



IGME

368

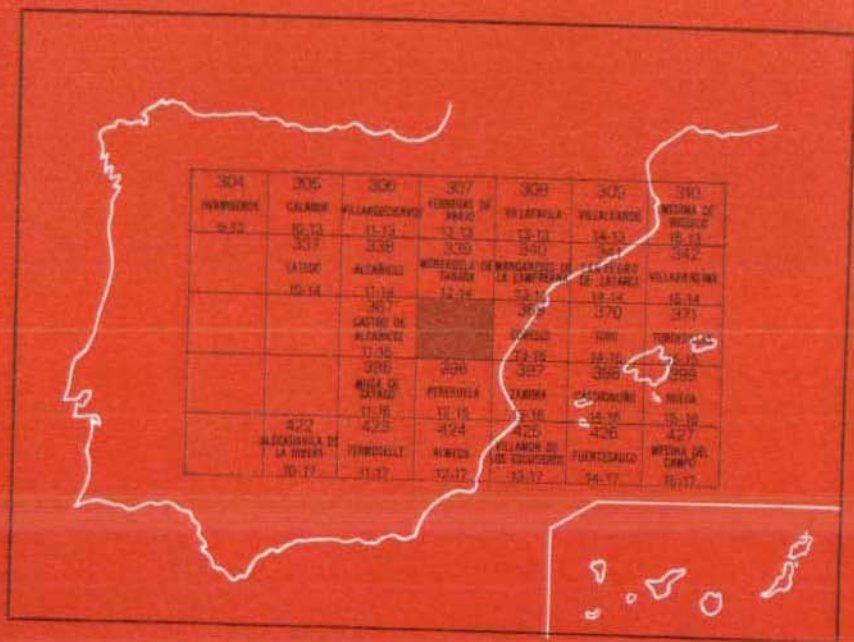
12-15

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CARBAJALES DE ALBA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CARBAJALES DE ALBA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La elaboración de la presente Memoria y Hoja Geológica corresponde al programa MAGNA. Ha sido realizada por GEMAT, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo*: Quiroga de la Vega, J. (L. C. G.).

En la *Memoria*: Quiroga de la Vega, J. (L. C. G.).

En *Petrografía*: Quiroga de la Vega, J. (L. C. G.); Gabaldón López, V. (L. C. G.), y Sánchez Cela, V. (D. C. G.).

Colaboradores: Sánchez Cela, V. (D. C. G.); León Gómez, C. (L. C. G.), y Quinquer Agut, R. (L. C. G.).

Supervisión: J. Benito Solar Menéndez, Ingeniero de Minas de la División de Geología del IGME.

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 - 3607 - 1982

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La presente Hoja, número 12-15 (Carbajales de Alba), correspondiente al M. T. N., a escala 1:50.000, está situada al E de la ciudad de Zamora, entre los paralelos 41° 40' 04" y 41° 30' 04" y los meridianos 6° 11' 10,6" y 5° 51' 10,6".

Posee una morfología de formas predominantemente redondeadas y suaves en las que se encajan los ríos Esla y Duero.

Una banda de cuarcitas atraviesa la Hoja en dirección diagonal NW-SE, dividiéndola en dos dominios; el del SW, constituido por materiales graníticos y metamórficos, peniplanizado y de morfología típica, y el situado al NE de la banda, integrado por materiales paleozoicos.

Al E de la Hoja aparecen los materiales terciarios de la Meseta, de naturaleza fundamentalmente detrítica.

El clima es marcadamente continental, con temperaturas extremas, lluvias escasas y desigualmente repartidas a lo largo del año.

La región está prácticamente desforestada, habiéndose iniciado recientemente una repoblación a base de coníferas, en los relieves cuarcíticos de Alcañices y de la Sierra de la Culebra.

Desde el punto de vista paleogeográfico, se encuadra dentro de la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1954). De acuerdo con el esquema propuesto por MATTE (1968) para el NW de la Península Ibérica, la encuadraríamos en el tránsito entre la III (Galicia Oriental) y la zona IV (Galicia Media-Tras-os-Montes), teniendo en cuenta las características que definen cada una de ellas.

Desde el punto de vista tectónico constituye la terminación oriental del sinclinatorio Alcañices-Carbajales, sin forma apretada, de primera fase hercínica, replegada por fases posteriores. En su núcleo se encuentran materiales devónicos datados.

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Diversos autores se relacionan de alguna forma en el área objeto de estudio y con su problemática. Entre los más antiguos citamos a PUIG Y LARRAZ (1883), que realiza un estudio geológico de la provincia de Zamora, y MAC PHERSON (1883), que realiza el estudio petrológico de diversas rocas de la provincia.

A partir de 1963, se inicia una etapa de intensa actividad investigadora en el NW de la Península, con participación de diversas escuelas extranjeras. Hacemos hincapié en los trabajos de MATTE (1963-68), CAPDEVILA (1964-69), ANTONIOZ (1966-69), MARTINEZ GARCIA (1971-73), RIBEIRO (1965-74). Referente a la cobertera, destacamos los trabajos de JIMENEZ (1970-74) y CORROCHANO (1974-76).

En la redacción de la presente Memoria se ha tratado de tener en cuenta y coordinar lo señalado por los autores anteriores, discutiendo y completando con los datos obtenidos por el autor en la realización de su tesis doctoral. Las conversaciones mantenidas con investigadores de zonas limítrofes han sido de innegable interés a la hora de resolver algunos de los muchos problemas que la región presenta.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

Los materiales más antiguos de esta Hoja son de edad incierta, pero basándonos en correlaciones con áreas próximas nos inclinamos a considerarlas como posible Precámbrico.

En efecto, del estudio del dominio del Duero inferior (RIBEIRO, 1974), da la siguiente sucesión para los materiales infraordovícicos.

- Precámbrico superior porfiróide, representando un zócalo granítico y sus productos de alteración, junto con aporte volcánico ácido.
- Complejo de esquistos y grauvacas, formando una serie monótona sobre la que está discordante el Ordovícico Inferior.

Considera que las facies típicas están constituidas por alternancias de grauvacas de grano fino con esquistos arenosos. Localmente pueden aparecer intercalaciones de cuarcitas impuras, de grano fino, en bancos poco potentes, calizas o mármoles y rocas calcosilicatadas. Añade que la sucesión establecida en el dominio del Duero inferior permite establecer que el complejo esquistoso grauvácico se encuentra en el Ordovícico Inferior y el zócalo neísico (MATTE) y (RIBEIRO), 1968.

Hacia el E del dominio del Duero inferior, los niveles carbonatados desaparecen y pasan a cuarcitas impuras. En la región de Monçorvo aparecen unos niveles de conglomerados tipo tilloide, en la parte superior del complejo y que pueden representar la fase sárdica (TEIXEIRA, 1955).

Describiremos ahora los materiales más bajos encontrados:

1.2 COMPLEJO METAMORFICO DE VILLADEPERA

En la parte SW de la Hoja, encajada entre granitos, nos aparece una serie de materiales metamórficos, a base fundamentalmente de neises, esquistos y cuarcitas.

El afloramiento forma parte de una antiforma de tercera fase, de eje NNW-SSE, hundiéndose unos 10° al N. Toda la serie está muy plegada, por lo que resulta problemático indicar su potencia total. De todas formas consideramos que rebasa los 1.000 m.

Por comparación con series semejantes descritas por otros autores y teniendo en cuenta la problemática planteada respecto a la formación denominada «Olla de Sapo», consideramos como edad más probable para este complejo la de Precámbrico-Cámbrico Inferior.

La serie establecida, de muro a techo, es la siguiente:

1.2.1 NEISES GLANDULARES Y ESQUISTOS (PC-CAÇ)

Tectónicamente, aparecen en el núcleo de una antiforma de tercera fase, uno de cuyos flancos se aprecia con claridad en el puente, sobre el río Duero, en Villadepera. Existe otro buen corte al S de la Presa de Castro, en la frontera con Portugal.

El trazado cartográfico de los mismos se hace difícil, tanto en virtud de la tectónica que los afecta, como por la falta de adecuados afloramientos.

Desde el punto de vista petrológico se trata de neises de grano fino, con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo azul, a veces corroído. La matriz está constituida por serlcita, biotita, moscovita y cuarzo.

La asociación típica es:

Cuarzo-feldespato K-plagioclasa-moscovita-biotita.

Como accesorios aparecen apatito, turmalina, circón, siendo relativamente abundante el apatito.

Con frecuencia experimentan cambios laterales, tanto en lo que respecta al tamaño de grano como a su composición, pasando a esquistos arenosos. Sus tonos son grises y los fenocristales llegan a tener hasta 5 mm. en su

longitud máxima. Los blastos presentan una marcada orientación, en virtud de la primera fase de deformación.

De acuerdo con sus características petrológicas y estratigráficas, serían equivalentes a la facies fina del «Olla de Sapo» (QUIROGA, 1976).

1.2.2 ESQUISTOS Y NEISES CON INTERCALACIONES DE CUARCITAS (PC-CAΞΞ)

Constituye una serie monótona que se dispone por encima de los neises anteriores, con los que parece enlazar de forma normal en ocasiones.

Se trata fundamentalmente de esquistos arenosos, pardos, micacitas y niveles de neises, entre los que se intercalan niveles de cuarcitas feldespáticas, preferentemente hacia el techo de la formación. El tamaño de grano de los esquistos es variable, siendo en ocasiones difícil de delimitar su paso a los neises, dificultad que aumenta al poseer esta misma formación niveles neísicos.

Los esquistos presentan aspecto satinado y al microscopio su composición es: sericita, biotita y cuarzo como minerales principales y en menor proporción feldespato potásico y plagioclasa. Entre los accesorios destacan el circón y la turmalina.

En cuanto a los neises, son en general de la misma composición mineralógica que los esquistos, pero la mayor blastesis les confiere su textura neísica con glándulas de feldespato de más de 2 mm.

Las cuarcitas son de grano fino, tonos claros y rosados, siendo más impuras hacia la base. Al microscopio la asociación típica es cuarzo-moscovita-biotita-feldespato. Presentan una marcada esquistosidad de flujo, patente por el alargamiento de los granos. Los niveles esquistosos están en general muy crenulados por las posteriores deformaciones. Se presenta un corte interesante en la carretera Villadepera a Pino del Oro.

En esta unidad aparecen diques graníticos de poca potencia, afectados por esquistosidad. Sólo se ha cartografiado alguno importante, dada su irrepresentatividad a esta escala.

No se han localizado niveles carbonatados que permitan realizar dataciones paleontológicas, ni ningún otro yacimiento de fósiles. Los investigadores portugueses que han trabajado en las zonas limítrofes indican que hacia el Este los niveles calcáreos son sustituidos por cuarcitas impuras, como ya hemos indicado anteriormente. Por otra parte, en el Km. 2 de la carretera Zamora-Almaraz, hemos localizado unos conglomerados con abundante matriz pelítica, con cantos de hasta 40 cm., situados por encima de los materiales descritos y que podría ser equivalente al ya citado de Mançorvo (Portugal), con lo que representaría el techo de la serie esquistograuváquica, o bien la base del Ordovícico.

1.2.3 ESQUISTOS MICACEOS CON GRANATES (PC-CAΞ)

Aflora esta unidad en el extremo SE de la Hoja y está constituida por esquistos de tonos grisáceos a verde oscuro, siendo muy característico su aspecto satinado, debido a la recristalización de las micas, así como a la alineación producida por la intersección de S_1 con S_2 .

Litológicamente, constituye el tramo más homogéneo dentro de toda la serie metamórfica, aunque esporádicamente intercala niveles delgados de cuarcitas de grano fino.

Estos esquistos están formados, en general, por cuarzos, moscovitas y biotita, como minerales principales; feldespatos, como subordinados y cloritas, óxidos de hierro, circón, apatito y turmalina como accesorios. A partir de la mitad inferior de la serie y especialmente en la Hoja situada al S (12-16), comienzan a aparecer granates de grano fino, que se hacen más frecuentes y de mayor tamaño a medida que nos acercamos a la unidad inferior. Localmente presentan un mayor contenido en feldespatos, con una incipiente microglanularización, sólo evidente en lámina delgada.

Estos esquistos están fuertemente afectados por la S_1 en un plegamiento de tipo isoclinal, con vergencia generalizada hacia el SW. Localmente se ha observado la S_2 de crenulación, así como otra esquistosidad de fracturas asociadas a fallas.

Cuando localmente hay intercalaciones cuarcíticas, se ha observado la S_1 paralela a la S_0 , así como criterios de polaridad en las cuarcitas

1.2.4 ESQUISTOS CON NIVELES CUARCITICOS (PC-CA)

Esta unidad se localiza en el SE de la Hoja y parte dentro de la granodiorita. Corresponde al tramo más alto de los atribuidos al Preordovícico.

Está constituido por esquistos arcillosos de tonos verde oscuro, con intercalaciones de niveles cuarcíticos, siendo estos últimos más abundantes al NE. Hacia el SW los esquistos son más satinados, debido a la recristalización de minerales arcilloso-micáceos.

Están compuestos principalmente por minerales arcillosos (illitas, cuarzo, sericita, clorita, biotita) y óxidos de hierro como accesorios. En cuanto a los niveles cuarcíticos, son, en general, cuarcitas areniscosas con cuarzo como componente fundamental; sericita, feldespato potásico y plagioclasas como subordinados, y circón, turmalina y óxidos de hierro como accesorios.

Están fuertemente afectados por la S_1 , que en toda la zona es sensiblemente paralela a la estratificación.

En el Km. 2 de la carretera de Zamora a Almaraz de Duero, aflora a techo de esta serie un «conglomerado» de matriz pelítica con cantos fundamentalmente cuarcíticos, que podrían representar el techo de la serie o

la base del Ordovícico. Con estas premisas, este conglomerado sería equivalente al que aparece en Moncorvo (Portugal) y podría representar la fase Sárdica (TEXEIRA, 1955).

La potencia estimada es de unos 300 m.

1.3 ORDOVICICO

1.3.1 ALTERNANCIA DE ESQUISTOS Y CUARCITAS (O₁)

En algunos puntos (Fonfría, Bradilanes), comienza la serie por cuarcitas tableadas en paquetes de hasta dos metros y que por sus características podrían ser equiparables a las cuarcitas inferiores del Arenig, citadas en Portugal. Hacia el E desaparecen al perder potencia e integrarse en el resto de la serie. Presentan pistas bilobuladas, mal conservadas.

Constituye la serie una alternancia de esquistos satinados, de tonos grises a oscuros, alternando con niveles cuarcíticos, aumentando la presencia cuarcítica hacia el techo de la formación, hasta llegar a las cuarcitas superiores, en facies de cuarcita armoricana.

Un corte detallado de esta formación se puede realizar al S de Cerezal, entre la granodiorita y las cuarcitas superiores. También a lo largo del embalse, al N de Muelas del Pan.

En la Hoja constituyen una estrecha franja, adosada entre la granodiorita y la banda cuarcítica del flanco S del sinclinorio de Carbajales.

Al microscopio, las cuarcitas son de grano medio a fino, y porcentaje de cuarzo del 85-90 por 100, siendo más puras en los términos superiores. Los términos más arenosos aun presentan algunos granos de feldespatos. Las pizarras y esquistos presentan como componentes fundamentales cuarzo, moscovita, diorita. Como accesorios turmalina, circón.

Se observa en muchas láminas una marcada esquistosidad de flujo, con frecuencia crenulada.

La potencia estimada es de unos 300-400 m.

1.3.2 CUARCITAS SUPERIORES (O₁₂)

El tránsito con la formación anterior se hace gradual. Los bancos cuarcíticos son aquí más potentes, de 2-3 m., intercalándose entre ellos algunos niveles de esquistos arenosos o bien niveles cuarcíticos menos potentes. La cuarcita es de grano fino, tonos claros, observándose laminación paralela y cruzada, apareciendo en algunos niveles abundantes icnofósiles, así como *Vexillum* y *Scolithus*.

Entre los ejemplares de cruzianas recolectados, aparecen:

Cruziana furcifera D'ORBIGNY

Cruziana rugosa D'ORBIGNY

lo que da una edad Tremadoc Superior a Llandeilo, siendo más probable una edad Arenig (CRIMES, com. personal).

Al microscopio presentan un porcentaje de cuarzo superior al 90 por 100, apareciendo como accesorios sericita, turmalina, circón.

El aumento de potencia aparente observado en la Hoja, hacia el SE, para esta formación, es debido al espectacular replegamiento, siendo muy interesantes en este aspecto los cortes que se pueden realizar al N de Cerezal y en el embalse del Esla.

La potencia de la serie cuarcítica se estima en unos 80 m.

1.3.3 FILITAS PELITICAS CON NIVELES SILICEOS (O₂₋₃)

Se trata de monótonos y potentes tramos pelíticos, de tonos oscuros satinados, a veces arenosos, sobre todo en la base y hacia el techo de la formación. Dentro de la serie aparecen de forma discontinua algunos tramos má silíceos, que dan lugar a crestones, en el relieve.

Asociados a los primeros niveles areniscosos, existen discontinuos lechos de hierro sedimentario, que en algunos lugares han sido objeto de investigación minera.

Es frecuente la presencia de agregados de piritita singenética asociados a los esquistos y pizarras de este tramo (Andavías, Videmala).

Hacia el techo, las pizarras se van haciendo más compactas y constituyen las denominadas pizarras de techar, cuando no están afectadas por las esquistosidades secundarias. En el flanco N del sinclinorio se ha podido separar esta formación, que se denomina (O₂₋₃^P).

Posteriormente, las pizarras se hacen arenosas, pasando a tonos verdosos, y pueden llevar dispersos cantos de cuarcita (Manzanal), que ya habían sido citados por MATTE (1968) en su zona IV, en el techo del Ordovícico.

Desde el punto de vista paleontológico, esta formación ha suministrado restos de braquiópodos y de trilobites, mal conservados, que no han podido ser clasificados. Por ello, teniendo en cuenta sus características generales, consideramos que pudiera ser equiparable a las denominadas pizarras del Llandeilo o pizarras de Luarca.

La potencia de esta formación es difícil de determinar, tanto porque la estratificación se observa en contadas ocasiones, como por la discordancia del Silúrico sobre ella. Calculamos que pueda llegar a los 300-400 m.

1.4 SILURICO

Sobre los terrenos considerados como ordovícicos, se encuentra un complejo de materiales diversos, a base de pizarras, liditas, calizas, grauva-

cas, etc., que han suministrado en diferentes puntos fauna de edad silúrica.

La discordancia de los materiales silúricos, sobre la anterior formación citada es patente al realizar cortes comparativos en los dos flancos del sinclinorio. Así, el realizado entre Cerezal y Videmala es mucho menos completo que el que se puede hacer a lo largo del Esla, desde la banda de cuarcitas de la esquina NE de la Hoja.

El sinclinorio de Alcañices-Carbajales ha sido citado de pasada por algunos investigadores que se han ocupado de la provincia de Zamora. En su extremo occidental fue objeto de somera descripción por MARTINEZ GARCIA (1971-73), el cual reconoció la existencia de una variada serie litológica. Teniendo en cuenta las faunas de Graptolites localizadas por este autor, en las rocas lidíticas de la serie, consideró el citado sinclinal como de edad Silúrico Superior. Señaló asimismo la existencia de restos de plantas de edad indeterminada, en las grauvacas de dicha serie. En cuanto a la interpretación sedimentológica, la considera en un principio de tipo flysch (1971), para posteriormente (1972), interpretarla como una serie molásica subsecuente a una fase orogénica caledónica. La existencia de esta fase estaría basada en la presencia de rocas metamórficas en los cantos de los conglomerados, que aparecen dentro de la serie.

TEIXEIRA (1970), indica la existencia de plantas de edad Silúrica en la región de Tras-os-Montes, asociadas a liditas con graptolites, publicando posteriormente una nota en la que se inclina por una edad Devónica para las mismas [TEIXEIRAS & PAIS, 1975].

RIBEIRO (1974), en el estudio del silúrico portugués, en el dominio del Duero inferior, considera la existencia de dos silúricos, discordantes entre sí, uno inferior, constituido por ampelitas, liditas, esquistos carbonosos, calizas con crinoides, psamitas y grauvacas; a veces en la base aparece un conglomerado de tipo tilloide, con cantos de liditas y cuarcitas. Existe también algún afloramiento discontinuo de tufs riolíticos. Un nivel lenticular de cuarcitas arenisoscas, que a veces evoluciona a arcosas, se apoya discordante sobre estos materiales, continuando la serie con esquistos variados, liditas, tufs riolíticos y calcoesquistos. El nivel cuarcítico señala, pues, el límite entre ambos silúricos y su edad estaría comprendida entre el Llandoverly Medio y el Superior, según los datos suministrados por fauna de graptolites (ROMARIZ, 1969).

El Silúrico, en el área que nos ocupa, presenta una variada litología, lo que unido a cambios de facies y a las condiciones generales de la zona estudiada, en cuanto a afloramientos se refiere, hace difícil una cartografía detallada. Se ha tratado de utilizar horizontes guía y datos paleontológicos, para deducir la estructura y separar las diversas formaciones.

1.4.1 PIZARRAS, CALIZAS, NIVELES LIDITICOS, TOBAS VOLCANICAS, CUARCITAS Y LIDITAS (S)

Se trata de un tramo complejo, que descansa sobre las filitas pelíticas ya descritas. La separación entre ambas unidades se ha establecido teniendo en cuenta la presencia de calizas asociadas a veces a liditas o a tobas volcánicas. Cartográficamente, esta unidad aparece discordante sobre la anterior. Así, en el flanco sur del sinclinorio, los primeros tramos silúricos aparecen muy próximos a las cuarcitas del Arenig.

Las liditas son de grano muy fino, tableadas, con elevado contenido en materia orgánica, presentando con frecuencia sombras de restos orgánicos (Radiolarios), así como una pequeña proporción de minerales arcilloso-micáceos.

Las calizas suelen ser azuladas, recristalizadas, de grano fino, con terrígenos de tamaño limo-arena muy fina.

Las tobas volcánicas aparecen casi siempre muy alteradas. Al microscopio, en ocasiones, tienen aspecto de rocas espiliticas.

Las pizarras son, en general, arenosas, algo grauváquicas, de tonos verdosos a grises. Alternan con niveles calizos, brechoides, mal estratificadas, en bancos de 0,2 a 1 m., localmente masivas (Bermillo), llegando a desaparecer en numerosas ocasiones.

En pizarras asociadas a los niveles lidíticos, aparecen graptolitos, que se han clasificado como *Monograptus*, sp. (X = 403.005; Y = 786.174).

Lateralmente, tanto los niveles lidíticos como calcáreos, presentan cambios de potencia, llegando a desaparecer por acñamiento.

Las calizas han suministrado en ocasiones Conodontos que permiten datar los primeros tramos calcáreos en el Ludlow, al menos. Así, una muestra de Manzanal del Barco contenía *Kockelella variabilis* WALLISER, 1957; *Ozarkodina*, sp. (Ludlowiense).

La secuencia establecida de los primeros 200-300 m. sería: pizarras verde-oscuras, entre las que se intercalan calcoesquistos, que en ocasiones llegan a ser importantes, paquetes calcáreos (Bermillo, Campillo), o a desaparecer por completo. Se asocian asimismo y de forma discontinua materiales volcánicos, constituidos por tobas y diabasas, a las que se asocian delgados lechos de liditas, acompañadas por pizarras satinadas de tonos variados, que suelen contener fauna de graptolitos.

Por encima del tramo descrito y de forma continua aparecen una serie de materiales, cuya datación es imprecisa, pero pertenecientes, al menos, al Silúrico Superior.

Suele encontrarse, en primer lugar, una formación más o menos potente, de liditas tableadas, con capas de hasta 1 m. de potencia y que originan normalmente crestones destacables.

Las lidadas suelen ser en la base oscuras, pasando hacia el techo a otras más claras, llegando a ser en ocasiones verdaderas cuarcitas micri-cripto-cristalinas.

Alternan con pizarras de tonos variados, que hacia el techo se hacen más arenosas, llegando a tener aspecto grauváquico, pero de grano fino, conteniendo en ocasiones abundancia de feldespatos de naturaleza volcánica.

Intercaladas en la serie y de forma discontinua, aparecen cuarcitas arenosas, a veces microconglomeráticas, que en ocasiones evolucionan lateralmente a verdaderas arcosas. Cuando son cuarcíticas presentan estratificación cruzada y granoselección.

Asociados a los primeros tramos de lidadas se han datado graptolitos (Castillo de Alba): *Pristiograpti dubius* (Suess), *P. sanduus* (Gortani) del Weklokiense Superior.

La potencia estimada de todo el conjunto es de unos 500 m.

1.4.2 SERIE DE TRANSICION: CALCOESQUISTOS, PIZARRAS (S-D)

En el flanco N del sinclinorio (Muga, Carbajales), por encima de la unidad anterior, se desarrolla una serie fundamentalmente calcárea, con intercalaciones de pizarras arenoso-limosas y algún fino nivel lidítico.

En la base, las calizas que pueden ser brechoides, de grano medio a fino, presentan fauna de Conodontos, habiendo suministrado ejemplares tales como *Ozarkodina excavata* SSP, *Delotaxis cf. elegans*; *Ozarkodina inclinata* SSP; *Plectospathodus ct. extensus*, que señalarían una edad desde Ludlowiense a Prídoliense.

Hacia el techo, las calizas aparecen finamente estratificadas, esporádicamente de hasta 1 m., alternando con pizarras arcilloso limosas. Las calizas son azuladas, a veces ocreas y presentan abundante fauna de Conodontes: *Ozarkodina excavata* ssp; *Polygnathus sp. e. g. dehiscens*; *Icriodus sp.*; *Pandorinellina steinhornensis*, que correspondería a una edad Prídoliense-Emsiense.

Dado que establecer el paso del Silúrico a Devónico es delicado, se ha optado por agrupar bajo un mismo tramo toda la serie transicional.

Al S. de Muga de Alba, aparece lantejónicamente un delgado nivel microconglomerático, que contiene cantos de rocas metamórficas y que pudiera tener un importante significado tectónico como más adelante explicaremos. Se encuentra intercalado dentro de la serie descrita, aproximadamente en el tránsito Silúrico-Devónico, pero se pierde lateralmente, por lo que no aparece cartografiado.

La potencia estimada para el tramo descrito es de unos 200-300 m.

1.4.3 GRAUVACAS Y PIZARRAS [D]

Se incluye en esta unidad una formación de pizarras oscuras arenosas y grauvacas que se sitúa por encima de la descrita en el apartado 1.4.2.

Constituye una alternancia de grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, que alternan con pizarras negruzcas limosas. Las grauvacas llegan a ser microconglomeráticas, en ocasiones, con cantos de rocas metamórficas e incluyen restos de flora, generalmente tallos, que aparecen en muy mal estado de conservación, lo que no ha permitido clasificarlos.

En la bibliografía, se atribuye esta unidad, según los autores que las han estudiado, tanto al Silúrico como al Devónico, e incluso al Carbonífero. En esta Hoja, basándonos en consideraciones petrográficas y en su posición estratigráfica, hemos creído conveniente atribuir las al Devónico, ya que constituyen los términos más altos de la Serie.

Al no haber materiales suprayacentes, no se ha podido precisar su potencia, que se considera superior a los 50 m.

En la leyenda hemos considerado esta unidad como un cambio lateral de facies dentro del Devónico, al no encontrar por debajo los niveles calcáreos del Silúrico Superior-Devónico Inferior. Pero pudiera tratarse que esta unidad se encontrase discordante sobre las anteriores. La presencia de cantos de rocas metamórficas, así como de granitos en las grauvacas, indica la presencia de un área fuente emergida, y una cierta inestabilidad tectónica.

1.5 COBERTERA

Las series descritas se hunden hacia el Este, bajo materiales detríticos que se disponen subhorizontalmente y discordantes sobre aquéllas. Merced a la existencia de algunos yacimientos paleontológicos, hallados en las cercanías de esta Hoja, han sido datados los materiales de la cobertera como terciarios.

1.5.1 PALEOGENO

1.5.1.1 **Lhem granítico** (Tas^{A-Aa}_{c1-2})

Al SE de Muelas del Pan, el Terciario se apoya directamente sobre el granito, siendo un lhem prácticamente inalterado la base de los materiales terciarios. En algunos lugares se ha explotado como material de alfarería y cerámica, pero con carácter local y esporádico. Es de tonos claros, caolínico, graso, estando acompañado por material detrítico de grano medio. En cuanto a su edad, puede ser Paleógeno Inferior.

1.5.1.2 Arenas, areniscas y conglomerados (Tcg^{A-Aa}_{c1-2})

En casi toda el área estudiada, inmediatamente encima del Paleozoico y discordante con él, aparece una costra ferrolítica de espesor variable, variando desde unos 2 m. a varios decímetros. Está formada por cantos de cuarzo, cuarcitas, pizarras y lilitas, fundamentalmente, unidos por cemento ferruginoso. Se puede considerar como un suelo desarrollado sobre materiales previamente depositados. Presenta fenómenos de disolución hacia el techo. Rara vez se ve «in situ», siendo lo más frecuente que aparezca en bloques sueltos erosionados.

Estas costras son semejantes a las que actualmente se forman en climas tropicales húmedos en África.

Sobre esta costra y discordante con ella, aparece una facies detrítica de tonos generalmente rojizos. Se distinguen dos subfacies, una al NE, denominada de Montamarta (CORROCHANO, 1976), y otra en el E de la Hoja denominada Zamora.

En la facies de Montamarta existen dos paquetes claramente diferenciados. El inferior está constituido por areniscas de grano medio grueso, colores ocres a rojos, a las que siguen arenas de grano muy grueso, llegando a ser conglomeráticas en ocasiones y areniscas cementadas por sílice e hierro. El paquete superior comienza por arenisca conglomerática, deleznable, de tonos rojos, y por encima, arenas, gravas y arenisca conglomerática.

Desde el punto de vista textural, la parte inferior es más arcillosa, con porcentajes en fracción fina superior al 30 por 100.

En la facies de Zamora, sobre la costra, aparece una facies detrítica de arenas de grano grueso a gravas y cuya potencia puede llegar a unos 15 m. Los tramos superiores aparecen silicificados, llegando a constituir en ocasiones un conglomerado, en el que los cantos tienen hasta 10 cm. Son frecuentes en este nivel paleocauces que en general están rellenos de material de menor granulometría. En las proximidades de Zamora este nivel llega a alcanzar unos 20 metros.

Desde el punto de vista textural, el contenido de la fracción inferior a 0,060 mm., es siempre superior al 8 por 100, llegando en ocasiones al 60 por 100.

1.5.2 CUATERNARIO

Se han cartografiado, correspondientes a este apartado, dos niveles de terrazas, glaciés, sedimentos aluviales, derrubios de ladera y sedimentos cuaternarios indiferenciados.

1.5.2.1 Terrazas (QT₁, QT₂)

Las terrazas se localizan exclusivamente junto al cauce actual del río Duero en el extremo SE de la Hoja de Coreses, a alturas de 3-8 metros y 25-35 metros, respectivamente, sobre el cauce del río. Su extensión es muy reducida. Los materiales que las forman son gravas, arenas y limos, estos últimos de escasa proporción.

1.5.2.2 Glacis (QG)

A partir de áreas poco elevadas, sobre todo las próximas a niveles cuarcíticos, se desarrollan algunas rañas de tipo glacis. Se trata de depósitos detríticos con cantos, fundamentalmente cuarcíticos y de tamaños variables; la matriz es de naturaleza arcilloso-limosa. Su situación geográfica se reduce al tercio oriental de la Hoja.

1.5.2.3 Sedimentos aluviales (QAI)

Los sedimentos aluviales no tienen mucha importancia en esta Hoja debido a que los ríos están profundamente encajados y no han desarrollado llanuras aluviales. Sin embargo, por causa artificial, como fue la construcción del embalse del Esla, una amplia zona situada en las laderas de este río y de sus afluentes inmediatos se vio anegada de agua. Estas áreas están ocupadas por materiales paleozoicos sobre los que las aguas del río depositan sus materiales de arrastre, aunque debido a que la corriente es prácticamente nula, el régimen de sedimentación es casi lagunar.

1.5.2.4 Coluviales, conos y derrubios de ladera (QD)

Los cartografiados se reducen a la parte oriental de la Hoja; los materiales que los forman son similares a los de los glacis, con cantos fundamentalmente cuarcíticos, aunque menos elaborados y con matriz arenosa.

1.5.2.5 Cuaternario indiferenciado (Q)

Ocupan superficies aplanadas en zonas elevadas de la parte oriental de la Hoja. A veces se reducen a delgadas películas de materiales detríticos groseros sobre el Paleozoico. En menos extensión también recubren parte de los areniscos de la base del Terciario, dificultando en este caso la diferenciación de estas formaciones debido al carácter textural similar.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La interpretación tectónica de las sucesivas deformaciones que han afectado al Macizo Hespérico ha sido motivo de variadas controversias.

MATTE (1968) establece dos fases de plegamiento, ambas hercínicas, en el NW de la Península. Considera que la primera origina una esquistosidad de flujo y la segunda una esquistosidad de crenulación. De todas formas no descarta la posibilidad de una orogénesis precámbrica y que entre ella y la hercínica pudieran ocurrir movimientos epirogénicos.

MARTINEZ GARCIA (1973), establece los siguientes acontecimientos tectónicos en la región de la Sanabria:

- Fase de plegamiento prehercínico, con formación de pliegues isoclinales, vergentes al E, con esquistosidad de flujo y asociado a metamorfismo de presión relativamente alta.
- Fase de plegamiento con formación de pliegues subhorizontales, isoclinales, vergentes al NE, con desarrollo de esquistosidad de flujo, que transpone a la anterior.
- Fase de plegamiento, con pliegues de plano axial subvertical, vergentes al NE.
- Fase de plegamiento que da lugar a grandes estructuras, vergentes al SW y crenulación de tipo strain-slip.
- Fases tardías.

Excepto la primera fase, que considera prehercínica, las restantes serían hercínicas.

RIBEIRO (1974), considera que en la región de Tras-os-Montes oriental se puede determinar la existencia de una deformación sárdica (prehercínica), que da lugar a un plegamiento moderado, sin desarrollo de esquistosidad de plano axial. Posteriormente tienen lugar, durante el hercínico, tres fases principales de deformación y algunas tardías, que asocian décrochements, kink-bands, etc.

La fase I es la causante de la esquistosidad regional de flujo; la fase II es menos penetrativa, asocia cabalgamientos y estructuras menores locales, dando lugar a esquistosidad de crenulación subhorizontal; la fase III origina pliegues de amplitud kilométrica y menores, llevando asociada una esquistosidad de crenulación, y afectando a los cabalgamientos anteriores. En algún momento de la primera fase se pueden desarrollar despegues.

MARTINEZ FERNANDEZ (1974), en su estudio de los Arribes del Duero (S. de Zamora), considera que los materiales allí presentes han sido sometidos a tres fases principales y sucesivas de deformación. La primera produce pliegues isoclinales con esquistosidad de flujo de plano axial, la segunda deforma la esquistosidad anterior originando otra de crenulación subhorizontal, y la tercera da origen a grandes pliegues a tamaño cartográfico y asocia localmente esquistosidad de crenulación.

En la Hoja que nos ocupa, las deformaciones hercínicas son lo suficiente intensas como para no permitir establecer con claridad la presencia de deformaciones anteriores.

No obstante, la presencia de conglomerados con cantos de rocas metamórficas, situados por debajo del Devónico Inferior, ALDAYA et al. (1976), nos pone de manifiesto que en áreas más o menos alejadas de la que nos ocupa ha tenido lugar una deformación, con desarrollo de una esquistosidad de flujo asociada a un metamorfismo prehercínico. No descartamos igualmente la existencia de otras deformaciones sínesquistosas, igualmente prehercínicas.

Todas las rocas presentes en esta Hoja están afectadas por una fuerte esquistosidad de flujo, asociada a la primera fase hercínica. Posteriormente han sufrido varias deformaciones.

De acuerdo con las observaciones realizadas, consideramos que el siguiente esquema propuesto podría explicar la tectónica del área estudiada:

2.2 DEFORMACIONES PRINCIPALES

La primera fase hercínica constituye el acontecimiento tectónico principal. Se trata de una deformación intensa que afecta a todas las rocas presentes, excepto naturalmente a la cobertera, y que da lugar a una esquistosidad de plano axial muy penetrativa, observable en todos los afloramientos.

Los pliegues originados por esta fase presentan características variadas según los sitios. Deforman siempre a la estratificación (S_0), tienen de plano axial a S_1 . En zonas metamórficas, cuando se observan, son de tipo similar, con flancos muy estirados y charnelas gruesas, asimilables a la clase 3 de RAMSAY. En zonas más superficiales se trata de pliegues de tipo variado, soliendo ser de tipo concéntrico en calizas y cuarcitas y de tipo similar en alternancias de capas competentes con pizarras y en margas.

La primera fase es asimismo responsable de las grandes estructuras primitivas (Sinclinorio de Carbajales).

En la actualidad los pliegues presentan vergencias diversas, al haber sido afectados por fases posteriores, con lo que la S_1 presenta diferentes inclinaciones.

En cuanto a la S_1 , en áreas de la mesozona, origina una foliación metamórfica, manifiesta por el estiramiento de los blastos de feldespato y cuarzo, en los neises (Villadepera). En áreas más externas, es decir de más bajo metamorfismo, se trata de una esquistosidad de flujo, que presenta varios tipos.

En rocas pelíticas queda muy definida por los filosilicatos; los granos de cuarzo suelen aparecer alargados y existe una dirección de estiramiento de algunos minerales, fundamentalmente biotita.

En rocas detríticas, tal como grauvacas, la S_1 se manifiesta por los silicatos contenidos en la matriz y en general por el aplastamiento y orientación de los granos minerales.

En cuarcitas, la S_1 está con frecuencia definida por un aplastamiento de los granos de cuarzo y una orientación de los filosilicatos, cuando existen.

En calizas se observa en general muy bien la S_1 , aunque se da en ocasiones transposición. El alargamiento de cristales de calcita es manifiesto en lámina delgada.

La orientación de la S_1 oscila entre 110° N a 140° y buzamiento variable, como ya hemos indicado.

En cuanto a su datación, en otras áreas del NW se ha considerado originada entre el Devónico Inferior y el Carbonífero Medio (MATTE, 1968).

La segunda deformación en el área estudiada parece presentar caracteres locales, asociada a accidentes tectónicos, tales como cabalgamientos o fallas inversas.

Los pliegues asociados a esta deformación suelen ser isopacos, de ejes subhorizontales y se amortiguan rápidamente. Cuando aparezcan, su aspecto depende del tipo de roca que afecten. Se pueden distinguir dos tipos, sintéticos y antitéticos con el accidente tectónico.

La S_2 crenula la esquistosidad anterior. Cuando se observa, depende del tipo de roca afectado. Así, si el material es pelítico, la S_2 aparece como un strain-slip. En rocas más competentes normalmente no se observa.

La tercera deformación, que pudiera corresponder a la II de MATTE, da lugar a la antiforma de Villalcampo, que hace aflorar los neises microglándulares, replegando la foliación debida a la primera fase, remodela las estructuras originadas por las deformaciones anteriores y lleva asociada una esquistosidad de crenulación de plano axial, visible en gran número de las rocas presentes.

El estilo de los pliegues III varía en función de la litología y de la posición espacial de los planos S_0 afectados por las deformaciones anteriores. En materiales competentes suelen ser isopacos cilíndricos. En alternancias de lalitas y pizarras suelen ser apretados.

La S_3 , en materiales pelíticos es de strain-slip y llega a veces a confundirse con la S_1 . En materiales más compactos da esquistosidad de fractura. Los planos de la S_3 parecen ser constantes en dirección y pendiente, en líneas generales.

La tercera deformación parece ser responsable de la orientación de la granodiorita de Fonfría-Ricobayo, hecho que parece quedar de manifiesto en el estudio microscópico de láminas delgadas de esquistos situados dentro de la banda de metamorfismo de contacto, en donde se observan andalucitas precinemáticas con esta fase.

En áreas próximas a la estudiada ha sido citada una esquistosidad de crenulación, similar a la descrita y cuya interpretación es variada según los autores: RIBEIRO (1970), MARTINEZ GARCIA (1971), MARCOS (1973), PEREZ ESTAUN (1975).

La dirección de la fase III parece ser subparalela a la I, aproximadamente NNW-SSE.

2.3 DEFORMACIONES TARDIAS

Las deformaciones posteriores a la tercera fase son en general poco intensas y por tanto no penetrativas. En primer lugar incluiremos un abombamiento de amplia longitud de onda, con dirección transversal a las anteriores estructuras y que origina un ligero cabeceo de las lineaciones. Esta deformación tardía se observa claramente en la cartografía a escala 1:200.000.

En segundo lugar incluimos las fracturas, decrochement, kink-bands, chevrons. La cronología de todas estas deformaciones es difícil de establecer, pues en general no suelen dar figuras de interferencia.

Respecto a las fracturas, existen varias familias conjugadas y diversos momentos de fracturación, algunos relacionados con el ciclo alpídico. Las direcciones más frecuentes de fracturación son NNE-SSE, NW-SE y N-S.

Los decrochements se desarrollan transversalmente a las estructuras, afectando tanto al paleozoico como a los granitos. La dirección predominante de los mismos es NNE-SSW.

Los kink-bands están casi siempre ligados a decrochements tardihercínicos. Se presentan estas deformaciones como bandas comprendidas entre planos paralelos, en el interior de las cuales la S_1 sufre una rotación. Suelen aparecer con más frecuencia en series de fuerte anisotropía.

En cuanto a los chevrons-folds, los más espectaculares y abundantes los hemos localizado en la franja próxima al cabalgamiento central. Las dimensiones de los pliegues son variables desde tamaño centimétrico o métrico.

2.4 PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES

Sinclinorio de Carbajales.—Constituye la terminación oriental del sincli-

norio Alcañices-Carbajales, que incluye el Sinclinal de San Vitero (MARTINEZ GARCIA, 1972). Comienza al N de Bragança (Portugal) y termina bajo el Terciario de la meseta, en las proximidades de Andavias.

Está enmarcado en ambos flancos por la cuarcita, en facies armoricana y dentro de él aparecen materiales silúricos y devónicos, datados.

Se trata de una estructura de primera fase, muy apretada, de dirección NW-SE, con vergencia inicial al NE, y que ha sido remodelado por las fases posteriores, lo que, unido a su variedad litológica, junto con cambios de facies laterales, hacen compleja su interpretación.

El accidente más importante que lo afecta es una falla inversa, en ocasiones cabalgante, que lo recorre longitudinalmente. Posiblemente se ha originado al final de la primera fase de deformación, habiendo sido deformado por la tercera. Está marcada por niveles cuarcíticos y de liditas, que producen un resalte en el relieve equiparable al de las bandas cuarcíticas.

Antiforma de Villalcampo.—Se trata de una estructura de tercera fase, de dirección NNW-SSE, pues deforma la lineación originada por F1. Sería equiparable a la antiforma que hace aflorar la formación «Ojlo de Sapo» de la Sanabria (NW de Zamora).

Asimismo, en las proximidades de Villadepera, aparecen unos neises microglándulares, en el núcleo de la antiforma, que por sus características petrográficas y estratigráficas pudiera ser equiparable a la formación «Ojlo de sapo» en su modalidad de grano fino.

Junto al puente de Villadepera, sobre el río Duero, se observa el aspecto amplio y suave de los pliegues de tercera fase, pertenecientes a esta antiforma, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación, de plano axial.

2.5 LOS CANTOS DE ROCAS METAMORFICAS. SU SIGNIFICADO

Dentro del sinclinal de Carbajales, aparecen algunos niveles de naturaleza conglomerática y que presentan cantos de rocas metamórficas.

De ellos, nos vamos a referir en concreto a los que se encuentran intercalados en la serie de transición (S-D), constituida por alternancia de rocas pelíticas y niveles calcáreos, cuyo afloramiento estudiado se sitúa al S de Muga de Alba, junto al puente sobre el Esla (ALDAYA et al., 1976).

Los conglomerados forman lentejones de diversos tamaños en el seno de la formación pelítica. Tanto las calizas situadas por encima como por debajo de los citados conglomerados, han suministrado fauna de Conodontos, que permiten datar los conglomerados entre el Silúrico Superior y el Devónico Inferior, por debajo del Emsiense.

Los cantos presentan una esquistosidad interna discordante con la de la matriz y la de las rocas pelíticas o circundantes. En algunos cantos se observa un plegamiento de la esquistosidad principal, así como la existencia

de texturas de cuarzo granulítico, lo que indicaría una cataclasis en zonas profundas.

La biotita aparece en el interior de algunos cantos, lo que contrasta con el metamorfismo sumamente débil que afecta a los esquistos que rodean a los lentejones conglomeráticos.

De todo ello concluimos que los citados conglomerados se han originado a partir de rocas que presentaban un metamorfismo regional anterior a la erosión, que las rocas erosionadas procedían de diferentes niveles, al estar afectadas de forma desigual por el metamorfismo. Por tanto, se deduce la existencia de un metamorfismo regional, seguido de un período erosivo, anterior al Devónico Inferior (Emsiense) en algún área relativamente próxima a la Hoja estudiada.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 CICLOS PREHERCINICOS

La evolución paleogeográfica del Precámbrico es difícil de reconstruir, en parte porque los terrenos pertenecientes a este período están aislados tectónicamente, dentro de otros más recientes; por otro lado, los sedimentos más antiguos que nos aparecen en esta Hoja no conservan las estructuras sedimentarias, debido a la intensidad del metamorfismo y deformaciones hercínicas. Únicamente a partir de correlaciones con series próximas, de posición estratigráfica similar y en las que los procesos de metamorfismo y deformación sean menos intensos, se podría deducir la historia paleogeográfica.

RIBEIRO (1974), considera que se pueden establecer dos dominios, de evolución completamente diferente, uno en relación con los complejos polimetamórficos de la zona de Galicia media-Tras-os-Montes, en donde se puede poner en evidencia una evolución de tipo «eugeosinclinal» (DEN TEX & FLOOR, 1971) y un segundo dominio constituido por el substrato naísico de la zona de Galicia oriental y de la zona Centro-Ibérica.

En esta última, el substrato está compuesto fundamentalmente por ortoneis, derivados de granitos de megacristales.

Podemos concluir que el zócalo precámbrico, sobre el que se van a depositar los materiales del ciclo hercínico, era bastante poco homogéneo, con una banda de terrenos en la que predominaban los compuestos básicos y ultrabásicos, rodeada por un área granítica muy extensa (RIBEIRO, 1974).

3.2 CICLO HERCINICO

El comienzo del ciclo hercínico parece ligado al depósito de materiales vulcano-sedimentarios ácidos, del tipo «Olo de Sapo», que recubren el Precámbrico básico, ultrabásico y neísico.

Posteriormente, se comienza a diferenciar una zona «geanticlinal» [banda del «Olo de Sapo»), que separa dos regiones subsidentes, zona Centro-Ibérica y zona Oeste-Asturiano-Leonesa, de características sedimentarias distintas.

Al final del Cámbrico, los materiales de la zona Centro-Ibérica son deformados con ondulaciones de amplio radio de curvatura, fase sárdica (TEIXEIRA, 1973) y que estaría representada por los conglomerados de tipo tilloide que aparecen por debajo del Ordovícico datado en Monçorvo (Portugal) y en las proximidades de Zamora (QUIROGA, 1977).

En el Ordovícico, la sedimentación es típica de una cuenca de profundidad media, con ligeras oscilaciones. El continente que aporta el material detrítico se sitúa probablemente en la Zona de Galicia medio-Tras-os-Montes.

La serie está compuesta de esquistos pelíticos, arenosos, y niveles cuarcíticos. La cuarcita masiva que forma el techo de la serie, por sus características, señala una época de escasa profundidad en la sedimentación (estraatificación cruzada, Cruzianas).

Durante el Ordovícico Medio se pasa a un régimen auxínico, que continúa durante el Ordovícico Superior. Los depósitos son ricos en materia orgánica y sulfuro de hierro, estando constituidos fundamentalmente por pizarras oscuras.

El tránsito al Silúrico está señalado por movimientos epirogénicos, como lo prueba la discordancia cartográfica entre ambos. La cuenca se hace inestable y alternan materiales de dominios tranquilos, junto a otros detríticos y episodios volcánicos. Todo ello está íntimamente ligado a la evolución del Macizo de Morais (Portugal), eminentemente próximo. Según RIBEIRO (1974), se comienza a individualizar la fosa transmontana en este período, lo que conlleva a que sobre la plataforma que la bordea se depositen materiales de tipo euxínico y calizas recifales, mientras que la fosa es progresivamente colmatada por elementos terrígenos. Posteriormente, tienen lugar una serie de movimientos verticales que originan una regresión, señalada por el depósito de cuarcitas arenosas, arcóscicas, que se depositan en general discordantes.

Al mismo tiempo, tiene lugar un aporte volcánico relacionado con un vulcanismo, situado lo más probable en las proximidades de los Macizos, que estarían ya prefigurados como horsts. Las partes emergidas suministrarían materiales detríticos a la cuenca, siendo fuente también de las corrientes de turbidez que originan las secuencias flyschoides.

El Devónico datado, representado por niveles pelíticos, alternando con otros calizos, indica una cuenca no muy profunda y de características reductoras.

La primera deformación regional debió tener lugar entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio, según se correlaciona de áreas próximas. Durante la segunda se origina el cabalgamiento longitudinal y al final de ella se intruye la granodiorita. La fase tercera orienta la granodiorita anterior y deforma las estructuras anteriores. Al final de la misma se intruyen los granitos adamelíticos de la esquina SW de la Hoja.

3.3 CICLO ALPINO

La estructura geológica de la región queda ya prácticamente definida al final del ciclo hercínico. Posteriormente, la cadena sufriría un levantamiento progresivo, pasando a ser un zócalo rígido, que reacciona a los esfuerzos posteriores fracturándose y dando lugar a una tectónica de bloques.

Se trata, pues, de una época distensiva, en la que se emplazan toda una serie de filones, que cicatrizan fracturas preexistentes, se originan «grabens», que darán lugar a las cuencas terciarias.

Durante el comienzo del Terciario, el clima es tropical y sobre la topografía preexistente tiene lugar una evolución cíclica del relieve, dando origen a las «penillanuras parciales» (SOLE, 1954).

De acuerdo con los estudios realizados por CORROCHANO (1977), en la provincia de Zamora, podemos indicar que la sedimentación terciaria comienza con depósitos de abanicos aluviales, cuya área fuente estaría situada al W.

En el Eoceno Medio y Superior, se instalan en la región sistemas fluviales anastomosados, formándose al final del ciclo algunos medios restringidos, de escaso desarrollo al E de Zamora.

Posteriormente tiene lugar un rejuvenecimiento del relieve, en el área fuente, lo que se traduce en la aparición de un nuevo ciclo de sistema fluvial anastomosado, que termina evolucionando a medios lacustres restringidos.

Más tarde se desarrollan unas rañas cuaternarias, de tipo glacis, en función de los relieves existentes.

4 PETROLOGIA

4.1 INTRODUCCION

Las rocas ígneas ocupan una importante extensión en esta Hoja, siendo el afloramiento más importante el de la granodiorita precoz. Aunque no

han sido datadas radiométricamente, su correlación con otras rocas ígneas del Hespérico se puede efectuar en virtud de sus características.

MATTE (1968), en su síntesis del NW peninsular, llega a la conclusión de que en la región de pliegues de plano axial subvertical, los granitos se emplazan con posterioridad a su primera fase de deformación. Los granitos de dos micas los considera inmediatamente anteriores a su fase II, o contemporánea con ella, aunque indica que pudieran existir algunos granitos de dos micas posteriores a la fase II pero anteriores a las fases tardías. Deduce asimismo que los granitos porfiroides de biotita son los últimos en instalarse.

CAPDEVILA (1969) clasifica los granitos de Galicia en dos grupos:

- a) Grupo alcalino de leucogranodioritas y granitos.
- b) Grupo calcoalcalino de granodioritas.

En el primer grupo incluye a los granitos y rocas asociadas en macizos parautóctonos, posteriores a la fase I y al paroxismo del metamorfismo regional y ligeramente anteriores o contemporáneos con la fase II hercínica, así como los granitos porfiroides muy ricos en potasio, en macizos intrusivos, netamente posteriores a la fase II. Estos granitos se encuentran estrechamente relacionados con migmatitas.

El segundo grupo comprende granodioritas con megacrístales en macizos alargados, anteriores a las granodioritas del grupo primero y granodioritas con o sin megacrístales, en macizos circunscritos, posteriores a todas las manifestaciones metamórficas y tectónicas importantes. No suelen estar relacionadas con migmatitas.

Teniendo en cuenta las dataciones radiométricas efectuadas en diversos granitos (s. Lat), los clasifica del modo siguiente:

- a) Granitos emplazados entre 310 y 320 m. a.
- b) Granitos emplazados entre 295 y 290 m. a.
- c) Granitos emplazados entre 270 y 260 m. a.

MARTINEZ GARCIA (1971-73), en su estudio de la región de la Sanabria, en relación con los granitos y su edad relativa, y teniendo en cuenta sus fases, los clasifica en:

- Ga.—Granitos de tendencia alcalina, introducidos antes de la fase I (Ortoneis de San Sebastián).
- Gb.—Granitos de tendencia alcalina. ¿Anteriores a la fase II?
- Gc.—Dioritas y cuarzdioritas, anteriores a la fase II o al final de la misma fase.
- Gd.—Granodioritas biotíticas, emplazadas probablemente antes de la fase III o simultáneamente.

Ge.—Granodioritas moscovíticas, emplazadas durante la fase IV y con orientación marcada.

Gf.—Granodioritas de dos micas, introducidas antes de las fases tardías y posteriormente a la IV.

Gg.—Granodioritas biotíticas con megacrístales, posteriores a la fase IV.

RIBEIRO (1974), en su estudio de la región de Tras-os-Montes, clasifica los granitos, en virtud de dataciones radiométricas, de la siguiente forma:

Granodioritas calcoalcalinas precoces	315	10 m.a.
Granitos alcalinos de dos micas	305	10 m.a.
Granitos alcalinos de dos micas y con megacrístales.	303	6 m.a.
Granodioritas calcoalcalinas tardías	275	10 m.a.

4.2 ROCAS IGNEAS

De acuerdo con lo anterior y los estudios realizados en la Hoja presente y a la falta de dataciones radiométricas, consideramos que la granodiorita de Ricobayo podría ser posterior a nuestra fase I y anterior a la III. Los granitos adamellíticos de la esquina SW podrían ser de sinfase III a posfase III, lo que podría explicar su orientación periférica, así como el cambio textural de los mismos.

4.2.1 GRANODIORITA DE RICOBAYO

Aparece en forma de macizo alargado, paralelo a las estructuras y en una longitud de unos 30 kilómetros. Pertenece al grupo de los granitos calcoalcalinos, desarrollando un metamorfismo térmico, claramente manifiesto en las pizarras del Ordovícico Medio-Superior que lo contornean en algunos parajes [Ceadea]. Aparecen en ellas interesantes cristales de andalucita afectados por la F_3 , lo que nos indica la época de instalación de la granodiorita.

Respecto a su constitución y textura, es una roca bastante homogénea, granuda, de grano medio, tonos claros, de dos micas, apareciendo orientada y en ocasiones deformada.

Petrográficamente presenta textura holocristalina, hipidiomorfa, siendo sus componentes principales plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita. Como accesorios aparecen apatito, turmalina, circón. La plagioclasa suele ser oligoclasa.

4.2.2 DIORITA DE PINO

Se trata de una roca granuda, de grano medio a fino, de tonos oscuros, verdosos y una ligera orientación.

Aflora en las proximidades de Pino del Oro, en un área muy reducida. Parece relacionada con la diorita de Moveros.

Petrográficamente, su textura es holocristalina-alotriomorfa, siendo sus constituyentes principales plagioclasa, anfíbol, biotita, esfena. Como accesorios, circón y turmalina.

4.2.3 GRANITOS ADAMELLITICOS

En todo el NW, los granitos adamellíticos son los más frecuentes y de estructura más compleja. Normalmente forman macizos de contornos irregulares que intruyen a la serie infraordovícica y a la granodiorita precoz. Se suelen considerar tardicinemáticos. Se las supone originados por anatexia en zonas profundas, en el momento culminante del metamorfismo hercínico y emplazados al final de la última fase importante.

Afloran en la esquina SW de la Hoja. Se trata de una roca granuda, clara, porfídica, presentando con frecuencia fenocristales de feldespato.

En general el carácter dominante lo constituye la presencia de megacristales de feldespato potásico, de idiomorfismo acusado, que pueden alcanzar hasta 10 cm. Estos granitos son de tonos claros, de grano medio a grueso (Md 0,5-2 mm.).

Los caracteres texturales varían según nos acerquemos del centro al contacto con las rocas de la caja, contacto que en general es neto, pero otras veces presenta una zona de transición, con restos englobados de la roca encajante. Moviéndonos del núcleo de estos granitos hacia el borde, podemos definir a groso modo los tipos siguientes:

- Granitos porfídicos «Sensu strictu».
- Granitos porfídicos algo orientados.
- Granitos porfídicos muy orientados.

Además de los cambios texturales, se pueden apreciar cambios mineralógicos entre los que debemos destacar: un aumento paulatino en el porcentaje de moscovita y la presencia hacia el borde de sillimanita, siempre como mineral accesorio.

El feldespato potásico constituye los megacristales de estos granitos. Es siempre microclina de variable triclinicidad micro-mesopertitizada, casi siempre con macla de Karlsbad y bastante idioformo. Presenta frecuentes inclusiones de plagioclasas, cuarzo y micas. Todas estas inclusiones constituyen cristales idiomorfos-subidiomorfos originados en una primera fase de cristalización.

Al microscopio, presentan textura holocristalina-hipidiomorfa, siendo sus componentes principales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios: apatito, circón y a veces turmalina.

4.3 ROCAS FILONIANAS (FO²³)

Con muy poca representación en esta Hoja, constituyen diques de poco espesor, integrados fundamentalmente por cuarzo.

Dentro de las rocas graníticas, aparecen otros aplíticos y pegmatíticos, cuya representación a la escala del trabajo, no es posible, por tratarse en ocasiones de potencias de menos de 1 m. Estos últimos son generalmente turmaliníferos y se les supone emplazados al final del ciclo hercínico.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Existen en la Hoja numerosos indicios de antiguas labores mineras, en relación con mineralizaciones de hierro, manganeso, estaño y oro, principalmente. Aparecen también indicios de Wolframio, cobre y minerales radiactivos.

En la actualidad sólo existe una rudimentaria explotación de baritina, al S de Vida de Alba. Se trata de lentejones interestratificados entre pizarras y rocas silíceas del Silúrico Superior, a las que se asocia a veces un vulcanismo ácido.

Las mineralizaciones de hierro aparecen en relación al Ordovícico Superior, aunque también se han encontrado indicios en relación con calizas silúricas (Campillo). Se trata normalmente de magnetita, hematites y limonita.

Respecto a mineralizaciones de estaño, cabe destacar la zona de Villadepera, en que aparecen indicios de casiterita en relación con diques de cuarzo y filones de pegmatitas.

Relacionados con los granitos adamelíticos de Sayago, se han citado indicios de Wolframita, en la esquina SE de la Hoja.

Respecto al manganeso, aparecen indicios de Pírolusita, relacionados con vulcanismo silúrico. Se trata normalmente de lentejones aislados, de los que se han extraído manualmente algunas pequeñas cantidades, en épocas pasadas.

Se han señalado indicios de oro en los términos de Pino del Oro y Villadepera, en relación con los granitos. Hubo algunas explotaciones antiguas a este respecto.

5.2 CANTERAS

Las pocas canteras existentes en la Hoja han tenido casi siempre carácter temporal. En la actualidad está en actividad una al W de Pino, que utiliza como materia prima la granodiorita, y suministra a las obras de la presa de Castro. Con destino al abastecimiento de áridos para Obras Públicas, se utilizan en ocasiones los canchales y derrubios de las cuarcitas (Puente de Carbajales).

En algunos lugares se extraen arcillas, cuya finalidad es la fabricación de productos cerámicos, destinados al mercado local, tales como ladrillos y alfarería. Se sitúan preferentemente asociados a zonas de alteración de los granitos (W de Fonfría).

El resto de la cantería se limita a extracciones temporales, de carácter rústico, de pizarras, areniscas y cuarcitas, destinados a fines elementales, tales como cercados y casas. Esta modalidad va siendo desplazada en la actualidad por productos industriales.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, podemos señalar dos conjuntos claramente diferenciados, el zócalo y la cobertera terciaria.

Los principales parámetros hidrológicos de la zona son los siguientes: La precipitación anual presenta una media de 700 mm., con un máximo de 100 mm. en diciembre-enero y un mínimo en julio-agosto de 10-15 mm.

La temperatura media mensual oscila desde un mínimo de 4° a un máximo de 22°, según los meses de enero y julio respectivamente.

La evapotranspiración potencial es del orden de 70 mm/mes, con un mínimo en diciembre-febrero de unos 10 mm/mes y un máximo en julio-agosto de 120 mm/mes.

La permeabilidad primaria de las rocas del zócalo es muy baja. La secundaria, en relación con planos de discontinuidad, es algo más elevada, pero también baja. En relación con los terrenos del zócalo existen algunos acuíferos que explotan en la actualidad los núcleos rurales asentados y que en ocasiones son insuficientes, sobre todo en época de sequía.

En relación con la cobertera, al estar situados en un borde de cuenca, se pueden presentar niveles lentejonares, dispersos, que acumulan cantidades importantes de agua. No se ha realizado hasta el momento ningún estudio profundo a este respecto y los datos aportados por pozos rurales son escasos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1966).—«Géologie sommaire de l'Unité de Morais (Tras os Montes, Portugal)». *Leidse Geol. Meded.* Deel 36, pp. 301-304. Leiden.
- ARRIBAS, A., & JIMENEZ, E. (1971).—«Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 28 (Alcañices)». *Inst. G. M. España*, Madrid.
- BARD, J.-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1970).—«Le Prè-cambrien de la Péninsule Ibérique». Colloque sur les corrélations du Prècambrien. Mai 1970. Rabat et Paris, Sous presse.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progresif et les granites du sègment hercynien de Galice nord-orientale (Nord Ouest de l'Espa.)». *Thèse Fac. Sciences Montpellier*, 430 p.
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P. (1970).—«Les différentes types de granites hercyniens et distribution dans le Nord Ouest de l'Espagne». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 81, pp. 101-111.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase Tectonique hercynienne en Galice Moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2527-2530.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1931).—«O Paleozoico português (Sintese e critica [Diss. Porto])».
- COMTE, P. (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, 440 S, Madrid.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper ordovician turbidites in western Asturias: a facies analysis with particular reference tu vertical and lateral variations». *Palaeogeogr. palaeoclimatol. Palaeocol.*, vol. 15, pp. 169-184, 4 figs., Amsterdam.
- FERRAGNE, A. (1968).—«Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridional, Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, Paris, ser. D, núm. 266, pp. 2375-2379.
- FERREIRA, M. R. P. (1965).—«Geologia e petrologia de regia de Rebordalo Vinhais». *Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, vol. 36, pp. 1-287.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTINEZ GARCIA, E. (1972).—«El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España central)». *Stud. Geol. Univ. Salamanca*, núm. III, pp. 23-41, Salamanca.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 848 S., Madrid.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Hercínica del occidente de Asturias (NW de España)». *Trab. de geol.*, núm. 6, Fac. de Cienc. Univ. de Oviedo.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F. J. (1974).—«Estudio del área metamórfica y gra-

- nítica de los arribes del Duero (prov. de Salamanca y Zamora)». *Tesis doctoral. Dept. de Petrología. Fac. de Cienc. Univ. Salamanca.*
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la posición del "Olló de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense». *Com. Serc. Geol. Port.*, 53, pp. 37-42.
- (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria». *Stud. Geol.*, núm. 5, pp. 7-106. Univ. de Salamanca.
- MATTE, Ph. (1968).—«La estructura de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Univ. Grenoble*, 44, pp. 153-281.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction à la géologie de "l'Olló de Sapo" formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, páginas 119-153.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 1, pp. 1-148.
- QUIROGA, J. L. (1976).—«Sobre el "Olló de Sapo" de Villadepera (Zamora) y su relación con el Miranda do Douro». *IV Reuni. Geol. W. Pen. Iber.*, Salamanca (Int. litt.).
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. (1966).—«Stratigraphie et structure de Tras os Montes oriental (Portugal)». *Leidse Geol. Meded.*, 36, pp. 293-300.
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution à l'étude tectinique de Tras-os-Montes oriental (Portugal)». *Ser. Geol. de Port.* Men. 24, Lisboa.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 81, pp. 7-20.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, N., & LOBATO, M. P. (1955).—«Datos sobre la petrografía de los alrededores del lago de Sanabria (Zamora)». *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, 27-28, 371-382.
- SDZUY, K. (1971).—«Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica». *Publ. I Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Escon.*, Sec. 1, tomo 2, pp. 753-768.
- TEIXEIRA, C. (1954).—«Les conglomérats du complexe des schistes et grauwackes antéordovicien portugais». *Acad. Cienc. Lisboa*, Clases de Ciencias, Sess 1, abril 1954.
- (1955).—«Notas sobre geología de Portugal: o complexo xisto-grauváquico antéordoviciano. Lisboa, 1955.
- (1960).—«L'évolution du territoire portugais pendant les temps antémésozoïques». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 13, pp. 229-255, Porto.
- TEX, E. den & FLOOR, P.: A synopsis of the geology of western Galicia». *Hist. Struct. Golfe Gascogne, Symp. Inst. Fr. Petr.* C. N. E. O. Rueil-Malmaison, 1, 1-3-1 a 1-3-13.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA