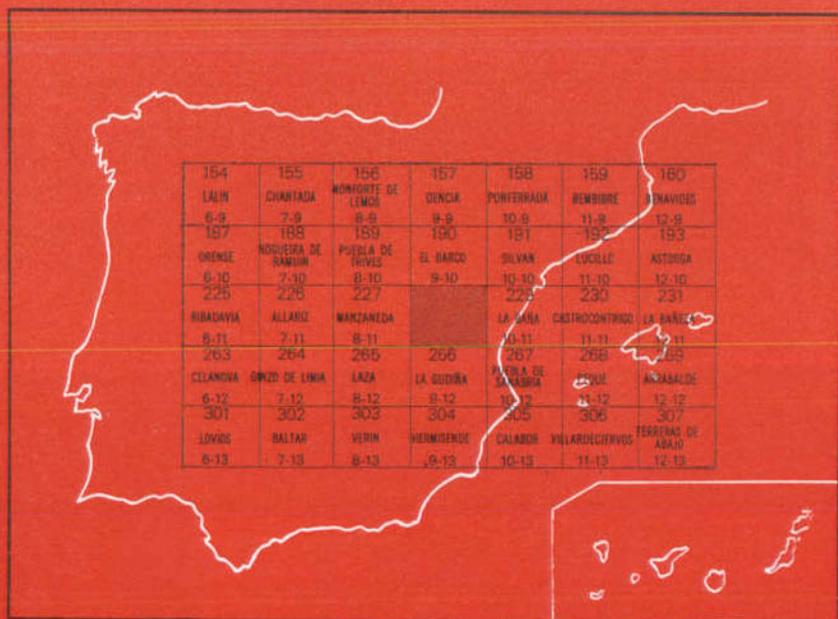
9-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIANA DEL BOLLO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VIANA DEL BOLLO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: M. Iglesias Ponce de León y R. Varea Nieto, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Memoria*: M. Iglesias Ponce de León, Licenciado en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: M. Iglesias Ponce de León, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández, Licenciado en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 3606 - 1982

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

INTRODUCCION

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La Hoja núm. 09-11 (Viana del Bollo), correspondiente al M. T. N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada al Este de la provincia de Orense, en el límite con la provincia de Zamora.

Posee una morfología diversa, y a grandes rasgos pueden separarse los siguientes elementos morfológicos: Al NE, las estribaciones de la Sierra del Eje, que miran al SW, constituyendo los relieves más importantes de la Hoja con alturas que llegan a los 1.900 metros. Es la cuarcita armoricana la que da lugar a estos relieves formando una amplia cuesta de dirección NW-SE. Al SE, la Sierra Calva, con alturas que llegan a los 1.700 metros, ocupada en su totalidad por la formación «Ollo de Sapo». La morfología glacial aquí, es típica (valle del Bibey en Porto, lagunas de circo como la de Ocelo o el Sextil Alto, morrenas, etc...). La Sierra Calva es una superficie casi plana a unos 1.700 metros de altura, de dirección NE-SW. Estas dos sierras constituyen la zona más elevada de la Hoja, y van a concluir en Peña Trevinca (Hoja de La Baña, núm. 229), formando un amplio arco con su parte cóncava mirando hacia el W, en medio del cual discurre el río Jares, dando lugar a otro elemento morfológico importante de la Hoja, que es la zona del Bollo. Esta está atravesada por el río Jares, que viniendo de Peña Trevinca con una dirección E-W, se incurva a la altura del Municipio de la Vega para tomar una dirección Norte-Sur. Las alturas en toda esta zona están comprendidas entre 900 y 1.200 metros.

En esta superficie se encajan los ríos Bibey y Conso; el cauce del segundo ha sido controlado por un «décrochement» tardihércnico.

Desde el punto de vista paleogeográfico, está situada en la parte central de la Zona de Galicia Media-Tras os Montes (MATTE, PH., 1968; CAPDEVILA, R. 1969; JULIVERT, M. et al., 1972), la cual, según el primero de los autores, se caracteriza por la ausencia de afloramientos Devono-Carbóníferos, un Ordovícico Superior y un Silúrico muy potente, la ausencia total de Cámbrico en ciertos puntos de estas zonas en las que el Arenig llega a reposar directamente sobre una serie de porfiroides de edad Precámbrica y un Precámbrico porfiroide, la formación «Ollo de Sapo».

Desde el punto de vista tectónico está situada en el anticlinorio del «Ollo de Sapo», estructura originada en la primera fase de deformación hercínica y retocada posteriormente por las fases tardías (MATTE, Ph., 1968; MARTINEZ CATALAN, J. R. et al., 1977).

ANTECEDENTES GENERALES

El primer trabajo que se conoce de la región es la Descripción Física y Geológica de la Provincia de Zamora de D. GABRIEL PUIG Y LARRAZ en 1883, acompañado de un mapa geológico en el que describe únicamente la parte de la provincia de Zamora de la Hoja de Viana del Bollo.

Posteriormente, aparecen los trabajos de LUCAS MALLADA (1896), en los que recoge (por lo que de esta región trata) los datos de G. PUIG Y LARRAZ; prácticamente lo mismo refleja el mapa geológico a escala 1:400.000 de D. PRIMITIVO HERNANDEZ SAMPELAYO, publicado en 1922.

De los trabajos más recientes, son de gran utilidad los de PARGA PONDAL, I. (1958, 1960, 1963) y PARGA PONDAL, I. et al. (1964), especialmente su Mapa Petrográfico Estructural de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1963, y la Carte géologique du Nord-ouest de la Péninsule Ibérique, a escala 1:500.000, publicado en 1967 bajo su dirección, siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal celebrada en 1965.

De gran utilidad son los trabajos de RIEMER, W. (1966). El límite Sur de los terrenos que cartografía apenas entra en esta Hoja, pero han sido utilizados sus datos estratigráficos y paleontológicos.

Por último, los de MATTE, Ph. (1968), CAPDEVILA, R. (1969), BARD, J. P. et al. (1971) y en especial los de ANTHONIOZ, P. M. y FERRAGNE, A. (1967, 1972), MARTINEZ GARCIA, E. (1969, 1971, 1973) y PEREZ ESTAUN, A. (1975).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

En lo que se refiere a los afloramientos Ordovícicos e infraordovícicos por encima del «Ollo de Sapo», hemos seguido la columna basada en nu-

merosos hallazgos paleontológicos de RIEMER, W. (1963, 1966), aportando algunos nuevos pequeños detalles. Para los terrenos infraordovícicos hemos utilizado las aportaciones de FERRAGNE, A. (1972), BARD, J. P. et al. (1972) y MARTINEZ GARCIA, E. (1973), modificándolos en algunos aspectos.

1.2 SERIE DE «VIANA DEL BOLLO» ($\zeta\Psi\gamma$)

Se trata de una serie de gneises, micaesquistos, cuarcitas, anfibolitas y rocas con silicatos cálcicos que constituyen la serie de «Viana» y que afloran en la mitad SW de la Hoja y al Este de la falla de Chandoiro.

Todos los afloramientos de la serie de «Viana» en la Hoja, se encuentran por debajo de la isograda de la sillimanita, por lo que es difícil poder ver estructuras sedimentarias, que nos indiquen su medio de depósito. De todas formas, puede decirse que sería una serie arenoso-pelítica con intercalaciones de rocas con carbonatos que darían lugar a gneises anfibólicos, gneises piroxénicos, anfibolitas y mármoles dolomíticos (ΔC) de poco espesor y escasa continuidad lateral. Algunos tipos de anfibolitas quizás pudieran tratarse de diabasas, anteriores a la primera fase de deformación, aunque en su mayor parte se trata de paraanfibolitas. Uno de estos niveles, que bordea por el norte el macizo de ortoneis de Covelo, fue considerado por BARD, J. P. et al. (1972) como un paleosuelo (suelo ferralítico que daría lugar a una collobrierita), que reposaría sobre el ortoneis, hipótesis que a partir de la presente cartografía puede ser descartada. Con respecto a su edad, diferentes autores han asignado una edad Cámbrico Inferior a esta serie (MARTINEZ GARCIA, E., 1971, 1973), aunque en gran parte de lo asignado por MARTINEZ GARCIA, E. (1973) como serie de «Viana» (o serie de «Porto-Villavieja» en su denominación) se trata en realidad de materiales que van del Ordovícico Inferior al Silúrico, al S y SE de esta Hoja; otros la han considerado como Precámbrica y formando parte de un zócalo (FERRAGNE, A., 1972).

Por similitud de facies, esta serie, podría considerarse equivalente a las series del Candana Superior situada más al N y NE (GONZALO LODEIRO, F. et al., 1976; HERNANDEZ URROZ, J., y DIVAR, J., 1976), datada como Cámbrico Inferior.

1.3 FORMACION «OLLO DE SAPO»

El «Olló de Sapo» constituye los materiales que afloran en el flanco NE del anticlinorio del mismo nombre.

Se han distinguido las dos facies definidas por CAPDEVILA, R. (1968), de grano fino en el techo y de grano grueso hacia la base.

Algunos autores (MARTINEZ GARCIA, E., 1969, 1973) dan a esta formación una edad comprendida entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico In-

ferior, basándose en que aquélla reposa sobre la serie de «Viana», de edad probable Cámbrico Inferior.

Por otra parte, BARD, J. P. et al. (1972) y RIBEIRO, A. (1974) sitúan el «Olló de Sapo» por debajo del complejo esquisto-grauwáckico (de edad Precámbrico Superior y/o Cámbrico) en Miranda do Douro.

En la presente Hoja, aunque respetamos en la cartografía las asignaciones de edad, generalizadas hasta el presente en el ámbito del Antiforme del «Olló de Sapo», nos inclinamos por una edad más alta (¿Cámbrico y/o Ordovícico?), por debajo de Arenig para toda la serie vulcanodetrítica.

Para una descripción detallada de las Facies del «Olló de Sapo», remitimos al lector a los trabajos de PARGA PONDAL, I. et al. (1964) y CAPDEVILA, R. (1969).

1.3.1 «OLLO DE SAPO» CON MEGACRISTALES (PCξ)

Sólo expondremos aquí algunos datos nuevos recogidos en la presente Hoja. En apoyo de la hipótesis de un origen volcánico detrítico de esta formación, caben destacar los afloramientos de la presa de Bao, en los que pueden observarse alternancias de ortocuarcitas, micaesquistos y «Olló de Sapo» de megacrístales con figuras sedimentarias del tipo «graded bedding». En el afloramiento del SE de la Hoja pueden observarse intercalaciones pelíticas de poco espesor (máximo 30 cm.) y poca extensión lateral.

1.3.2 «OLLO DE SAPO» DE GRANO FINO (PC)

El contacto con el anterior es, en general, neto, aunque algunos niveles de grano fino, de muy poco espesor (0,5 a 1 m.), alternan con el de megacrístales cerca del contacto. Igualmente, hacia la mitad de este tramo, pueden observarse también niveles de megacrístales con poca continuidad lateral. Hacia el techo pueden encontrarse, con más frecuencia, intercalaciones de cuarcitas feldespáticas.

1.4 ORDOVICICO

Los materiales pertenecientes a este sistema aparecen en dos afloramientos en la mitad norte de la Hoja y constituyen el flanco inverso del anticlinorio del «Olló de Sapo». Ambos afloramientos presentan características diferentes. En el más occidental no existen las intercalaciones de cuarcitas y microconglomerados cercanos a la base, y las capas de cuarcita armoricana presentan un espesor muy reducido (40 metros). En el otro, una banda que atraviesa el ángulo nord-oriental de la Hoja con una dirección WNW-ESE, las cuarcitas y microconglomerados adquieren gran desarrollo y están separadas del «Olló de Sapo» en su facies fina por una banda de

esquistos de espesor variable. La cuarcita armoricana presenta aquí una potencia de unos 150 m. en el borde Este y va reduciéndose hacia el Oeste hasta unos 100 m.

Por encima de la cuarcita armoricana las series son también ligeramente diferentes. En el afloramiento al W de la falla de Chandroiro, directamente encima de la cuarcita aparecen las pizarras azules de la formación «pizarras de Luarca», pero en el afloramiento E se ha distinguido una serie de transición antes de entrar en la formación de pizarras azules.

A continuación detallamos algo más cada uno de los tramos distinguidos.

1.4.1 ESQUISTOS SOBRE EL «OLLO DE SAPO» (O₁₁₋₁₂)

Forman una banda de espesor variable (0 a 50 m.) de esquistos negros y azules muy aluminicos (es sistemática la presencia de cuarzos de exudación con distena) y que en general suelen llevar cloritoide. Se intercalan con algunos niveles cuarcíticos de no más de 10 cm. de espesor en los que pueden verse estructuras tales como «ripples» de interferencia, y laminaciones paralelas, lo que indicaría un medio de plataforma.

1.4.2 CUARCITAS Y MICROCONGLOMERADOS (O₁₁₋₁₂^{mcg})

Por encima de estos esquistos, en el afloramiento del ángulo NE, aparecen una serie de capas de cuarcitas blancas, con intercalaciones de microconglomerados con cantos de cuarzo (algunos azules, similares a los del «Olo de Sapo»), plagioclasas, feldespato potásico (en muchos casos albitizado, dando lugar a albitas con maclas con damero, como sucede también en el «Olo de Sapo»), empastados en una matriz micácea con biotita, moscovita, sericita. Las cuarcitas son de grano fino a medio con 95 por 100 de cuarzo, siendo el resto minerales micáceos, y apareciendo como accesorios circón y turmalina. Las cuarcitas y microconglomerados forman bancos de hasta 1 metro, separados por horizontes pelíticos. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas y paralelas que indicarían un medio de plataforma.

No hemos encontrado icnofósiles, aunque MATTE, Ph. (1968) cita la existencia de cruzianas en las mismas capas al E y SE de la Hoja, por lo que les atribuimos una edad Ordovícico Inferior.

1.4.3 ESQUISTOS CON INTERCALACIONES DE CUARCITAS (O₁₁₋₁₂^E)

Encima de las cuarcitas y microconglomerados descritos, aparece un tramo de pizarras, entre las que se intercalan capas de cuarcita de hasta 30 cm. de espesor en la parte inferior y media y que pueden alcanzar hacia

el techo hasta 1 ó 1,5 m. de potencia. Aunque no frecuentemente, aparecen distribuidos a lo largo de todo el tramo niveles de unos 5 a 10 cm. de espesor de cuarcitas anfibólicas.

En los niveles cuarcíticos se encuentran estructuras como laminaciones paralelas, cruzadas, «ripples» de corriente y huellas de carga en los tramos con finas alternancias de pelitas y cuarcitas.

1.4.4 CUARCITA ARMORICANA (O₁₂)

Esta formación está constituida, en el afloramiento NE, por bancos potentes de cuarcita de hasta 2 y 3 m. de espesor, separados por tramos en los que alternan capas de pizarras y cuarcitas de 10 a 60 cm. de potencia. En el afloramiento del ángulo NW de la Hoja, los bancos se hacen menos potentes, así como el espesor del conjunto, que no sobrepasa los 40 m.

En las capas de cuarcita se observan laminaciones paralelas, cruzadas, «ripple-marks» y restos de tubícolas.

No hemos encontrado icnofósiles tan frecuentes en esta formación, salvo algunos restos inclasificables, pero por comparación con formaciones similares datadas (RIEMER, W., 1966; MATTE, Ph., 1968) podemos dar a esta formación una edad Arenig.

1.4.5 SERIE DE TRANSICION (O₁₋₂)

Hemos agrupado bajo esta denominación una serie de capas que se sitúan al techo de la cuarcita armoricana y que están constituidas fundamentalmente por pizarras, con intercalaciones de areniscas en bancos de hasta 20 cm., uno o dos bancos de cuarcita verde (el color es posiblemente debido a la existencia de turingita (RIEMER, W., 1966) de 1 a 2 m., y un nivel de unos 2 m. que aparecen en el pueblo de Soutadoiro (X = 339.000; Y = 862.000) de vulcanitas ácidas.

En los niveles de areniscas pueden verse laminaciones paralelas y huellas de carga. Hacia el techo de esta formación se encuentran horizontes ferruginosos que han sido objeto de pequeñas explotaciones mineras ya abandonadas.

Las capas de cuarcita verde podrían ser el equivalente de las capas de «Rubiana» que encuentra RIEMER, W. (1966), más al Norte, en la zona de Valdeorras.

1.4.6 «PIZARRAS DE LUARCA» (O₂₋₃)

Esta formación constituye el techo del Ordovícico en la Hoja. Está formada por pizarras azul-gris y negras con intercalaciones arenosas centi-

métricas localmente. Es la formación conocida como «pizarras de Luarca» (BARROIS, Ch., 1882). Son frecuentes los nódulos de piritita y la abundancia de cloritoide en ciertos niveles. En las capas arenosas se encuentran laminaciones paralelas y huellas de carga.

La edad de estos materiales por correlación con zonas adyacentes (RIEMER, W., 1966; MARCOS, A., 1973; PEREZ ESTAUN, A., 1975), ya que no hemos encontrado fauna, debe de ser Llandello.

1.5 NEOGENO-CUATERNARIO (T_c^u -Q)

Se dan como de edad Neógeno-Cuaternario, los dos afloramientos situados entre la falla de Chandoiro y el «decrochement» de El Bollo en el ángulo NW de la Hoja, aunque no disponemos de criterio paleontológico para su datación, posiblemente se trate de depósitos relacionados con la cuenca terciaria de La Rua-Petín (ABRIL HURTADO, J. et al., 1971).

Estos terrenos están constituidos por conglomerados con cantos de cuarcita, lidita y cuarzo de tamaños medios de hasta 15 cm., subangulosos o angulosos incluidos en una matriz arenoso-arcillosa. Hacia la base los cantos se hacen más pequeños y se pasa a gravas poco compactadas subangulosas o subredondeadas, compuestas casi exclusivamente por cuarzo y feldeespato de tamaños medios de unos 2 cm. y tamaño máximo de 4-5 cm.

No es posible por el momento conocer el espesor de estos depósitos, debido a la ausencia de buenos afloramientos. Posiblemente están fosilizando un paleorelieve, por lo que será muy variable. Estos materiales parecen estar adosados a los relieves marginales que rodean la cuenca de La Rua-Petín (Hoja de el Barco de Valdeorras), con los que enlazarían lateralmente.

1.6 CUATERNARIO (Q_{AL} , Q_{GL} , Q_L)

Los antecedentes bibliográficos sobre el Cuaternario de la región son escasos y de valor general. Hemos utilizado los trabajos de SCHMITZ, H. (1969), sobre morfología glacial, y los de CABERO DIEGUEZ, V. (1977).

Se ha cartografiado tres tipos principales de depósitos. Por una parte los relacionados con la red fluvial (Q_{AL}), en los que ha sido imposible cartografiar terrazas, ya que en gran parte están ocupados los cauces principales por embalses. Por otra parte tenemos los depósitos glaciares (Q_{GL}), que tienen un desarrollo importante en las partes más altas de la Hoja. Forman morrenas de formas alargadas, pertenecientes todas ellas a la lengua glacial del Río Jares y subsidiarias de ésta. Están constituidas por bloques que pueden llegar hasta varios metros cúbicos, incluidos en una matriz formada por bloques más pequeños, gravas y arenas. Los bloques y gravas

son fragmentos de «Ollo de Sapo» grueso o fino y granitoides; las arenas son producto de la desagregación de éstos.

Las morrenas presentan formas alargadas, rectilíneas, o festoneadas, con longitudes variables, desde los 200 m. hasta los 3 km., y una anchura en la base de 50 a 150 metros.

SCHMITZ, H. (1969) asigna estos depósitos a la glaciación Würm.

Por último, se ha distinguido dos coluviones (derrubios de ladera) (QL), uno de ellos, producto de la erosión de un depósito glaciar anteriormente citado.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La Hoja está atravesada de NW a SE por una gran estructura, el anticlinorio del «Ollo de Sapo» (MATTE, Ph., 1968). Este, se extiende desde la costa Norte de Galicia hasta desaparecer bajo el terciario de la Meseta en la provincia de Zamora, continuándose después por el Sistema Central.

Esta gran estructura se formó durante la primera fase de deformación hercínica y posteriormente fue retocada por las fases tardías (MATTE, Ph., 1968; MARTINEZ CATALAN, J. R. et al., 1977).

2.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Da lugar a la gran estructura que ya hemos indicado, el anticlinorio del «Ollo de Sapo». Los pliegues producidos durante esta fase son de diferentes estilos, según la competencia de los materiales afectados. Así, por ejemplo, en la cuarcita armoricana del flanco inverso del anticlinorio que atraviesa el NE de la Hoja, son pliegues de tipo casi concéntrico, con charnelas curvas a gran escala, mientras que en la cuarcita armoricana del ángulo NW, donde el espesor es mucho más reducido, los pliegues son isoclinales.

En general, la geometría de los pliegues originados en esta fase corresponde a las clases 1c a 2 de Ramsay (RAMSAY, J. G., 1967).

La dirección varía de NW a SE desde una dirección de 150° E a 110° E: la inmersión de los pliegues es variable debido a su curvatura y a la deformación que presentan por las fases tardías, siendo las máximas de 20° al NW y 25° al SE.

Una esquistosidad de flujo o una foliación, según el grado de metamorfismo de los materiales, acompaña a estos pliegues. Esta es la esquistosidad más visible sobre el terreno, salvo en zonas muy locales, en que está transpuesta por la segunda fase de deformación. La posición de la esquis-

tosidad S_1 es variable y esto es debido a dos razones: por una parte su posición original, debía de presentar ya un trazado con una pendiente que pasaría a subhorizontal en el NE de la Hoja, verticalizándose progresivamente en dirección perpendicular a las estructuras de primera fase, hacia el SW; esto es interpretado como debido a una variación en el mecanismo de deformación. Por otra parte, las fases tardías han modificado la primitiva posición.

Las únicas lineaciones asociadas a esta fase que han sido vistas son de intersección de estratificación (S_0), esquistosidad (S_1) y de ejes de micropliegues. En el «Ollo de Sapo», las sombras de presión creadas alrededor de los megacristales de feldespato potásico, no presentan (en las zonas en las que la fase 2 no ha producido una deformación interna intensa) ninguna dirección de estiramiento privilegiada, por lo que el elipsoide de deformación finita tendría una forma en galleta (CHOUKROU-NE, P., 1971).

2.3 FASES DE DEFORMACION TARDIA

2.3.1 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Da lugar a grandes estructuras como el anticlinal de Covelo, en cuyo núcleo afloran los ortoneises del mismo nombre. Con la fase 1 da lugar a interferencias de tipo 3 (RAMSAY, J. G., 1967). El ángulo en las direcciones de los pliegues de fase 1 y fase 2 no es mayor de 10° - 15° . Esta fase provoca la inversión del flanco normal del anticlinorio del «Ollo de Sapo», es decir, que localmente da lugar a retrovergencias aparentes de la fase 1. El estilo de los pliegues es, en general, de tipo «chevron» con vergencia NE, y van acompañados de una esquistosidad de crenulación que localmente llega a transponer totalmente las esquistosidades de flujo de la primera fase de deformación. Las lineaciones de intersección S_0 - S_1 con S_2 son bien visibles, e, igualmente, una lineación de estiramiento paralela a la anterior y que es particularmente llamativa en el «Ollo de Sapo» de grano grueso, donde las grietas de dilatación térmica de los feldespatos potásicos, han sido abiertas y rellenas de cuarzo, cuyas fibras se orientan paralelamente a la lineación de estiramiento señalada también por recristalización de minerales micáceos en la misma dirección.

Esta fase da lugar a la orientación de los granitos de dos micas del borde W de la Hoja.

En la parte Norte de la Hoja, da lugar a grandes estructuras, como la flexión de Quiroga-Sanabria (PARGA PONDAL, I., 1963; IGLESIAS, M. et al., 1977; GONZALEZ LODEIRO et al., 1977), que atraviesa la Hoja de NWW-SEE con dirección ligeramente oblicua a las estructuras de fase 1. El estilo de los pliegues es de tipo «chevron», acompañados de una esquistosidad de

crenulación cuya pendiente es siempre hacia el Norte. Esta fase ha sido ya puesta en evidencia en regiones adyacentes (MARCOS, A., 1973; PEREZ ESTAUN, A., 1975).

2.3.3 FASES DE FRACTURACION

Posteriores al emplazamiento de los últimos granitoides, una serie de accidentes atraviesan la Hoja con direcciones entre N-S a 40° E. El más antiguo de ellos es la falla de Chandoiro, se trata de una gran falla normal de dirección N-S y con una pendiente al W de 55 a 70°, que ha dado lugar al hundimiento del bloque W. Lleva asociada una deformación que se hace patente sobre todo en la granodiorita de la Vega en la que provoca una banda de intensa cataclasis paralela a la falla, con una anchura de afloramiento de hasta 3 km. En detalle puede observarse en la granodiorita la aparición de planos de cizalla con un espaciado regular de unos dos cm., entre los que pueden observarse otros planos, éstos de esquistosidad (plano de aplastamiento máximo finito), dispuestos de forma sigmoide entre dos planos consecutivos de cizalla. Sobre estos últimos puede verse siempre una lineación constituida por estrías de falla, que ponen en evidencia el funcionamiento en falla normal de este accidente. Localmente está cicatrizado por filones de cuarzo (q). Esta fractura, pensamos, que es del mismo tipo que la falla de Vivero.

Posteriormente a este accidente, «décrochements» senestros de direcciones entre 40° E y N-S desplazan todas las estructuras anteriores. Los «décrochements» suelen ir acompañados en sus proximidades de pequeños pliegues de tipo «kink» con los ejes verticales.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Las fases de deformación descritas afectan a todos los terrenos que afloran en la Hoja y no se han visto estructuras que puedan ser atribuibles a fases anteriores, sean estas Precámbricas que afectarían únicamente a la «serie de Viana», según FERRAGNE, A. (1972), o Caledónicas, según MARTINEZ GARCIA, E. (1973), que sólo afectarían a los terrenos antesilúricos. Aunque materiales silúricos no afloran en la Hoja, por los datos de otros autores (RIEMER, W., 1966; MATTE, Ph., 1968; MARCOS, A., 1973; PEREZ ESTAUN, A., 1975; GONZALEZ LODEIRO, F. et al., 1976; GONZALEZ LODEIRO, F. et al. in Litt.), las fases de deformación aquí descritas los afectan igualmente, por lo que la hipótesis de una orogenia Caledónica puede ser desechada, habiéndose originado todas ellas durante la orogenia Hercínica, y en edades comprendidas entre las 350 ± 10 m. a. y los 270 m. a. (MATTE, Ph., 1968; CAPDEVILA, R., 1969; RIBEIRO, A., 1974).

3 PETROGRAFIA

3.1 ANTECEDENTES

Varios estudios de cierto detalle sobre la petrología de las rocas de la región han sido consultados: FERRAGNE, A. (1968, 1972), ANTHONIOZ, P. M. y FERRAGNE, A. (1967), MARTINEZ GARCIA, E. (1969, 1971, 1973). Desde el punto de vista más general es imprescindible la consulta de los trabajos de PARGA PONDAL, I. et al. (1964), CAPDEVILA, R. (1969).

3.2 ROCAS PLUTONICAS

3.2.1 ORTONEISES ($p-1\gamma_b^1$; $p-3\gamma_b^1$)

Afloran en el núcleo de un anticlinal de fase 2, en la mitad Sur de la Hoja.

Son intrusivos en la «serie de Viana» y en el «Olló de Sapo», aunque prácticamente se encuentran siempre en contacto con la primera formación.

Hemos distinguido dos facies diferentes. Por un lado, la que constituye la mayor parte del afloramiento, es una roca de color grisáceo de tamaño de grano medio a grueso, sobre la que se destacan cristales de feldespato potásico idiomorfos, de una talla muy homogénea, entre 3 y 4 cm., lo que los distingue claramente del «Olló de Sapo», al que ha sido asimilado por algunos autores FERRAGNE, A. (1972). Su composición es la de una granodiorita, los minerales esenciales por orden de abundancia son: plagioclasa (An-22-26), cuarzo, feldespato potásico, biotita y, en muy escasa proporción, moscovita, como accesorios se encuentran siempre apatito, circón y ocasionalmente algún cristal de alanita.

La otra facies, de grano fino, aparece de forma discontinua en el borde del macizo, siendo su composición más ácida que la facies común descrita. En estas facies pueden encontrarse esporádicamente granates.

La caracterización de los ortoneises se ha hecho atendiendo a los siguientes criterios:

Enclaves: se encuentran enclaves microgranudos y de tamaño variable, y enclaves de encajante como el del pico San Bernabé (X = 318.850; Y = 85.400), de anfibolitas y neises piroxénicos de origen sedimentario. Los contactos con el encajante, son netos, siendo subparalelos a la estratificación (en parte debido a la reorientación sufrida durante la primera fase de deformación), aunque la cortan a gran escala, apareciendo incluso un contacto con el «Olló de Sapo», como en el río Bibey, aproximadamente 1 km. aguas abajo del pueblo de Bao (X = 313.750; Y = 855.500), o el peño macizo de Penouta.

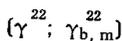
En las inmediaciones de los afloramientos de ortoneises, filones de apilitas y pegmatitas atraviesan la serie. Estos filones son todos anteriores a la fase I, y no existiendo granitoides, sincinemáticos con esta fase en la región, y dada su localización espacial, parece verosímil asignarlos a un cortejo filoniano que acompañaría a los ortoneises.

Probablemente la forma de estos cuerpos se trate de sills (IGLESIAS, M. et al., 1977) y con una edad probable Ordovícico Superior-Silúrico.

3.2.2 GRANITOS DE DOS MICAS

Dos tipos de macizos pueden ser distinguidos basándose tanto en las relaciones con las fases de deformación como en su geometría; su composición es prácticamente similar.

3.2.2.1 Granitos de dos micas anteriores o sincinemáticos con la fase 2



Afloran en el borde SW de la Hoja y en el ángulo NW, en el bloque levantado de la falla de Chandoiro. El primero de los afloramientos constituye el borde E del macizo de Queija-Manzaneda (FERRAGNE, A., 1977).

Son intrusivos en el «Ollo de Sapo», «serie de Viana» y ortoneises. Los contactos son bastante netos, aunque a unos metros de distancia de éstos, pueden verse láminas de espesor variable (algunos cm. a pocos metros) de granito, intrusivas en el encajante, presentando entonces el conjunto un aspecto migmatítico (migmatitas de inyección de MEHNERT, K. R., 1968).

Son frecuentes los enclaves de encajante, y no han sido vistos enclaves microgranudos, fenómeno este común a estos tipos de granitoides en otros macizos del NW (CAPDEVILA, R., 1969).

La orientación, debida a la segunda fase de deformación, no es visible más que en el borde del macizo, perdiéndose ésta progresivamente a medida que nos internamos en él.

El tamaño de grano es de medio a grueso, aunque existen también facies de grano fino localmente. Su composición mineralógica es aproximadamente 32 por 100 de cuarzo, 24 por 100 de feldespato potásico, 31 por 100 de plagioclasa (albita, oligoclasa ácida), 3 por 100 de biotita y 10 por 100 de moscovita; como minerales accesorios están siempre presentes el apatito y el circón.

3.2.2.2 Granitos de dos micas en macizos circunscritos, posteriores

a la segunda fase de deformación $(c_{c,3}\gamma_{b,m}^b)$

En el borde SSE, aflora la parte norte del macizo de Pradoramisquedo (pueblo perteneciente a la Hoja de La Gudíña). Es intrusivo en el «Ollo de Sapo», en la «serie de Viana» y en los ortoneises que reposan aquí sobre

ella. El contacto es muy neto y los enclaves de encajantes son prácticamente inexistentes.

Es posterior a la segunda fase de deformación y corta los pliegues producidos durante esta fase.

El tamaño de grano, muy homogéneo, es medio y presenta una composición mineralógica: cuarzo, 34 por 100; feldespato potásico, 27 por 100; plagioclasa (An 10-18), 28 por 100, moscovita, 7 por 100; biotita, 4 por 100, apatito y circón son los accesorios más frecuentes.

3.2.3 GRANODIORITAS TARDIAS (${}_{p-1}\gamma\eta^3$)^b

Dos macizos han sido cartografiados, el de Vega del Bollo, que ocupa casi la tercera parte de la superficie de la Hoja, y el pequeño macizo de Seoane. Ambos son descritos conjuntamente, pues sus características son prácticamente similares, aunque evidentemente la estructura del de la Vega es más compleja.

Los contactos con el encajante, son muy netos, dando lugar a un metamorfismo de contacto en los esquistos infraordovícicos y localmente en el «Ollo de Sapo» de grano fino donde la composición era adecuada para dar lugar a la formación de minerales de contacto ha sido señalado (ver fig. 1).

Son frecuentes las estructuras de flujo, señaladas por la orientación de los feldespatos potásicos, las biotitas y los enclaves microgranudos, algunas medidas tomadas nos han permitido ver la estructura en «coliflor» del macizo. Su borde W ha sufrido una deformación ligada al funcionamiento como falla normal del accidente de Chandroiro, lo que podría indicar que el emplazamiento de la granodiorita podría ser casi contemporáneo con esta falla.

Los enclaves microgranudos son bastante frecuentes, con composiciones, en general, de cuarzdioritas; son escasos los enclaves de encajante y sólo visibles en los bordes y techo del macizo, teniendo sus bordes rectilíneos.

El tamaño de grano es en general grueso y con textura porfídica. Su composición mineralógica es, aproximadamente: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico y biotita, como accesorios, están siempre presentes el apatito y el circón y esporádicamente allanita.

3.2.4 GRANITO MOSCOVITICO DE PENOUTA (γ_m^3)

Forma un pequeño afloramiento (aproximadamente 6 Ha.), de forma elíptica, con el eje mayor orientado aproximadamente 10-20° E. Se encuentra totalmente greisenizado, por lo que no ha podido hacerse estudio de láminas delgadas. A simple vista, se presenta como una roca de grano fino

leucocrata, en la que destacan los granos de cuarzo y moscovita en una matriz compuesta principalmente por caolín. Diseminada en todo el stock se encuentra principalmente casiterita, objeto de explotación en la actualidad.

3.3 ROCAS METAMORFICAS

3.3.1 INTRODUCCION

El estudio de metamorfismo en la Hoja plantea varios problemas, por un lado tenemos que la composición de una buena parte de las rocas metamórficas que afloran, como el «Olló de Sapo» y en parte la «serie de Viana», no es adecuada para la aparición de minerales índices de metamorfismo, por lo que no es posible el trazar isogradas dentro de estos materiales; por otra parte, la gran abundancia de granitoides hace que se rompa la continuidad en las isogradas que pudieran trazarse. Estos problemas son sólo resolubles en un trabajo a mayor escala.

Los trabajos publicados anteriormente sobre el metamorfismo de la región estudiada son los de FERRAGNE, A. (1972), MARTINEZ GARCIA, E. y CORRETGE, G. (1971).

Para A. FERRAGNE, existen cuatro episodios de metamorfismo, los tres primeros Precámbricos que afectarían a la «serie de Viana» y el cuarto a todo el conjunto Precámbrico y Paleozoico, de edad Hercínica. Para E. MARTINEZ GARCIA, serían dos, un primer episodio de metamorfismo de alta presión de edad Silúrico Medio, asociado a una orogenia Caledónica y el segundo de presión intermedia, Hercínico.

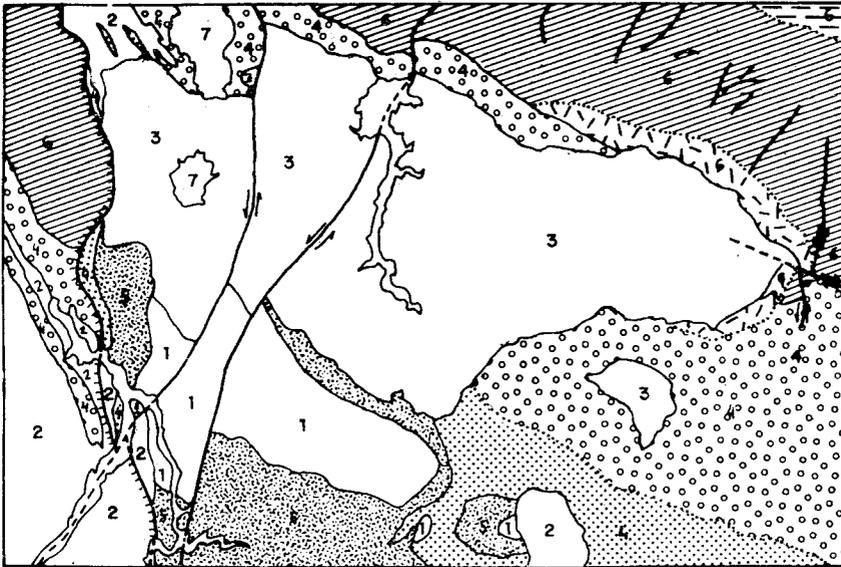
Para nosotros, no existe más que un solo metamorfismo, que comenzaría durante la fase 1, siendo del tipo distena-sillimanita (sin llegarse a alcanzar la isograda de la sillimanita durante esta fase, o quizá localmente el final de ella), que evoluciona hacia metamorfismo del tipo andalucita-sillimanita, y alcanza su punto máximo entre las fases 1 y 2 de deformación.

Los argumentos que apoyan esta hipótesis, se presentarán en el siguiente párrafo.

3.3.2 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional progresivo que afecta a los materiales de la Hoja aumenta en intensidad en dirección perpendicular a las estructuras, con un sentido de NE a SW.

Se han distinguido las siguientes zonas: (ver fig. 1) zona de la clorita, zona de la biotita, ambas en los afloramientos NE y W de la Hoja, en las series Ordovícicas; y la zona de la sillimanita, en la que se encuentran todos los afloramientos de la «serie de Viana». En la nomenclatura de



Escala: 1/250.000



Figura 1

WINKLER, H. (1976) correspondería con divisiones de grado bajo y medio, respectivamente.

En el «Olo de Sapo» hemos distinguido una «isograda» cuyo significado es problemático; esta «isograda» separa una parte de la formación en la que coexisten dos plagioclasas, una de ellas es siempre albita y la otra, en general, albita-oligoclasa, de composición variable; en la otra parte de la formación sólo existe una plagioclasa de composición igualmente varia-

ble con un máximo de An de 26 por 100 (datos provisionales). Quizás esta isograda coincida con la isograda de la estaurólita, según los datos que se conocen actualmente sobre la coexistencia de dos plagioclasas en rocas metamórficas (MIYASHIRO, H., 1973; WINKLER, H., 1976).

Las paragénesis que han sido vistas en cada una de las zonas son las siguientes:

zona de la clorita:

cuarzo + moscovita + albita
cuarzo + moscovita + cloritoide
cuarzo + moscovita + clorita
cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide
cuarzo + moscovita + clorita + albita.

zona de la biotita:

Las paragénesis observadas en rocas pelíticas son:

cuarzo + moscovita + biotita
cuarzo + moscovita + clorita + biotita
cuarzo + moscovita + biotita + albita
cuarzo + moscovita + clorita + albita + biotita;
en los niveles de areniscas calcáreas:
cuarzo + actinolita + epidota + plagioclasa + esfena.

Sólo una asociación reaccional ha sido observada en los esquistos negros que reposan sobre el «Ollo de Sapo» en el afloramiento NW de la Hoja:

cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + biotita.

En este caso, el cloritoide se presenta en forma de pequeños cristales, corroídos, rodeados por biotita en forma de pequeñas placas. Ha sido puesto en evidencia por varios autores la no estabilidad de cloritoide con biotita (HOSCHEK, G., 1967; CAPDEVILA, R., 1969; WINKLER, H., 1976). No parece muy normal, sin embargo, que en ninguna de las láminas en las que esta situación se da, no aparezca ni granate, ni estaurólita, que sería otro mineral producto de la destrucción del cloritoide.

Las paragénesis observadas en la zona de la sillimanita son:

cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita
cuarzo + moscovita + biotita + oligoclasa + sillimanita
cuarzo + moscovita + biotita + granate + sillimanita
cuarzo + moscovita + biotita + estaurólita + sillimanita
cuarzo + moscovita + biotita + estaurólita + granate + oligoclasa

cuarzo + moscovita + biotita + granate + oligoclasa + sillimanita;

y como asociaciones reaccionales:

cuarzo + moscovita + biotita + granate + andalucita + sillimanita

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + granate + oligoclasa + sillimanita

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + granate + estauroлита + distena + oligoclasa + sillimanita.

De estas últimas cuatro asociaciones, evidentemente en desequilibrio, las dos primeras, no serían reaccionales progresivas, es decir, la andalucita aquí, sería estable, habiendo nacido a partir de distena en una gran parte, debido a un descenso de presión entre las fases 1 y 2 de deformación. Hay que destacar que en las láminas en que esta asociación es visible, la andalucita, se encuentra en cristales idiomorfos o subidiomorfos con un fuerte pleocroísmo.

Las dos últimas asociaciones sí que serían reaccionales progresivas, y representarían la destrucción de distena para transformarse en sillimanita y la destrucción de estauroлита. La primera de éstas podría corroborar lo dicho en el párrafo anterior, puesto que la andalucita se presenta con la misma característica, aunque los criterios texturales de su origen a partir de la distena no son visibles. La distena en estas láminas aparece en pequeños cristales que localmente están blindados por la plagioclasa.

La presencia de distena pondría de manifiesto la existencia de una primera parte de la evolución del metamorfismo, que sería la presión más baja posteriormente, pero en continuidad desde la fase 1 de deformación hasta algo antes de la fase 2.

En las rocas calcosilicatadas, las asociaciones observadas son:

cuarzo ± plagioclasa ± hornblenda + feldespato potásico ± biotita

cuarzo + plagioclasa + hornblenda ± feldespato potásico ± biotita ± granate — epidota

cuarzo + plagioclasa + hornblenda + diópsido + feldespato potásico + granate + biotita

Dolomita + diópsido

Hornblenda + granate + cuarzo.

3.3.2.1 Migmatitas

Dentro de la zona de la sillimanita puede verse en algunas zonas un comienzo de formación de metatexitas. Esta movilización afecta tanto a las rocas de la «serie de Viana», como a una pequeña parte de la formación «Olla de Sapo», que está en contacto con ella. En ambos casos, se trata de neises metatexiticos con estructura bandeada (Stromatic structure. MENERT, K. R., 1968). En cuanto a la composición del leucosoma en los mate-

riales de la «serie de Viana», no llevan en general feldespato potásico, mineral que está siempre presente en los movilizados del «Olló de Sapo», fenómeno observado ya por CAPDEVILA, R. (1969), en la región estudiada por él en la provincia de Lugo.

3.3.3 METAMORFISMO DE CONTACTO

Se desarrolla alrededor del macizo de granodiorita tardía de La Vega, y es bien visible cuando están en contacto con los micaesquistos del Ordovícico Inferior. En el esquema de la figura 1 no se ha continuado el límite de la aparición de minerales debidos a este metamorfismo en la parte Norte, ya que en el «Olló de Sapo», salvo muy raras excepciones (borde SE), no da lugar, debido a su composición, a la aparición de minerales índice.

Las paragénesis encontradas son:

cuarzo + biotita + clorita
cuarzo + biotita + andalucita.

Dado que este metamorfismo se superpone a un metamorfismo regional anterior, es frecuente encontrar asociaciones, en las que, además, de los minerales que crecen durante el emplazamiento de la granodiorita, subsisten los anteriores, tales como biotita, clorita, cloritoide, este último, en general, en muy pequeños cristales con signos evidentes de desestabilización.

3.3.4 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

Utilizando los métodos de análisis clásicos (SPRY, A., 1969), puede ponerse en evidencia, que el metamorfismo se desarrolla durante las fases 1 y 2 alcanzando su máximo entre ambas fases de deformación. Igualmente sobre el terreno se puede constatar en el caso de las metatexitas, que el leucosoma no está nunca deformado por la fase 1, que éste «fossiliza» una superficie ya preexistente (S_0-S_1) y que siempre está deformado por la fase 2.

El metamorfismo de contacto es posterior a la tercera fase de deformación y anterior a las de fracturación.

Un retrometamorfismo y cataclasis intensos afecta a las rocas metamórficas situadas en las inmediaciones de la fractura de Chandroiro, hasta una distancia del accidente de unos 2 km., como consecuencia de la actividad hidrotermal que le acompaña durante su funcionamiento como falla normal.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos representados dentro de la Hoja, corresponden a la «Serie de Viana». Se deposita un conjunto arenoso-pelítico, en un medio de plataforma, con oscilaciones en su profundidad, como lo demuestra la existencia de niveles carbonatados.

Por encima de esta formación y posiblemente discordante, debido a movimientos epirogénicos al final del Precámbrico (fase asintica), movimientos que han sido puestos de manifiesto en el borde oriental del anticlinorio del Narcea (LOTZE, F., 1956; SITTEL, L. U. DE, 1961; MATTE, Ph., 1968), se deposita el «Ollo de Sapo». El origen de estos depósitos es todavía objeto de discusión, aunque los argumentos para un origen volcánico-sedimentario de al menos una gran parte de ellos, parecen cada vez más convincentes. La presencia de intercalaciones de lavas y material detrítico (pizarras, esquistos y cuarcitas), ya citados por otros autores (PARGA PONDAL, I. et al., 1964; LOTZE, F., 1945) a todo lo largo de la columna, apoyan esta hipótesis. En cuanto al medio en que se depositaron estos materiales, es evidente que no podría ser aclarado hasta no poseer un estudio a escala regional de esta formación. La parte más baja de esta formación es, en general, interpretada como un ortoneis, del que derivarían los depósitos que se encuentran por encima de él (MATTE, Ph., 1969; FERRAGNE, A., 1972; BARD, J. P. et al., 1972).

En el flanco Norte, sobre la formación «Ollo de Sapo», se depositan una serie de pizarras que son, hacia la base, de colores negros, ricas en sulfuros de hierro y materia orgánica, y que pasan progresivamente hacia el techo a una sedimentación en un medio con más energía, dando lugar a depósitos detríticos con areniscas y microconglomerados; la serie, por encima de estas capas, continúa siendo una serie de plataforma, pizarras, con frecuentes intercalaciones arenosas e incluso microconglomeráticas, hasta llegar al depósito de la cuarcita armoricana en un medio de plataforma más somero. En el Ordovícico Medio las condiciones de sedimentación cambian, depositándose pizarras azules y negras ricas en materias orgánicas y sulfuros de hierro, que indicarían un medio «euxínico» con aguas tranquilas.

Durante la orogénesis Hercínica, se produce la deformación y metamorfismo de todos estos materiales, pudiendo distinguirse varios episodios de deformación continua y fracturaciones tardías. Un metamorfismo que comienza siendo del tipo distena-sillimanita evolucionando progresivamente hacia presiones más bajas, se desarrolla principalmente entre las fases 1 y 2 de deformación.

Posiblemente, durante el Terciario las grandes fracturas tardi-hercínicas, funcionan como fallas normales, dando lugar a pequeñas cubetas tectónicas, que serían rellenadas por sedimentos de origen fluvio-lacustre.

Durante el Cuaternario, en el Würm (SCHMITZ, H., 1969; CABERO DIE-GUEZ, V., 1977) se instala un glaciario de meseta o de altiplanicie divergente, tipo «Fjell», con la forma de un casquete de hielo o «ice-field», situado en las zonas más elevadas al Este de la Hoja, del que irradiaban lenguas glaciares en distintas direcciones, dando a la región su configuración morfológica actual.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

El único yacimiento en explotación en la Hoja, son las minas de Penouta (X = 325.200; Y = 847.500). Se explota principalmente la casiterita y en segundo lugar la tantalita. El yacimiento, que en un principio fue explotado, se encuentra a unos 200 m. al Este del frente de explotación actual, en el que se extraía casiterita, que acompañaba a filones de cuarzo de dirección aproximada N-S a 10° E y verticales. Actualmente la explotación está localizada en un granito moscovítico greisenizado, tardío. El proceso de greisenización afecta no sólo al granito moscovítico, sino al «Olló de Sapo» encajante, que, por lo tanto, también se encuentra mineralizado, aunque su riqueza es menor. La casiterita, como en todos los yacimientos de este tipo, se encuentra diseminada y rara vez se encuentran filones de cuarzo con grandes cristales de casiterita. Son escasos o nulos los filones con sulfuros tipo mispikel y piritas. Son frecuentes, sin embargo, filones de cuarzo-moscovita-granate-casiterita con algo de plagioclasas (albita), que atraviesan la masa mineralizada con una dirección Norte-Sur.

Otro yacimiento que ya no se encuentra en explotación son las minas de wolframita de Villanueva (X = 338.000; Y = 855.000). En éstas se extraía wolframita que aparecía asociada a filones de cuarzo de dirección N 10° E de unos 2 m. de anchura y escaso desarrollo lateral.

Cabe citarse también una pequeña explotación de wolframita de mucha menor importancia que la anterior en el Pico Coiño (X=314.200; Y=854.200), también abandonada en la actualidad.

5.2 CANTERAS

La única cantera de importancia que existe en la Hoja se encuentra situada en el borde Oeste del macizo de granodiorita de la Vega (X=314.600; Y=856.500). Fue utilizada para la construcción de la presa de Bao, situada a unos 3 km. al W de la cantera. En la actualidad está abandonada.

Una pequeña explotación de caliza para la fabricación de cal existió al NW de Viana del Bollo, a orillas del Bibey (X = 316.500; Y = 848.000), hoy cubierta en parte por el embalse de Bao.

El resto de las explotaciones se limita a extracciones rústicas de pizarra, «Olla de Sapo», cuarcitas y areniscas por parte de los vecinos para su utilización en casas, cercados, etc.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, podemos separar en la Hoja tres conjuntos de terrenos. Los terrenos Precámbricos, graníticos y «serie de Viana»; los Paleozoicos y, por último, los depósitos Terciarios y Cuaternarios.

5.3.1 «OLLO DE SAPO», «SERIE DE VIANA» y GRANITOIDES

La permeabilidad primaria de los terrenos de este tipo en estado no alterado es prácticamente nula, y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria fruto de la red de planos de discontinuidad que la atraviesa, tampoco alcanza valores importantes, excepto en la vecindad de grandes fracturas.

Las posibilidades de explotación hidrogeológicas se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto y de escasa profundidad. En algunos casos excepcionales, en pequeñas cubetas en las que ha habido gran acumulación de las arenas y arcosas, productos de la alteración de estas rocas con un grado muy bajo de compactación, presentan buenas condiciones para la infiltración y almacenamiento del agua subterránea. De todas formas, debido al poco espesor de estas acumulaciones, los acuíferos existentes son superficiales o casi superficiales y, por lo tanto, afectados por las variaciones estacionales.

5.3.2 TERRENOS PALEOZOICOS

La permeabilidad primaria de las rocas que constituyen estos terrenos es prácticamente nula tanto en estado no alterado como en alteración. La secundaria puede ser localmente importante, ligada como en el caso anterior a accidentes importantes. La alteración de estas rocas dando principalmente productos arcillosos hace incluso que la permeabilidad secundaria sea muy baja incluso en zonas de fractura.

5.3.3 TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

El grado de compactación de estos terrenos es muy inferior al de los descritos hasta ahora, lo que junto con una litología más adecuada presentan unas condiciones más favorables a la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

Los dos afloramientos de Terciario en la Hoja presentan la dificultad de su escasa potencia, por lo que los acuíferos, siendo superficiales o casi,

están sometidos a una alimentación directa por el agua de lluvia y, por lo tanto, afectados por las variaciones estacionales.

Los depósitos de terrazas están prácticamente ausentes en la Hoja, ya que los dos cauces más importantes, Bibey y Jares, están ocupados por embalses (el de Bao y el de Prada, respectivamente).

Los depósitos glaciares (morrenas) tienen una litología adecuada, para dar buenos acuíferos, pero su potencia y extensión lateral es muy escasa, además de que su situación geográfica en las zonas más elevadas de la Hoja hace que carezcan de interés práctico.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1967).—«Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-ouest de l'Espagne)». *C. R. Somm. Acad. Sc.*, París, núm. 265, pp. 848-851.
- APALATEGUI ISASA, y ABRIL HURTADO, J. (1981).—«Memoria y Hoja Geológica número 190 (Barco de Valdeorras), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- BARD, J. P.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1971).—«La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique. Comparaison avec les segments voisins». *Publ. Inst. Fr. Petrole.* Collection coll. et semin., núm. 22, tomo I, pp. I, 4-1 a I, 4-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Précambrien de la Meseta Ibérique». *Notas Servicio Geológico de Marruecos*, vol. 236, pp. 315-335.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. du Nord*, t. 2, núm. 1, 20 láms. Lille.
- CABERO DIEGUEZ, V. (1977).—«Estudio geográfico de un espacio marginal en las montañas galaico-leonesas. La Cabrera». *Tesis inédita. Univ. de Salamanca*.
- CAPDEVILA, R. (1968).—«Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, pp. 309-312.
- CAPDEVILA, E. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse, Univ. de Montpellier*, 430 pp.
- CHOUKROUNNE, P. (1971).—«Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les «zones abritées». *Bull. Soc. Geol. de France* (7), XIII, núm. 3 y 4, pp. 257-271.
- FERRAGNE, A. (1968).—«Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice meridionale, Nordouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, ser. D, núm. 266, pp. 2375-2379.

- (1972).—«Le precambrien et le paleozoique de la province d'Orense». Université de Bordeaux, faculté de Sciences, *Thèse*, pp. 1-249.
- GONZALEZ LODEIRO, F. et al. (1976).—«Memoria y Hoja geológica núm. 48 (Meira), Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (segunda serie)», *IGME*, Madrid.
- GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS, M. (1977 in litt.).—«Memoria y Hoja geológica núm. 156 (Monforte de Lemos), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Criaderos de hierro de España. IV. Hierros de Galicia I, III». *Mem. IGME*, vol. 1, Madrid.
- HERNANDEZ URROZ, J., y DIVAR RODRIGUEZ, J. (1976).—«Memoria y Hoja geológica núm. 73 (Castroverde), Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- HOSCHEK, G. (1967).—«Untersuchungen zum stabilitätsbereich von Choritoid und Stautotith». *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 14, pp. 123-162.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M. et al. (1977 in litt.).—«Algunos ejemplos de ortoneises en Galicia Central». *V Reunión Geología del W de la Península Ibérica*.
- JULIVERT, M. et al. (1972).—«L'évolution paleogeographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Geol. Mineral Bretagne*, sér. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- LOTZE, F. (1945).—«Einige probleme der Iberischen Meseta». *Geotekkt Forsch*, 6, pp. 1-12.
- (1956).—«Das Präkambrium Spaniens». *N. sb. Geol. Paläont.*, 8, pp. 373-380.
- MALLADA, L. (1896).—«Sistemas Siluriano y Cámbrico». *Explic. del Mapa Geol. España*, t. I, 1 vol., 515 pp., Madrid.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6, pp. 1-111, 68 láms., 66 figs., Oviedo.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. et al. (1977).—«La estructura del domo de Lugo y del anticlinorio del Ollo de Sapo». *Studia Geológica*, núm. 12, pp. 109-122, Univ. de Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la posición del Ollo de Sapo en las provincias de Zamora y Orense». *Com. Serv. Geol. Port.*, t. LIII, pp. 37-42.
- (1971).—«Esquema Geológico del Noroeste de la provincia de Zamora». *I Congr. Hisp.-Luso-Americ. Geol. E. con. Sic.* I, t. I, pp. 273-286, Madrid.
- (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Prov. de Zamora, León y Orense, Noroeste de España)». *Studia Geológica*, tomo V, pp. 7-106, Univ. de Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E., y CORRETGE, L. G. (1970).—«Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)». *Studia Geol. Univ. de Salamanca*, núm. 1, pp. 47-58.

- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galicie (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». *Elsevier publishing Company, Amsterdam, London, New York*.
- MIYASHIRO, H. (1973).—«Metamorphism and metamorphic belts». *George Allen and Unwin Ltd*.
- PARGA PONDAL, I. (1958).—«Conocimiento geológico de Galicia». *Ed. Citania*, p. 19, Buenos Aires.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Notas y Comunicaciones, IGME*, núm. 59, pp. 333-358.
- (1963).—«Rocas y minerales de interés económico del macizo galaico». *Trabajos del Laboratorio geológico de Lage (La Coruña)*, núm. 14, pp. 99-104.
- PARGA PONDAL, I. et al. (1967).—«Carte geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (hercynien et antehercynien)». *Ser. Geol. Portugal*, 1.ª edición, Lisboa.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction geologique l'Olló de sapo formation porphiroide antesilurien». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, pp. 119-154.
- PEREZ ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental-leonesa (W de León, NW de España)». *Tesis Universidad de Oviedo*.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 1 vol., 488 p.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *Mc. Graw-Hill, Book company, London*.
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes oriental. Memoria núm. 24, Nova serie», *Servicios Geológicos de Portugal*.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung des Paleozoikums in der Sudlichen provinz Lugo (Spanien)». *N. Jb., Geol. Palaont.*, 117, pp. 274-285.
- (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME*, vol. 81, pp. 7-22.
- SCHMITZ, H. (1969).—«Glacial morphologische Untersuchungen im Bergland Nordwest Spanien (Galicien-Leon)». *Kolner Geographische Arbeiten*, Heft 23, pp. 1-157.
- SITTER, L. U. de (1961).—«Le Precambrien dans la chaine cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 9, pp. 253.
- SPRY, A. (1969).—«Metamorphic textures». *Pergamon Press, Oxford London*.
- VELANDO, F. et al. (in litt.).—«Memoria y Hoja geológica núm. 229 (La Baña), Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*, Madrid.
- WINKLER, H. (1976).—«Petrogenesis of Metamorphic Rocks». *Edited by Edgar Froese, Geological Survey, Ottawa, Canadá*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA