



IGME

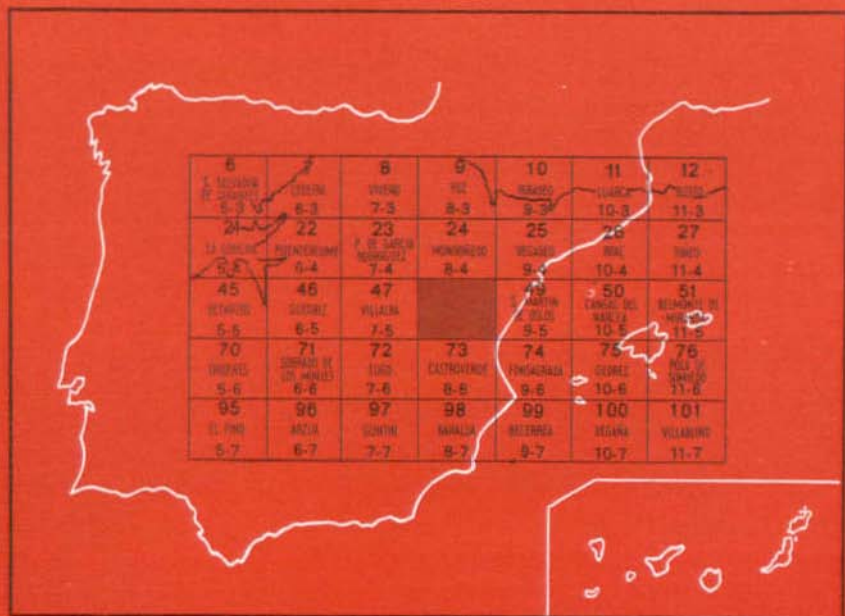
48**8-5**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MEIRA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MEIRA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes Técnicos Superiores:

En *Geología de campo y gabinete*: F. González Lodeiro, J. R. Martínez Catalán, J. G. de Pablo Maciá y A. Pérez González.

En *Estudio Petrográfico*: M. T. Ruiz García.

En *Estudio Paleontológico*: F. Fonollá Ocete, M. D. Gil Cid, A. Marcos Vallaure, A. Perejón Rincón y J. M. Truyols.

En *Coordinación*: B. Calvo Pérez.

En *Colaboración y Asesoramiento*: A. Marcos Vallaure y A. Pérez-Estaún, de la Universidad de Oviedo, Departamento de Geomorfología y Geotectónica.

En *Supervisión*: A. Huerga Rodríguez, 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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-13.282-1979

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

INTRODUCCION

SITUACION

La Hoja número 08-05 (Meira), correspondiente al M. T. N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada en el norte de la provincia de Lugo, próxima al límite con la provincia de Asturias.

Posee una morfología diversa, que agrupa formas accidentadas como el valle del río Eo y la Sierra de Meira, formas redondeadas y suaves (parte central de la Hoja) y zonas planas como la «Terra Cha» (cuadrante SO).

Los elementos geomorfológicos que a grandes rasgos pueden separarse son: el valle del río Eo, las Sierras, las superficies fundamentales y la depresión tectónica de Villalba-Lugo.

El valle del Eo es un valle de dirección S-N, profundamente encajado en materiales ordovícicos, con diferencias de cota entre el cauce y las sierras que lo limitan de a veces más de 600 m.

La Sierra de Meira y el macizo de Porto das Yeguas constituyen los relieves más importantes de la Hoja; son viejas superficies posiblemente heredadas del Secundario. La primera, formada principalmente por las cuarcitas ordovícicas, tiene una dirección N-S y una altitud media de 820-840 m. El segundo corresponde a un relieve residual compuesto por materiales precámbricos de la Serie de Villalba y las cotas alcanzadas por él oscilan alrededor de los 700 m.

Adosadas a las sierras y rodeando a la depresión terciaria de Villalba-Lugo (zona de la «Terra Cha»), se diferencian dos superficies fundamentales. La superior, con cotas medias de 600-620 m., se labra en la cuarcita de Cándana superior y está también representada en la Sierra de Pousadoiro, y la inferior, encajada en la anterior con formas onduladas y una altitud media de 520 m.

La zona plana de la Hoja corresponde a la cuenca terciaria de Villalba-Lugo, que se conoce como la «Terra Cha».

Desde el punto de vista paleogeográfico está situada en la parte nor-este de la Galicia Oriental o zona III de MATTE (1968), la cual, según este autor, se caracteriza por la presencia de un Precámbrico esquistoso; el desarrollo de un Cámbrico completo de 1.500 a 2.000 m. de potencia; la existencia de una discordancia entre el Silúrico alto (Wenlock) y su sustrato, que va del Llandovery al Cámbrico Superior; la gran diversidad de facies en el Silúrico y Ordovícico Superior, en el que se encuentran calizas de tipo recifal muy desarrolladas (Asghilliense) y un vulcanismo ácido, y la existencia de afloramientos de Devónico Inferior y Carbonífero de edad indeterminada. De todas estas características, solamente las tres primeras están presentes dentro de la Hoja.

Desde el punto de vista tectónico está dentro del denominado anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria (MATTE, 1964, 1966, 1968; WALTER, 1968), el cual fue originado en la primera fase de deformación hercínica y afectado posteriormente por pliegues de gran radio de curvatura y plano axial vertical de edad también hercínica. Durante estas fases se produce un metamorfismo regional de tipo intermedio de baja presión, cuyo máximo se alcanza entre la primera y segunda fase (CAPDEVILA, 1967, 1968 *a*, 1968 *b* y 1969).

ANTECEDENTES GENERALES

Los trabajos antiguos sobre la zona que han sido utilizados son los realizados por SCHULTZ (1936), que publicó el primer mapa petrográfico de Galicia; BARROIS (1882), que establece las bases de la estratigrafía; HERMANDEZ SAMPELAYO (1915, 1922, 1935 *a*, 1935 *b*, 1942 y 1960), que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000.

De los trabajos más recientes han sido de gran utilidad los de I. PARGA PONDAL (1958, 1960, 1963), especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1963, y sobre todo «La Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique», a escala 1:500.000, publicada bajo su dirección, siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal celebrada en 1965. La síntesis sobre el Cámbrico de LOTZE (1961); el trabajo de I. QUINTERO (1962) sobre yaci-

mientos de graptolites silúricos, situados dentro de la Hoja. Los de WALTER (1962, 1963, 1965 y 1968), en los que establece series detalladas de los materiales paleozoicos, las cuales han sido adoptadas en el presente trabajo, y una cartografía muy precisa a escala 1:100.000, la cual cubre parte de la Hoja. Por último, los de MATTE (1964, 1967, 1968), en los que se definen los grandes rasgos estructurales de la región, y los de CAPDEVILA (1967 a 1969), sobre la evolución del metamorfismo de Galicia Nororiental.

METODOS DE TRABAJO

Para la confección de la presente Hoja se han realizado los siguientes trabajos:

- Documentación bibliográfica de la zona.
- Estudio fotogeológico.
- Cartografía geológica.
- Levantamiento de columnas estratigráficas de detalle.
- Estudios petrográficos, análisis químicos, granulometrías, cantometrías, estudio de minerales pesados y ligeros y rayos X, sobre muestras recogidas durante la fase de campo.
- Estudio paleontológico de la fauna recogida.
- Reconocimiento de las minas y canteras de la Hoja.
- Fotografía de los aspectos estratigráficos, tectónicos, litológicos, etc., interesantes de la Hoja.

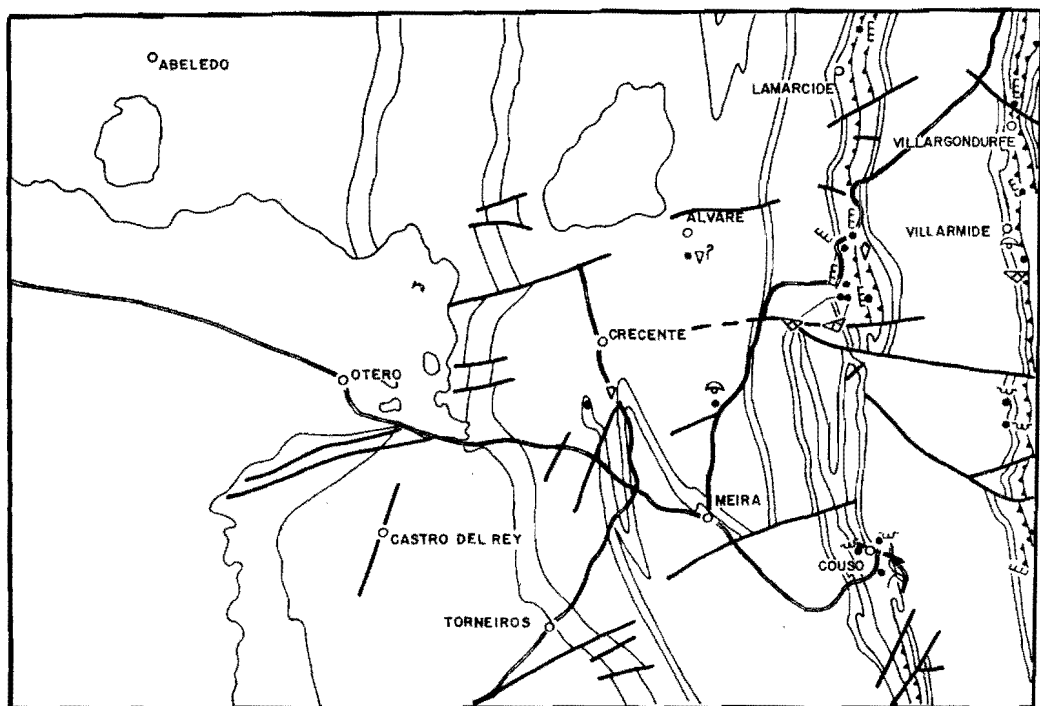
A partir de los datos aportados por estos estudios se ha confeccionado el mapa geológico de la zona y la Memoria explicativa del mismo, así como una documentación complementaria que amplía en determinados campos lo que a continuación se expone.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

La columna estratigráfica establecida por WALTER (1968) para los terrenos paleozoicos, basada en numerosos hallazgos paleontológicos, es la que se ha seguido en el presente trabajo. La fauna recogida en la Hoja, mucho menos completa que la encontrada por el citado autor, se localiza en la figura 1.

Todas las formaciones litológicas que separa este autor han sido reconocidas en el terreno y diferenciadas en la cartografía; solamente algunos espesores de éstas han variado con respecto a la serie seguida, seguramente a causa de la ambigüedad de criterios a utilizar en algunos casos



ESCALA 1: 200.000

E	Graptolites	▽	Arqueociatos
☞	Trilobites	w	Crucianas
▽	Braquiópodos	Y	Microflora
♣	Lamelibranchios		

Fig. 1.—Esquema de situación de los yacimientos fosilíferos.

para diferenciar formaciones de litologías parecidas o con tránsito gradual de una a otra.

1.2 PRECAMBRICO. SERIE DE VILLALBA (PC ξ + ξ A)

Los materiales pertenecientes a esta serie ocupan la mitad occidental de la Hoja, aflorando solamente en el cuadrante noroccidental, y estando el resto recubierto por materiales terciarios y cuaternarios.

Constituyen estos materiales el núcleo del anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria. Dentro de la Hoja están situados en el flanco normal del anticlinal de Mayor.

Esta serie fue estudiada anteriormente por BARROIS (1882), que le dio nombre; GARCIA DE FIGUEROLA (1965), WALTER (1963-1968) y CAPDEVILA (1969). Según este último autor se trata de una potente serie arenoso-pelítica con delgadas intercalaciones de neises anfibólicos y anfibolitas de grano fino, con una potencia de unos 500 a 1.000 m. Dentro de la Hoja solamente están representados tres de los términos descritos por éste: las pelitas comunes, rocas intermedias entre pelitas y grauwas y los neises plagioclásico-anfibólicos, no habiéndose localizado las anfibolitas de grano fino. Todos estos materiales aparecen en la Hoja dentro de la zona de la biotita y granate.

Los términos más pelíticos en la zona de la biotita y el granate son pizarras gris-oscuro, constituidas por cuarzo, albita, moscovita, clorita, biotita y granate, y como minerales accesorios más frecuentes, turmalina, circón, apatito y minerales opacos. En la parte de bajo grado de la zona de la biotita, éstos tienen color verde, y a medida que aumentan las condiciones de metamorfismo pasan a tener una tonalidad marrón.

Las rocas intermedias, que pueden ser clasificadas como subgrauwas feldespáticas (FOLK, 1954), están compuestas de clastos de cuarzo y feldespato de tamaño medio-fino subangulosos y heterogranulares, cementados por una matriz formada fundamentalmente por sericita, clorita y moscovita. La textura samítica primitiva, debido al metamorfismo y a la deformación, ha sido borrada, hasta originar texturas granolepidoblásticas.

Los neises plagioclásico-anfibólicos aparecen nada más que en la zona del granate (extremidad occidental de la Hoja). Son niveles de 15 a 20 cm. de espesor y que pueden alcanzar dos o tres metros de longitud. Son rocas de tonos claros, en los que se observan lepidoblastos verdes de anfíbol y poeciloblastos de granate. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, epidota, biotita, anfíbol y granate, y como accesorios, apatito, esfena y opacos.

