

20156



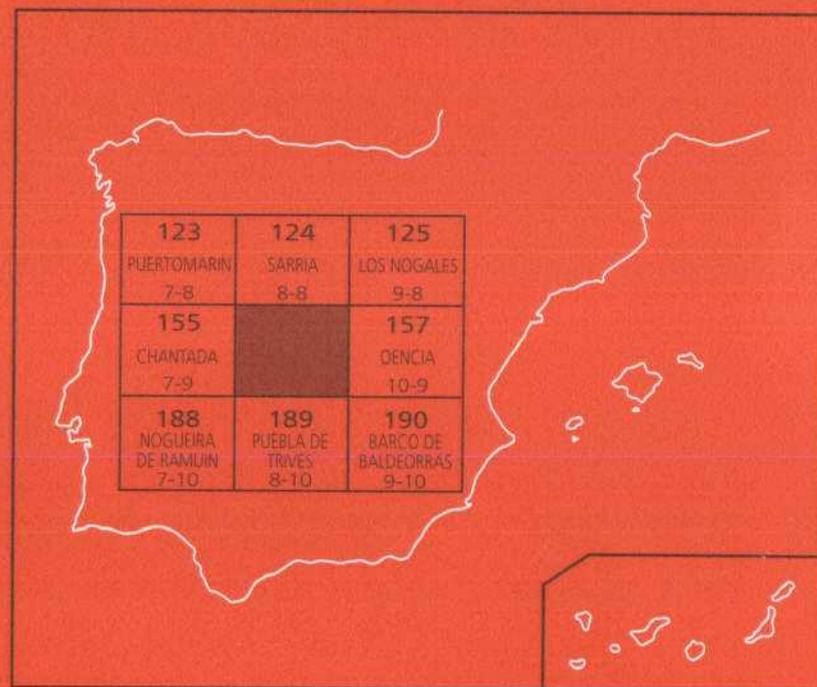
Instituto Geológico y Minero de España

156
8-9

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



MONFORTE DE LEMOS

ISBN 84-7840-443-0



9 788478 404438



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MONFORTE DE LEMOS

Segunda serie. Primera edición 1981
Reimpresión 2002

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S.A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME. Han participado en su ejecución los Licenciados en Ciencias Geológicas M. Iglesias Ponce de León y F. González Lodeiro, siendo el supervisor del IGME L. R. Rodríguez Fernández.

INFORMACIÓN 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.

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Web: <http://www.igme.es>
ISBN: 84-7840-443-0
Depósito Legal: M-25734
NIPO: 241-97-002-3
Primera Edición 1981
Reimpresión 2002

Imprime: Gráficas Chile, S.A.L. - C/. Chile, 27 - 28016 MADRID

0 INTRODUCCIÓN

0.1 SITUACIÓN

La Hoja de Monforte de Lemos, núm. 156 (8-9) se encuentra localizada en la parte sur-oriental de la provincia de Lugo (fig. 1).

Dentro de ella se pueden separar dos dominios morfológicos. Un primer dominio ocupa la mitad oriental, correspondiente a la sierra del Caurel, con un relieve accidentado que culmina en cotas superiores a los 1.400 metros (Peña Escrita). Un segundo dominio, en la parte occidental, corresponde a la depresión terciaria de Monforte, donde se observan formas planas en los materiales terciarios y suaves ondulaciones correspondientes a los afloramientos de materiales paleozoicos y precámbricos.

Los principales cursos de agua son el río Lor, que discurre en dirección SO-NE y atraviesa la sierra del Caurel, y el río Cabe, cuyo nacimiento está situado en la región de Incio y atraviesa la cuenca terciaria con una dirección también SO-NE. Estos dos ríos pertenecen a la cuenca hidrográfica del Sil, en la cual vierten aguas todos los ríos y arroyos de la Hoja.

Desde un punto de vista paleogeográfico, se pueden distinguir dos dominios, uno que corresponde a la zona III de Matte y que ocupa dos tercios de la Hoja, y otro,

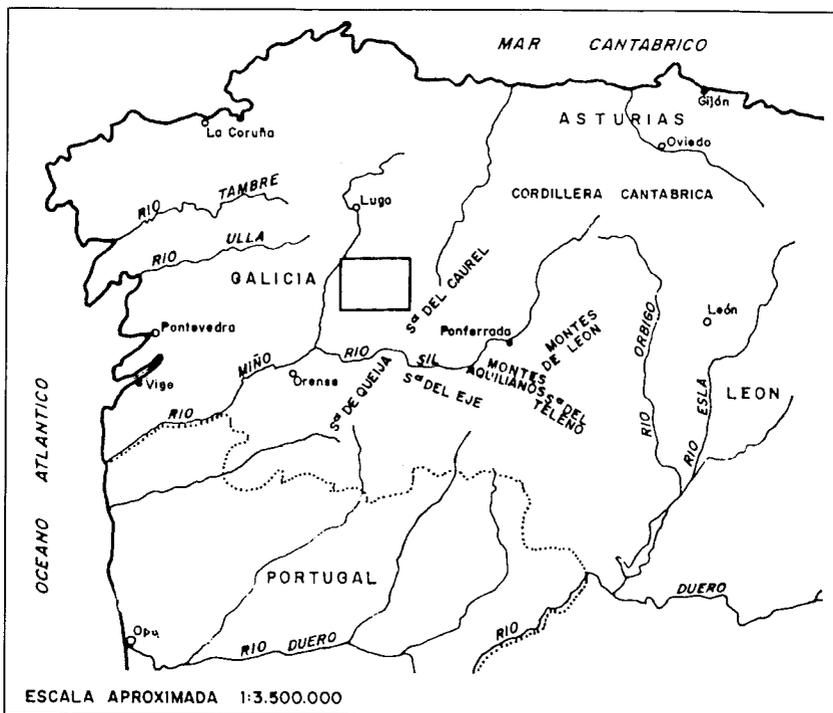


Fig. 1.- Esquema de situación geográfica de la Hoja.

situado al SO, que pertenece a la parte externa de la zona IV (Galicia media-Tras os Montes) del autor antes citado (fig. 2).

Desde el punto de vista estructural, se pueden distinguir cuatro grandes unidades de NO a SO: el flanco normal del anticlinal tumbado Mondoñedo-Lugo-Sarriá, el pliegue tumbado del Caurel, el sinclinal del Sil y el anticlinorio de Olló de Sapo, el cual aflora en su mayor parte en la depresión terciaria.

Todas estas estructuras fueron originadas durante la primera fase de deformación hercínica y posteriormente modificadas por otras fases tardías. De entre ellas se puede destacar la que originó la flexión (Quiroga-Sanabria) que afecta al pliegue tumbado del Caurel. El metamorfismo regional, de tipo intermedio de baja presión, alcanza su máximo después de la primera fase y antes de las fases tardías (CAP-DEVILA, 1968).

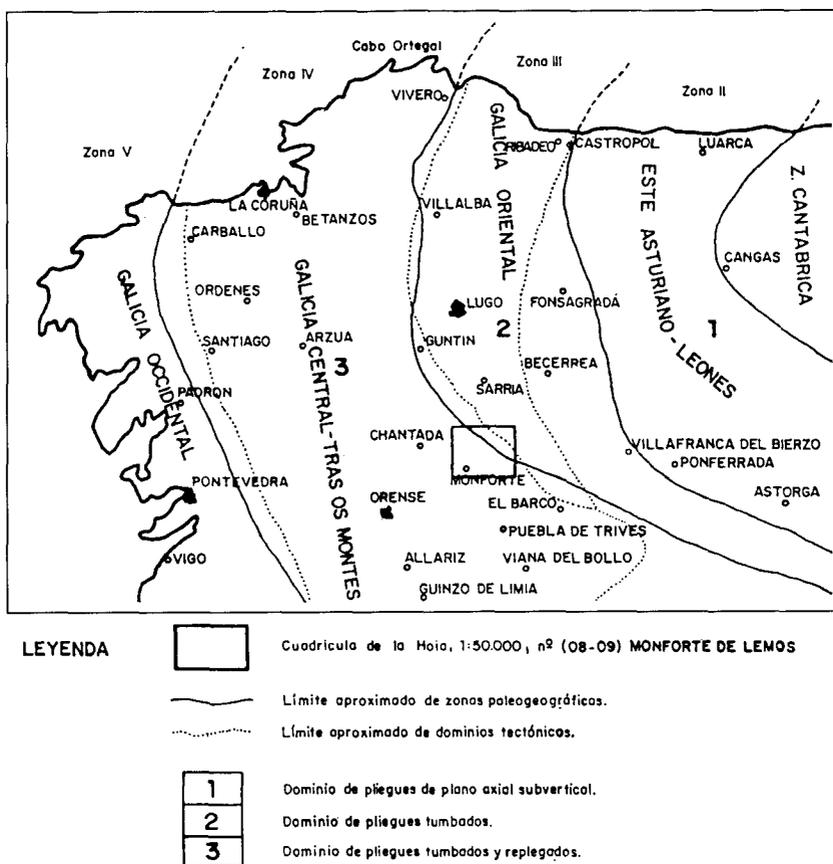


Fig. 2.- Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NO de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales (MATTE, P., 1968)

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los trabajos más antiguos sobre la zona y que han sido utilizados, son los realizados por SCHULZ (1835), que publica el primer mapa petrográfico de Galicia, BARROIS (1882) y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1915, 1922, 1935a, 1935b y 1942), en cuya obra se encuentra gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales ordovícicos y silúricos. Este autor realiza un mapa geológico a escala 1:400.000.

Con los trabajos de PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964 y 1967) se inicia una nueva etapa en el conocimiento geológico general de Galicia.

Este autor realiza un mapa a escala 1:400.000, publicado en 1963, que recoge, principalmente, todas las observaciones realizadas por dicho autor. En 1967 y bajo su dirección se publica «La Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique» a escala 1:500.000, siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal, celebrada en 1965, mapa que nos ha sido de gran utilidad. Otros trabajos de gran importancia en esta región son los realizados por los geólogos alemanes de la Universidad de Münster, bajo la dirección del Profesor F. LOTZE. De entre ellos cabe destacar los de WALTER (1962, 1963, 1966 y 1968) en los que establece series muy detalladas de los materiales paleozoicos en la región de Mondoñedo, que han sido seguidas en el presente trabajo para la parte NNE de la Hoja y los de RIEMER (1962, 1963 y 1966), en donde se presenta una cartografía muy precisa que abarca la casi totalidad de la Hoja. También hay que destacar los trabajos de MATTE (1963, 1964, 1966, 1967 y 1968) en los cuales se describen los rasgos estructurales de la región, con gran precisión; los de CAPDEVILA (1969) sobre la evolución del metamorfismo de Galicia y los realizados por el IGME en los últimos años para el Plan Magna, algunos de ellos publicados (Hoja de Chantada, Nogueira de Ramuín) y otros en curso de publicación (Hoja de Sarriá, Los Nogales, Puebla de Trives y Oencia).

Los primeros trabajos que describen los materiales terciarios de la Hoja son debidos a SCHULZ (1835), que lo data como perteneciente al Terreno secundario, aunque con algunas dudas. Más recientemente, BIROT y SOLE (1954) describen con más precisión estos sedimentos y les atribuyen una edad Miocena por correlación con los sedimentos del Mioceno Medio de Castilla. Todos los autores posteriores: LUCAS y col. (1963), RIEMER (1966), NONN (1966), BRELL (1972), BRELL y DOVAL (1974) y VIRGILI y BRELL (1975) aceptan dicha edad para estos materiales.

De entre los últimos cabe destacar el trabajo de BRELL (1972), que distingue tres miembros dentro de la Formación Monforte y que denomina «Miembro Sober», «Miembro Reigade» y «Miembro de Barrioncas».

1 ESTRATIGRAFÍA

1.1 INTRODUCCIÓN

La totalidad de las rocas que afloran dentro del área de la Hoja son de origen sedimentario. Se pueden separar en dos grandes grupos:

- Rocas deformadas y metamorizadas durante la orogenia hercínica, cuya edad oscila entre el Precámbrico y Carbonífero probable.
- Rocas recientes, de edad Terciario y Cuaternario.

Se pueden distinguir dos grandes dominios para los materiales del Precámbrico y Paleozoico que, de NE a SO, son: Dominio del Domo de Lugo, pliegue tumbado del Caurel y dominio del anticlinorio de Olló de Sapo.

El primer dominio se caracteriza por la existencia de materiales del Cámbrico Inferior y probablemente del Cámbrico Medio y Superior. Estos materiales descansan sobre una potente serie esquistosa-arenosa, denominada Serie de Villalba por BARROIS (1882), de edad Precámbrico Superior, que aflora en la Hoja de Sarriá, situada inmediatamente al norte de la presente Hoja. Es característica, asimismo, la existencia de una discordancia entre el Wenlock y las series infrayacentes. Los materiales del Wenlock llegan a descansar sobre el Ordovícico Inferior e incluso sobre Cámbrico Superior (MATTE, 1968). Otra característica es la presencia de caliza en el Ordovícico Medio en el dominio del pliegue tumbado del Caurel, así como la presencia de materiales del Devónico Inferior y de otros atribuidos al Carbonífero.

El dominio del anticlinorio del Olló de Sapo, situado más hacia el SO, se caracteriza por la ausencia del Cámbrico, descansando el Ordovícico Inferior directamente sobre la serie porfiroide del Olló de Sapo, de edad Precámbrico. Las relaciones entre estos dos dominios no son observables en ningún punto y la zona de paso debe situarse en el denominado sinclinal del Sil.

1.2 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

1.2.1 Cámbrico

Los materiales pertenecientes a este sistema afloran en el ángulo NE de la Hoja en la región del Incio y Santalla. Dentro de él y de muro a techo se pueden distinguir las siguientes formaciones:

- Cuarzitas y pizarras. Cuarzita de Cándana inferior (CA_{1,q}).
- Calizas y dolomías. Caliza de Cándana (CA_{1,c}).
- Pizarras de Cándana (CA_{1,pl}).
- Pizarras arcillosas y arenosas, areniscas, calizas, lenticulares y ampelíticas. Capas de tránsito (CA_{1,p₂,c} y ap).
- Calizas grises. Caliza de Vegadeo (CA_{1,2}).
- Pizarras, areniscas y cuarzitas. Capas de Villamea (CA_{2-O₁}).

En la denominación de estas formaciones se ha seguido la nomenclatura establecida por WALTER (1963-1968) en la región de Mondoñedo, aunque la potencia se conserva y faltan algunas formaciones y tramos como la cuarzita de Cándana Superior y Capas de Riotorto, que sí afloran en el otro flanco del Domo de Lugo, en la Hoja de Sarriá. No se ha encontrado fauna en ninguno de los niveles y su edad se ha establecido a partir de edades asignadas por el autor antes citado.

1.2.1.1 *Cuarcitas y pizarras. Cuarcita de Cándana Inferior (CA,q)*

Son los materiales más antiguos que afloran en este dominio. Fue definida esta formación por LOTZE (1957). Afloran en una extensión de un kilómetro cuadrado en las proximidades de Dontid, en el núcleo de un pliegue tardío donde no se ha observado el muro de la formación. En la Hoja de Sarriá aparece concordante con la serie de Villalba (MARTÍNEZ CATALÁN y PABLO MACÍA, 1977). Según estos autores la potencia no supera los 75 m. Está compuesta por cuarcitas, cuarcitas conglomeráticas, areniscas, pizarras arenosas y pizarras de tonos verdosos; aparecen como estructuras sedimentarias, laminación paralela, laminación flasher, ondulante, etc. En los niveles más conglomeráticos se observan granoclasificaciones. Las cuarcitas están constituidas por cuarzo fundamentalmente, apareciendo en menor cantidad feldespatos, biotita, moscovita y clorita. La proporción de estos otros minerales es variable, pero siempre menor de un 8-10 por 100 del total de la roca. Como accesorios se encuentran siempre presentes turmalina, apatito, circón y óxidos de hierro.

1.2.1.2 *Calizas y dolomías. Caliza de Cándana (CA,c)*

Descansa esta formación concordantemente sobre la anterior. Existe un tramo poco potente de pizarras en la base, no representable en la cartografía, por lo cual se ha situado la formación carbonatada directamente en contacto con la cuarcita de Cándana Inferior. El espesor de la formación es de unos 35 m. En la cantera cerca de Dontid se observa que son fundamentalmente dolomías, con alguna intercalación caliza.

Al microscopio están constituidas por granos de dolomita, totalmente recristalizada, encontrándose como accesorios en cantidad variable, siempre menos del 10 por 100, de cuarzo, mica blanca y biotita.

1.2.1.3 *Pizarras de Cándana (CA_{1p1})*

Afloran como los materiales antes descritos en el núcleo de un anticlinal de fase tardía en la región del Incio y además en el flanco normal de sinclinal del Caurel en la esquina NE de la Hoja. Es un conjunto de unos 100 m. de potencia, de pizarras verdosas con delgadas intercalaciones de cuarcitas, areniscas y carbonatos.

Los niveles areniscosos situados hacia el techo de la formación podrían corresponder a la cuarcita de Cándana superior, mejor representada en el otro flanco del Domo de Lugo.

1.2.1.4 *Pizarras arcillosas y arenosas, areniscas, calizas lenticulares y ampelitas. Capas de tránsito (CA_{p2}, C, ap)*

Es un conjunto de unos 90 a 100 m. de potencia de pizarras de tonos grises y ver-

dosos, con delgadas intercalaciones de areniscas. Los niveles arenosos presentan hacia la base tonalidades verdosas, mientras que hacia el techo es frecuente encontrar tonos rosados que la distinguen de la formación infrayacente.

Dentro de esta formación se encuentran algunas intercalaciones calcáreas, como la que puede observarse en Santa Eulalia de Trascastro, de unos 10 a 15 m. de potencia. Hacia el techo y por encima de las intercalaciones de calizas se observa un nivel de unos 20 m. de potencia de ampelitas con intercalaciones de niveles ferruginosos, que ha sido representado en la cartografía como nivel guía.

Las areniscas están constituidas por cuarzo y en menor proporción por plagioclasa, moscovita, clorita y biotita. Como accesorios se encuentran turmalina, circón y óxidos de hierro.

En los términos más pelíticos el contenido en cuarzo disminuye e incluso puede llegar a estar totalmente ausente.

1.2.1.5 *Calizas grises. Caliza de Vegadeo (CA_{1,2})*

Esta formación, definida por BARROIS (1882) con el nombre de «Caliza de la Vega», en la región de Vegadeo aflora en el ángulo NE de la Hoja, donde alcanza una potencia de unos 200 m., y en la parte norte central, donde su potencia no sobrepasa los 20 m. En algunos sitios, como en Outara, su potencia es de unos 10 m.

En la zona de Piedrafita, al NE de la Hoja, está constituida por potentes bancos de calizas y dolomías. Estas últimas se presentan intercaladas en la serie y apareciendo siempre en el techo de la misma. No se han observado los miembros que definen ZAMARREÑO et al (1975) en la región de Ponferrada, ni MARTÍNEZ CATALÁN y PABLO MACÍA (1977) en la parte nororiental de la Hoja de Sarriá.

Desde el punto de vista petrográfico el tramo superior está constituido fundamentalmente por dolomías que presentan dolomita como mineral principal, y cuarzo y calcita como minerales secundarios, todos ellos recristalizados. Los niveles inferiores están formados por calizas. El constituyente principal es la calcita y en cantidades variables cuarzo y moscovita; la cantidad de cuarzo en algunos niveles puede llegar a ser equivalente al de calcita.

Con respecto a la edad, basándose en las correlaciones con la región de Ponferrada y Piedrafita, la mayor parte de la formación sería de edad Cámbrico Inferior. La parte superior y según ZAMARREÑO et al (1975) debe corresponder al Cámbrico Medio.

1.2.1.6 *Pizarras, areniscas y cuarcitas. Capas de Villamea (CA₂-O₁)*

Aflora esta formación en flanco normal del sinclinal del Caurel y en el núcleo del

anticlinal del Piornal, RIEMER (1966). En esta última estructura no ha podido observarse el muro de la formación, el cual puede ser o bien la Caliza de Vegadeo o la «serie de Olo de Sapo» como ocurre más hacia el oeste, en el «dominio del anticlinorio del Olo de Sapo». Hemos mantenido la denominación dada por WALTER (1966) como capas de Villamea en vez de utilizar la de RIEMER (1966) «serie de pizarras, infraordovicienses». La edad de esta formación, aunque en su parte más inferior pertenece al Cámbrico Medio y Superior, como dice WALTER (1968), la mayor parte debe pertenecer al Tremadociense.

Son un conjunto de pizarras negras de unos 250 m. de potencia con intercalaciones de cuarcitas y areniscas. Las cuarcitas llegan a presentar potencias de hasta más de 10 y 15 m., dando resaltes importantes en la topografía. Dentro de estos paquetes cuarcíticos y arenosos, son frecuentes las estructuras sedimentarias, laminación paralela, lenticular, cruzada y flaser. Las pizarras son de tonos grises, llegando en algunos casos a ser de colores mucho más oscuros e incluso ampelíticas. Presentan gran abundancia de cloritoide, cuando se alcanza el grado de metamorfismo necesario.

Desde el punto de vista petrográfico las pizarras están compuestas fundamentalmente por moscovita, clorita y biotita, con cantidades variables de cuarzo; como accesorios son muy frecuentes turmalina, circón y óxidos de hierro. En las cuarcitas, el contenido en cuarzo aumenta hasta formar casi el total de la roca, apareciendo en algunos casos moscovita, en cantidades inferiores al 5 por 100; turmalina y circón se presentan en muy escasa proporción.

1.2.2 Ordovícico

Dentro de este sistema se han podido separar tres formaciones, que de muro a techo son:

- Cuarcitas y pizarras. Cuarcita armoricana.
- Pizarras negras. Pizarras de Luarca.
- Calizas recifales.

En toda el área cartografiada no se observan estas tres formaciones, en unos casos debido a la discordancia Ordovícico-Silúrico, por la cual el Silúrico llega a descansar, como en la región de Incio, sobre la serie de Villamea, habiendo sido erosionadas las pizarras negras del Ordovícico Medio y las cuarcitas y pizarras del Ordovícico Inferior, y en otras como en el caso de las calizas, debido a su carácter recifal.

1.2.2.1 Cuarcitas y pizarras. *Cuarcita armoricana* (O₁₂)

Aflora esta formación en el flanco inverso del sinclinal del Caurel y en algunos pun-

tos de su flanco normal, así como en la mayor parte del flanco normal del anticlinal del Piornal. Donde alcanza su mayor potencia esta formación es en el flanco inverso del sinclinal de Caurel, donde llega a tener un espesor de unos 150 a 170 metros de espesor, son cuarcitas blancas estratificadas en bancos de 7 a 10 m. de espesor, con grandes estratificaciones cruzadas. En el flanco normal del mismo pliegue solamente son observables en un pequeño sinclinal colgado (Fercadas). Aquí se presenta en bancos de ortocuarzitas grisáceas de hasta 7 m. de espesor, que alternan con otros más finos de cuarcita, arenisca y pizarra gris. El techo de la formación no se ha podido ver y la potencia observable es de unos 60 m. Más hacia el sur en todo el contacto entre el Silúrico y la serie infrayacente (Capas de Villamea) no han sido observadas en ningún punto cuarcitas a las que pueda atribuirse esta edad y los bancos de cuarcitas que afloran en algunos sitios pensamos que deben atribuirse a la serie inferior. En el flanco normal del anticlinal del Piornal, la potencia de esta formación oscila entre 10 y 30 m. y como en los casos anteriores se trata de potentes bancos de 7 m. de ortocuarzitas grises con estructuras de riple marks y laminación entrecruzada.

Las cuarcitas están compuestas fundamentalmente por cuarzo y cantidades variables, pero siempre inferiores al 5 por 100, por moscovita, biotita y clorita. Como accesorios aparecen siempre turmalina, circón y óxidos de hierro. En ocasiones, pueden aparecer niveles de algunos milímetros de espesor dentro de la cuarcita, muy ricos en circón. Las pizarras presentan un contenido en filosilicatos que pueden llegar a constituir en algunas ocasiones el 75 por 100 de la roca, y encontrándose los mismos minerales accesorios que en las cuarcitas.

1.2.2.2 Pizarras negras. Pizarras de Luarca (O_{2,3})

Aflora en el núcleo del sinclinal tumbado del pliegue del Caurel y del Sil. RIEMER (1966) la denomina pizarras con *Synthomalonotus tristani*, y dentro de la Hoja, en el camino de San Clodio a Vilar de Lor, encuentra la siguiente fauna:

- *Synthomalonotus tristani*.
- *Iliaenus cf. giganteus*.
- *Colpocoryphe*.
- *Phacopidina sp.*
- *Oxygites sp.*

lo que le permite atribuirse una edad de Llanvirniense a Llandeilo.

Son un conjunto de pizarras negras, en ocasiones gris azuladas, muy monótonas, con alguna intercalación más silíceas. Su potencia es muy variable, de 0 a 600 m., debido a la discordancia presilúrica. El contacto entre esta formación y el Silúrico se encuentra en ocasiones una brecha ferruginosa.

Desde el punto de vista petrográfico están constituidas por cuarzo, moscovita y clo-

rita, y como minerales accesorios turmalina, circón, óxidos de hierro y materia carbonosa. Esporádicamente pueden contener biotita; es frecuente, sin embargo, la presencia del cloritoide.

1.2.2.3 *Calizas recifales* (O₃C)

Afloran tanto en el flanco inverso como en el flanco normal del sinclinal del Caurel. Son lentejones de 20 a 30 m. de potencia de calizas grises muy recristalizadas, en ocasiones dolomíticas, y donde es frecuente observar restos de crinoides. En la mayor parte de los sitios se observa que estas calizas descansan directamente sobre las Capas de Villamea, lo cual hace pensar que la discordancia entre el Silúrico y Ordovícico está por debajo de ellas. Esto se puede ver en la carretera de Folgoso a Seoane, en el puente sobre el río Lor, en la Hoja de Oencia y cerca del pueblo de Parada.

Hasta ahora se les había atribuido una edad Ashgillense, MATTE (1968) y PÉREZ STAUN (1976), este último autor observa al igual que aquí, que la discordancia debe encontrarse por debajo de ellas. RIEMER (1966) las da como pertenecientes al Birkhillense, es decir, Silúrico Inferior.

1.2.3 Silúrico

Pizarras negras con cloritoide, areniscas y ampelitas (S)

Queda representado este sistema por un conjunto muy potente de pizarras negras con cloritoide, que hacia la base presentan un nivel ampelítico. Su potencia es de unos 450 m. Afloran en el núcleo del sinclinal del Caurel y del Sil, ya en el dominio del Anticlinorio de Olla de Sapo. Desde el punto de vista petrográfico están constituidas por moscovita, cloritoide, clorita y cuarzo en cantidades variables, pudiendo este último mineral estar totalmente ausente. Como accesorios son frecuentes: turmalina, óxidos de hierro y materia carbonosa.

RIEMER (1966) encuentra dentro de esta formación, tanto en la Hoja de Monforte como en la del Barco fauna de graptolites y trilobites, que le permiten datar el tramo de ampelitas como pertenecientes a la zona basal del Ludlow, y a las pizarras con cloritoide atendiendo a la fauna de trilobites como Silúrico Superior, mientras que según los graptolites serían pertenecientes al Ludlow.

1.2.4 Devónico

Calizas y areniscas (D₁-D₁₂₋₁₃)

Afloran estos materiales en el mismo núcleo del sinclinal del Caurel. Se componen

de unos tres a cuatro metros de cuarcitas grises con pistas, unos 35 m. de pizarras arenosas con restos de braquiópodos no clasificables, y de 10 a 15 m. de calizas grises con crinoides y pizarras grises. Estos materiales habían sido atribuidos por H. SAMPELAYO (1935) al Devónico sin pruebas definitivas. Posteriormente DROT y MATTE (1967) en la continuación hacia el este el sinclinal y en el punto de coordenadas X 30° 7' 45", y 42° 30', cerca del Lago de Carucedo encuentra la siguiente fauna:

- *Spirifer?* sp.
- *El cithyrispelapayensis* (Vern et Arch)
- Cf. *Athyris undata* (Defrance)
- Cf. *Euryspirifer pellico* (Vern et Arch)
- «*Stropheodontra*» sp.
- «*Chonetes*» sp.

y cerca del lugar de la Barosa se encuentran cf. *Fim bispirifer Frigeri* (de Verneuil) y fragmento de *Tentaculítidos*. Con lo cual les hace pensar en la posibilidad de que sea del Devónico Inferior.

Más recientemente, PÉREZ ESTAÚN (1976) en las proximidades de Frieira (extremo suroeste de la Hoja de Ponferrada) y en la parte norte de la Hoja de Silvan, en la continuación de este sinclinal se encuentran fauna de braquiópodos que confirman la edad Devónico y más precisamente del Siegeniense-Emsiense. La fauna encontrada por nosotros no ha podido ser clasificada, por lo cual aceptamos las edades atribuidas por los autores antes mencionados.

1.3 DOMINIO DEL ANTICLINORIO DE OLLO DE SAPO

1.3.1 Precámbrico

Serie del Olló de Sapo (PCω)

Aflora esta serie en el núcleo de un anticlinal que con dirección N 150° atraviesa la Hoja en su ángulo Sur-Oeste. El afloramiento más importante está rodeado por los materiales terciarios de la depresión de Monforte. Los términos que aquí se observan son los correspondientes a los definidos por PARGA PONDAL, MATTE, CAPDEVILA (1964) y posteriormente CAPDEVILA (1969) como «facies de grano fino». Se trata de metagrauwackas feldespáticas en su mayor parte, que hacia el techo intercalan niveles de esquistos y cuarcitas feldespáticas. Están constituidos por granos detríticos redondeados de un tamaño máximo de 5 mm. de cuarzo y feldespatos, dentro de una matriz constituida por pequeños granos de cuarzo y mica, encontrándose como accesorios apatito, circón y con menos frecuencia epidota. El origen y edad de esta formación han sido discutidos en los trabajos de CAPDEVILA (1969) y RIEMER (1966). Para estos dos autores la edad sería Precámbrico; con respecto al origen, para el primero sería una roca sedimentaria que procede-

ría de la erosión de la roca que dio origen al Olló de Sapo con megacrístales y de este mismo, mientras que para el segundo sería una roca volcánica, probablemente una riódacita con algunas intercalaciones de pizarras, grauwackas y arcosas.

1.3.2 Ordovícico

Dentro de este sistema se encuentran representadas tres formaciones en este dominio:

O_{11p} y O_{11q} - pizarras negras con cloritoide y niveles de cuarcitas.

O₁₂ - cuarcitas en bancos. Cuarcita Armoricana.

O₂₋₃ - pizarras azuladas (pizarras de Luarca).

Aquí sólo describiremos el primer tramo, ya que los otros dos son similares a los descritos en el dominio del Domo de Lugo. Este tramo está constituido por una alternancia de pizarras y cuarcitas, dominando en la parte inferior un paquete de cuarcitas de unos 25 a 30 m., que descansan directamente sobre el Olló de Sapo. Son cuarcitas de tonos claros bastante duras, que presentan estructuras de estratificación cruzada y granoselección, intercalados en ocasiones hay niveles microconglomeráticos que recuerdan a la facies de Olló de Sapo de grano fino. Por encima suelen aparecer niveles de pizarras negras ricas en cloritoide, que hacia el techo presentan intercalaciones de cuarcitas en tránsito a la facies de la Cuarcita Armoricana.

A esta formación le hemos atribuido una edad Ordovícico Inferior, por correlación con la región de Sanabria (MATTE, 1968), donde se encontraron crucianas en una formación comparable a ésta.

1.3.3 Ordovícico Medio-Silúrico

Ampelitas, pizarras, esquistos con cloritoide y liditas (O₂-S)

Bajo esta denominación se agrupan formaciones que afloran en el flanco normal del anticlinal del Piomal. Está constituida por una potente secuencia, fundamentalmente pizarrosa, en algunas ocasiones ampelíticas, con gran abundancia de cloritoide. En otras son pizarras azuladas con nódulos que intercalan niveles de cuarcitas grises y delgadas capas de areniscas. H. SAMPELAYO (1935) indica la existencia, en el norte del río Lor, de niveles calcáreos, que no han sido encontrados por nosotros. Las pizarras azuladas con nódulos, corresponden según RIEMER (1966) al Ordovícico Medio, y los niveles ampelíticos y de pizarras con cloritoide al Silúrico; no obstante, es difícil de diferenciarlos sobre el terreno, por lo cual han sido englobados dentro de un mismo tramo. En el techo de la formación se observan niveles de liditas con pizarras negras y areniscas. En los niveles de pizarras se encuentran graptolites de edad Wenlock.

1.4 SILÚRICO

Este tramo es igual al que aflora en el dominio del Domo de Lugo, que ya ha sido descrito anteriormente.

1.4.1 Devónico-Carbonífero Inferior?

Grauwackas y Pizarras (D-H.)

Este tramo está compuesto por niveles conglomeráticos con cantos de lópidas, pizarras y granitos de hasta 10 cm. de longitud, con intercalaciones de areniscas y pizarras, siendo estas últimas más abundantes hacia el techo.

Sobre el origen y edad de esta formación existen diversas opiniones, por una parte RIEMER (1966), MATTE (1968) y PÉREZ ESTAÚN (1974) piensan que corresponden al Carbonífero Inferior. Los criterios seguidos por estos autores para atribuir esta edad a esta formación se basan en el hallazgo de restos de plantas que aunque no han podido ser clasificadas con exactitud, probablemente se trate de restos que no deben ser anteriores al Devónico Superior.

MATTE (1968) le atribuye una edad Viseense, por comparación con depósitos similares encontrados en la cadena hercínica de Europa Meridional. Estos tres autores piensan que estos materiales no han sufrido la primera fase de deformación hercínica. Para MARTÍNEZ GARCÍA (1972) la edad de esta formación sería Silúrico Superior por correlación con otras series similares descritas en la región de San Vitero y Truchas. Con respecto al origen, para este autor sería una serie molásica, mientras que para PÉREZ ESTAÚN (1974) sería un depósito turbidítico de aguas profundas y que en ningún caso puede considerarse como un depósito postectónico de carácter molásico.

El sustrato sobre el que reposa esta formación se había considerado hasta ahora constituido por el tramo de pizarras azuladas del Ordovícico Medio. La existencia de graptolites del Silúrico cerca del contacto, muestra que esta formación no siempre descansa sobre ellas, sino que en ocasiones lo hace sobre el Silúrico, lo cual apoya la existencia de una discordancia entre estos materiales y los infrayacentes, sin implicar por ello, ya que las observaciones tanto de campo como al microscopio no son concluyentes, que éstos hayan sufrido una deformación menor que la del sustrato sobre el que reposan.

1.5 TERCIARIO (T_{bas}, T_{ecg})

Los materiales terciarios ocupan cerca de un tercio de la extensión de la Hoja; están dentro de la denominada cuenca de Monforte, la cual tiene una forma alargada con su máxima longitud en la dirección NNE-SSO. Estos depósitos están dis-

cordantes sobre un sustrato compuesto de materiales precámbricos y paleozoicos deformados durante las fases de deformación hercínica y recubiertos por sedimentos cuaternarios que se disponen disconformemente sobre ellos. La cuenca está limitada por rocas metamórficas, menos en el ángulo suroeste, en las Hojas de Chantada y Nogueira de Ramuín, en donde reposan sobre la granodiorita precocoz de Chantada-Taboada. El borde oeste (véase Hoja de Chantada) está afectado por una fractura que con dirección N 20° O la limita, habiéndose levantado el borde noroeste. Dentro de ella se observan afloramientos aislados del sustrato. Presentan una alineación en la dirección de las estructuras hercínicas. Están constituidos en su mayor parte por rocas resistentes a la erosión (Cuarcita del Ordovícico) y corresponden a restos de un relieve anterior que ha sido fosilizado por este Terciario. BRELL (1972) denomina todos estos materiales «formación Monforte» y que define como «un conjunto de materiales detríticos, que con una potencia aproximada de 100 m. y una extensión de unos 150 Km² recubre el valle de Monforte de Lemos». Dentro de ella distingue tres miembros, que de techo a muro son:

- «Miembro superior o de Sober, constituido por unos 30 ó 50 m. de sedimentos detríticos, arenosos, de color verde, entre los que se intercalan algunos tramos de arcillas rojas».
- «Miembro medio o de Reigada, constituido por unos 40 m. de arcilla y margas arcillosas de colores verdes y rojos».
- «Miembro basal o de la Barrioncas, constituido por 20 m. de margas de colores vivos, rojos y verdes».

Las observaciones realizadas dentro de la Hoja coinciden con las del autor antes citado, la parte más inferior que aflora en el mismo cauce del río Cabe en las proximidades de Monforte, son margas y niveles de calizas margosas de color gris verde y rojo, cuya potencia visible es de unos 20 a 30 m., en este primer tramo son raros los niveles arenosos. Por encima se encuentran unos tramos arcillosos de tonos rojizos y verdes con bastante contenido en carbonatos. El contenido en material arenoso es bajo, salvo en algunos puntos. El espesor de este tramo es de unos 40 m., y sobre él descansa un conjunto de materiales arenosos sin compactar, compuestos fundamentalmente por granos de mica, cuarzo y a veces feldespatos muy alterados. Dentro de los términos más superiores se encuentra un conjunto de arcillas, arcillas arenosas y gravas de tonos rojos. Las gravas están constituidas por cantos de angulosos a subredondeados de cuarzo, pizarras y areniscas empastados en una matriz arcillo-arenosa.

1.6 CUATERNARIO

Glacis (Q₆)

En la región del Cha de Fabeiro y en la zona de Cha Castro, por encima de los nive-

les terciarios se encuentra una alternancia de capas de arcosas y niveles con cantos de esquistos silíceos angulosos, que en algunos puntos alcanza una potencia de unos 20 m. Esto ocurre especialmente en las proximidades de la zona de relieve. En las zonas más alejadas estos depósitos pasan a ser una delgada película, con gruesos cantos de esquistos y cuarcitas. Estos depósitos han sido considerados por BIROT y SOLE SABARIS (1954) como restos de glaciares poligénicos.

Terrazas (QT)

Por debajo se encuentran a lo largo del río Cabe tres niveles de terrazas, por debajo de cada una de los cuales afloran materiales terciarios. Los materiales que constituyen estas terrazas se componen de gravas, fundamentalmente de cuarzo, areniscas y pizarras, de formas subredondeadas y angulosas, empastadas en una matriz arcillo-arenosa de tonalidades marrones.

Fondos de valle y de vaguada (QAI) (QE-C)

Sólo alcanzan estos depósitos de llanura aluvial y fondos de vaguada, mayor desarrollo en el área de la cuenca de Monforte. Los primeros consisten en gravas de cantos de pizarras, areniscas y cuarzo de redondeado a subredondeado, con niveles de arenas de grano grueso a medio en una matriz arcillo-limosa.

2 TECTÓNICA

2.1 INTRODUCCIÓN

Dos grandes estructuras atraviesan la Hoja, el pliegue tumbado del Caurel y el anticlinorio de Olla de Sapo. Ambas se han producido durante la primera fase de deformación hercínica, siendo posteriormente retocadas por las fases tardías.

En la parte norte de la Hoja estas grandes estructuras están separadas por la Falla de Vivero, la cual desaparece a medida que nos desplazamos hacia el E-SE.

2.2 PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN

Las macroestructuras debidas a esta fase son las siguientes de noreste a suroeste:

- Sinclinal del Caurel.
- Anticlininal del Piornal.
- Sinclinal del Sil.
- Anticlininal de Vilacha.
- Sinclinal de Monforte.

La pendiente de los planos axiales de estas estructuras es variable, siendo horizontal en el Sinclinal del Caurel y enderezándose progresivamente hasta el Sinclinal de Monforte, que presenta una pendiente próxima a la vertical.

Esta variación de la pendiente de la esquistosidad admite dos interpretaciones diferentes. Para MATTE (1968) es debido a la segunda fase de deformación, siendo el Sinclinal de Monforte una estructura de fase dos y por tanto la esquistosidad subvertical que se ve sobre el terreno sería la de fase dos.

Para nosotros este pliegue sería de fase 1 y por tanto también la esquistosidad visible. La variación de la pendiente de la esquistosidad estaría originada por: de un lado las fases de deformación tardías (en particular la que lleva asociada una esquistosidad con pendiente al noreste) y por otra parte creemos que la posición de la primera esquistosidad tendría una disposición que pasaría de la horizontal en el pliegue del Caurel hasta la vertical o subvertical en el sinclinal de Monforte, y esta geometría estaría ligada posiblemente a una diferencia en el mecanismo de deformación (MARTÍNEZ CATALÁN et al, 1976).

El estilo de los pliegues varía igualmente perpendicular a las estructuras; en la zona del pliegue acostado del Caurel los pliegues son apretados y con un gran engrosamiento en la charnela, pasando hacia el oeste a ser más abiertos y el engrosamiento en las charnelas mucho menor.

La amplitud de los pliegues es variable, siendo en el pliegue del Caurel de unos 5 km. y disminuyendo hacia el Sureste hasta posiblemente 1 km. La longitud de onda es de unos 3 km. en el pliegue del Caurel y llega hasta 0,5 km. en los pliegues del anticlinorio de Ojillo de Sapo.

La dirección de los pliegues varía de 140° E en el Oeste a unos 100° E hacia el Sureste. Las charnelas de las grandes estructuras son curvas, aunque a pequeña escala los pliegues son, en general, cilíndricos.

La primera fase de deformación lleva asociada una esquistosidad de flujo S_1 , que es la superficie de anisotropía que junto con la estratificación es más visible sobre el terreno.

Las lineaciones observadas son de intersección y de estiramiento. Las segundas son escasas y en aquellos lugares en los que se han podido ver, son paralelas a los ejes de los pliegues o lineaciones de intersección.

2.3 FASES TARDÍAS

Bajo este epígrafe agrupamos las fases de deformación continua posteriores a la fase principal en la región.

Puede distinguirse en el flanco normal del sinclinal del Caurel una esquistosidad de crenulación muy apretada, que sobre el terreno puede llegar a confundirse con la S_1 . No se han visto más que micropliegues asociados con esta esquistosidad, del tipo IC de RAMSAY (1967) y en general curvos. Localmente, puede observarse que esta esquistosidad está plegada por una fase posterior de desarrollo más regional.

A la tercera fase de deformación es debida, en parte, la actual disposición de las estructuras de fase 1, y en particular parte del enraizamiento de los pliegues acostados. Esta fase da lugar a una gran estructura que puede ser considerada como una flexión, con una dirección aproximada de unos 120° . Las microestructuras que le acompañan son pliegues de tipo chevrón, en ocasiones con charnelas curvas, que deforman la esquistosidad de flujo S_1 , y van acompañados de una esquistosidad de crenulación, que adquiere desarrollo regional, a diferencia de la anterior. La pendiente de esta esquistosidad es de unos 30° a 45° al NE con una dirección de unos 120° E. Localmente esta esquistosidad llega a transponer totalmente la esquistosidad principal S_1 .

2.4 FRACTURAS

El más importante de los accidentes de este tipo que aparece en la Hoja es la falla de Vivero. Es paralela a las estructuras de la primera fase y separa, aquí en parte, puesto que estamos en su terminación meridional, el anticlinorio de Olla de Sapo del Domo de Lugo.

Esta fractura buza al SO o S y su funcionamiento ha sido de falla normal, habiéndose levantado el bloque norte.

Esta fractura se ha producido con posterioridad al punto máximo de metamorfismo, pues corta las isogradas en áreas situadas al norte de la Hoja (CAPDEVILA, 1969) y también posterior al emplazamiento del macizo de granito de dos micas de Sarriá (CAPDEVILA, 1969).

Entre otros accidentes de importancia hay que destacar los situados al este de la Hoja: dos fallas normales cuyos planos, aunque de pendiente variable, buzan el uno al contrario del otro, dando lugar a una pequeña fosa.

Por último, existen fracturas, rejuego de fallas de desgarre tardihercínica, que condicionan la aparición, durante el Terciario de la fosa de Monforte, actualmente recubierta por los mismos sedimentos terciarios.

3 HISTORIA GEOLÓGICA

Los sedimentos más antiguos que afloran en la Hoja pertenecen probablemente al Precámbrico Superior. Estas rocas tendrían un origen sedimentario a partir de la erosión de granitos porfídicos y además aporte volcánico. Sobre esta serie y dis-

cordantemente sobre ella en el Dominio de Olo de Sapo se depositan las series del Ordovícico, que se iniciaría en un medio de plataforma somero al principio, con deposición de materiales detríticos fundamentalmente, que pasa en el medio y superior a un depósito más tranquilo a base de pelitas con sulfuros de hierro y materia orgánica.

En el Dominio del Domo de Lugo, las rocas más antiguas que afloran dentro de la Hoja corresponden al Cámbrico Inferior; estas series se depositarían sobre la denominada «Serie de Villalba», que aflora en la Hoja situada más hacia el N (Hoja de Sarriá). Esta última serie parece que se depositó a partir de corrientes de turbidez en facies distal con una cierta lejanía de la zona de talud, aunque los términos más superiores de esta serie corresponderían a un medio de plataforma estable (MARTÍNEZ CATALÁN y PABLO MACÍA, 1977). Sobre ella y concordantemente se inicia la deposición del Cámbrico en un medio también de plataforma, caracterizado por oscilaciones en la energía del medio, que dan lugar a depósitos detríticos y carbonatados alternantes. El Ordovícico, como en el caso del Dominio del Olo de Sapo, que probablemente durante el Cámbrico funcionó como un umbral, quizá emergido, se caracteriza por una deposición predominantemente detrítica inicialmente, que pasa en el medio y superior a un depósito más tranquilo a base de pelitas.

Sobre estas series, tanto en un dominio como en el otro se deposita discordantemente el Silúrico; esta discordancia, la cual puede observarse con gran claridad tanto a escala de cartografía como del afloramiento en el Dominio del Domo de Lugo, corresponde a la fase Tacónica.

Esta produciría un abombamiento, con erosión posterior, que en algunos casos (Región del Incio) hace que descansa el Silúrico sobre el Cámbrico Medio-Superior.

Los depósitos de Silúrico corresponden a un medio de aguas tranquilas y poco profundas en un ambiente reductor. Los depósitos del Devónico, los cuales han sido solamente observados en el Dominio del Domo de Lugo corresponden a un medio de plataforma con oscilaciones en la energía que dan lugar a depósitos detríticos y carbonatados. Sobre el posible Carbonífero? de la serie de San Clodio hasta el momento no hay criterios definitivos para determinar a qué tipo de sedimentación correspondería, aunque posiblemente sean turbiditas como señala PÉREZ ESTAÚN (1974). Durante la orogenia hercínica, todos estos materiales fueron intensamente plegados y metamorizados. Durante la primera fase se producen los pliegues mayores y se origina la esquistosidad principal que se observa en la región. En las fases posteriores se producen flexiones como la de «Quiroga-Sanabria» y abombamientos, a los cuales se asocia en ocasiones esquistosidad de crenulación. Posteriormente se producen fracturas de dirección N 30° E que corresponden a desgarres senestros. A continuación se produce un período fundamentalmente erosivo, con una tectónica de carácter distensivo en la cual las fallas producidas en el ciclo hercínico funcionan con una componente vertical muy importante. Durante esta época se produce el emplazamiento de filones doleríticos

y la formación de «grabens» que posteriormente son rellenados por materiales terciarios. La reconstrucción de la historia geológica durante el Terciario y Cuaternario se basa fundamentalmente en los estudios geomorfológicos de NONN (1966), para el cual los restos cíclicos más antiguos de Galicia corresponderían al nivel de cumbreres de las «Sierras» y serían los elementos heredados más importantes del Secundario. Al final de éste y principio del Terciario las zonas emergidas corresponderían a una superficie poligénica, bajo un clima caolinizante de carácter francamente tropical. Estas superficies serían desniveladas por la orogenia pirenaica y sálica.

Durante el Terciario Inferior se desarrollaría sobre la topografía existente una evolución cíclica del relieve, que da origen a las denominadas por SOLE (1951) «penillanuras parciales» o por BIROT y SOLE (1954) «superficies fundamentales». La edad de estas superficies irían según NONN (1966) desde el Sanoisiense o Stampiense, las más antiguas, a finales del Oligoceno, las más recientes. Durante el Mioceno se desarrolla una nueva etapa de sedimentación, con relleno de las cubetas creadas anteriormente por sedimentos de origen fluvial o fluviolacustre.

Durante el Cuaternario se desarrollan diversos procesos morfogenéticos, que dan lugar a la formación de terrazas, conos de deyección, coluvionamientos, etc.

4 METAMORFISMO

4.1 ANTECEDENTES

Los trabajos sobre metamorfismo dentro de la región son prácticamente inexistentes y sólo cabe destacar el de RIEMER (1961), que se limita a enumerar los minerales de metamorfismo encontrados; el de MATTE (1968), en donde establece las relaciones metamorfismo-deformación, y por último el de CAPDEVILA (1969), para el cual la región está dentro de la facies de esquistos verdes, salvo el núcleo anticlinal del pliegue del Piornal, que se encuentra dentro de la facies de anfíbolita con almandino; para este último autor el tipo de metamorfismo en esta región, como en el resto de Galicia oriental, sería intermedio de baja presión.

4.2 DESCRIPCIÓN DEL METAMORFISMO

La superficie cubierta por la Hoja se sitúa toda ella por debajo de la isograda de la biotita.

Las asociaciones estables encontradas han sido:

- cuarzo, moscovita, cloritoide, clorita
- cuarzo, moscovita, cloritoide
- cuarzo, moscovita, cloritoide, clorita, albita

- cuarzo, moscovita, albita, biotita
- cuarzo, moscovita, clorita, biotita, albita
- cuarzo, moscovita, biotita
- cuarzo, moscovita, clorita
- cuarzo, moscovita, clorita, biotita, distena

Las asociaciones reaccionales vistas son las siguientes:

- cuarzo, moscovita, clorita, biotita, cloritoide
- cuarzo, moscovita, clorita, biotita, cloritoide, distena
- cuarzo, moscovita, clorita, biotita, andalucita, distena, cloritoide

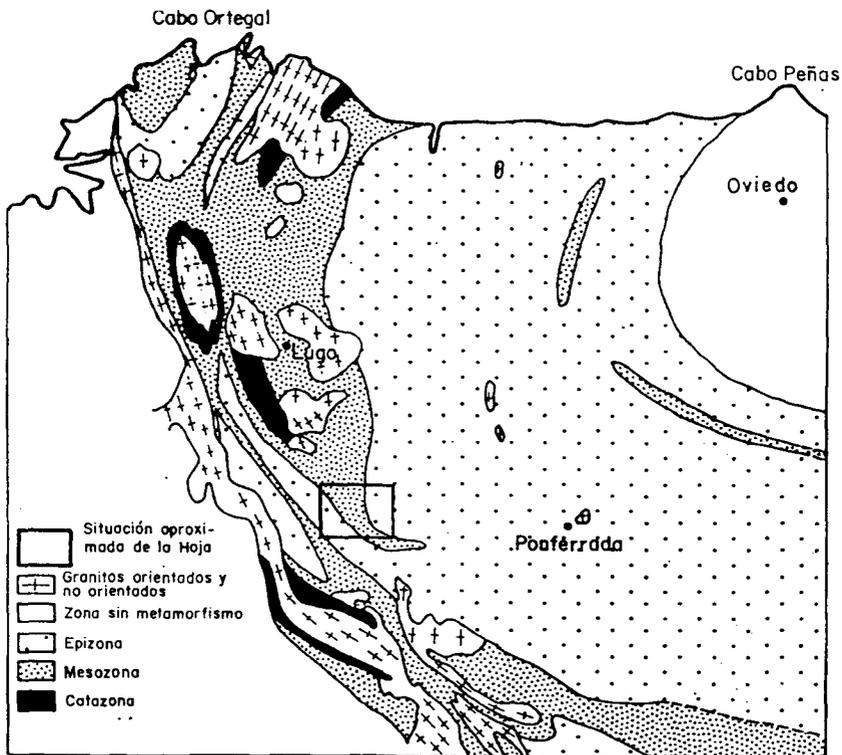


Fig. 3.- Distribución de las zonas de metamorfismo hercínico en el sector NO peninsular (según R. CAPDEVILA, 1967)

La primera de estas asociaciones reaccionales presenta una amplia distribución dentro de la Hoja. A partir de datos experimentales (HOSCHEK, 1969) sabemos que cloritoide y biotita no pueden coexistir estables. Por tanto, en la región pensamos que las superficies isogradadas deben tener una pendiente muy baja o cerca de la horizontal, lo que explicaría la amplia distribución en superficie de esta asociación reaccional. De hecho, al microscopio el cloritoide presenta siempre síntomas de desestabilización cuando aparece asociado a biotita.

En la segunda, el cloritoide es igualmente el mineral inestable. En la tercera los minerales inestables a partir de los criterios al microscopio serían el cloritoide y la distena. Dada la aparición muy localizada de esta asociación, no es posible trazar ninguna isograda. La asociación podríamos explicarla como la evolución de una paragénesis de cuarzo, moscovita, clorita, cloritoide, distena a otra de cuarzo, moscovita, clorita, biotita, andalucita de menor presión.

Dado que no han podido trazarse isogradadas, no podemos establecer ningún gradiente para la región y hemos admitido el dato por otros autores que han realizado trabajos más amplios y con los que concuerdan los datos observados aquí. El metamorfismo debe ser intermedio de baja presión, como señala CAPDEVILA (1969).

En cuanto a la relación metamorfismo-deformación, la cristalización principal en el dominio estudiado se produce durante la primera fase de deformación. No obstante hay que destacar la aparición de biotitas anteriores o sincinemáticas precoces cerca de la falla de Vivero, hacia el noreste.

5 GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1 MINERÍA

Las explotaciones mineras que existen dentro de la Hoja están hoy abandonadas. En el trabajo de H. SAMPELAYO (1935) se hace una recopilación muy detallada de todas las explotaciones existentes dentro de la región, algunas de ellas difíciles de encontrar.

La mayor parte son de hierro y se encuentran en la brecha ferruginosa que existe en el contacto entre el Ordovícico y Silúrico. Otro tipo de yacimiento van asociados a filones de cuarzo, que contienen en pequeña proporción pirita y mispíquel.

5.2 CANTERAS

Las canteras que existen en la región son principalmente las que se encuentran dentro de los materiales terciarios, en las cuales explotan niveles arcillosos para su utilización en cerámica, como las que se pueden observar en las proximidades de

Monforte de Lemos, en la carretera de Puebla del Brollón. En los materiales paleozoicos existen canteras, como las de Donfid, en las calizas de Cándana Inferior, dedicadas a la fabricación de losas para ornamentación y lápidas. Otras explotaciones de menor interés y actualmente abandonadas o con una utilización intermitente son las de pizarras de techar aprovechando fundamentalmente las pizarras de Tremadoc y Luarca. La existencia, por lo general, de esquistosidades de crenulación hacen que estas pizarras no presenten una buena calidad.

5.3 HIDROGEOLOGÍA

No existe dentro de la Hoja ningún acuífero importante. En los materiales Paleozoicos y Precámbricos la permeabilidad primaria, cuando la roca no está alterada, es prácticamente nula, y la secundaria, debida a los planos de discontinuidad, tampoco alcanza valores importantes. Solamente en los niveles de calizas y dolomías, las cuales presentan muestras de disolución y karstificación, pueden encontrarse acuíferos de cierto interés. Los materiales terciarios, debido a su composición fuertemente arcillo-margosa hacen decrecer de una manera notable la permeabilidad del conjunto, encontrándose como posible acuífero los lentejones de arena intercalados. Los materiales cuaternarios, dado su débil espesor, hacen que los acuíferos posibles sean muy superficiales, estando muy afectados por las variaciones estacionales; por otra parte, la utilización de estas aguas para usos domésticos no es muy aconsejable debido a su vulnerabilidad ante la contaminación.

6 BIBLIOGRAFÍA

APALATEGUI, O. (1977). «Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Anticlinal del Olo de Sapo y Sinclinal del Sil en las proximidades del Barco de Valdeorras». *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXVIII-III.

ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975). «Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation». *Tectonophysics*. 25. Elsevier Sc. Plublish. Co. Amsterdam.

BARD, J-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973). «Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*, volumen 241.

BARROIS, Ch. (1882). «Recherches Sur les terrains anciens des Asturies et de Galice». *Nén. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1. Lille.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). «Recherches morphologiques dan le nord-ouest de la Péninsule Iberique». *C. N. R. 5 Mem. et Docum.*, t. IV, París.

CAPDEVILA, R. (1967). «Extension du métamorphisme regional hercynienne dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Géol. de France*, fasc. 7, París.

- (1969). «Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercyniende Galice Nord-orientale (NW de l'Espagne)». *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier.*

CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970). «Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, Madrid.

CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970). «Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 270.

CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXVI-VI.

DEBRENE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975). «Sur la faune d'Archécyahtes de la Formation Vegadeo et leuv vapport avec la distribution des facies carbonates, dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX, núm. 3.

DIVISIÓN DE GEOLOGÍA DEL IGME (1974). «Mapa Geológico de España 1:50.000, ALLARIZ, 7-11». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.*

DIVISIÓN DE GEOLOGÍA DEL IGME (1974). «Mapa Geológico de España 1:50.000, NOGUEIRA DE RAMUIN, 7-10». *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.*

DROT, J., y MATTE, Ph. (1967). «Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NW de España)» *Not. y Com. IGME*, número 93, Madrid.

FARBER, A., y JARITZ, W. (1964). «Die Geologie des westestimichen Küstengebiets zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. J. B.*, vol. 81, Hannover.

FERRAGNE, A. (1972). «Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». Thèse de doctorat d'état és Sciences Naturelles. Universidad de Burdeos.

GUILLOU, J.-J. (1960). «Contribution a l'etude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel». Lab. Métallogénie. Ecole Sup. de Geol. Appliquée et de Prospection Mnière. Nancy.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949). «Huellas glaciares en la sierra de Queija (Orense)»-. *Bol. R. S. E. H. N.*, T. XLVII, núm. 1-2.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1935). «Criaderos de Hierro de España». *Mem. IGME*, t. IV, Madrid.

- (1942). «El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España». IGME, Madrid.

IGME (1972). «Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Estaño».

- (1972). «Mapa Metalogenético de España E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Wolframio».

I. N. E. (1970). «Censo de población de España».

JARITZ, W., y WALTER, R. (1970). «Faziesuntersuchungen in Altapaläozoikum Nordwest?Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. J. B.*, vol. 88, Hannover.

JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972). «L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien». *Bull. Soc. Mineral. de Bretagne. Sér. C*, t. V, fasc. 1.

LOTZE, F. (1961). «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. y Com. IGME*, t. 75, Madrid.

LLOPIS, N., y FONTBOTE, J. M. (1959). «Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada. Inst. Elcano. C. S. I. C.*, Zaragoza.

MARCOS, A. (1970). «Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2, Oviedo.

- (1973). «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1971). «Mapa geológico de España a escala 1:200.000, Hoja núm. 18 (Ponferrada)». IGME, Madrid.

- (1972). «El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica». *Acta Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4, Barcelona.

MATTE, Ph. (1963). «Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, París.

- (1964). «Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Soc. Paris*, t. 259.

- (1964). «Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 2, París.

- (1968). «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.

- (1969). «Les kink-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du nord-ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, 7 (4). Elsevier Publish. Co., Amsterdam.

MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1973). «La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276.

MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1975). «Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280.

(1967). «Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264.

NOLLAU, G. (1965). «Ein Intrusivdiabes im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmetamorphen Einformungen». *Beit. Miner. Petr.*, vol. 11, Heidelberg.

- (1966). «El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España)». *Not. y Com. IGME*, núm. 88, Madrid.

- (1966). «Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Espanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Min.*, vol. 8, Stuttgart.

(1968). «Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Norwest-Spanien». *Geotekt Forsch.*, número 27, Stuttgart.

PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964). «Introduction a la geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphyroïde antesilurienne du nordouest de l'Espagne». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, Madrid.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974). «Algunas precisiones sobre la sucesión ordovicica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 2, Oviedo.

- (1974). «La sucesión ordovicica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, Oviedo.

- (1975). «La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental leonesa (W de León, NW de España)». *Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*.

PRADO, C. de (1957). «Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. de France*, 2.^a serie, t. XV, París.

QUIRING, H. (1957). «Die rüischen Geoldbergwerke bei Astorga und ihre geologische position». *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 190.

RIEMER, W. (1963). «Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 117.

- (1965). «Untersuchugen am Ostrand der galicischen Kristallizone (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.

- (1966). «Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME*, núm. 81, Madrid.

SDZUY, K. (1968). «Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 2.

SLUITER, W. I., y PANNEKOEK, A. J. (1964). «El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leld. Geol. Mededelingen*. DL 30.

TEX, E. den FLOOR, P. (19). «Asynopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral Geol. Inst. Leiden*, Holanda.

ZAMARREÑO, I. (1972). «La litofacies carbonatada del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 5.

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