1.3 CAMBRICO

Afloran estos materiales en la parte central de la Hoja y en el anticlinal de Villamea. Los trabajos anteriores fueron realizados por BARROIS (1882), LOTZE (1961), SANCHEZ DE LA TORRE (1962) y WALTER (1963-1968). La serie establecida por este último autor se ha seguido en el presente trabajo diferenciando en la cartografía las formaciones definidas por él. Estas son, de muro a techo, las siguientes:

- Cuarcita de Cándana inferior (CA₁).
- Pizarras y carbonatos de Cándana (CA_{1p}).

- Cuarcita de Cándana superior (CA_{1q}).
- Capas de tránsito (CA_{1p2}).
- Caliza de Vegadeo (CA_{1c}).
- Capas de Riotorto (CA₂₋₃).
- Capas de Villamea (CA₂₋₃₋₀₁₂¹).

Si se exceptúa la presencia de restos indeterminables de arqueociatos en la Caliza de Vegadeo y de trilobites en las Capas de tránsito, el resto de las formaciones no contiene, dentro de la Hoja, fósiles que permitan precisar su edad. En este sentido, la atribución a una edad determinada de estas formaciones se ha realizado en base a los datos procedentes de otras áreas del NO de la Península.

1.3.1 CUARCITAS Y PIZARRAS. CUARCITA DE CANDANA INFERIOR (CA₁)

Esta formación, definida por LOTZE (1957), descansa aparentemente concordante con los materiales de la serie de Villalba. Dentro de la Hoja el contacto entre estas dos formaciones es neto, y viene señalado por unos bancos de cuarcita microconglomerática, que se intercalan en forma de lentejones en los primeros metros de la serie. La potencia es de unos 200 m. Está compuesta esta formación por cuarcitas conglomeráticas, areniscas y pizarras arenosas.

Las cuarcitas conglomeráticas están por lo general hacia la base, formando lentejones de poca potencia. Los cantos son de cuarzo y pueden alcanzar de 4 a 6 mm. de longitud media. Son cantos de angulosos a subangulosos y están cementados por una matriz cuarzo-feldespática. Las areniscas se distribuyen a lo largo de toda la serie alternando con niveles más pizarrosos unos y más cuarcíticos otros, en los que se observan laminación cruzada, «flasher» y ondulada, estas dos últimas más frecuentes en las alternancias arenoso-pelíticas. En los niveles arenosos es frecuente encontrar un moteado de limonita, probablemente proveniente de la alteración de glauconita.

En los niveles cuarcíticos se observan al microscopio texturas granoblásticas. El tamaño de los clastos mayores de cuarzo es de 0,6 a 3 mm. y están cementados por una matriz constituida por granos de cuarzo, feldespato, sericita, moscovita y clorita. También abundan óxidos de hierro intersticiales. En los niveles más pizarrosos aparecen como mineral tipo-morfo la biotita. Los accesorios más frecuentes son circón, apatito y turmalina.

1.3.2 PIZARRAS Y CARBONATOS DE CANDANA (CA_{1p1} y c)

Aflora esta serie en la parte central de la Hoja, en una franja con direc-

ción N-S. Esta formación fue también definida por LOTZE (1957). La potencia estimada es de unos 450 a 550 m.

Dentro de ella se han podido establecer los siguientes tramos: en la base aparecen unos 50 m. de pizarras gris-verdosas muy homogéneas, sobre las que reposan unos 35 m. de pizarras negras ampelíticas, también muy homogéneas. El tramo superior, de unos 25 m. de potencia, es solamente observable en la parte Sur (región de Castro de Rey), y está constituido por calizas grises bandeadas, cuyo espesor es de unos 15 m. (estas calizas pueden alcanzar potencias de hasta 40 m., como en la cantera de Arcos, en la Hoja de Castroverde), cuarcitas grises con laminación paralela (3 m.), calizas grises (6 m.) y alternancias de pizarras negras ampelíticas y ortocuarcitas (4 m.) con sulfuros diseminados. Por encima la secuencia se hace mucho más pizarrosa, encontrándose 100 m. de pizarras negras ampelíticas, 40 m. de pizarras gris-oscuras a gris-verdosas con laminación paralela, alternando con siltitas y unos 200 m. de pizarras verdes a gris-verdosas muy homogéneas que contienen abundantes cristales de pirita. Este último tramo presenta hacia el techo alguna intercalación de caliza de escaso espesor (ermita de San Julián *) y niveles arenosos en tránsito a la cuarcita de Candana superior.

Al microscopio las pizarras están constituidas por cuarzo, moscovita, sericita, clorita y blastos de biotita. En los niveles más ampelíticos es abundante la materia carbonosa. En los términos más arenosos aumenta la proporción de cuarzo y plagioclasa. Como accesorios se han observado turmalina, circón y apatito. Las calizas presentan un grado de recristalización muy elevado, siendo muy escasa por lo general la proporción de dolomía.

1.3.3 CUARCITAS Y PIZARRAS. CUARCITA DE CANDANA SUPERIOR (CA₁q)

Dentro de la Hoja esta formación aparece en dos afloramientos: uno que, con dirección Norte-Sur, atraviesa la Hoja en su parte central, y otro, en la extremidad norte, constituyendo el cierre del anticlinal de Mayor. Morfológicamente el primer afloramiento da un resalte que constituye el límite oriental de la cuenca terciaria de Villalba-Lugo. Se pueden distinguir dentro de la formación dos tramos, el más inferior con una potencia aproximada de 110 m., constituido por alternancias de pizarras y cuarcitas, y otro que comprende bancos potentes de cuarcita y arenisca y cuyo espesor es de unos 120 m.

El tramo más inferior se inicia por unos 45 m. de alternancia de niveles de areniscas de tonos amarillo-verdosos que presentan laminación paralela, con niveles de pizarras y pizarras arenosas de tonos verdosos y grises. Le

* $X = 300.500$; $Y = 965.875$

siguen unos 65 m. de alternancia de pizarras gris-verdosas con cuarcitas y ortocuarcitas de color blanco, en ocasiones ferruginosas, y que llegan a alcanzar espesores de hasta un metro. En ocasiones, las cuarcitas pasan lateralmente a areniscas de tonos blanquecinos.

El tramo superior está constituido por una serie de bancos potentes de cuarcitas y ortocuarcitas de 7 a 14 m. de espesor, con laminación paralela, cruzada, y «flasher» separados por niveles de areniscas y pizarras arenosas.

En los niveles de cuarcita se observan al microscopio texturas granoblásticas y en mortero. El tamaño de los clastos mayores de cuarzo es variable de 0,4 a 2 mm. y están cementados por una matriz constituida por granos pequeños de cuarzo, sericita, moscovita y clorita con abundantes óxidos de hierro intersticiales. En algunas muestras se han observado plagioclasas en escasa proporción, apareciendo como minerales accesorios circon, apatito y turmalina.

1.3.4 PIZARRAS ARCILLOSAS Y ARENOSAS Y NIVELES DE ARENISCAS, CON INTERCALACIONES CALCAREAS. CAPAS DE TRANSITO (CA₁p₂ y c)

Estas capas fueron denominadas «Capas de tránsito» por WALTER (1963-1968). Su potencia es de unos 300 m. Morfológicamente sus afloramientos corresponden a formas deprimidas donde descansan en algunas ocasiones materiales terciarios (cuenca de Pastoriza).

De muro a techo se encuentran en la base unos 35 m. de pizarras amipelíticas muy homogéneas, con abundancia de cristales de pirita. Dentro de estas pizarras, y en los términos más bajos, WALTER (1968) encuentra restos de Hyolítidos. El resto de la serie está compuesto por pizarras arenosas y pizarras con intercalaciones de areniscas muy finas, con laminación paralela, estratificación gradada, laminación «flasher», ondulada, y cruzada de bajo ángulo. Dentro de este conjunto se intercalan niveles de areniscas de tonos más claros con puntos ferruginosos, que presentan laminación «flasher» y que pueden alcanzar 2 m. de potencia, hacia el techo y en tránsito a la formación suprayacente (Caliza de Vegadeo) aparecen bancos de caliza dolomítica gris ocre muy recrystalizada, en los cuales pueden observarse restos de estructuras de algas, que alcanzan una potencia de unos 2 a 2,5 metros. Estos niveles están alternando con areniscas en capas de 5 a 20 cm., pardo-rosáceas, con finas intercalaciones de 1 a 5 mm. de espesor de pizarras gris oscuro a verde, en lo que se observan laminación paralela y niveles ferruginosos.

Al microscopio se observa en los términos areniscos la existencia de clastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, así como sericita, moscovita y biotita. En los términos más bajos aparece abundante materia car-

bonosa. Como minerales accesorios se observan turmalinas, circón, apatito, rutilo, etc.

Con respecto a la fauna solamente se ha encontrado en el camino de El Mazo a Soutelo *, en las alternancias de pizarras y niveles de calizas, restos inclasificables de algas, y en Piñeiro **, en las pizarras intercaladas, impresiones de trilobites polímeros inclasificables.

1.3.5 CALIZA DE VEGADEO (CA₁C)

Esta formación fue definida por BARROIS (1882), a la que denominó «Caliza de la Vega», en las cercanías de la localidad de Vegadeo y donde encontró una abundante fauna de Trilobites y otros. Esta formación, de unos 80 m. de potencia por término medio, se ha representado en la cartografía con contactos dudosos en aquellas zonas en las que no se observa en superficie, debido a procesos de carstificación, como lo demuestra la existencia de «Terras rosas», dolinas y hundimientos tanto antiguos como recientes. Está compuesta en el techo por unas calizas y dolomías muy recristalizadas de tonos grises oscuros y en ocasiones blanquecinas, bien estratificadas en capas que oscilan de 20 cm. a 1 m., y que llegan a alcanzar una potencia de unos 60 m. Por debajo se encuentran unos 20 m. de pizarras verdes y areniscas de tonos rosados con abundancia de carbonatos, donde se encuentran laminaciones tipo «flasher» y ondulante. Este tramo descansa sobre dolomías con intercalaciones arcillosas pertenecientes a las «Capas de tránsito». Desde el punto de vista petrográfico se encuentran desde calizas de grano grueso (según FOLK) y en donde se observan cristales muy maclados y textura granoblástica a calizas y dolomías de grano fino con textura en mosaico. Se encuentran, además, frecuentemente granos de cuarzo.

El grado de recristalización sufrido por esta formación durante el metamorfismo (está situada dentro de la zona de la biotita) no permite deducir sus primitivas características petrográficas, siendo imposible obtener datos que permitan determinar su medio de depósito. Solamente se han encontrado laminaciones de origen posiblemente orgánico (Estromatoides?) y posibles mallas de algas (Cantera de Parajes ***). Con respecto a su edad, no se ha encontrado dentro de la Hoja fauna que diera gran detalle; únicamente han sido encontrados en la cantera de Vales **** moldes internos posiblemente de arqueociátidos (ver información complementaria) totalmente inclasificables. Sin embargo, según ZAMARREÑO et al. (1975), es po-

* X = 309.100; Y = 973.040

** X = 306.942; Y = 965.487

*** X = 304.631; Y = 962.714

**** X = 304.044; Y = 966.099

sible que la parte más alta de esta formación pueda ser equiparada al miembro superior de la Formación Láncara por similitud de facies, por lo que pasaría a pertenecer al Cámbrico Medio el tramo superior de la Caliza de Vegadeo, quedando sólo los tramos medio e inferior dentro del Cámbrico Inferior.

1.3.6 PIZARRAS VERDOSAS Y AMARILLENAS. CAPAS DE RIOTORTO (CA₂₋₃)

Fue definida esta formación por WALTER (1968). Este autor define en el anticlinal de Riotorto dos términos: uno inferior, constituido por pizarras margosas, verdes y violetas de unos 10 m. de potencia, con restos de «equinodermata», y que serían equivalentes a las margas fosilíferas de Vegadeo (Capas de Bres en el anticlinal del río Eo), donde encuentra fauna de la parte media y baja del Cámbrico Medio, y otro superior de unos 80 m. de pizarras arcillosas, color verde intenso, con intercalaciones de arena. Dentro de la Hoja esta formación está compuesta por unos 100 a 110 m. de alternancias de pizarras y areniscas de tonos verdes claros en niveles de 5 a 20 cm. de espesor, en paso progresivo hacia la formación superior (Capas de Villamea). Dentro de estos niveles se encuentran laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo, así como estratificación «flasher» y ondulante.

Al microscopio son pizarras con niveles arenosos compuestos por clastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita, moscovita, sericita y óxido de hierro. Los términos más pizarrosos están compuestos por cuarzo, moscovita, clorita y sericita. Como accesorios suelen presentarse circon, turmalina y opacos. Dependiendo del grado de metamorfismo puede aparecer biotita.

1.3.7 PIZARRAS Y ARENISCAS EN ALTERNANCIA RITMICA. CAPAS DE VILLAMEA (CA_{2-3-0₁₂}¹)

Esta formación fue definida por WALTER (1968) como una serie de pizarras arcillosas grises, con intercalaciones de láminas delgadas de arena de grano fino y con una potencia aproximada de 700 m. Dentro de la Hoja es una serie monótona de alternancia de pizarras grises y areniscas en niveles de 5 a 20 cm. de espesor, con una potencia de unos 350 m., que presentan laminación paralela, entrecruzada y «flasher». El contacto con la formación inferior se hace de una manera insensible en la mayor parte de los casos, aunque en ocasiones viene marcado por el mayor desarrollo de niveles arenosos y la mayoría de las veces por un cambio en la coloración, ya que las capas inferiores son de tonos fundamentalmente verdosos, y la de éstas, gris plateado. Dentro de esta formación pueden observarse

hacia el techo, en ocasiones, niveles más potentes de areniscas que pueden alcanzar 2 m. de espesor.

Al microscopio son pizarras compuestas por sericita, moscovita, cuarzo, clorita y materia carbonosa; en los términos más arenosos suele aparecer plagioclasa y mayor proporción de cuarzo. Como accesorios aparecen circón, turmalina y opacos. Dependiendo del grado de metamorfismo puede aparecer biotita.

1.4 ORDOVICICO

Afloran los materiales pertenecientes a este sistema en los sinclinales de Rececende y Villadrid, que transcurren con dirección N-S en el tercio oriental de la Hoja. Los estudios anteriores fueron realizados por HERNANDEZ SAMPELAYO (1933), y más recientemente por WALTER (1966, 1968) y MARCOS (1973).

Es la serie dada por estos dos últimos autores la que se ha seguido en el presente trabajo, diferenciándose los siguientes tramos de muro a techo:

- Capas inferiores del río Eo (0_{12}^{1-2}).
- Capas superiores del río Eo (0_{12}^2).
- Pizarras de Luarca (0_2).

1.4.1 CUARCITAS Y PIZARRAS EN ALTERNANCIA. CAPAS INFERIORES DEL RIO EO (0_{12}^{1-2})

Se compone este tramo de una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, aunque en ocasiones, y especialmente hacia el techo, aparecen bancos más potentes de cuarcitas que pueden alcanzar espesores del orden de 2 y 3 metros. Existen en algunos puntos intercalaciones ferruginosas de poca potencia, que han dado lugar al emplazamiento de labores mineras actualmente abandonadas. En los niveles más cuarcíticos se observan laminación paralela y cruzada tabular, así como «ripples» de interferencia, «prod cast» y huellas de carga que indican un medio de plataforma. También han sido encontrados *Planolites* sp., *Monomorphichnus* sp. y especies de *Cruciana* del «Grupo rugosa» (SEILACHER, 1970) en varias localidades, que permiten atribuir estos niveles al Ordovícico Inferior.

Al microscopio son cuarcitas de grano fino a medio con un 95 por 100 de cuarzo, siendo el resto minerales sericítico-arcillosos y moscovita. Los términos más arenosos presentan algunos granos de feldespatos y plagioclasas. En los términos más pizarrosos, compuestos fundamentalmente por cuarzo, sericita y moscovita, aparece en ocasiones materia carbonosa. Como accesorios suelen presentarse turmalina y circón.

1.4.2 CUARCITAS EN BANCOS POTENTES. CAPAS SUPERIORES DEL RIO EO (0_{12}^2)

Está constituida esta formación por dos o tres bancos potentes de cuarcita de colores blanquecinos y en ocasiones amarillentos, separados por niveles de pizarras que alternan con niveles de cuarcitas de 5 a 15 cm. de potencia. En los bancos de cuarcita se observa laminación paralela y cruzada tabular, así como restos de tubícolas.

Se han encontrado también icnofósiles:

Cruciana rugosa D'ORBIGNY.

Cruciana furcifera D'ORBIGNY.

Monomorphicus sp.

que dan una edad Tremadoc Superior a Llandeilo, siendo lo más probable una edad Arenig (clasificación según A. MARCOS).

Al microscopio se trata de materiales similares a los de la formación anterior.

1.4.3 PIZARRAS NEGRAS Y ARENISCAS. PIZARRAS DE LUARCA (0_2)

Esta formación constituye el techo del Ordovícico en la región. Está constituida por pizarras oscuras y negras con intercalaciones arenosas. Hacia la base, en el sinclinal de Villadrid, las pizarras negras tienen mayor representación, alcanzando una potencia de unos 100 m. Dentro de este tramo se han encontrado restos de trilobites, braquiópodos y *Tomaculum problematicum*. Hacia el techo se intercalan niveles más arenosos de 1 a 2 cm. con estratificación ondulada y paralela que culminan en una alternancia de cuarcitas blancas y areniscas, en capas de 10 a 30 cm. de espesor, con pizarras de tonos verdosos. Dentro de esta serie se encuentran niveles de oolitos ferruginosos, que antiguamente fueron objeto de explotación, junto a niveles lumaquélcos (capas de *Strophomenas* de HERNANDEZ SAMPELAYO), como el que puede observarse en el sinclinal de Recende, en el camino de Orrea a Lodás*. Como características mineralógicas más importantes está la abundancia en piritita y cloritoides. Dentro de esta formación, tanto HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) como WALTER (1968) han encontrado fauna de graptolites y trilobites, que permite datarla como Llandeilo.

1.5 SILURICO (S)

Los materiales pertenecientes a este sistema fueron estudiados anterior-

* X = 310.421; Y = 968.657

mente por HERNANDEZ SAMPELAYO (1935), que señala ya la existencia de *Monograptus* que atribuye al Wenlock-Ludlow; QUINTERO (1962), que les asigna una edad Tarannon, y posteriormente por WALTER (1968), que recoge fauna de graptolites principalmente de las zonas 19-22 de ELLES & WOOD, lo que permite atribuir una edad Llandovery Medio-Superior a estos niveles.

Afloran estos materiales en los núcleos de los sinclinales de Villadodríd y Recedende; la potencia observada es de unos 40 a 50 m. En la base, y en continuidad con la formación anterior, aparecen unos bancos de cuarcitas feldespáticas que varían de espesor lateralmente, llegando incluso a desaparecer. En los puntos donde están mejor representadas, como en las proximidades de Beche*, donde pueden llegar a alcanzar unos 20 m. de potencia, son cuarcitas de grano medio y color gris que alternan en bancos con pizarras oscuras, salvo en los puntos donde adquieren mayor desarrollo, constituyendo un único banco al disminuir la fracción pelítica.

Por encima descansan unas pizarras ampelíticas que, en la mayor parte de los puntos, contienen fauna de graptolites. La fauna encontrada ha sido clasificada por el Profesor TRUYOLS y ha dado estos resultados:

- *Monograptus regularis* TORNG.
- *Monograptus runcinatus* LAPW.
- *Spirograptus planus*? BARR.
- *Petalograptus palmeus* BARR.
- *Monograptus mccoylei* LAPW.
- *Monograptus latus* McCOY.

Todos ellos de edad Llandovery Medio-Superior.

Por encima se encuentran en el sinclinal de Villadodríd pizarras negras con gran abundancia de cloritoide, que intercalan niveles más arenosos.

1.6 NEOGENO (T^B)

Los depósitos terciarios estudiados en esta Hoja pertenecen al dominio de las cuencas terciarias de Galicia Oriental. El primero corresponde a la cuenca de Villalba-Lugo; un segundo afloramiento de dimensiones modestas está situado en la cubeta de Pastoriza, al N, y en posición central del área investigada.

La depresión tectónica de Villalba-Lugo determina un país de acusada personalidad geográfica; es la llamada «Terra cha» o Tierra Llana. DANTIN CERECEDA, en REVENGA CARBONELL (1960, p. 69), define a esta comarca como «una vieja región endorreica de génesis tectónica, en trance de organizar su exorreísmo». Para NONN (1966, p. 200), la «cuenca» del alto Miño

* X = 310.800; Y = 971.600

o «Terra Cha» es un vasto fragmento de las superficies eógenas rodeada por relieves residuales.

Efectivamente, el sector estudiado aquí es una región de débiles contrastes topográficos, con una altitud media de 420 m., drenada por el río Miño y sus afluentes, que descienden de las sierras o de los relieves marginales, formados por las superficies eógenas de NONN (o. c.) o las «penillanuras parciales» de SOLE (1951). El paisaje de la Tierra Llana se completa con el modelado fluvial. El sistema de terrazas y los amplios valles aluviales con canales tortuosos, anastomosados, meandros y localmente «braided», las lagunas endorreicas o de drenaje deficiente y los cursos de agua que se pierden (p. e., el rego Pontiga).

Desde un punto de vista litoestratigráfico los depósitos terciarios de la cuenca de Villalba-Lugo han sido objeto de diversas publicaciones: BRELL (1972), BRELL y DOVAL (1975), y VIRGILI y BRELL (1975). Las conclusiones obtenidas por dichos autores son en parte semejantes a las descritas aquí, habida cuenta que los perfiles visitados son los mismos, dado que la escasez de afloramientos hace obligatorio recurrir a los cortes abiertos en distintas canteras por la industria ladrillera y de forjados cerámicos de la zona. Se han estudiado los frentes de las canteras de Carballeira*, Moimenta** y Roas***, y el corte que ofrece la carretera de Lugo a Gontán, en las proximidades de Momán****.

Los resultados obtenidos se pueden sintetizar de la siguiente manera:

El conjunto es una alternancia de arcillas verdes, gris-azuladas o rojas y arenas cuarzofeldespáticas, aunque se pueden encontrar todos los términos entre ambos extremos. La secuencia es rápida, con abundantes cuerpos lenticulares y numerosos cambios laterales de facies. Excepcionalmente, limos arcillosos de origen fluvial (cantera de Moimenta). Las micas detríticas están presentes en casi todos los paquetes con dimensiones variables, muchas veces próximas a los 3-4 mm. de eje mayor.

Los niveles de arcillas rojas o vinosas son más frecuentes en la cantera de Roas que en el resto de los frentes estudiados, así como las fracciones detríticas más groseras. Son gravillas poco compactadas, angulosas o subangulosas, compuestas casi exclusivamente por cuarzo, en tamaños medios de 1 cm. y tamaño máximo en los 3-4 cm.

El medio de depósito en este sector de la cuenca de Villalba-Lugo es de características fluvio-lacustres. La dirección de un paleocanal de dimensio-

* X = 292.496; Y = 968.751

** X = 295.103; Y = 967.901

*** X = 291.317; Y = 965.572

**** X = 291.850; Y = 964.300

nes métricas medido en la cantera de Moimenta ha sido de N 100°. Es de destacar que casi ninguna muestra en campo ha dado reacción al CIH, pero sí unas acumulaciones blancas de aspecto nodular y de origen secundario que se disponen, inclusive en profundidad, a lo largo de los planos de fractura del material.

Localmente, y adosadas a los relieves marginales que enmarcan la cuenca, se reconocen unas facies arcillo-arenosas rojas, con hiladas y lentejones de cantos o bloques muy alterados, pobremente clasificados y sin orientación preferente, con pendiente deposicional, que lateralmente penetran en el resto de los depósitos terciarios, perdiendo gradualmente sus características. Por su aspecto, y según los casos, podría tratarse de un «debris-flow» o de un depósito de ladera.

La fracción fina de los sedimentos de esta cuenca está constituida por illita y montmorillonita como mineral dominante (20-60 por 100), junto con caolinita en menor proporción (10-30 por 100). En la facies roja marginal predomina la caolinita (75 por 100), frente a la illita (25 por 100).

Los análisis mineralógicos que se han realizado en la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. han dado una asociación de minerales pesados de turmalina (31 a 67 por 100), andalucita (16-39 por 100), acompañados en mucha menor proporción por la estauroлита (1 al 8 por 100). Los opacos naturales y de alteración tan abundante en los depósitos cuaternarios (ver apartado 1.7.1.1) por lo general no sobrepasan el 15 por 100. En los ligeros la asociación está compuesta por el cuarzo (37 a 51 por 100) y el feldespato potásico (24 a 52 por 100), seguidos por los calco-sódicos (0 a 25 por 100) y la moscovita (0 al 6,5 por 100).

Los espesores controlados en campo de esta formación sobrepasan los 30 metros; un sondeo del IRYDA * atravesó más de 40 metros en sedimentos blandos. Estos materiales descansan, según los puntos, en las facies del Cámbrico Inferior o en la serie de Villalba, de edad precámbrica.

El afloramiento de Pastoriza, claramente separado de la cuenca de Villalba-Lugo, y situado en cotas ligeramente superiores (480-500 m.), se dispone en un valle alargado de dirección N-S, fosilizando también la superficie fini-oligocena de NONN (o. c.). Sus características texturales presentan fuertes desviaciones respecto a las de la depresión de Villalba-Lugo e incluso de un punto a otro del mismo yacimiento.

En la cantera para aprovechamiento cerámico de Pastoriza** se explota un sustrato alterado en profundidad de las pizarras y areniscas de las Capas de tránsito del Cámbrico Inferior; encima, y en discordancia neta, existen unos dos metros de un canturral de cuarzo subanguloso con tamaños medios de cuatro a cinco centímetros en matriz arcillo-arenosa. Ambos ma-

* X = 292.100; Y = 967.620

** X = 303.540; Y = 972.307

teriales son ricos en caolinita (50 a 55 por 100). En otros cortes, el techo visible está compuesto por paleocanales rellenos de bloques y cantos de cuarzo, arenisca y alguna pizarra, con matrices arcillo-limo-arenosas y encima un coluvión pardo-rojizo limo-arcilloso con cantos diseminados, generalmente subangulosos. Mayor interés tiene un pequeño perfil situado en las proximidades de Miñotelo *. Se trata de un depósito con buzamiento hacia el Sur, en el que se da una alternancia de niveles o capas de gravas bien redondeadas, a veces subesféricas, y arcillas blancas en lentejones, con gravilla y escasa fracción arenosa. Se observan, preferentemente a lo largo de los planos de estratificación, concentraciones de óxidos de hierro. La composición litológica de las gravas es de cuarzo con alguna pizarra y arenisca. La alteración de esos elementos es importante, llegando incluso a encontrarse algún cuarzo disgregado. Las arcillas son ricas en caolinita (60 por 100). En la fracción densa existen altos porcentajes de opacos de alteración (54 por 100), seguidos por la turmalina y el circón. En la fracción ligera domina el cuarzo (88 por 100) y las débiles proporciones contabilizadas de feldespatos potásicos (3 por 100) y calco-sódicos (6 por 100) están muy alteradas.

La edad de estos materiales es imprecisa. Basándose en la composición, variación porcentual y posición estratigráfica de los distintos minerales de arcilla, presentes en diferentes cuencas del oeste de Asturias y Galicia, BRELL (1972) asigna una edad del Mioceno Medio-Superior a la cuenca de Villalba-Lugo. El «Terciario» de Pastoriza es más complejo; posiblemente existan depósitos de edad diferente; sin duda, algunos son cuaternarios. NONN (o. c., págs. 475 a 477) describe una facies de características torrenciales (conos torrenciales) que sería una facies local de las rañas. El afloramiento de Miñotelo, por su gran similitud deposicional y textura a esas facies estudiadas por NONN, bien podría representar un depósito de igual génesis y edad.

1.7 CUATERNARIO

Se han distinguido y cartografiado diversos depósitos de vertientes y de accionamiento fluvial. El recubrimiento por este conjunto de formaciones superficiales y suelos es importante: el coluvionamiento, los procesos de alteración y edafización actuales o paraactuales, junto con el suelo vegetal, cubren de una forma casi continua al país que enmarca la Hoja.

Los antecedentes bibliográficos sobre el Cuaternario de la región son escasos y de valor general. Se han utilizado los tratados de geografía de SOLE SABARIS (1951) y LAUTENSACH (1967), y como trabajos más espe-

* X = 305.600; Y = 972.500

cíficos las investigaciones geomorfológicas sobre el país gallego de BIROT y SOLE SABARIS (1954) y NONN (1966).

1.7.1 PLEISTOCENO

1.7.1.1 Terrazas (Q_1T_1 , Q_1T_2 , Q_1T_3)

Se han reconocido y cartografiado en los valles de los ríos Miño y Anllo un sistema de tres terrazas, situadas a una cota relativa de: + 4-7 m., + 20-25 m. y + 40-45 m. sobre los cauces actuales. En el valle del río Eo, y en un punto próximo a Saoutelo *, se encuentran unos depósitos aluvionar y que a su vez son fosilizados por una secuencia potente y compleja de aportes laterales y de laderas. La cota relativa de dicha terraza se sitúa a + 12-14 m. sobre el cauce actual del Eo. Está compuesta por dunas y barras de composición litológica de cuarcitas, pizarras y cuarzo, con tamaños medios de 7-8 cm., tamaño máximo de 25 cm. y espesor de 0,90 m.

Las terrazas de los ríos Anllo y Miño están bien representadas superficialmente en la «Terra Cha», sobre todo la terraza superior. Las características comunes y diferenciables son las siguientes: débil espesor, no sobrepasando en todos los cortes vistos los 2 a 2,50 m. de potencia, teniendo por lo común de 0,80 a 1,20 m. Cierta compacidad (resistencia al martillo) y ausencia de reacción al CIH. Matrices limo-arcillo-arenosas que engastan las gravas, y raramente dunas y ripples. Buena proporción de cantos rubefactados y una escala ascendente para los colores de la matriz dominante (según las tablas de MUNSELL), que van desde el 7,5 YR, para la terraza de + 6-7 m., al 5 YR o 2,5 YR para la de + 40-45 m.

La composición litológica de las gravas del río Anllo es de cuarzo, arenisca y pizarra, con elevado porcentaje del primer elemento y débiles proporciones de los demás. Centilo en cuarzo, entre los 120 y 300 mm., y moda variable, entre las fracciones de 20 a 40 y 40 a 60 mm. En el río Miño el espectro litológico está compuesto por cuarzo, arenisca y pizarra, pero pueden faltar en los distintos puntos de muestreo la arenisca y la pizarra, y aun siendo el cuarzo dominante la presencia de alguno de los elementos antes citados se realiza en porcentajes elevados. Centilo en cuarzo, areniscas o pizarra entre los 120 y 500 mm. Las modas se reparten por lo general de igual forma que en los aluviones del río Anllo.

La composición mineralógica en la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. es semejante en minerales pesados para las terrazas de ambos valles. Tanto por ciento elevado de opacos naturales y de alteración, seguidos por la turmalina (3-11 por 100) y circón (4-6,5 por 100). Están prácticamente ausentes los minerales de metamorfismo.

* X = 314.594; Y = 960.451

En los ligeros se puede establecer quizá algunas diferencias mineralógicas entre ambos sistemas. En el Anllo domina el cuarzo (59 al 93 por 100), seguido del feldespato potásico (2 al 22,5 por 100), las micas (2,5 al 11,5 por 100) y los feldespatos calco-sódicos (0 al 5,5 por 100). En el Miño, aun siendo porcentualmente los cuarzos dominantes (38,5 al 69,5 por 100), disminuye la media de sus porcentajes, aumentando la presencia de las plagioclasas (14 al 23 por 100) y feldespatos potásicos (5 al 24 por 100), estando ausentes o prácticamente inexistentes las moscovitas y biotitas (0 al 2,5 por 100).

1.7.1.2 Conos de deyección (Q_1Cd_1 , Q_1Cd_2)

Son conos antiguos que se localizan en la cabecera del río Pequeño y que provienen del macizo precámbrico de Porto das Yeguas. Su característica fundamental es que están compuestos, al menos el Q_1Cd_1 , por cantos de cuarzo y esporádicamente por alguna pizarra y arenisca alteradas, todo engastado en una matriz areno-limo-arcillosa blancuzca. Los cantos angulosos y subangulosos presentan una heterometría acusada, con tamaños medios de 10 a 12 cm. y centil en los 450-500 mm. Existe un fraccionamiento intenso de los cantos en los tamaños pequeños. El espesor máximo visto alcanza los 5-6 m.

1.7.2 HOLOCENO

1.7.2.1 Conos de deyección, coluviones y canchales (Q_2Cd_3 , Q_2C , Q_2Ch)

Representan los depósitos típicos del modelado de los interfluvios en la zona de estudio. Los conos de deyección se encuentran bien desarrollados en la mitad O de la Hoja. Estas formas, originadas por los procesos de arroyada concentrada, se acumulan sobre las amplias llanuras aluviales y fondos de valle, o bien sobre las terrazas más antiguas. Su composición litológica por lo general es poligénica (cuarcitas, cuarzos, pizarras, etc.), dependiendo lógicamente de sus áreas madres. Son cantos angulosos y subangulosos, con tamaños medios variables y su centil en tamaño bloque, muy a menudo representado por cuarzo. Espesores desconocidos, pero que sin duda son de orden métrico en algunos casos.

Los coluviones y canchales son formaciones superficiales que tapizan buena parte de la superficie de la Hoja. Sus espesores pueden ser importantes, sobrepasando en algunos puntos los cinco o seis metros. Los materiales coluvionares, angulosos, con características poligénicas o monogénicas, se presentan muy a menudo con aspecto estratificado y homométrico, engastados o no en una matriz limo-arcillo-arenosa. Es necesario destacar que estos procesos de acumulación de vertientes se han dado en

varias fases. Un último proceso se ha originado por lavado de las partes superiores, dando un depósito correlativo en los pies de las laderas de limo-arcillas que modifican el perfil de las vertientes, muchas veces regularizadas o convexas, a perfiles mixtos con convexidad acentuada en la base.

Los canchales, derrubios de gravedad, están formados por elementos cuarcíticos angulosos o subangulosos con tamaños medios elevados y centil en la fracción bloque, sin matriz. Pueden estar fijados o no; en este último caso pueden dar origen, aprovechando condiciones topográficas favorables, a lenguas de piedras. Su espesor no es considerable y se disponen en las laderas de fuerte pendiente y de orientación O.

En el mapa que acompaña a esta Memoria tan sólo se han cartografiado algunas de estas formas, los coluviones, principalmente allí donde la topografía no es acusada («Terra Cha») y resulta interesante marcar las características del relieve.

1.7.2.2 Lengua de despegue (Q₂Ld)

Se ha denominado así, de una forma general, a una masa desprendida de una vertiente con extensión hectométrica, situada en las proximidades de Pastoriza. El fenómeno afecta, en la parte superior, a las cuarcitas y pizarras de Cándana superior, y a las pizarras y areniscas de las Capas de tránsito. Su origen puede ser vario, bien sea por socavamiento basal, deslizamiento asistido por la gravedad, etc.

1.7.2.3 Llanuras aluviales y fondos de vaguada (Q₂Al)

Las llanuras aluviales están muy bien desarrolladas en el ámbito de la Hoja. El río Miño, aguas abajo de Meira, y el río Anllo, en la margen O de la Hoja, han constituido amplios valles de fondo plano, en los cuales han depositado un material aluvionar por lo general de débil espesor (dos metros de potencia máxima vista), con composición litológica de cuarzo, cuarcita, arenisca y pizarra y escasa matriz arenosa.

El borde superior de estos depósitos se encuentra en la actualidad a 1 ó 1,5 m. sobre la lámina superior de agua de sus canales respectivos, que presentan un fondo pedregoso y arenoso, y localmente barras longitudinales.

La composición mineralógica de las arenas transportadas por el río Miño, en dos análisis realizados, antes de la desembocadura del río Anllo por su margen derecha, han dado como resultado un alto porcentaje de opacos naturales y de alteración, seguidos por turmalina, circón y estauroilita (entre el 6 y el 15 por 100).

1.7.2.4 Cuaternario indiferenciado (Q₂)

Corresponde principalmente a suelos grises u oscuros, ácidos, con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados. En otros puntos se ha englobado dentro de este apartado un producto de alteración de las pizarras de Cándana con lentejones calcáreos, situado en el borde sur del cuadrante SO de la Hoja.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las estructuras que aparecen en la Hoja pertenecen al denominado anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria [MATTE, 1968 *b*]. Esta gran estructura se extiende desde la costa Cantábrica, en la región de Foz, hasta la Sierra de Caurel, al Sur. Es en realidad un anticlinorio en el que se individualizan cuatro grandes anticlinales que de arriba abajo son Sarria, Becerreá, Mayor y Villamea. Por el Este viene limitado por el «cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo» (MARCOS, 1973), y en el Oeste, por la falla de Vivero [MATTE, 1968 *b*; CAPDEVILA, 1969].

Esta estructura se formó durante la primera fase de deformación hercínica y fue posteriormente suavemente ondulada por fases de deformación tardías. La Hoja de Meira se encuentra situada en la parte nororiental de este pliegue y dentro de su flanco inverso.

En este capítulo se describen en primer lugar las características geométricas más importantes de las estructuras mayores, y las relaciones entre las diferentes fases que las han formado, para pasar después a la descripción de las estructuras menores y su tratamiento estadístico.

2.2 MACROESTRUCTURAS

Dentro de la Hoja se pueden distinguir de Este a Oeste las siguientes macroestructuras de primera fase:

- Sinclinal de Villadrid.
- Anticlinal de Villamea.
- Sinclinal de Rececende.
- Anticlinal de Mayor.
- Sinclinal de Real.

Todas estas estructuras tienen como caracteres comunes:

- a) Dirección aproximadamente N-S.
- b) Vergencia hacia el Este.

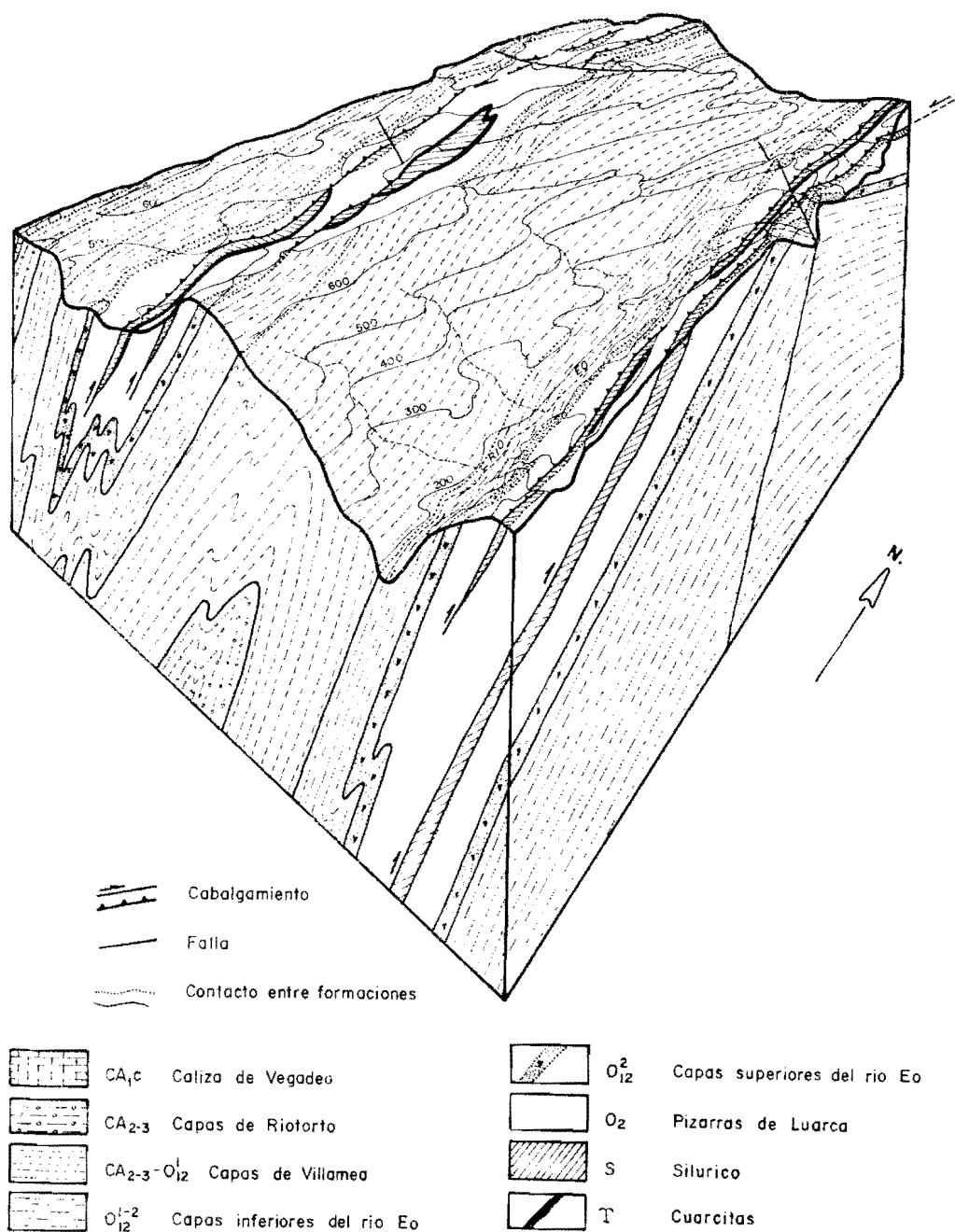


Fig. 2.—Bloque diagrama en perspectiva cónica del cuadrante NE de la Hoja.

- c) Ser pliegues cilíndricos con semilongitudes de ondas entre 3 y 1 Km. y amplitud media de 10 Km.
- d) Presentar esquistosidad de plano axial.
- e) Gran constancia en la inmersión de los ejes, que puede oscilar como media de 15° a 20° al S.
- f) Estar todos situados en el flanco inverso del anticlinorio tumbado Mondoñedo-Lugo-Sarria, presentando mayor desarrollo el flanco inverso que el normal, salvo en el sinclinal de Villadrid, donde las relaciones son contrarias.
- g) Su geometría corresponde a pliegues de la clase 1 c para las capas competentes y 3 para las incompetentes, según la clasificación de RAMSAY (1967).

Como se ha dicho, todas estas estructuras se han originado durante la primera fase de deformación, la cual da lugar a la formación de la esquistosidad regional. Posteriormente a esta fase, o posiblemente al final de ella, se producen una serie de cabalgamientos (RIBEIRO, 1970; MARCOS, 1973).

Estos están representados en los sinclinales de Recende y Villadrid, en cuyo núcleo existen dos cabalgamientos que superponen las pizarras de Lueca sobre las ampelitas del Silúrico (fig. 2). Esto puede observarse por ejemplo en la carretera de Lugo a Oviedo, en las proximidades de Orrea*. Asociada espacialmente a estos cabalgamientos se encuentra una esquistosidad de crenulación cuya descripción y significado se acomete en otro apartado.

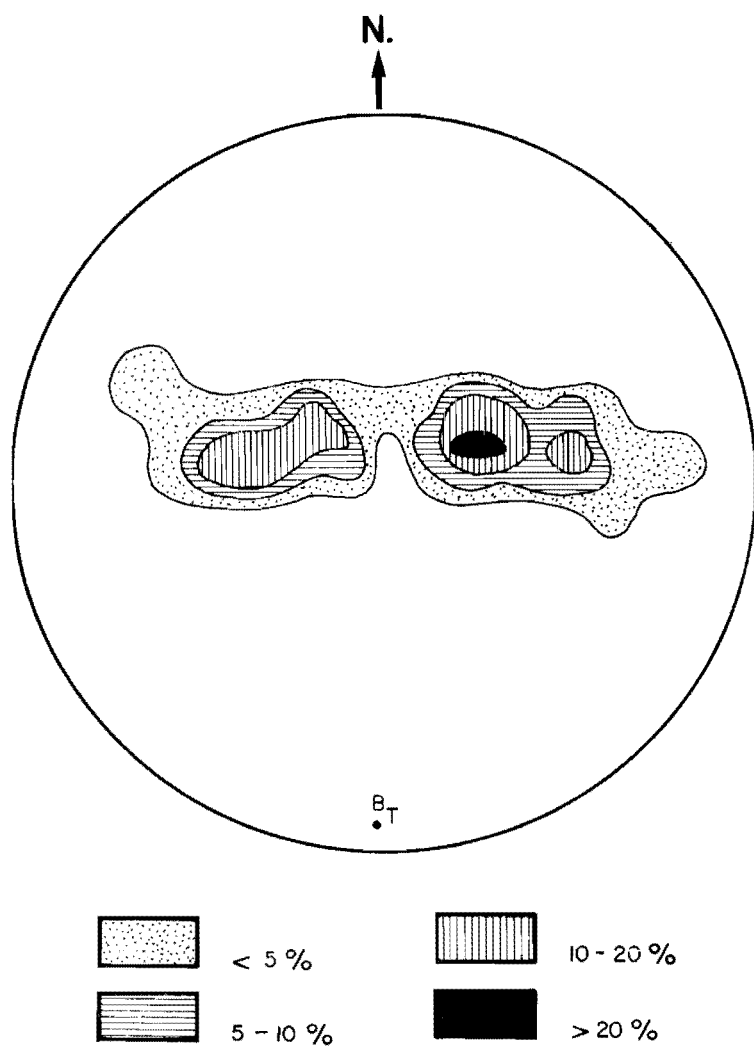
Posteriormente a la formación de estas estructuras existe una tercera fase —fase 2 de MATTE (1968 b), fase 3 de MARCOS (1973)—, que da lugar a la formación de pliegues amplios de sección circular. Las estructuras más importantes debidas a esta deformación son de Este a Oeste:

- Sinforma de Bretoña.
- Antiforma de Azumara.
- Sinforma de Santa Leocadia.
- Antiforma de Quintela.

Todas ellas presentan una dirección media Norte-Sur, y una inmersión del eje de 10° a 20° al S (figs. 3 y 4), tanto si se tiene en cuenta la estratificación o la esquistosidad primaria como superficie de referencia.

Las relaciones espaciales entre estos pliegues y los de la primera fase da lugar a la formación de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967), en donde $\alpha = 0$ y $\beta < 70$. Estas interferencias pueden observarse en la mitad

* X = 310.600; Y = 968.750



B_T EJE DEL SINCLINAL TARDIO

Fig. 3.—Cuarenta y dos polos de la estratificación en el flanco normal del anticlinal de Mondoñedo. Proyección de Schmidt. Hemisferio inferior. Porcentaje para 1 por 100 del área.

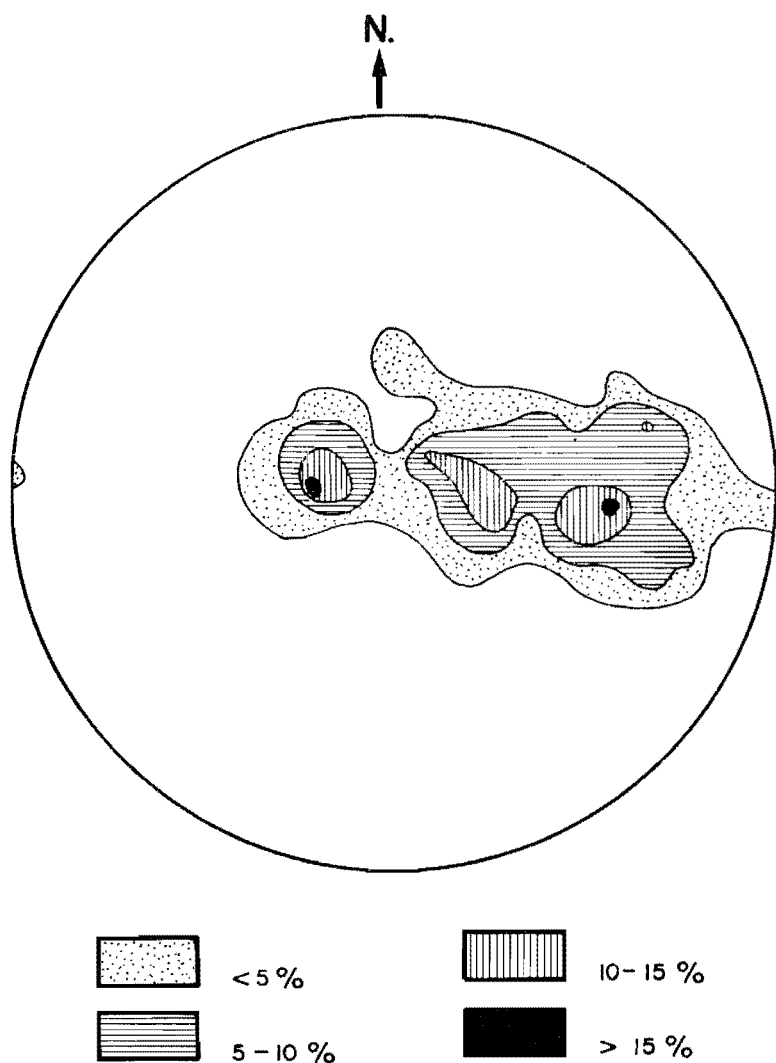


Fig. 4.—Cincuenta polos de S_1 en el anticlinal de Mondoñedo. Proyección de Schmidt. Hemisferio inferior. Porcentaje para 1 por 100 del área.

occidental de la Hoja; así, el pliegue anticlinal de Mayor y el sinclinal de Real presentan sus planos axiales plegados por esta fase.

En la cartografía se han señalado las trazas axiales (intersección del plano axial del pliegue con la topografía) de las dos generaciones de pliegues. En el caso de los pliegues de segunda generación al tener una sección circular no puede definirse para ellos una superficie axial en el sentido de RAMSAY (op. cit., p. 355, «superficie que une líneas de charnela») y se considera entonces como plano axial al plano de simetría longitudinal de la estructura.

Las trazas axiales de los segundos pliegues se desplazan al pasar el plano axial de un pliegue de la primera fase, esto es debido a que la inclinación de los flancos normales e inversos era diferente, con lo cual aparecen estas trazas axiales distribuidas en «escalón» (RAMSAY, 1967, figuras 9-34, p. 509), como puede apreciarse en la figura 5.

Esta distribución en escalón resulta bastante exagerada, y aunque al ángulo inicial entre los flancos normales e inversos no era muy grande (10° a 30°), al ser el plegamiento tardío muy suave, la traza axial de la sinforma tardía, por ejemplo, en el caso del flanco normal del anticlinal de Mayor, se desplaza unos 2 Km. al pasar al flanco inverso del sinclinal de Real.

Por último, cabe señalar como macroestructuras toda una serie de fracturas transversales a los pliegues antes descritos. La dirección de estas fracturas van de N 20° E a N 110° E. De todas ellas, las más importantes son: la que transcurre al sur de Caurel*, y que atraviesa los sinclinales de Villadrid y Rececende, levantando el bloque Sur unos 400 m. medidos en el plano vertical; la que corta al pliegue anticlinal de Mayor transversalmente cerca de la charnela al sur de Meira, y la que atraviesa con una dirección N 120° E el sinclinal de Villadrid, al norte de Piquín**, y que levanta el bloque Sur unos 500 m. medidos en el plano vertical.

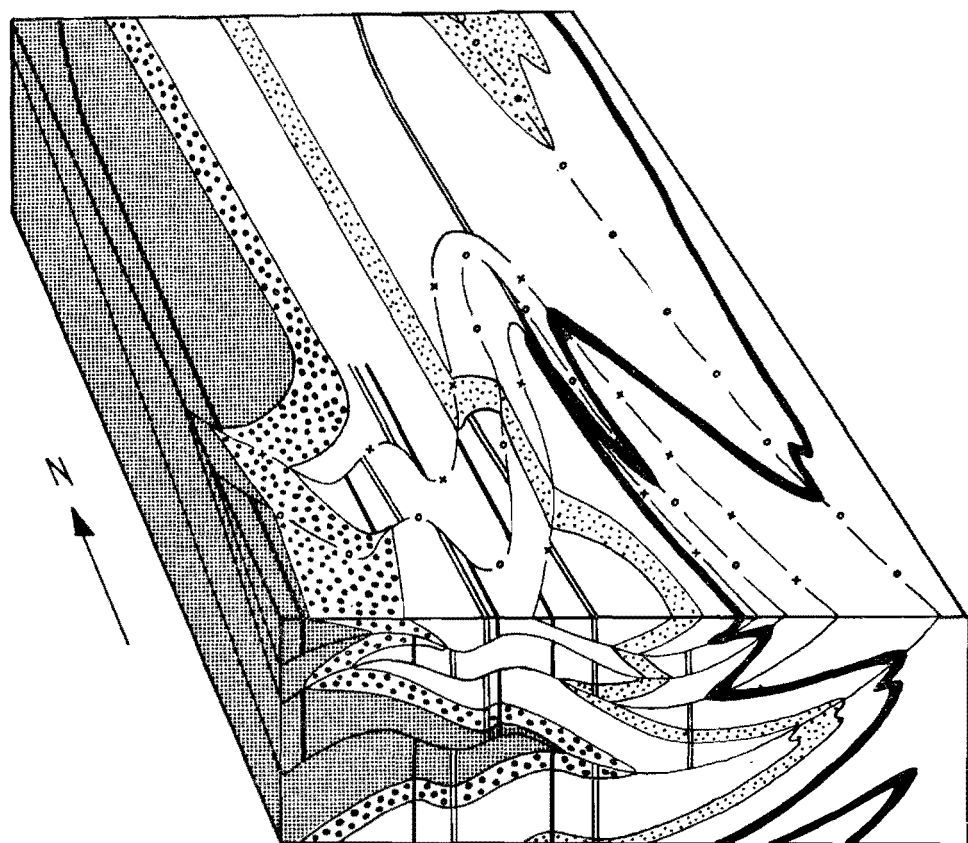
Muchas de estas fracturas se encuentran cicatrizadas por filones de pórfido cuarcífero, cuarzo y diabasa. Los filones tanto de cuarzo como de diabasa suelen estar en las fracturas con dirección próxima a la E-O, mientras que los de pórfido cuarcífero presentan una dirección N 20° E a N 40° E.

2.3 ESTRUCTURAS MENORES

El estudio de las estructuras menores tanto sobre el terreno como al microscopio ha permitido determinar la naturaleza de la deformación y la geometría de las estructuras mayores, a partir de las relaciones entre es-

* X = 311.350; Y = 967.600

** X = 313.825; Y = 962.850



-  Pizarras. Paleozoico
-  Caliza de Vegadeo
-  Cuarcita de Cándana sup.
-  Cuarcita de Cándana inf.
-  Serie de Villalba

Superficie axial y traza axial:
Pliegues de fase I:

-  Anticlinal
-  Sinclinal

Pliegues tardíos:

-  Antiforma
-  Sinforma

Fig. 5.—Bloque-diagrama mostrando las relaciones entre los pliegues de primera fase y los tardíos. Se puede observar el desplazamiento que sufren las trazas axiales de los pliegues tardíos al atravesar los planos axiales de primera fase.

tratación y esquistosidad, de la dirección y buzamiento de las lineaciones de intersección y de las relaciones de simetría entre los flancos de los micropliegues.

A continuación describiremos los distintos tipos de esquistosidades y los micropliegues.

2.3.1 ESQUISTOSIDAD

Se encuentran dentro de la Hoja dos tipos de esquistosidad. Una, que se denomina de flujo, y que corresponde a la primera fase de deformación, y otra, de crenulación, debida a las fases posteriores.

2.3.1.1 Esquistosidad de flujo

Es la superficie de anisotropía más observable junto con la estratificación de la región, llegando, en algunos casos, a ser la única visible. Se manifiesta en los niveles pelíticos y arenosos por una distribución paralela de los minerales micáceos.

Al microscopio esta estructura queda marcada por una deformación íntima de la roca, en la cual los minerales planares se disponen paralelamente, quedando entre ellos granos de cuarzo aplastados. En los niveles cuarcíticos está mucho menos marcada y al microscopio se manifiesta por una orientación preferente de los granos de cuarzo.

Con respecto a su posición en el campo se pueden distinguir dos dominios, uno que ocuparía la mitad occidental de la Hoja, y en donde los buzamientos son débiles y con sentido tanto hacia el Este como hacia el Oeste, debido a las fases de deformación tardías, y otra que sería la mitad oriental, donde presenta buzamientos hacia el Oeste superiores a 50° en su mayor parte, salvo en determinados puntos donde existen movimientos tardíos muy restringidos.

Este cambio en la pendiente ha sido interpretado de forma diferente por diversos autores. MATTE (1968) lo ha considerado como un fenómeno ligado a la disminución en la intensidad de la deformación tangencial y sobre todo a causa de la resistencia que ofrecía al plegamiento la formidable serie cuarcítica de la fosa occidental asturiana. MARCOS (1973) supone que la esquistosidad era inicialmente subhorizontal y que su verticalización es debida a la superposición de la tercera fase hercínica. En la opinión de los autores de la Hoja este cambio está ligado a variaciones en el mecanismo de la deformación, existiendo zonas donde la componente rotacional fuera más importante (zonas de esquistosidad subhorizontal) que en otras (zonas de esquistosidad subvertical), admitiendo también el que estas diferencias de pendientes iniciales han sido modificadas durante las fases de deformación tardías. Las lineaciones de intersección debidas a

esta fase (intersección entre el plano de estratificación y el de esquistosidad) dentro de la Hoja son rectilíneas y paralelas a los ejes de los pliegues debidos a la misma fase (fig. 6). En el diagrama obtenido a partir de su proyección se observan dos máximos aproximados a la dirección N-S con inclinaciones muy débiles tanto hacia el Norte como hacia el Sur; las inmersiones hacia el Norte (25 por 100, aproximadamente) son debidas a la existencia de charnelas curvas, basculamiento de bloques por falla y a la posible existencia de una fase de abombamiento de dirección E-O.

2.3.1.2 Esquistosidad de crenulación

Dentro de la Hoja solamente en la parte más oriental tiene importancia este tipo de esquistosidad. Se origina esta estructura por el microplegamiento de una anisotropía planar anterior. La mayor parte de las observadas están originadas durante la denominada fase 2 de MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975), existiendo otras de carácter muy restringido, ligadas a accidentes locales. En algunos puntos de la región esta estructura presenta cierta importancia, como es en el caso de Orrea*, Villargondulfe**, etc., en donde esta deformación llega a deformar intensamente la esquistosidad anterior en los materiales pelíticos. En la mayor parte de los puntos en donde ha podido ser observada presenta inclinaciones muy débiles y, por lo general, hacia el Oeste. Está situada en la mayoría de los casos en las proximidades de las fallas inversas, lo cual ha sido interpretado de forma distinta por los autores citados anteriormente —ver RIBEIRO (1970), MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975).

2.3.2 MICROPLIEGUES

Dentro de esta región se ha podido observar toda una serie de micropliegues de primera fase, que presentan los siguientes caracteres comunes:

- a) Todos ellos presentan una esquistosidad de plano axial.
- b) Los ejes de estos micropliegues son paralelos a la lineación de intersección y tienen una posición subhorizontal.
- c) Son cilíndricos, no habiéndose observado micropliegues con charnela curva, aunque éstos sí se observan a escala decamétrica, como el que se puede ver al sur de la carretera de Meira a Pousadoiro, en las capas superiores del río Eo***.

* X = 310.825; Y = 968.550

** X = 315.300; Y = 972.600

*** X = 311.150; Y = 960.025

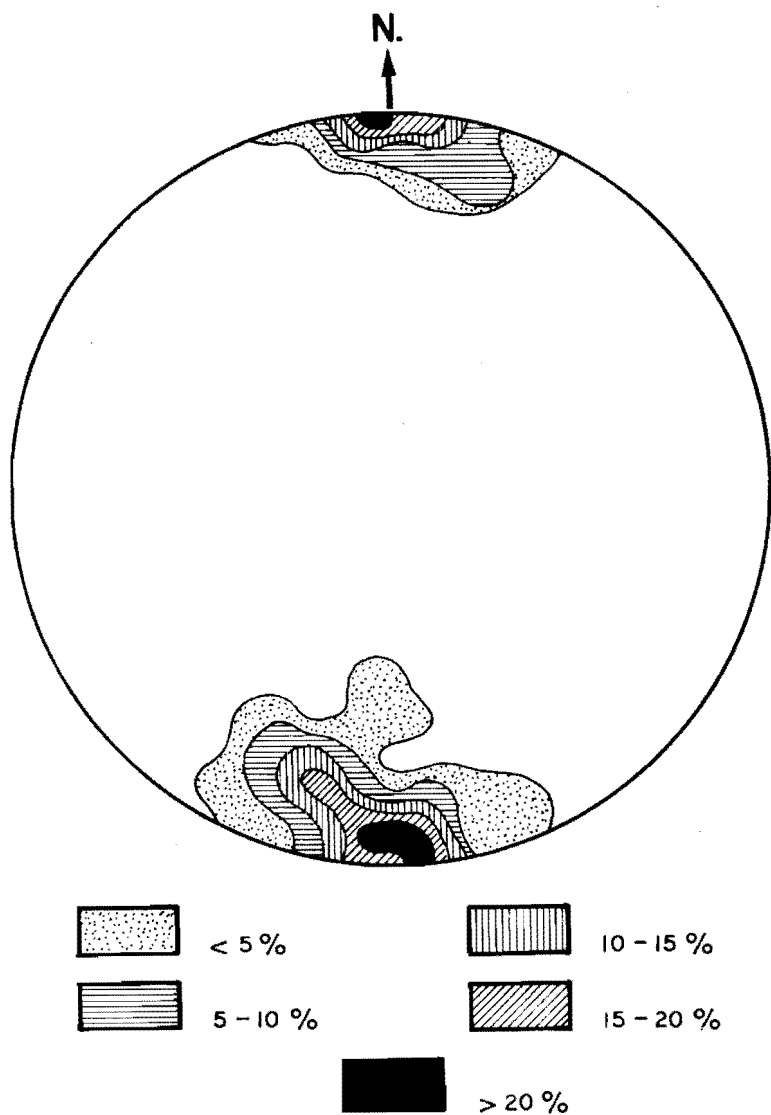


Fig. 6.—Cuarenta y dos polos de L_1 en el anticlinal de Mondoñedo. Proyección de Schmidt. Hemisferio inferior. Porcentaje para 1 por 100 del área.

- d) Presentan una gran asimetría entre los flancos, lo cual puede ser utilizado como criterio de polaridad tectónica.
- e) Pertenecen a la clase 1 c ó 3 de RAMSAY (1967), según afecta a materiales competentes o incompetentes, admitiendo como mecanismo de deformación un ondulamiento seguido de aplastamiento.

También se observan otros tipos de micropliegues ligados a las restantes fases de deformación; cabe resaltar dentro de éstos una serie de pliegues tipo «Kink-bands» de plano axial subhorizontal. Estas estructuras se encuentran en la parte más oriental de la Hoja y en aquellos materiales que presentan una anisotropía planar muy marcada (Capas de Villamea, Pizarras de Luarca). Sobre la interpretación mecánica de estas estructuras hay dos hipótesis: una, la formulada por MATTE (1969), que las encuentra en una región más al Este (región de Grandas de Salime), y que las considera como debidas a una fase de deformación tardía ligadas a una etapa distensiva, y la de MARCOS (1973), que las define como estructuras producidas en el transcurso de la fase 3.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 CICLO HERCINICO

Los sedimentos más antiguos representados dentro de la Hoja corresponden a la serie de Villalba (BARROIS, 1882; WALTER, 1962; MATTE, 1968 *b*, y CAPDEVILA, 1969). Poco se puede decir sobre el medio en que se depositaron estos materiales, que constituyen una importante secuencia pelítico-arenosa, debido a la intensidad del metamorfismo y deformación hercínica, que borrarón las estructuras sedimentarias. Solamente a partir de la correlación con series próximas que ocupan una posición similar, y en donde los procesos de metamorfismo y deformación mecánica fueron menos intensos, se puede deducir en qué ambiente se depositaron estos materiales. Esta serie se puede correlacionar con la serie de pizarras y grauwacas de la antiforma del Narcea (MATTE, 1968 *a*; PEREZ-ESTAUN, 1973, 1975), la cual se trata de una secuencia turbidítica generalmente distal con episodios proximales (PEREZ-ESTAUN, 1973). Al final del Precámbrico se producen movimientos (fase Asíntica) que pliegan ligeramente a estos materiales. Esta discordancia, observable en el borde oriental del anticlinorio del Narcea (LOTZE, 1956; DE SITTER, 1961; MATTE, 1968 *a*), no ha podido ser detectada en nuestra región.

De todas maneras, la existencia de estos movimientos parece indudable, ya que el Cámbrico Inferior comienza con depósitos detríticos, funda-

mentalmente de areniscas y microconglomerados que constituyen la serie de la Cuarcita de Cándana inferior. A partir de este momento las condiciones de sedimentación se hacen más profundas o más lejanas, aunque siempre en un medio de plataforma, con oscilaciones, como lo demuestra la existencia de calizas (carbonatos de Cándana inferior). A continuación la sedimentación se hace en un medio con más energía, dando lugar a depósitos detríticos con areniscas y microconglomerados, que constituyen la serie de cuarcitas de Cándana superior, produciéndose a continuación el depósito también en un medio de plataforma de las «Capas de tránsito». La formación de Vegadeo, correlacionable con la Formación Láncara (ZAMARREÑO, 1972, y MEER MOHR, 1969; ZAMARREÑO et al., 1975), estos autores la han subdividido en tres tramos: el más inferior está constituido por una alternancia de pizarras y niveles carbonatados, en la que se han encontrado «arqueociátidos», correspondiendo a medios cubiertos de agua, aunque con poca profundidad. Siguiendo a estos autores, en el tramo medio con niveles dolomíticos se advierte la existencia de estructuras de algas y otras estructuras típicas de medio tidal. El tramo superior, que puede corresponder al Cámbrico Medio, y en el que han encontrado gran cantidad de restos de equinodermos y trilobites, se habría depositado en un medio de aguas someras. Las formaciones superiores, Capas de Riotorto, Capas de Villamea, Capas inferiores del río Eo y Capas superiores del río Eo, corresponderían a un medio de plataforma, siendo éste más profundo o de menos energía para las capas de Riotorto y Villamea y más somero para las del río Eo. El límite entre el Cámbrico y Ordovícico estaría en las capas de Villamea, siendo las capas inferiores y superiores del río Eo correspondientes al Ordovícico Inferior. En el Ordovícico Medio y Superior cambian las condiciones de sedimentación, depositándose pizarras negras ricas en sulfuro de hierro y materia orgánica, que son propias de un medio euxínico; el paso a los niveles superiores —Silúrico— se realiza por una transgresión con depósito de cuarcitas, que dan paso a una serie de pizarras ampelíticas con abundante fauna de graptolites, sulfuro de hierro y materia carbonosa, que indican un medio de aguas tranquilas y ambiente reductor.

Durante la orogénesis herciniana se produce la deformación y metamorfismo de todos estos materiales. Dentro de ésta se pueden distinguir cuatro fases importantes, tres de deformación continua y una última de fracturación.

3.2 CICLO ALPINO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por

un juego de fallas verticales que aprovechan en su mayoría planos de fractura tardihercínicos.

Corresponde, pues, a una época de distensión caracterizada por el emplazamiento de filones doleríticos cicatrizando fracturas de dirección ENE-OSO la formación de «grabens», que posteriormente serán rellenados por los sedimentos terciarios, y el reajuste de bloques deformando localmente los sedimentos modernos depositados sobre ellos.

Los estudios geomorfológicos de NONN desde 1958, y los palinológicos de MEDUS (1963, 1965), en el borde SO del macizo Ibérico, han permitido el reconstruir en buena medida la historia geológica durante el Terciario y el Cuaternario.

Los restos cíclicos más antiguos de Galicia parecen corresponder al nivel de cumbres de las «Sierras». Para NONN (o. c.) serían los elementos más importantes heredados del Secundario. Al final del Cretácico Superior o principio del Terciario el suelo emergido se presentaría como una superficie poligénica, bajo un clima «caolinizante», francamente tropical. Diversos autores reconocen una orogenia pirenaica, presannoisiense o sávica, que desnivela estas superficies poligénicas antiguas.

Durante el Terciario Inferior se desarrolla sobre la topografía preexistente una evolución cíclica del relieve, dando origen a las «penillanuras parciales» de SOLE (1954) o a las también denominadas por BIROT y SOLE (1954) «superficies fundamentales» o «superficies principales». NONN (o. c.) sitúa el desarrollo de las más antiguas de estas superficies en el Sannoisiense o Stampiense. La más moderna sería fini-oligocena, edad que se ha podido precisar gracias a los depósitos conservados sobre ella en las cuencas de Roupas y Puentes de García-Rodríguez. En la Hoja de Meira se reconocen estas tres superficies: la Sierra de Meira y el macizo de Porto das Yeguas, como restos más antiguos de la primitiva evolución cíclica de Galicia, y las penillanuras parciales o superficiales eógenas, desdobladas en dos.

Es durante el Mioceno cuando empieza una nueva etapa de sedimentación en la zona, rellenándose las cubetas tectónicas, anteriormente formadas por sedimentos de origen fluvio-lacustres. Son los depósitos de la cuenca de Villalba-Lugo y de Pastoriza los que fosilizan la superficie eógena más inferior de las antes mencionadas. Ambos depósitos están deformados (Cantera de Moimenta, afloramiento de Miñotelo), sin duda, por los movimientos neoalpinos, que, por otra parte, han sido reconocidos en distintas cuencas terciarias de Galicia oriental y occidental y Asturias (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO y TRUYOLS, 1971).

Las fracturas de desgarre tardihercínicas de dirección ENE-OSO parecen haber jugado en falla normal posteriormente a la construcción de la superficie fini-oligocena de NONN. Una falla normal, sensiblemente paralela a la alineación de diques de cuarzo de Cubelo a Carral de Vilar (cuadran-

te SO de la Hoja], está cubierta y en otros puntos parcialmente exhumada por depósitos de la cuenca de Villalba-Lugo.

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogénéticos que dan origen a los conos de deyección antiguos y modernos, al coluvionamiento de laderas y a la construcción de terrazas. Una alternancia climática es evidente, frente a procesos de clima mediterráneo o semiárido, como los conos torrenciales, restos de suelos rojos sobre las terrazas y rubefacción de cantos de las mismas, se oponen otros procesos antiguos y modernos de clima más frío o periglaciario. Valles en cuna, planos, o disimétricos, derrubios estratificados, laderas regularizadas, etc.

Procesos de carstificación se han observado en la Hoja de Meira. Pequeñas formas cerradas, con diámetro métrico, se sitúan siempre sobre los paquetes calcáreos del Cámbrico Inferior; algunos, como la dolina descubierta en la explotación de la cantera de Parajes*, están rellenos por «Terra rossa». Finalmente, y según se deduce de un estudio palinológico realizado sobre una muestra tomada de un suelo oscuro con materia orgánica, un clima húmedo de inviernos fríos se reconoce en las cotas más altas de la Sierra de Meira durante el Holoceno tardío.

4 PETROLOGIA

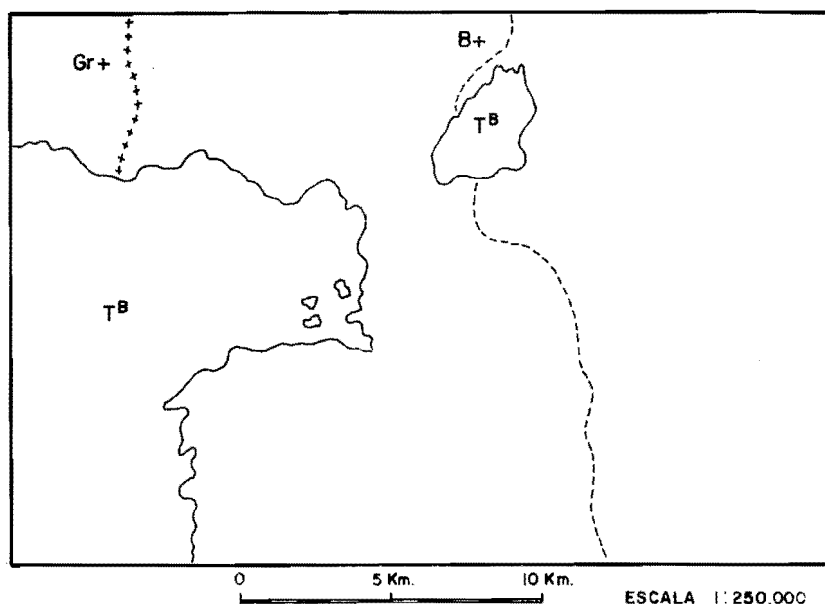
4.1 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de la Hoja el metamorfismo es de carácter regional y presenta un desarrollo progresivo de Este a Oeste, como ha sido puesto de manifiesto por CAPDEVILA (1969).

En el esquema adjunto (fig. 7), se han representado dos isogradas (TILLEY, 1924; WINKLER, 1975), la de la biotita y la del granate. No se puede precisar con exactitud la pendiente de las superficies isogradas, aunque lo más probable es que estén próximas a la horizontal o buzando ligeramente hacia el Este, ya que la separación en superficie entre ellas, del orden de 12 a 15 km., daría un gradiente geotérmico demasiado bajo —suponiéndolas más próximas a la vertical— con respecto al calculado por CAPDEVILA (1969) en su estudio regional.

A partir de las relaciones blastesis-deformación se observa que el máximo de metamorfismo es posterior a la primera fase de deformación, cosa que queda también evidenciada en el trazado de las isogradas —ya que cortan a las estructuras de fase 1—, y anterior a la fase de deformación

* X = 304.957; Y = 962.931



----- ISOGRADA DE LA BIOTITA
 ++++++ ISOGRADA DEL GRANATE

Fig. 7.—Desarrollo de las isogradas de la Hoja.

tardía. Por tanto, las superficies isogradas deben estar suavemente afectadas por los pliegues tardíos de dirección N-S y plano axial vertical.

Toda la superficie que cubre la Hoja está situada dentro del «estadio bajo» de metamorfismo (WINKLER, 1975), salvo en el límite más oriental, que puede estar en el «estadio muy bajo».

A continuación se dan las asociaciones observadas en la zona de la clorita, biotita y parte superior del granate, en rocas pelíticas.

Zona de la clorita:

- Cuarzo-moscovita.
- Cuarzo-moscovita-albita.
- Cuarzo-moscovita-clorita.
- Cuarzo-moscovita-feldespato potásico.

- Cuarzo-moscovita-albita-clorita.
- Cuarzo-moscovita-feldespato potásico-clorita.
- Cuarzo-cloritoite.
- Cuarzo-cloritoide-clorita.
- Cuarzo-cloritoide-moscovita.
- Cuarzo-cloritoide-moscovita-albita.

Las asociaciones con cloritoide son frecuentes en las formaciones Pizarras de Luarca y Pizarras del Silúrico, que presentan una composición química adecuada (HOSCHEK, 1969).

Zona de la biotita:

Las asociaciones observadas son las siguientes:

- Cuarzo-clorita-biotita.
- Cuarzo-moscovita-biotita.
- Cuarzo-clorita-albita-biotita.
- Cuarzo-albita-biotita.
- Cuarzo-moscovita-albita-biotita.
- Cuarzo-moscovita-albita-clorita-biotita.

La primera aparición de biotita está señalada por biotitas verdes, que pasan en pocos metros a biotitas marrones.

Zona del granate:

Las asociaciones observadas son las siguientes:

- Cuarzo-moscovita-granate.
- Cuarzo-moscovita-albita-granate.
- Cuarzo-moscovita-clorita-albita-granate.
- Cuarzo-clorita-moscovita-biotita-granate.
- Cuarzo-clorita-albita-biotita-granate.

Los minerales accesorios observados dentro de todas las asociaciones son: apatito, circón, turmalina y opacos, variando únicamente sus proporciones.

En los neises anfibólicos, localizados solamente en la zona del granate, las asociaciones encontradas son:

- Cuarzo-hornblenda-granate-epidota-plogioclase-clorita.

y como minerales accesorios: apatito, esfena y minerales opacos.

Debido a solo la existencia de las isogradas de la biotita y granate dentro de la Hoja, poco puede decirse con respecto a las características

generales del metamorfismo, solamente la coexistencia de granate con clorita apoya unas condiciones intermedias de baja presión, que son coherentes con el esquema regional propuesto por CAPDEVILA (1969).

4.2 ROCAS FILONIANAS

Los filones que se encuentran dentro de la Hoja son de cuarzo, pórfido cuarcífero y diabasa. Todos ellos están cicatrizando fracturas tardías, de edad probablemente tardihercínica. Los dos primeros tipos están probablemente ligados al magmatismo ácido e intermedio tardío (granodioritas de Lugo y Macizo de la Togiza). Los diques de diabasa son posteriores y están probablemente relacionados con la rotación de la Península en los tiempos mesozoicos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

De los minerales metálicos existentes en la Hoja predominan los que contienen hierro, que aparecen en forma de óxidos (magnetita y hematites hidróxidos, limonita, goethita) y sulfuros (pirita y pirrotina). Se localizan principalmente interestratificados en las series ordovícicas, la mayoría de las veces dentro de las Pizarras de Luarca, constituyendo capas por lo general de escasa importancia. De un modo más aislado también se localizan niveles ferruginosos de posible origen sedimentario intercalados dentro de las series cuarcítico-pizarrosas de Cámbrico Inferior (Pizarras de Cándana y Cuarcita de Cándana superior).

Con un posible origen hidrotermal y asociado a filones de cuarzo, existen también minerales metálico, aunque de un modo mucho más local. Se presenta normalmente en forma de sulfuros (pirita y calcopirita) y arseniuros (Lollingita).

Cabe citar también las brechas ferruginosas que se encuentran asociadas a las capas superiores del río Eo (Cuarcitas de Arenig). Consiste en clastos angulosos de cuarzo y cuarcita, cementados por una matriz compuesta fundamentalmente por limonita y cuyo origen es el lavado de niveles superiores ferruginosos.

En numerosos puntos todos estos niveles han sido objeto de explotaciones, que en la actualidad se encuentran totalmente abandonadas.

Además del hierro, existe en la Hoja una mina abandonada de arsénico, que en su día adquirió mucha mayor importancia que las labores antes citadas. El estudio de unas muestras tomadas en ella revela la existencia de minerales del tipo de la Lollingita, Jamesonita, Galena, Tetraedrita, Pirita

y Calcopirita. La mina se enclava sobre las Pizarras de Cándana y resulta difícil determinar el origen del yacimiento a partir del somero estudio realizado.

Por último, cabe citar el enriquecimiento en óxido de Manganese de algunos de los numerosos filones de cuarzo que atraviesan la zona con dirección ENE-OSO, los cuales también fueron objeto de labores de extracción hace años.

En resumen, se puede decir que la Hoja, especialmente su mitad E, es rica en mineralizaciones, aunque hasta el momento al menos la mayoría de ellas carentes de un carácter rentable.

5.2 CANTERAS

Las canteras importantes de la Hoja se centran únicamente en dos rocas industriales: las calizas y las arcillas.

Existen dos canteras de caliza, las cuales dedican el total de su producción al abastecimiento local de áridos. Están enclavadas sobre la Caliza de Vegadeo, aprovechando dos de los escasos afloramientos que esta formación presenta en la superficie de la Hoja.

Antiguamente también fue utilizada esta caliza en diversos puntos para la obtención de cal, quedando como testigos rudimentarios hornos de calcinación, hoy totalmente abandonados.

Los niveles calizos de Cándana (intercalados dentro de las pizarras de Cándana) no son objeto de ninguna explotación importante en la Hoja debido a su escasa representación, hecho que está en discordancia con localidades próximas (Hoja de Castroverde) en donde dan lugar a una importante cantera.

Hay cuatro canteras de arcilla en la Hoja, cuya finalidad es la fabricación de productos cerámicos (ladrillería, la mayor parte) para abastecimiento del mercado local.

Estas canteras se sitúan sobre terrenos terciarios, los cuales explotan, salvo la de Pastoriza, que aprovecha la alteración intensa que sufren las pizarras de las Capas de Tránsito bajo la débil cobertera terciaria.

El resto de la cantería de la Hoja se limita a extracciones rústicas de pizarra, fundamentalmente, y de cuarcitas y areniscas por parte de los vecinos para su utilización elemental (casas, cercados, etc.). Actualmente la mayor parte de estas últimas canteras se encuentran abandonadas por el creciente descenso de la demanda de roca para la construcción, a favor de la ladrillería y aglomerantes.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Antes de entrar en el campo de la hidrogeología propiamente dicha de

la zona, es conveniente conocer los parámetros hidrológicos de la misma. A continuación se citan los más importantes.

La precipitación media anual en la zona oscila entre 1.000 y 1.100 mm., con un máximo en el mes de enero de 130 a 140 mm., un mínimo en julio de 20 a 30 mm. y un número medio de días de lluvia de 150 a 160.

La temperatura media anual es de 11°, siendo el mes más caluroso agosto, con un valor medio de 17°, y los más fríos enero y diciembre, con medias de 6°.

Las temperaturas máximas y mínimas absolutas registradas son de 37°, 38° y 15°, respectivamente (valores obtenidos de «Datos Climáticos para Carreteras». M. O. P., 1964).

El valor de la evapotranspiración potencial media anual es de 650/700 mm., alcanzando su máximo desarrollo en el mes de julio (alrededor de 100 mm.), y el mínimo en diciembre (alrededor de 16 mm). (Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España. Ministerio de Agricultura. Mapa Agronómico Nacional, 1965.)

Desde un punto de vista hidrogeológico se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables. Por un lado las pizarras, esquistos, calizas, areniscas y cuarcitas pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico, y por otro los terrenos terciarios y cuaternarios. Estos últimos ocupan fundamentalmente el cuadrante Suroccidental de la Hoja.

5.3.1 TERRENOS PRECAMBRICOS Y PALEOZOICOS

La permeabilidad primaria de las rocas de estas edades en estado fresco es prácticamente nula y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria, fruto de la red de planos de discontinuidad que las atraviesan o de la disolución de éstas, salvo en el caso de las calizas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, dejando de un lado las calizas, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto y de escasa profundidad (como las que abundan en la zona) de las cuales raramente se podrán obtener caudales superiores a 1 ó 1,5 litros/segundo, salvo casos excepcionales, producto de la casualidad.

Las calizas presentan numerosas muestras de disolución y carstificación a lo largo de sus afloramientos, por lo que en las zonas donde se hayan desarrollado estos procesos el almacenamiento de agua puede ser importante, pudiendo originar acuíferos de interés.

De todos modos la importancia de estos acuíferos queda disminuida enormemente por la escasa representación que las calizas adquieren dentro de la superficie de la Hoja.

5.3.2 TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

La edad de estos sedimentos, que implica un grado mucho menor de compactación que los anteriores, junto con las litologías que los componen, presentan, a priori, unas condiciones más favorables a la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

En el caso de los sedimentos terciarios de la cuenca de Villalba-Lugo, el predominio arcilloso hace decrecer notablemente la permeabilidad del conjunto, anulando prácticamente el desarrollo de acuíferos importantes, quedando los posibles relegados a los escasos lentejones arenosos o de gravillas que se encuentran intercalados en el conjunto.

Los sedimentos terciarios de la cuenca de Pastoriza presentan unas mejores características para la formación de acuíferos debido a su carácter detrítico más grueso que los anteriores, pero el espesor de esta formación no es muy importante, por lo que en la mayoría de los casos los acuíferos existentes podrán considerarse superficiales o casi superficiales.

Denominador común de los terrenos cuaternarios es la superficialidad de los acuíferos, como causa directa de su escaso espesor.

El gran desarrollo que adquieren los depósitos aluviales modernos, así como las terrazas, fundamentalmente en el cuadrante SO de la Hoja, junto con los altos valores de permeabilidad que presentan, hacen que se les considere como el acuífero más importante de la Hoja. A pesar de esta denominación, por su carácter de superficialidad, están sujetos a una alimentación directa a partir del agua de lluvia y, por tanto, muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, proveniente del caudal del río a que pertenece.

El resto de los depósitos cuaternarios (coluviones, conos de deyección, etc.), pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de agua, pero su escasa extensión superficial y muchas veces su localización morfológica les resta gran parte del interés.

6 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne)». *Mem. Soc. Geol. du Nord*, 2, 1. 630 pp.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans

- le Nord-Ouest de la Península Iberique». *Men. et Doc. C. N. R. S. T.* IV; pp. 7-61.
- BRELL, J. (1972).—*Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia*. Tesis doctoral. Univ. Complutense. Madrid. 341 pp.
- BRELL, J., y DOVAL, M. (1974).—«Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NO de la Península». *Estudios Geológicos*. Vol. XXX; pp. 631-638.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Orientale, Asturies, León)». *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, 7; pp. 277-279.
- (1968 a).—«Zones de métamorphisme régional progressif, dans le segment hercynien de Galice Nor-Orientale (Espagne)». *Cr. Acad. Sc. Paris*, D. 266; pp. 309-312.
- (1968 b).—«Les types de métamorphisme "Intermediaires de basse pression" dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, D. 266; pp. 1924-1927.
- (1969).—*Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nor-Orientale (NW de l'Espagne)*. These. Université Montpellier. 431 pp.
- FOLK, R. L. (1954).—«The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature». *J. Geol.*, 62; pp. 344-359.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Ciencias Oviedo*, 6, 1; pp. 131-143.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1951).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol.*, 34; pp. 81-172.
- (1922).—«Hierros de Galicia». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 483 pp.
- (1935 a).—«El Sistema Cambriano». *Ibid.*, 41; pp. 291-525.
- (1935 b).—«Hierros de Galicia». *Ibid.*, 42. 769 pp.
- (1942).—«El Sistema Siluriano». *Ibid.*, 45. 789 pp.
- (1942).—«Graptolítidos españoles». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 57; pp. 3-77.
- HOSCHEK, G. (1969).—«The stability of staurotide and chloritoid and their significance in metamorphosis of pelitic rocks». *Constr. Mineral. Petrol.*, 22; pp. 208-232.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le Réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies». *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip. V. 3; pp. 1-33.
- LAUTENSACH, L. (1967).—*Geografía de España y Portugal*. Ed. Vicens-Vives. 814 pp.
- LOTZE, F. (1956).—«Das prakambrium spaniens». *Neues. Jb. Geol. Palaontol.*, 8; pp. 373-380.
- (1961).—«Das Kambrium spaniens. I. Stratigraphie». *Abh. Akad. Wiss Lit Mainz. Math nat.*, k 1, 6; pp. 285-438.

- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España)». *Trabajos de Geología*, n.º 6, 113 pp. Oviedo.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, H., y DIAZ BALDA, M. A. (1976).—«Sobre la estructura del Domo de Lugo y del anticlinario de Olló de Sapo». *En prensa. IV Reunión del Oeste de la Península Ibérica. Salamanca, julio 1976.*
- MATTE, Ph. (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice Orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, D. 259; pp. 1981-1984.
- (1966).—«La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice». *Colloque Etages Tectoniques*. Neuchâtel (1966); pp. 243-251.
- (1967).—«Le Precambrien supérieur schistogreux de l'ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et les relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264; pp. 1769-1772.
- (1968 a).—«Précisions sur le Precambrien schistogreux de l'ouest des Asturies, comparaisons avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.*, 10, 3; pp. 205-211.
- (1968 b).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. du lab. de Geol. Fac. Sc. Grenoble*. Vol. XLIV; pp. 1-128.
- (1969).—«Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, 7 (4); pp. 309-322.
- MEDUS, J. (1965).—*Contribution palynologique à la connaissance de la flore et la végétation néogène de l'ouest de l'Espagne: étude des sédiments récents de Galice*. Thèse 3^e cycle. Univ. de Montpellier. 92 pp.
- MEDUS, J., et NONN, H. (1963).—«Premiers résultats d'analyses polliniques à Puente de García-Rodríguez (Galice, Espagne) et conclusions géomorphologiques qui en découlent». *C. R. A. S.*, t. CCLVI; pp. 1570-1572.
- MOHR, C. G. VAN DER MEER (1969).—«The stratigraphy of the Cantabrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains». *Leidse Geol. Meded.* Vol. XLIII; pp. 233-316.
- NOON, H. (1966).—«Les régions cotières de la Galice (Espagne)». *Publications. Fac. des Lettres Univ. de Strasbourg*. T. III; pp. 7-591. Paris.
- PARGA PONDAL, I. (1958).—*El conocimiento geológico de Galicia*. Ed. Citania. Buenos Aires. 19 pp.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59; pp. 33-358.
- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1967).—«Carte Géologique du Nord-ouest de la Péninsule Iberique (Hercynien et ante-Hercynien). Escala 1:500.000». Primera Reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). Serviços Geológicos de Portugal.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Pre-

- cámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, XVII, n.º 1; pp. 5-16.
- (1975).—*La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la zona Astur-occidental-Leonesa (O de León, NO de España)*. Tesis. Facultad Ciencias Oviedo.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolites in the provincia de Lugo». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. España*, 65; pp. 61-82.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. McGraw Hill Co. London. 1 vol. 568 pp.
- REVENGA CARBONELL, A. (1960).—*Comarcas geográficas de España*. Public. Inst. Geogr. y Catastral; pp. 7-207.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)». *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. LIV; pp. 115-138.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«El borde herciniano en el NE de Galicia». *Brevioria Geol. Astúrica*, 6, 44; pp. 66-71.
- SCHULZ, G. (1935).—*Descripción geognóstica del Reino de Galicia*. Impr. Hs. de Collado. 52 pp.
- SEILACHER, A. (1970).—«Cruciana stratigraphy of "nonfossiliferous" Paleozoic sandstones». In Crimes, T. P. & Harper, J. C. (Eds.): «Trace fossils». *Geol. J. Spec. Issue*, 3, 447-76 (Liverpool, 1970).
- SITTER, LU. de (1961).—«Le precambrien dans la chaîne cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 9; pp. 253-254.
- SOLE SABARIS, L. (1951).—*Península Ibérica, Geografía Física*. Montaner y Simón, S. A. Barcelona. Vol. I. 500 pp.
- TILLEY, C. E. (1924).—«Contact Metamorphism in the comrie area of the Perthshire Highlands». *Q. S. Geol. Soc. London*, 80; pp. 22-70.
- VIRGILI, C., y BRELL, J. (1975).—«Algunas características de la sedimentación durante el Terciario en Galicia». *I Centenario R. Soc. Española His. Nat. (Geol.)*; pp. 515-523.
- WALTER, R. (1962).—*Stratigraphie und Tektonik in der nordoslichen Provinz Lugo (NW Spanien)*. Diss. Math. Natur. Fal. Univ. Münster. 144 pp.
- (1963).—«Beitrag zur stratigraphie des kambriums in Galicien (NW-Spanien)». *Neues. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 117; pp. 360-371.
- (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Altpalaozoikums ostlich und westlich das kristallins von Vivero-Lugo (NW-Spanien)». *Ibid.*, 42; pp. 740-753.
- (1966).—«Die entwicklung der Altpalaozoikums in Nordost-Galicien (NW-Spanien)». *Z. Dt. Geol. Ges.*, 115; pp. 919-920.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (NW-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, 27; pp. 3-70.
- WINKLER, H. G. F. (1975).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. Berlín. 320 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la

- zona Cantábrica (NO de España) y su distribución paleogeográfica». *Trab. Geología Univ. de Oviedo*, n.º 5. 118 pp.
- ZAMARREÑO, H.; 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*, XIX, n.º 3; pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA