



IGME

101

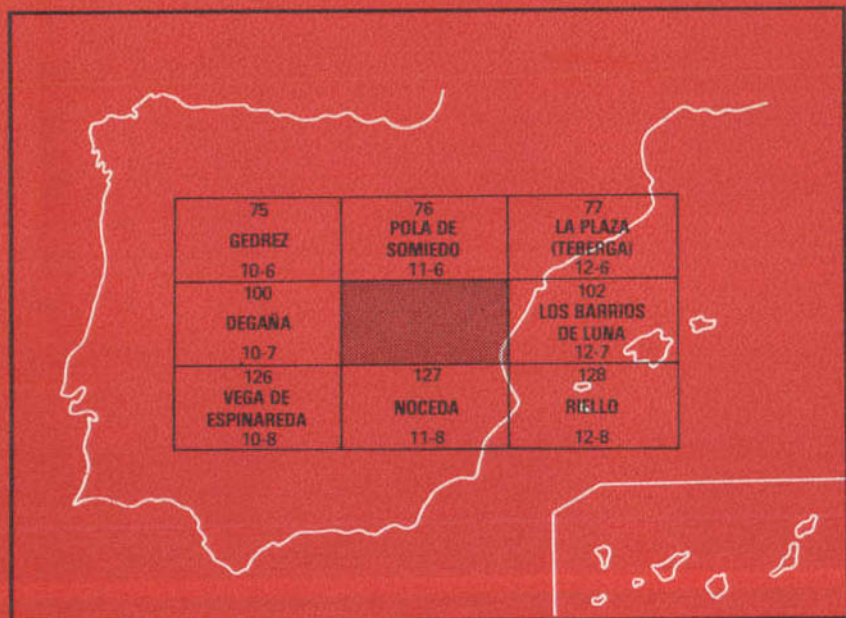
11-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLABLINO

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VILLABLINO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. En su realización han intervenido:

Cartografía y memoria: David Navarro Vázquez.

Petrología: Laboratorios de ENADIMSA.

Paleontología: Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

Dirección y supervisión I.G.M.E.: Roberto Rodríguez Fernández.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-25293-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

La mayor parte del área que abarca la Hoja de Villablino, se encuentra situada al NO de la provincia de León, quedando su ángulo noroccidental en la de Oviedo. A la primera pertenecen los altos valles del Sil, Luna y Omañas y a la segunda los del Narcea y Cerredo. Es una zona de alta montaña caracterizada por la existencia de relieves abruptos y por una climatología extrema con inviernos largos y muy fríos, con abundantes precipitaciones en forma de nieve, y veranos cortos y frescos.

La población se halla concentrada en los valles, constituyendo Villablino y Palacios del Sil los principales núcleos; el primero, capital del concejo de Laciana, ha experimentado en los últimos años un rápido crecimiento como centro de la importante actividad minera desarrollada en su cuenca. Palacios del Sil (que daba nombre anteriormente a la Hoja) ha quedado relegado a segundo término al quedar fuera de la cuenca. Así pues la actividad económica principal es la minería, complementada con la ganadería.

Los accesos se realizan por las carreteras comarcales de Ponferrada al puerto de Leitariegos y las de León a Villablino y de León a Caboalles; los puertos de Somiedo, Leitariegos y Cerredo la comunican con Asturias.

Por el territorio de la Hoja, corren importantes divisorias hidrográficas; esta situación entre cuencas hidrográficas, (Duero, Sil y Cantábrica) con elevadas diferencias de gradientes topográficos (3,1 por 100 para el Sil entre Quejo y Rioscuro, mientras que el Luna entre Quintanilla y Villasequino, al E de la Hoja, posee un 0,63 por 100) hace que existan fuertes desniveles, así como frecuentes capturas; el Sil captura a los afluentes del Duero (Luna y Omañas) y él es a su vez, capturado por el Nárcea. Es particularmente ilustrativa la captura del Luna por el Sil; el cauce principal que desde el Puerto de Cerredo sigue una dirección O-E (correspondiente al Luna), al llegar al meridiano de Villablino, sufre una rápida inflexión (al ser capturado por el Sil), dirigiéndose ahora hacia el SO; los secundarios (San Miguel, Sosas,

etc.) N-S o NO-SE que hacia al desembocadura iban cambiando para dirigirse hacia el E, viran bruscamente hacia el S u O (Sosas).

Otro hecho geomorfológico a destacar es la existencia de abundantes restos de formas glaciares (circos, morrenas, pequeñas lagunas de origen glacial, etc.) que aunque posteriormente han sido remodeladas por una intensa erosión fluvial, denotan la presencia de un importante glacialismo cuaternario.

También desde el punto de vista geológico, existen importantes «divisorias»; una de ellas es la que separa el Precámbrico del Paleozóico; otra, materiales paleozoicos con diferencias estratigráficas y tectónicas, y por fin la que separa materiales estefanienses posttectónicos de los anteriores.

De estas «divisorias» es de resaltar la que separa el Paleozóico en dos zonas. Esta división del Paleozóico de la Península Ibérica ya fue realizada por LOTZE en 1945 y readaptada por JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE en 1974; en el área de la Hoja se encuentra la separación entre las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa, caracterizadas cada una de ellas por una diferente evolución estratigráfica y tectónica, así mientras en la primera existe un Paleozoico Inferior poco desarrollado y un Devónico y un Carbonífero Superior muy potentes y con importantes cambios de facies, en la Asturoccidental-leonesa el Paleozoico Inferior es muy potente (sobre todo el Ordovícico) y no existen materiales post-devónicos, a excepción del Estefaniense ya discordante, pero esto en ambas zonas. Tectónicamente en la Zona Cantábrica la deformación es de tipo superficial sin metamorfismo ni esquistosidad generalizadas, y en la Austuroccidental-leonesa es más profunda y con un desarrollo importante del metamorfismo y esquistosidad que progresivamente van creciendo hacia el Oeste.

Sobre el conocimiento geológico de la zona, aparte de las síntesis como la de PARGA-PONDAL (1967), la de la Hoja 1:200.000 de Cangas de Narcea editada por el IGME y realizada por JULIVERT et al. (1971), y de trabajos de carácter regional como los de LOTZE (1945 y 1956), PARGA y LUQUE (1971), MARCOS (1973), CRIMES et al. (1974), PEREZ ESTAUN (1973, 1974b); hay que destacar para el área concreta de la Hoja, los de JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ GARCIA (1968), y VAN DEN BOSCH (1969) para la Zona Cantábrica y los de MATTE (1968) y PEREZ-ESTAUN (1975) para la Asturoccidental-leonesa y el Precámbrico.

Refiriéndose a las cuencas Estefanienses entre otros los de VIRGILI y CORRALES (1966); CORRALES (1971); WAGNER (1970) y el Inventario de Carbones del Centro de Estudios de la Energía (1977), y sobre el Terciario los trabajos de SLUITTER y PANNAKOEK (1964) y DELMAIRE-BRAY (1977) entre otros.

2. ESTRATIGRAFIA

Aparte de pequeños retazos terciarios y cuaternarios, la Hoja está constituida por materiales precámbricos y paleozoicos, pudiendo distinguirse cuatro grandes conjuntos litoestratigráficos:

- Estefaniense discordante.
- Paleozoico (Zona Cantábrica).
- Paleozoico (Zona Asturoccidental-leonesa).
- Precámbrico.

El Precámbrico incluido por LOTZE (1945) en la Zona AO-L ★ y posteriormente considerado desde el punto de vista estratigráfico como separación entre ésta y la Cantábrica (JULIVERT et al, 1974), forma parte del núcleo antiformal del Nárcea, sobre el que se deposita discordantemente el Paleozoico, con espesores similares durante el Cámbrico Inferior y el Inferior-Medio y notables diferencias a partir de éstos; en la presente Hoja y Memoria se van a describir por separado estos términos (formaciones Cándana y Vegadeo en la Z. AO-L, y Herrería y Láncara en la Z.C. ★ ★), aunque actualmente se tiende a considerarlos como formaciones únicas (Cándana-Herrería y Vegadeo-Láncara) ya que cronoestratigráficamente coinciden.

La discordancia cámbrica es claramente visible en el flanco externo (NE) del antiformal, pero no en el interno (SO), ya que la mayor intensidad del plegamiento hercínico (con desarrollo de esquistosidad de flujo) hace difícilmente observable la estratificación (So) precámbrica, no obstante las lineaciones inclinadas del Precámbrico, contrastan fuertemente con las subhorizontales del Paleozoico.

El Paleozoico se encuentra a ambos lados del antiformal, el de la Z.C. al NE muy plegado, y el de la Z. AO-L al SO formando una potente serie monoclinial.

Sobre el conjunto precámbrico-paleozoico, se halla discordante el Estefaniense de la cuenca de Villablino, en una banda que de O a E atraviesa la Hoja

★ ★ Z. AO-L (Zona Asturoccidental-leonesa)
★ ★ Z. C. (Zona Cantábrica)

en su mitad norte. Presenta las características propias de una sedimentación línica post-orogénica.

Los materiales terciarios están escasamente representados y poseen facies de ambiente continental.

2.1. PRECAMBRICO (PC)

Constituye el mayor afloramiento de la Hoja, ocupa toda su parte central y suroriental y forma parte del gran antiformal que desde la costa asturiana (Cudillero) se prolonga describiendo un arco hasta La Robla (provincia de León), donde se introduce bajo el Terciario. Fue LOTZE (1956) el primero que atribuyó estos materiales al Precámbrico en los alrededores de Cangas del Nárcea, denominándolos «Pizarras del Nárcea»; posteriormente DE SITTER (1962), los cita en los alrededores de Barrios de Luna como «Formación Mora» atribuyéndolos también al Precámbrico.

Se ha observado por el tipo de discordancia angular y por las linealidades de intersección originadas en la primera fase de deformación hercínica, que estos materiales sufrieron una deformación precámbrica, sin esquistosidad, ni metamorfismo, con pliegues asimétricos de traza axial distinta a la dirección de los ejes hercínicos. Debido a esta complicación tectónica y a la uniformidad litológica no se ha podido establecer una estratigrafía definitiva; no obstante diversos autores coinciden en que a escala regional se pueden distinguir dos formaciones, una inferior constituida por esquistos con intercalaciones de porfiroides, derivados de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias, y otra superior formada por una alternancia rítmica de pizarras, areniscas y cuarcitas con características sedimentarias turbidíticas. Su relación mutua no está clara debido a la ausencia de niveles-guía y a la complejidad tectónica ya citada. PEREZ-ESTAUN (1973, 1975) propone para la rama sur del arco una sucesión predominantemente turbidítica con intercalaciones de porfiroides en su parte inferior, ahora bien, en observaciones realizadas en puntos fuera de la Hoja, se ha comprobado que los niveles vulcanosedimentarios aparecen a varias alturas de la sucesión estratigráfica.

En el marco de la Hoja debe aflorar únicamente esta última (no se han encontrado porfiroides, aunque sí areniscas feldespáticas con elementos volcánicos). Lo que sí existe es una diferencia cuantitativa en el grado de deformación hercínica entre la parte N y la SE. Así en la primera correspondiente al borde externo, la litología consiste en una serie de pizarras, grauvacas y areniscas ligeramente metamórficas. En el río San Miguel aflora una monótona serie de areniscas y pizarras de color gris oscuro con abundantes estructuras sedimentarias como son estratificación cruzada y gradada, slumps, load cast, etc. Bajo la discordancia existen unos metros de arcillas rojas, consecuencia de la meteorización previa al depósito del Cámbrico.

En la parte central y suroriental, correspondiendo a zonas más internas, aparece una serie detrítica rítmica, con predominio de tramos finos; probablemente sería de facies turbidítica, pero la deformación y alto metamorfismo

hercínico de este área, han borrado las estructuras sedimentarias. Litológicamente consiste en una alternancia de micaesquistos y filitas, de colores gris y gris-verdosos, y niveles de cuarcitas feldespáticas amarillentas, con estratificación difusa; el conjunto está cortado por numerosos filones de cuarzo lechoso.

Petrográficamente, se observa que originalmente las cuarcitas eran subarcosas y posiblemente grauvacas, con clastos de feldespatos (sobre todo plagioclasas) en una matriz cuarzo-sericítica o clorítica. Los micaesquistos son similares, pero con predominio casi total de la matriz y clastos de menor tamaño. En alguna lámina se han observado carbonatos que aunque posteriormente han sido muy recristalizados, son de origen sedimentario.

2.2. PALEOZOICO (ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA)

Constituye una sucesión continua desde el Cámbrico al Silúrico, aunque en la Hoja aflora únicamente hasta el Ordovícico Medio. Paleogeográficamente la zona está dividida a su vez en dominios, este área se sitúa en el «Dominio del Navia y Alto Sil» (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975) caracterizado por la existencia de un surco con gran subsidencia durante el Paleozoico Inferior.

2.2.1. Cámbrico Inferior: Cuarcita de Cándana (CA₁cg)

Discordante sobre el Precámbrico se inicia la sucesión cámbrica, con una serie detrítica en la base y que termina con el nivel carbonatado del tránsito Cámbrico Inferior-Medio de extensión regional.

Aflora a todo lo largo del borde SO del antiforme, constituyendo una banda monoclinial que se extiende desde el puerto de Cerredo hasta el límite SE; también aflora al SO del puerto de Leitariegos.

La formación fue definida por LOTZE (1957) en el río Nárcea y en el área de la Hoja, el corte del Sil ha sido descrito por numerosos autores (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; PARGA y LUQUE, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1975). Así pues, por encima de la discordancia aparece de muro a techo:

— Una serie detrítica de unos 90-100 m. de potencia, constituida por microconglomerados y areniscas, de color rosado-grisáceo, en niveles muy uniformes de 10 a 15 cm., aunque en la parte media pueden alcanzar hasta 75 cm.; existen ritmos de microconglomerados y areniscas que terminan a veces con nivelillos de 4 a 5 cm. de pizarras beige. Los conglomerados están constituidos por cantos de cuarzo muy redondeados de color rosado y blanco, y de turmalina; el cemento es silíceo. El tamaño más frecuente de los cantos es de 1 a 2 cm., excepcionalmente alcanzan hasta 5 cm. Las areniscas son de grano grueso y los niveles alcanzan a veces hasta 1 m. con grandes estratificaciones cruzadas tabulares. En la parte alta, la serie se va haciendo más pizarrosa y comienzan a aparecer capillas centimétricas de margas y

calizas grises entre otras más areniscosas, pizarrosas y ferruginosas que marcan la transición al miembro siguiente.

— 70 m. de dolomías (CA₁M) con delgadas capas pizarrosas y calcosilicatadas de color verdoso en la base y que pasan a ser masivas (bancos de 2 a 3 m.) y con patina amarillenta en la parte media-alta. Estas dolomías están en la actualidad recristalizadas y silicificadas por el metamorfismo hercínico, pero en sus equivalentes de la Z.C., se observa que son dolomías primarias bien estratificadas y con laminaciones paralelas. Constituyen un nivel evaporítico muy extendido y de gran interés desde el punto de vista sedimentológico.

— 80 m. de pizarras verdes, pizarras arenosas amarillentas y areniscas en niveles de 10-20 cm. En la base existe algún nivel dolomítico. Las areniscas pueden alcanzar 1 ó 2 m.

— 200 m. de pizarras y areniscas verdosas constituyendo una alternancia rítmica, las areniscas poseen estratificación cruzada y laminación paralela. La proporción pizarra/cuarcita disminuye hacia el techo, presentándose el conjunto como una transición entre el miembro anterior y el siguiente, predominantemente cuarcítico. En su parte inferior se han encontrado huellas de trilobites no identificados (PEREZ-ESTAUN, 1975).

— 50 m. de cuarcitas tableadas blancas de grano grueso que dan un resalte topográfico; a veces son microconglomerados cuarcíferos de color blanco y rosado por los óxidos de hierro. En lámina delgada se observan clastos de cuarzo redondeados y feldespatos con cemento silíceo, es decir, similares petrológicamente al tramo inferior. Se observa así mismo estratificación cruzada tabular, ripples, laminaciones cruzadas y granoclasificación en los estratos; entre las cuarcitas existen nivelillos de pizarras.

— Por último hasta el techo sigue una alternancia de pizarras grises y cuarcitas en estratos de orden decimétrico, con predominio de las primeras, sobre todo en el contacto con las calizas. Este tramo ha librado en localidades de la Zona Cantábrica (Barrios de Luna, Concha de Artedo) fauna de trilobites. El espesor se podría estimar en unos 30 m.

En el puerto de Leitariegos, existen los mismos términos pero su potencia respectiva aumenta, llegando a alcanzar un total de 800 a 1.000 m. sin que aflore el término inferior, contra unos 530 m. en el Sil; esta variación de espesor es un hecho normal en todas las formaciones, hacia el NW aumentan y hacia el SE adelgazan considerablemente.

Sedimentológicamente, el conjunto representa un período transgresivo de alta energía con facies de plataforma marina somera (icnofósiles y estructuras sedimentarias) intarmareal. Después de la primera transgresión aparecen episodios más tranquilos en medios marinos restringidos, con depósitos de dolomías primarias con laminaciones y alto contenido en sales (las laminaciones podrían corresponder a cambios climáticos), y facies de lagoon, con depósitos de lutitas. Posteriormente hay un nuevo episodio transgresivo de alta energía. Estos ciclos sedimentarios debidos a reactivaciones periódicas (se

han detectado a nivel regional, PARGA y LUQUE, 1971) son discordancias intraformacionales, que llegan a eliminar algunos miembros.

El contenido en fósiles de esta formación es escaso, por tanto la edad se establece según los datos obtenidos en otras localidades. Hasta las capas del techo en transición con la Caliza de Vegadeo, sólo se han citado pistas (ARBOLEYA, 1973; PEREZ ESTAUN, 1975), pero en éstas los yacimientos de Trilobites y Arqueociatidos son relativamente abundantes, han sido citados entre otros por SDUZUY, in LOTZE, 1961; DEBRENNE y LOTZE, 1963; FARBER y JARITZ, 1964; WALTER, 1965; MATTE, 1968; SDUZUY, 1971; ZAMARREÑO et alt. 1975; DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975. Todos ellos con faunas de Trilobites del género *Metadóxides* y *Dolerolenus*, que confirman la edad Cámbrico Inferior.

2.2.2. Cámbrico Inferior-Medio: Caliza de Vegadeo (CA_{1-2M})

Sobre las pizarras superiores de la Formación Cándana, aflora también en forma monoclinal, constituyendo una estrecha banda, una serie constituida por unos 300 m. de mármoles, calizas marmóreas blancas y dolomías masivas en las que difícilmente se observan estructuras sedimentarias debido a la intensa cristalización sufrida.

Este nivel ha sido objeto de numerosos estudios, debido tanto a su continuidad lateral como a la fauna que libera. Definido ya por BARROIS en 1882, posteriormente ha tenido otros nombres como Calizas de Cuevas (LOTZE, 1961), Calizas de Cuernos (FARBER y JARITZ, 1964), etc., aunque los autores más modernos han vuelto de nuevo a la denominación original. Todos estos trabajos citan cortes locales, fueron ZAMARREÑO et alt. (1975), quienes realizaron un corte completo en Toral de los Vados con el objeto de comparar esta formación con su presumiblemente coetánea Formación Láncara de la Zona Cantábrica, estudiada con más detalle por la ausencia de metamorfismo.

En esta Hoja, debido a la intensa recristalización y dolomitización y a la falta de afloramientos completos, se han realizado cortes parciales; en ellos se observa la existencia de una parte inferior constituida por mármoles blancos y grisáceos con una fina laminación (provenientes de calizas criptoalgales con laminación paralela) y hacia el techo, en un afloramiento se ha constatado la aparición de facies de calizas nodulosas, lo que confirma las observaciones realizadas en esta misma banda en un área próxima (al NO de la Hoja). En efecto, en la carretera de Rengos a Monasterio de Hermo, PULGAR et alt. (Hoja de Degaña, in litt) distinguen tres miembros, que en general coinciden con los que caracterizan a la Formación (ZAMARREÑO et alt., 1975) y que son los siguientes:

- Miembro inferior de calizas oolíticas y con Arqueociatos.
- Miembro medio, formado por calizas con laminaciones debidas a algas.

— Miembro superior, calizas nodulosas con faunas de Trilobites y Equinodermos.

En cuanto a la edad se establece por criterios regionales. En Toral de los Vados la parte inferior de las calizas ha librado Arqueociatos que caracterizan al Cámbrico Inferior alto (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975); por otra parte, las facies con calizas nodulosas son semejantes a las del miembro superior de la Formación Láncara de la Z. C., que son Cámbrico Medio, por lo tanto se le puede asignar al conjunto una edad Cámbrico Inferior-Medio.

2.2.3. Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior: Serie de Los Cabos (CA₂-O_{1p})

Fue definida por LOTZE (1958) en la costa asturiana, es la formación más potente de la Hoja, constituyendo una ancha franja monoclinas que al igual que las anteriores la atraviesa de NO a SE. Litológicamente se trata de una potente sucesión detrítica, fundamentalmente cuarcítica.

Un corte completo puede realizarse a lo largo del río Sil en la carretera de Villablino a Ponferrada y ha sido previamente descrito por numerosos autores (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; PEREZ ESTAUN, 1975); la sucesión observada consta de los siguientes tramos:

— Una parte inferior, de unos 300 m. de espesor, que está cubierta, pero debe corresponder a unas pizarras verdes arenosas (margosas en la base), que afloran en otras localidades de la Zona AO-L y proporcionan fauna abundante de Trilobites. A esta primera parte pizarrosa le siguen unos 500-600 m. en los que progresivamente van aumentando las cuarcitas, hasta llegar al tramo siguiente, fundamentalmente cuarcítico.

— Unos 2.500-3.000 m. de cuarcitas blancas bien estratificadas en bancos de orden métrico, con algunas intercalaciones de pizarras.

— Unos 1.500-1.800 m. de una alternancia de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de color gris claro en estratos decimétricos, y pizarra limolíticas satinadas grises. En general, siempre abundan más las cuarcitas, pero esta proporción es variable, tanto vertical como lateralmente.

— Una parte superior de unos 1.500 m. de espesor, constituida casi exclusivamente por cuarcitas. El paso del tramo anterior es, como siempre progresivo, empieza conteniendo niveles pizarrosos y termina con una parte totalmente cuarcítica, con bancos de 1 a 2 m. de cuarcitas blancas, recristalizadas, que originan un resalte topográfico.

Hay que hacer constar las limitaciones debidas a la falta de afloramientos y a la monotonía de la serie, por lo que tanto la subdivisión efectuada como las potencias no se pueden aceptar de un modo riguroso.

Existen frecuentes y diversas estructuras sedimentarias, como son: estratificación cruzada de bajo y gran ángulo, cruzada tabular, cruzada de tipo «herring bone», ripples simétricos, flute cast, load cast, etc., en las cuarcitas, y en las intercalaciones pizarrosas son frecuentes las laminaciones (paralela, cruzada, «flaser»), bioturbación, etc. También se observan abundantes icnofósiles.

En la parte alta, aparecen dos niveles volcánicos interestratificados, que aunque poseen un retromorfismo, pueden clasificarse como metadiabasas (ϵ_1).

Respecto a la potencia, como ya se ha indicado, es difícil de precisar, según MATTE, es de 9 a 1.000 m.; MARCOS (1973) y BALDWIN (1975) en el Occidente de Asturias dan unos 4.500 m. El espesor aparente en el corte del Sil es en efecto de unos 9-10.000 m.; ahora bien pueden existir cabalgamientos y pliegues que repitan y dupliquen parte de serie. Pliegues se han observado, aunque no a gran escala, son de tipo similar y apretados (Figura 1) y pueden duplicarse por tanto partes de serie.

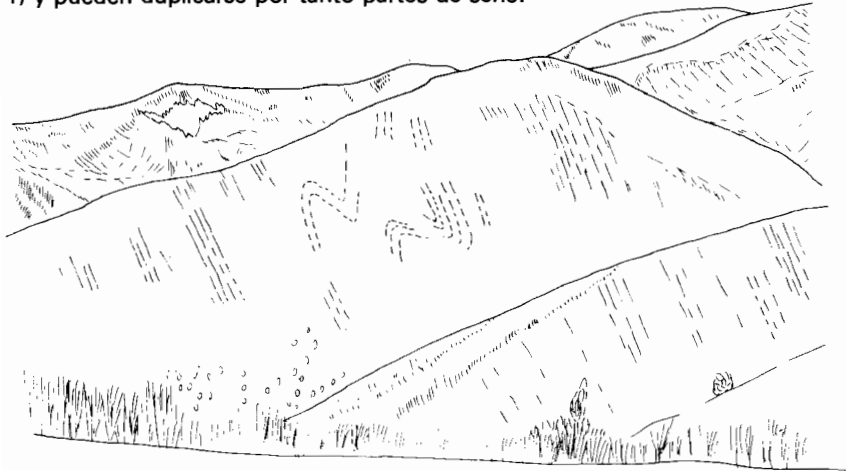


Figura 1.

En cuanto a cabalgamientos, en la cartografía se ha señalado uno, ya que regionalmente parece estar probada su existencia (cabalgamiento de Montefurado, Hoja de Degaña); sin embargo en el área de la Hoja su localización dudosa y no hay pruebas que lo confirmen, ya que el nivel pizarroso que serviría para ello no posee características paleontológicas ni sedimentológicas asemejables a las Pizarras de Luarca (además el tramo cuarcítico que regionalmente constituye el techo de la Serie de los Cabos, es suprayacente al referido nivel). Todo esto no excluye su existencia, sino que plantea su problemática localización, dada la monotonía de la serie y su posible coincidencia con la estratificación.

Por todo lo expuesto, si se acepta el cabalgamiento la potencia es del orden de 5.000-5.500 m., para llegar a 7.000-7.500 en caso contrario.

Hay que destacar también aquí el aumento general de potencia en todas las formaciones, desde los extremos al centro del arco astórico. Este fenómeno es particularmente ilustrativo observando las Hojas de Noceda y Villablino.

El medio de sedimentación es similar en toda la Zona Asturoccidental-leonesa, coincidiendo las conclusiones de los diferentes autores con las obteni-

das en esta Hoja; se trata, dadas las estructuras sedimentarias y los abundantes icnofósiles, de un ambiente marino somero, con abundantes aporte, intermareal, probablemente de una zona de plataforma sublitoral; estas características se conservan a lo largo de la sucesión, lo que implica una subsidencia moderada pero continúa. Esto, se confirma con los estudios sedimentológicos detallados de BALDWIN (1975, 1977), en los que establece para esta serie, facies de «tidal flats», barras de arena y otras de medios marinos de poco fondo.

En cuanto a su edad, se han encontrado numerosas pistas de Trilobites en la parte alta de la serie (carretera de Palacios a Matalavilla, pista de Matalavilla a Páramo del Sil), entre ellas: *Cruciana rugosa* D'ORBIGNY y *Cruciana goldfussi* (ROUAULT). PEREZ-ESTAUN (1975) cita además *Cruciana Furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Skolithos*, los más bajos se encuentran en el km. 46,5 de la carretera de Villablino a Ponferrada. Así pues, la parte alta de la serie se puede datar como Ordovícico Inferior y más concretamente Areginiense. La base no está documentada paleontológicamente, pero en otras localidades (en la costa Asturiana) las pizarras verdes han proporcionado Trilobites de edad Cámbrico Medio (FARBER y JARITZ, 1964; SDUZY, 1968; MARCOS, 1973). En consecuencia la edad establecida, según se admite regionalmente es Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior.

No se puede precisar, con los datos actuales, a que altura de la serie estaría el límite Cámbrico-Ordovícico ni siquiera si existe Cámbrico Superior, aunque lo más probable, dada la continuidad de la sucesión, es que está representado en las partes intermedias de la Serie.

2.2.4. Ordovícico Medio. Pizarras de Luarca (O₂)

Sobre las cuarcitas masivas de la «Serie de Los Cabos» existe una alternancia de pizarras y cuarcitas que representan un paso gradual a la formación superior: las «Pizarras de Luarca» (BARROIS, 1882). Esta alternancia, también denominada «Serie de transición» por otros autores (MATAS, J. Hoja de Noceda, in litt.), comienza con pequeños lechos de pizarras negras que progresivamente van aumentando de espesor a la vez que disminuyen los niveles cuarcíticos hasta llegar a ser una formación potente y homogénea de pizarras negras, a veces con piritas.

Afloran en el ángulo SO de la Hoja y es el último término de la Zona AO-L que se encuentra en ella. Aunque en principio parece una simple estructura monoclinál debido al buzamiento constante de la esquistosidad (S₁), observaciones más detalladas permiten ver la existencia de numerosos pliegues que tienen por plano axial a la citada esquistosidad hercínica (Figura 2).

En la parte alta de la «Serie de transición» se encuentran tres niveles de rocas volcánicas interstraficiadas (ε₁) (metadiabasas) y culminando un nivel cuarcítico (O_{2q}), que aunque de poco espesor es muy característico y sirve como nivel de referencia en estas áreas (PULGAR et al. Hoja de Degaña).

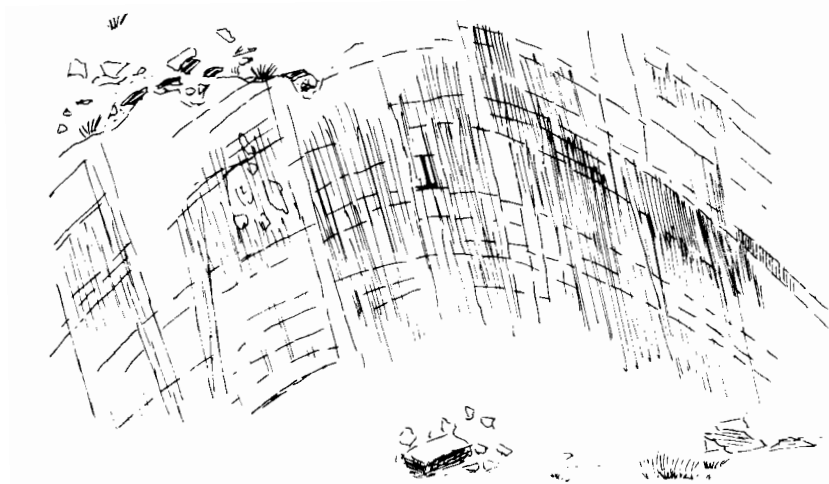


Figura núm. 2.

En la carretera de Páramo de Sil a Cerredo, se ha realizado un corte de la «Serie de transición». Por encima de los últimos tramos masivos del Ordovícico Inferior, aparecen:

- 14 m. de cuarcitas grises, en niveles de 10-20 cm. en la base, con abundantes intercalaciones pizarrosas y bancos masivos (1 a 2 m.) con estratificación cruzada al techo.

- 8 m. de cuarcitas grises en niveles de 5 a 10 cm., con nivelillos de pizarras.

- 18 m. de cuarcitas blancas masivas en bancos de hasta 2 m., con estratificación cruzada.

- 8 m. de cuarcitas grises bien estratificadas (10 a 14 cm.) con laminación paralela y nivelillos pizarrosos en la base.

- 100 m. de pizarras negras con piritita y cuarcitas masivas blanco-grisáceas, los niveles de pizarras son de 5 a 8 m. y en la parte alta dos niveles de metadiabasas () de 5 m. cada uno.

- Al techo aparece un lentejón más potente (25 m.) de rocas volcánicas, un nivel de pizarras negras (5 m.) y la cuarcita masiva blanca (O₂q) también denominada de Sabugo de 12 m. de espesor, en bancos de 2 a 3 m., del techo de la «serie».

En cuanto a la edad de la «Serie de transición», aunque en la leyenda cronoestratigráfica se incluye toda la formación en el Ordovícico Medio, es posible que su parte inferior, donde predominan las cuarcitas, pertenezca aún al Ordovícico Inferior (en la próxima Hoja de Noceda se han hallado icnofósiles del Arenig en los primeros niveles).

A la cuarcita de Sabugo (O₂q), siguen las auténticas «Pizarras de Luarca», negras, masivas, de grano fino, lustrosas, muy homogéneas, con abun-

dante pirita, bien cristalizada en cubos y más raramente en nódulos que en superficie se alteran a limonita.

Raramente se observa la estratificación, solamente en algunos cortes frescos (como el de la carretera de Páramo de Sil a Valdeprado) pequeñas diferencias de grano permiten deducirla (Figura 2). Su potencia pues, es difícil de calcular, pero en general puede decirse que es superior a 1.500 para toda la serie.

En lámina delgada, la litología es muy monótona, los principales componentes son: cuarzo, clorita, micas blancas y en menor proporción minerales pesados (rutilo, circón y epidota), casi siempre impregnados por grafito y óxidos de hierro. El tamaño de grano es tipo arcilla y los componentes están recristalizados y orientados en su totalidad por el metamorfismo hercínico.

La fauna que proporcionan estos materiales es escasa, se han citado Trilobites, Lamelibranchios y Cistoideos, en Luarca; Braquiópodos, en el sinclinal de Truchas; y sobre todo Graptolites, encontrados en varios puntos de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Este tipo de materiales formados por pizarras negras de grano fino (arcilla o limo), pobres en fauna pero ricas en materia orgánica y pirita, coinciden perfectamente con las facies euxínicas en el sentido de PETTIJOHN (1975); estas facies aparecen en medios reductores (por debajo del nivel rico en oxígeno), en condiciones de aguas estancadas con pocos aportes detríticos, bien por la lejanía del área fuente, por que existan umbrales que impidan su circulación, o por características especiales de la erosión del continente. Este tipo de facies, aunque se da en ambientes muy concretos, no indican ni profundidad ni distancia a las costas, indican más bien un medio restringido en un surco protegido de los aportes continentales groseros, incluso podría ser en una zona de plataforma, con ligero aumento en profundidad hacia el techo donde aparecen las facies turbidíticas de la formación superior (Agüeira) que no aflora en la Hoja. Lo que es cierto es que en este surco existía una subsidencia continua que proporcionaba un alto coeficiente de sedimentación.

No se ha localizado ningún yacimiento fosilífero, pero la edad de la formación está bien definida regionalmente por los hallazgos de Trilobites del género Calymene y otros (BARROIS, 1882; PRADO, 1857; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; LLOPIS, 1961), y Graptolites del género Didymograptus (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915; WALTER, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974b-75) en la base que indican una edad Llanvirn. Para el techo, se admite regionalmente una edad Llandeilo, por comparación con otras facies similares de la Zona Cantábrica.

2.3. PALEOZOICO (ZONA CANTABRICA)

Aflora en el ángulo nororiental de la Hoja, claramente discordante sobre el Precámbrico. Paleogeográficamente pertenece a la Región de Pliegues y

Mantos de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1967) y abarca una serie continua desde el Cámbrico al Carbonífero.

2.3.1. Cámbrico

Está representado por las formaciones Herrería, Láncara y Oville; las dos primeras son de edad Cámbrico Inferior e Inferior-Medio respectivamente, mientras que la última abarca al Medio-Superior y su techo pertenece ya al Tremadociense.

2.3.1.1. Formación Herrería (CA₁)

Definida por COMTE (1938a) en el valle del Porma, aparece muy bien representada en la Hoja en el río de Sosas. La discordancia muy ostensible aparece remarcada por una zona de meteorización rojiza (lutitas) a la que sigue una potente serie fundamentalmente detrítica de más de 1.000 m. de potencia.

Está constituida por:

- Conglomerados, localizados preferentemente en la base, pero también son frecuentes en el resto de la serie. Los basales están formados por cantos bien redondeados de cuarzo blanco y rosado, turmalina, cuarcita y algunos de riolita, con un diámetro de 0,5 a 1,5 cm. y en niveles de 0,2 a 1 m. de potencia; la matriz es siempre silícea de tonos generalmente rosados.
- Cuarcitas beigeas en estratos de hasta 1 m. de potencia, a veces con nivelillos de pizarras intercaladas y con estratificación cruzada y gradada.
- Areniscas, generalmente groseras, de tonos rosáceos y beigeas con estratificación cruzada, a veces conglomeráticas. Petrológicamente son: arcosas, litarcosas, sublitarcosas y cuarzoanernitas con cemento silíceo.
- Pizarras verdes y beigeas.

Un hecho a destacar es la presencia de dolomías en estratos de escasa potencia a lo largo de toda la serie, pero preferentemente hacia la parte alta; su localización no siempre es fácil, ya que a veces se presentan en niveles de escala centimétrica intercalados en margas y pizarras gris-verdosas.

Su potencia es de unos 1.500 m. y aunque existen buenos afloramientos parciales es imposible establecer un corte completo en la Hoja.

Respecto al medio de sedimentación, el hecho de que existan sedimentos marinos someros, otros fluviales y deltáicos (estratificación cruzada grosera, notable variación lateral en potencia de las capas), hace que existan varias opiniones. Así para OELE (1964) sería un medio marino muy somero con influencias deltáicas, y para VAN DEN BOSCH (1969) medio parcialmente fluvial con influencias deltáicas y marinas (capas de dolomías) hacia la parte superior. Según este último la existencia a escala regional de un incremento hacia el NNE. de conglomerados y hacia el SSO. de pizarras indica que el área madre estaba situada al NNE.

No se han encontrado restos fósiles en la zona, VAN DEN BOSCH cita icnofósiles en Salce (al E. de la Hoja) unos 300 por encima de la base y

LOTZE y SDZUY (1961) Trilobites en el Valle del Luna en la parte superior de la serie, pertenecientes al Cámbrico Inferior. Así pues su edad queda establecida como Cámbrico Inferior, fijando el límite Precámbrico-Cámbrico en la discordancia existente en la base.

2.3.1.2. Caliza de Láncara (CA₁₋₂)

Equivalente a la caliza de Vegadeo de la zona Asturoccidental-leonesa, fue definida por COMTE (1938a) y ha sido estudiada por diversos autores, pero especialmente por ZAMARREÑO (1972) que agrupa los afloramientos de la zona Cantábrica en varias series, siendo los de la Hoja del tipo de la sucesión de Barrios. Está constituida por dos miembros fácilmente diferenciables y que representan dos medios sedimentarios distintos.

El miembro inferior posee unas capas de transición, formadas por areniscas dolomíticas y dolomías arenosas a los que siguen unos 100-110 m. de dolomías y calizas grises con laminaciones debidas a algas, estromatolitos y pelets, y estructuras sedimentarias de laminaciones, birdeseyes, mud-crack, etcétera, que indican un medio de sedimentación similar al de tipo «tidal flats» (ZAMARREÑO, 1972). Las dolomías tendrían un origen primario sin descartar dolomitizaciones epigenéticas que afectan incluso al miembro superior.

El miembro superior, está constituido por unos 20 m. de calizas nodulosas rojas («griotte») con abundante fauna (Trilobites, Braquiópodos, etc.), ricas en glauconita en la parte inferior y con delgadas intercalaciones lutíticas rojas en la superior. La presencia de glauconita, así como de fósiles marinos, indican en principio un medio marino más profundo que el anterior.

La parte inferior es pobre en fauna y se data por posición estratigráfica, ya que está situada encima de las capas superiores de Herrería (con faunas del Cámbrico Inferior); la parte superior está bien datada con Trilobites, etc., como Cámbrico Medio. Así pues al conjunto de la formación se le asigna una edad Cámbrico Inferior-Medio.

2.3.1.3. Pizarras y Areniscas de Oville (CA₂₋₀₁)

Al techo de la «griotte» de Láncara y de una manera gradual, aparece una formación detrítica, definida por COMTE (1938a), que es el último término de la sucesión cámbrica.

El tránsito con la formación precedente se efectúa a través de unas pizarras y margas rojas que dejan paso a unas pizarras verdes con fauna de Trilobites, muy características en todos los afloramientos de la Zona Cantábrica. Le sigue una alternancia de pizarras frecuentemente verdosas y areniscas cuya característica suele ser la presencia de glauconita. Hacia el techo la serie toma un neto carácter cuarcítico hasta su paso, también gradual, a las cuarcitas masivas de la formación superior.

No se ha podido levantar un corte completo de la serie, pues los derrumbios de ladera procedentes de los crestones cuarcíticos de la formación superior (Barrios) cubren siempre, en mayor o menor medida, a ésta.

Observaciones puntuales a lo largo de los afloramientos confirman que la formación no difiere de otras descritas en la región. El hecho de no haber encontrado rocas volcánicas interestratificadas ni rocas vulcano-sedimentarias (comunes en esta formación) no implica su inexistencia, dado lo anteriormente expuesto.

La potencia es variable, debiendo oscilar entre 200 y 450 m.

En los tramos basales (valle de Sosas) se han encontrado restos de Trilobites; estos niveles son especialmente ricos en fauna en muchas localidades de la región, habiendo sido citados por numerosos autores desde el siglo pasado. Trilobites y Cistoideos, establecen una edad de Cámbrico Medio para el tramo inferior del Oville.

Los tramos que siguen no han dado fauna y dado que la cuarcita de Barrios pertenece al Ordovícico, cabe pensar que en la formación Oville, estaría representado el Cámbrico Superior, pero la existencia de éste no puede confirmarse.

En cuanto al medio de depósito, es marino; la parte inferior en ambiente tranquilo, iniciándose a continuación etapas regresión (VAN DEN BOSCH, 1969). Posteriormente se produce una intensa y rápida sedimentación a consecuencia de una importante subsidencia, para terminar con depósitos de playa en condiciones de plataforma más estables. Según OELE (1964) el medio es deltáico.

2.3.2. Ordovícico

Aparte de la anterior, la formación típica ordovícica es la Cuarcita de Barrios, de edad Ordovícico Inferior. El Ordovícico Medio y el Superior, faltan como es frecuente en gran parte de la Cantábrica, así pues existe una importante laguna estratigráfica entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico.

2.3.2.1. Cuarcita de Barrios (O₁₂)

Por encima de la Formación Oville, se encuentra un potente nivel de cuarcitas blancas, masivas, con un espesor medio de unos 300 m., y en cuya parte superior abundan *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. rugosa* D'ORBIGNY que es la asociación característica del Arenig.

Destaca claramente de las formaciones adyacentes, por su mayor resistencia y da lugar a crestones y áreas topográficamente elevadas (Muxiven, 2.032 m.).

Regionalmente se le conoce como Cuarcita de Barrios, fue definida por COMTE (1937a) y equivale a la «Cuarcita armoricana» de BARROIS (1882). La formación está constituida por cuarcitas de tonos generalmente blancos, a

veces beige o rosados, de aspecto casi siempre masivo. Es frecuente observar estratificación cruzada, pequeños niveles de pizarras verdes y algunos estratos ricos en Cruzianas.

El paso de la formación inferior no es neto, sino que viene dado por la presencia de cuarcita masiva y la progresiva desaparición de los niveles pizarrados.

Hacia el techo aparece un miembro superior (no se ha diferenciado en cartografía), formado por pizarras oscuras, con algún nivel cuarcítico y que suele terminar con un nivel de cuarcitas de unos 30 m. de potencia. Esta sucesión es idéntica a la observada en Cabo Vidrias (JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS y ARBOLEYA, 1973), donde los niveles citados se sitúan por debajo de las pizarras típicas del Ordovícico Medio. VAN DEN BOSCH (1969), denomina a estos niveles «Transitional beds», asignándoles la misma edad que las cuarcitas masivas, o sea, Arenig. MARCOS (com. pers.), en la vecina Hoja de La Plaza, también ha hallado en este miembro Cruzianas de la citada edad.

Para VAN DEN BOSCH (1969) que subdivide la formación en varios miembros, existen evidencias de etapas sin depósito. Para la parte superior se sugiere un medio litoral, con frecuentes emersiones y erosión; algunas observaciones apuntan hacia un medio deltáico. (OELE, 1964).

La edad para el conjunto de la formación, ha sido siempre considerada como Arenig. Por la gran cantidad de icnofósiles que aparecen en numerosas localidades de la región (ver bibliografía).

Como se ha indicado anteriormente, faltan el Ordovícico Medio y el Superior; no obstante la aparición tanto al N. (Cabo Peñas) (JULIVERT *et al.* 1972), como al SE (Hoja de La Robla) (LEYVA *et al.* in litt), de materiales de la citada edad, demuestran que la laguna no está completamente extendida por toda la Zona Cantábrica.

2.3.3. Silúrico

Está representado por dos unidades litoestratigráficas; la primera constituida por pizarras y la segunda por areniscas ferruginosas. Estas dos formaciones se conocen en toda la Zona Cantábrica con el nombre de Pizarras de Formigoso y Areniscas de San Pedro, respectivamente (COMTE, 1937a, b). La parte más alta de esta última formación es ya devónica, existiendo una continuidad entre ambas.

En el área de la Hoja, están escasamente representadas, ya que afloran únicamente en el flanco O. del sinclinal de Vega de los Viejos y están parcialmente recubiertas por los derrubios procedentes del vértice Muxivén; por ello para su descripción se tienen en cuenta los afloramientos situados inmediatamente al N (Hoja de Pola de Somiedo).

Las formaciones silúricas abarcan el Llandovery medio y el Wenlockiense. La parte inferior del Llandovery, que falta, está incluida en la laguna estratigráfica citada en el apartado anterior.

2.3.3.1. Pizarras de Formigoso (S₁₂^{A-B}-D₁₁)

Constituye una formación muy característica de la Zona Cantábrica; destacan sus afloramientos por la depresión topográfica que originan, al estar situados entre dos formaciones más duras y competentes.

Pueden distinguirse dos miembros:

— Inferior, de pizarras negras, hojosas, frecuentemente ampelíticas, ricas en Graptolites.

— Superior, de pizarras y areniscas, pero con predominio de pizarras.

KEGEL (1929) los llamó: Pizarras del Bernesga y Capas de Villasempliz, respectivamente.

La potencia del conjunto es de unos 200 m.

Sedimentológicamente, pertenecen a un medio marino, tranquilo y reductor, cercano al litoral y de carácter pelágico.

En cuanto a su edad (se han encontrado cerca de la base, formas indeterminables de *Monograptus*) ha sido establecida en base, principalmente, a Graptolites. Hallazgos efectuados en numerosos puntos de la Cantábrica (COMTE, 1959; TRUYOLS, PHILLIPPOT y JULIVERT, 1974; TRUOLS *et al.*, Hoja de Boñar, 1978), permiten datarla como Llandovery Medio-Wenlock Inferior.

2.3.3.2. Areniscas de San Pedro (S₁₂^B-D₁₁¹)

A la formación anterior, se le superponen las Areniscas de San Pedro. El contacto basal no es neto, sino gradual y viene dado por un progresivo enriquecimiento en areniscas del miembro superior de la formación anterior.

La litología dominante, que le confiere unos tonos rojizos característicos, es la arenisca ferruginosa. El porcentaje de mineral de hierro llega en casos excepcionales al 40 por 100 y se presenta por lo general, en forma de oolitos hematíticos, junto con granos de cuarzo que, a veces, forman los núcleos de los oolitos. La participación volcánica ha sido observada en numerosas muestras, llegando a formar en alguna de ellas toda la matriz. Existen también areniscas y cuarcitas poco o nada ferruginosas de tonos beige y niveles de lutitas y pizarras de colores verdes y rojizo-vinosos. Las areniscas se suelen presentar en estratos de orden centimétrico a métrico, son groseras y a veces conglomeráticas, con estratificación cruzada tabular, estructuras «flaser» y «linsen», burrows y ripples. En los tramos de alternancia con pizarras se han observado estratos ricos en pistas e intensa bioturbación.

El corte más completo se ha realizado en la vecina Hoja de Pola de Somiedo, en la carretera de Belmonte al Puerto de Somiedo, kms. 36 y 37, allí la potencia es de 134 m., pero en otros lugares puede llegar a sobrepasar los 300 m.

El origen del hierro en la Formación San Pedro puede provenir en gran parte de rocas volcánicas. Sin embargo, no puede establecerse bien si todo el hierro tiene este origen (VAN DEN BOSCH, 1969). La formación de los oolitos ferruginosos es un proceso exclusivamente marino, siendo primario el

hierro de los oolitos, mientras que casi todo el existente en la matriz y cemento es secundario.

El medio de depósito es de plataforma litoral. Las estructuras sedimentarias indican que durante el depósito de la parte inferior de la formación, predominan condiciones de aguas agitadas. En este medio los oolitos pueden formarse en zonas de rompientes de olas, canales, etc. La parte media indica una plataforma de aguas menos turbulentas con rápidos cambios en la velocidad de las corrientes y con mayor lejanía de la costa, mientras que la parte superior indica el paso a condiciones más reductoras, restringidas y de calma.

La fauna es muy escasa aunque algunos niveles de areniscas son ricos en iconfósiles. Para su datación se hace referencia a estudios regionales citados en la bibliografía, basados especialmente en Graptolites, Braquiópodos, Bivalvos, Trilobites y Palinomorfos (COMTE, 1959; TRUYOLS et al., 1974; CRAMER, 1964; RODRIGUEZ, 1977). La formación comprende el tránsito Silúrico-Devónico, la mayor parte pertenece al Silúrico (Wenlok Superior-Ludlow) y la parte superior corresponde ya al Devónico (Gediniense Inferior).

2.3.4. Devónico

Es el sistema mejor representado en la Cantábrica, su gran contenido paleontológico y los numerosos trabajos realizados permiten conocer los distintos pisos y subpisos con precisión.

Aflora en el ángulo nororiental de la Hoja y todas las formaciones corresponden al modelo descrito por COMTE (1959) para la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica. De techo a muro son los siguientes:

- Areniscas de la Ermita.
- Areniscas de Nocedo.
- Calizas de Portilla.
- Pizarras de Huergas.
- Caliza de Santa Lucía.
- Complejo de la Vid.

Las dos primeras (Ermita y Nocedo) se han unido en la cartografía bajo la denominación común de: Areniscas del Devónico Superior, ya que no se ha localizado la Formación Fueyo situada entre ambas y que permite separarlas. Este fenómeno es común en otros puntos de la Cantábrica.

Todos los materiales corresponden a una sedimentación de plataforma, hecho éste deducido, no solamente por el carácter litológico, sino también por la existencia de una fauna bentónica, no profunda, muy constante en todos los niveles. Existen construcciones arrecifales principalmente en las formaciones Santa Lucía y Portilla.

La formación Ermita posee carácter transgresivo y sedimentológicamente pertenece ya al ciclo carbonífero.

Se han realizado columnas de detalle en las diferentes formaciones (excepto de La Vid), por el Departamento de Paleontología de la Universidad de

Oviedo, en el flanco E del sinclinal de Vega de los Viejos y en el O de el de La Cueta; comparando dichas secciones se han obtenido resultados que van reflejados en los siguientes apartados. Con carácter general puede afirmarse que el espesor de las formaciones disminuye de O a E.

2.3.4.1. Grupo de la Vid (D₁₁₄₃)¹⁻³

Aflora en el núcleo anticlinal de Cacabillo, que separan los sinclinales de Vega de los Viejos y de La Cueta, y en los alrededores de Lumajo.

Está constituido por tres miembros, los inferiores afloran bien en las cercanías de Lumajo y el superior en el anticlinal de Quejo. Son:

— Miembro inferior, formado por: dolomías, algunos niveles de pizarras oscuras (localmente negras y carbonosas) y niveles de caliza generalmente ricos en Braquiópodos. Las calizas y dolomías son de color gris-azulado, bien estratificadas y frecuentemente fértidas. Corresponden a depósitos litorales.

— Miembro medio, costituído esencialmente por pizarras y calcoesquistos con pátina marrón, existen niveles calcáreos lenticulares de poca potencia, y otros formados por auténticas acumulaciones de Braquiópodos (norte de Lumajo) muy bien conservados, englobados en una matriz pizarrosa. Las condiciones de sedimentación, serían propias de un ambiente reductor, con desarrollo de esporádicos biostromos de Braquiópodos.

— Miembro superior, caracterizado por la presencia de calizas detríticas rojizas, generalmente encriníticas, con abundantes niveles de margas y pizarras rojas, que pasan gradualmente a la formación siguiente (Sta. Lucía).

La potencia total del grupo es variable y difícil de calcular, no se ha podido realizar un corte completo, teniendo que recurrir a observaciones parciales y a datos de zonas próximas. VAN DEN BOSCH (1969) cita un espesor entre 104 y 817 m., se podría pues evaluar aquí del orden de los 500 m.

Aunque los primeros tramos no suelen contener fauna se consideran como Gedinienenses, por continuidad de la formación anterior. GARCIA ALCALDE (1978) cita en la Hoja de Boñar fauna que permite incluir al miembro inferior como parte alta del Gedinienense y Sieginiense Inferior, así como distintas asociaciones faunísticas que confirman la existencia del Emsiense Inferior y Superior. En la Hoja se ha recolectado fauna en la parte superior, entre la que se cita *Euryspirifer paradoxus-pellicoi*, que indica el tránsito Emsiense Inferior-Superior. El complejo abarcaría pues una edad de Gedinienense-Emsiense Superior.

2.3.4.2. Caliza de Santa Lucía (D₁₃₂₁)³⁻¹

Definida por COMTE en 1936c, es una formación de carácter arrecifal, constituída fundamentalmente por calizas con algunos niveles de margas en su parte intermedia.

Ha sido objeto de numerosos estudios, tanto desde el punto de vista bioestratigráfico (en base a su abundante contenido faunístico de Braquiópodos, Celentéreos, Crinoides, Ostrácodos, Briozoos, etc.) como sedimentológicos y de facies (DE COO, et al, 1971).

MENDEZ BEDIA (1967) realizó un estudio de la formación en toda la Cordillera Cantábrica agrupando el conjunto de materiales en tres tipos de sucesiones (Las Ventas, San Pedro y Moniello), estableciendo también una distribución de facies por áreas, llegando a una reconstrucción paleogeográfica en la cual los distintos tipos poseen una disposición concéntrica respecto al interior del arco donde debería situarse el área emergida.

Los afloramientos de la Hoja pertenecen al tipo Moniello que a su vez está subdividido en tres miembros. En el flanco E del sinclinal de Vega de los Viejos posee una potencia total de 335 m. y consta de una parte inferior de 140 m. constituida por calizas micríticas arrecifales con algún nivel de pizarras grises y amarillentas en la base; una parte media, de unos 45-50 m., formada por una alternancia de calizas encriníticas y nodulosas con niveles margosos y arcillosos grises, y una parte superior de unos 150 m. que comienza con un nivel de calizas gris-claras y calizas encriníticas a las que siguen calizas grises con estilolitos y niveles lumaquéllicos con frecuentes intercalaciones de pizarras rojas y marrones en la parte alta.

En general presenta poca variedad de microfacies, principalmente son biomicritas y micritas foliíferas. Los miembros inferior y superior contienen abundantes Braquiópodos, Briozoos y Corales y el medio es rico en Estromatóporidos y Corales.

El medio sedimentario es sublitoral presentando en algunas zonas un marcado carácter arrecifal.

Se han tomado muestras en diversos cortes, citándose *Glossinulus mimicus*, *Alatiformia alatiformis*, y *Paraspirifer sanbergeri* que indican al Emsiense Superior, y *Zdimir hercymicus* que marcan el tránsito Emsiense-Eifeliense; *Stringophyllum* aff. *acanthicum* en la base del Eifeliense y *Paraspirifer cultrijugatus* que indican Eifeliense Inferior, la fauna, ha sido clasificada por GARCÍA ALCALDE.

La edad por lo tanto se puede establecer como Emsiense-Eifeliense (= Couviniense).

2.3.4.3. Formación Huergas (D₂₁₋₂₂)¹⁻²

Constituida por areniscas, pizarras y limolitas. Las areniscas son beigeas o verdosas, a veces rojizas (ferruginosas) y localmente cuarcíticas, se presentan desde delgados lechos a potentes estratos de hasta 2 ó 3 m.; suelen ser limosas y/o calcáreas y es frecuente observar señales de bioturbación. Las pizarras y limolitas presentan por lo general colores oscuros muy típicos y dominan sobre los demás términos detríticos.

La potencia es de unos 340 m.

Gran parte de los sedimentos de la formación se han depositado en un medio moderadamente reductor, en una plataforma con cierta inestabilidad y con el área fuente (según VAN DEN BOSCH, 1969) situada al NE; hacia esta dirección se observan materiales que son propios de ambientes más oxidantes.

La fauna es relativamente escasa, en comparación con otras formaciones, sin embargo se encuentran Braquiópodos, Trilobites, Corales, Lamelibranquios, Goniatites, Tentaculites, etc. en los niveles de areniscas con frecuentes las pistas fósiles.

De los datos paleontológicos obtenidos se puede afirmar que gran parte de la formación pertenece al Eifelense, estando hacia el techo el paso al Givetiense.

2.3.4.4. Caliza de Portilla (D₂₂₋₃₁³⁻¹)

Concordante con la anterior, aparece de nuevo otra formación fundamentalmente calcárea, constituida por dos importantes construcciones arrecifales en la parte superior e inferior, con numerosos Corales, Braquiópodos, Briozoos, Estromatopóridos, Crinoides, Conodontos, etc., y separadas por una parte media con intercalaciones detríticas.

En los cortes realizados, se presenta la siguiente sucesión de muro a techo: una parte inferior de unos 78 m., compuesta por calizas grises, calizas oolíticas y calizas encriníticas, a veces margosas y dolomitizadas; con alguna intercalación arenosa y margosa en la parte basal. Una parte media fundamentalmente detrítica compuesta por 55 m. de areniscas rojizas y ocres que presentan hacia el techo niveles de caliza. Una parte superior de 50 m. de calizas grises localmente dolomitizadas, con algún nivel margoso al muro.

La potencia total en este punto es de 185 m., mientras que a muy corta distancia hacia el E, se pueden medir 163 m. para todo el conjunto así como 15 m. para la parte detrítica, lo cual representa una disminución en este sentido.

El medio de depósito es el de una plataforma de poca profundidad en la que se depositaron calizas pertenecientes a un complejo arrecifal. Los niveles detríticos areniscos indican depósitos de playa.

Se han recogido numerosos fósiles, entre los que se citan algunas formas como *Radiomena irregularis* y *Leptodontella caudata* que marcan el tránsito Givetiniense-Frasniense y la de *lowatripa* s.p. en el Frasniense. La edad por tanto de las Calizas de Portilla es de Givetiense-Frasniense.

2.3.4.5. Areniscas del Devónico Superior (D₃₁₋₃₂²⁻³)

La sucesión devónica finaliza en toda la Cantábrica con el depósito de materiales detríticos formados por areniscas, cuarcitas y niveles de pizarras.

Bajo el punto de vista paleogeográfico marcan la culminación de un ciclo regresivo y el inicio de otro transgresivo que entraría ya dentro del ciclo carbonífero.

COMTE (1936c) distinguió, por encima de las Calizas de Portilla, tres formaciones, que de muro a techo son: Nocedo, Fueyo y Ermita.

A pesar de que en lugares puntuales se puede diferenciar Nocedo y Ermita (Fueyo no se ha detectado), no se ha hecho extensivo al resto de la Hoja, por la dificultad que ello representa; se han cartografiado todo el conjunto de materiales antes descritos con el nombre genérico de Areniscas del Devónico

Superior; sin que por ello se omitan tanto descripciones, como referencias a las formaciones englobadas.

La sucesión más completa se ha obtenido en el flanco E del sinclinal de Vega de los Viejos, que presenta de muro a techo:

— 83 m. de alternancia de areniscas beige, marrones y rojizas descalcificadas, con porosidad móldica y estratificación cruzada con bancos de cuarcitas beige y blancas. El conjunto correspondería a la formación Nocedo.

— 158 m. de cuarcitas blancas con bancos de microconglomerados en la base, a veces rojizas, ferruginosas, que presentan localmente delgados niveles de pizarras verdosas. Se aprecia sedimentación grabada y estratificación cruzada. Corresponden a la formación Ermita.

En total tienen una potencia de 241 m., pero en el flanco O del mismo sinclinal el espesor es superior a los 500 m.; por el contrario hacia el E se han medido 159 m. en la zona de La Cueta y en la terminación del sinclinal de Los Lagos de Saliencia (Hoja de Pola de Somiedo) llega a tener 1 m.

Este adelgazamiento de O a E, ya comentado con anterioridad, se hace muy acusado en esta etapa final del Devónico, y ha sido observado de una manera regional en numerosos trabajos. JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ (1968) incluyen en su trabajo un esquema con las isopacas de las Areniscas del Devónico Superior.

Hacia el O la sucesión se presenta completa, mientras que hacia el NE estarían sólo los niveles más altos, que corresponderían a los materiales transgresivos de La Ermita, con lo cual existiría una laguna estratigráfica entre Nocedo y Ermita; ésta se hace más acusada en dicha dirección, poniéndose en contacto sucesivamente con materiales más antiguos de la serie paleozoica. Los tramos que faltan (si llegaron a depositarse) fueron desmantelados por la erosión anterior al depósito de la formación Ermita.

La fauna es escasa, se han recogido en los cortes Braquiópodos, Crinoides y Corales, entre los que cabe citar: *Aponsiella ex gr. bellicoci*, tomada en la parte alta de Nocedo, que indicaría el Frasnense Superior. Dataciones efectuadas por diversos autores en la formación Ermita, apuntan hacia el Fameniense alto, y dado que el techo de esta formación es concordante con la F. Alba (Carbonífero Inferior) se prefiere seguir el criterio más generalizado de suponer que el límite del Fameniense está al techo de dicha formación. Las Areniscas del Devónico Superior tendrían pues una edad que abarcaría a parte del Frasnense y al Fameniense.

2.3.5. Carbonífero

Los materiales de esta edad, se pueden agrupar en dos conjuntos:

El primero comprende al Carbonífero Inferior, Namuriense y parte del Westfaliense y constituyen la parte más alta de la sucesión más o menos continua que abarca desde el Cámbrico Inferior hasta el Westfaliense. Sus afloramientos constituyen el núcleo del sinclinal de Vega de los Viejos y comprende las formaciones Alba, Caliza de Montaña y San Emiliano.

El segundo conjunto lo forman materiales del Estefaniense B-C que se encuentra discordante sobre el resto de las series.

3.3.5.1. Formación Alba (H₁₁₋₁^{A-Ba})

Se presenta en toda la Zona Cantábrica de una forma muy condensada, con potencias relativamente muy pequeñas en comparación con el gran desarrollo que adquieren el resto de formaciones carboníferas superiores.

De las tres formaciones reconocidas en la Zona Cantábrica (Baleas, Vegamian y Alba) sólo la F. Alba ha sido observada dentro de los límites de la Hoja.

La formación Alba, nombre que fué propuesto por VAN GINKEL (1965) y que es comúnmente llamada «Caliza Griotte», ha conocido diversas acepciones, desde que BARROIS (1882) las denominara «Mármol Griotte», COMTE (1959) «Griotte de Puente Alba» y WAGNER et alt. (1971) «Formación Genicera». En las Hojas 1:50.000 de la región que vienen publicándose últimamente, se sigue el nombre de Formación Alba, por lo que se cree oportuno seguir con esta acepción.

Litológicamente está formada por facies de tipo «caliza griotte», son calizas nodulosas rosadas o rojas, a veces grises, muy características y que constituyen un nivel guía excelente.

En general posee una parte inferior de calizas nodulosas rojas; una media de pizarras rojas y radiolaritas y otra superior también de calizas nodulosas rojas con intercalaciones de pizarras rojas y que hacia el techo van pasando a calizas grises o rosadas, que marcan el tránsito a la formación superior (Caliza de Montaña). Su edad ha sido establecida en numerosos puntos de la Z. C. tanto por Conodontos como por Goniatitidos y corresponde esencialmente al Viseiense. En el nivel inferior de calizas nodulosas rojas, se han encontrado en numerosas localidades Conodontos de la zona de *Anchoralis* (ADRICHEN BOOGAERT, 1967) y en la parte alta abundan los Goniatitidos del piso de *Goniatites* (BARROIS, 1882; KULLMANN, 1962). Para una discusión a fondo sobre el tema de la edad, véase la Hoja de Boñar (TRUYOLS, J. et alt, in litt).

En consecuencia se le asigna una edad Tournaisiense a Namuriense Inferior. Su potencia en la Hoja es de 15 a 30 m., y la observación es bastante desigual pues frecuentemente se encuentra laminada.

2.3.5.2. Caliza de Montaña. Formación Barcaliente (H₁₋₁^{Ba-Bb})

En nombre de Caliza de Montaña fué empleado por primera vez, para designar a las rocas calcáreas que dominan en el paisaje del Carbonífero cantábrico, por EZQUERRA DEL BAYO (1844).

Posteriormente SCHULZ (1858) la denominó Caliza carbonífera y BARROIS (1882) subdividió este conjunto en el Mármol Griotte y la Caliza de los Cañones. Tanto este último nombre como el de Caliza de Montaña, han sido

profusamente utilizados en la literatura. BROUWER & VAN GINKEL (1964) introdujeron para la misma formación el término de Formación Escapa, pero sin establecer un estratotipo.

EVERS (1967) distinguió dentro de la Caliza de Montaña en el área del Porma y Bernesga un miembro inferior micrítico, constituido por calizas en general oscuras, de laminadas a finamente estratificadas, y un miembro superior bioesparfítico, constituido por calizas gris claro, en general masivas. En realidad ya anteriormente diversos autores habían diferenciado dos términos con caracteres parecidos. Ultimamente, WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) proponen una división de la formación en dos independientes, Formación Barcaliente y Formación Valdeteja, con estratotipos en la Hoja de Boñar.

En esta Hoja solamente aparece la primera, quedando sobre ella la Formación San Emiliano, que es un cambio lateral de facies de Valdeteja.

Así pues, la F. Barcaliente está constituida por una sucesión de unos 100-150 m. de calizas negras y grises oscuras, muy características. Su parte inferior es un paso gradual de la caliza «griotte» que termina en unos 5 m. de calizas rosadas a las que siguen las típicas calizas micríticas negras con brillo céreo, fétidas, azoicas, tableadas en estratos de 8 a 10 cm. y finalmente laminadas (1 mm. de espesor).

Su edad viene definida por los datos de las formaciones infra y suprayacentes. Por debajo se encuentran las faunas viseienses de la «caliza griotte» y unas pocas faunas ya namurienses de la zona de tránsito o de la parte más baja de la formación. Por encima, se han encontrado faunas de Namuriense B en varias localidades. Así pues, su edad debe considerarse como Namuriense Inferior (A y parte del B).

2.3.5.3. Formación San Emiliano (H₁₋₂) B6-B

Ocupa el núcleo del sinclinal de Vega de los Viejos, fue definida por BROUWER y VAN GINKEL (1964) en el valle del Torrestío. La serie consta de una potente sucesión de areniscas, conglomerados, pizarras y algunos niveles de calizas en la base. En la parte superior, fuera de la Hoja, existen capas de carbón.

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera de Vega de los Viejos al Puente de Las Palomas.

A escala regional, existe un cambio lateral de facies entre las calizas de Valdeteja y San Emiliano; sin embargo en el área de la Hoja se encuentra este último directamente sobre Barcaliente.

Existe una transición gradual desde la formación inferior. Así, hacia el techo, las calizas de Barcaliente poseen colores más claros y comienzan a aparecer nivelillos de pizarras, que progresivamente van aumentando de espesor, areniscas y niveles de conglomerados.

En la parte inferior hay numerosos niveles de 1 a 3 cm., aunque los hay de hasta 20 m., de calizas micríticas gris-oscuras, entre pizarras y lutitas arenosas y micáceas.

A partir de los 150-200 m. los niveles calcáreos y el predominio pizarroso desaparecen y la serie se vuelve predominantemente areniscosa con intercalaciones de pizarras y conglomerados.

Los conglomerados según VAN DEN BOSCH (1969) poseen una base erosiva (paleocanales) y hacia el techo pasan a areniscas.

Las areniscas son groseras, a veces microconglomeráticas en niveles de 1,5 a 2 m., muy impuras, con cantos de cuarzo bien redondeados y fragmentos de pizarra angulosos y de mayor tamaño; la matriz es arcilloso-limosa. En el muro de los estratos se observan numerosos restos de plantas flotadas, así como «cantos blandos» y nódulos limolíticos, y en su interior laminaciones pizarrosas de tipo «flaser». También son frecuentes los «slumps» y estratificaciones gradadas. Los niveles calizos de la base suelen contener Foraminíferos, Algas, Corales y Braquiópodos. La potencia del afloramiento es del orden de 400-500 m.

El depósito es propio de un área inestable, sometida a fuerte subsidencia, que dió lugar a un rápido acumulo de sedimentos mal seleccionados e inmaduros, existieron intervalos más tranquilos en los que se depositaron materiales propios de una sedimentación lenta. La mayor parte fue en aguas someras. Según VAN DEN BOSCH (1969), las medidas efectuadas en los paleocanales indican un área fuente situada al SSO y relativamente cerca.

Para la edad hay que remitirse a datos en áreas próximas, en la Hoja sólo se ha encontrado flora inclasificable; según diferentes autores (BROWER y VAN GINKEL, 1964; RACZ, 1964; VAN GINKEL, 1965; WINCLER PRINS, 1968, etc.) la edad es Namuriense B-Westfaliense A.

2.3.5.4. *Estefaniense* (H^{B-B}_{33-cg}, H^{B-B}₃₃₋₃₄)

Aflora a lo largo de una estrecha banda que de O a E cruza toda la Hoja, constituyendo la cuenca de Villablino. Se apoya discordantemente tanto sobre materiales precámbricos como paleozoicos de una y otra zona (Cantábrica y Asturoccidental-leonesa) y está formado por una serie detrítica de carácter postectónico.

Aparte de pliegues menores, en el área de Villaseca, constituye un gran sinclinal asimétrico orientado EO con el flanco N buzando una media de 40-45° hacia el S y el flanco S invertido en gran parte de la falla de Villablino.

Una diferencia importante respecto a otras cuencas próximas (Carballo, etc.) es la ausencia de un conglomerado basal, pues aunque existe un nivel separado en cartografía (H₃₃₋₃₄), no posee el significado genético de conglomerado basal.

Se trata de una brecha, poco potente y no siempre continua, su máxima potencia es de unos 50 m., constituida por bloques de hasta varios metros

de los materiales subyacentes puntuales (cuarcitas, cuando se apoya sobre la Formación Barrios o el Devónico Superior; pizarras si es sobre el Precámbrico, etc.); existen pocos afloramientos, ya que como se ha indicado no es continua, alcanzando como máxima extensión lateral de 100 a 150 m. Se observa muy bien en la carretera de Villaseca al Puente de las Palomas, donde a las areniscas del Devónico Superior buzando al NE, se le superpone un tramo de unos 30 m. de espesor, buzando hacia el SO, constituido por bloques heterométricos (hasta una decena de m.) de las mismas areniscas infrayacentes, algunos conservan incluso su primitiva estratificación, en una masa brechificada del mismo material. Este nivel contrasta fuertemente con la serie suprayacente (muy seleccionada) y puede interpretarse como el resultado de una gran inestabilidad tectónica que dió lugar a desplomes y al inicio de la formación de una cubeta en la que se depositó el resto de la serie ya de una forma más tranquila y continua. Sobre estas brechas, cuando existen, se apoya el conjunto de la formación (H33-34) que está constituida por una serie de ciclotemas formados por areniscas de color gris, areniscas arcillosas, pizarras arenosas de color verdoso, y pizarras negras que hacia el techo se van haciendo carbonosas y pasan a capas de carbón; a veces existen niveles de conglomerados en la base de los ciclos, pero siempre de poco espesor (40-50 cm.). En general los ciclotemas se hacen más incompletos hacia el techo de la formación.

Los conglomerados están constituidos por cantos bien redondeados, centimétricos, de cuarzo, areniscas y pizarra en una matriz silícea. El tamaño de los cantos decrece hacia el techo de la serie. Se observan bastantes niveles en la parte O (área de Cerredo), sin embargo al E apenas existen y siempre con reducida extensión lateral, comenzando los ciclos con areniscas. Solamente en la carretera del puerto de Leitariegos, al N del puente de Las Condiás, existe un nivel bastante continuo de unos 5 m. de espesor, formado por cantos de cuarzo y de chert, bien redondeados y de mayor tamaño, 5 a 8 cm., y por fin otros de areniscas, pizarras e incluso de carbón, procedentes de términos inferiores de la misma formación, menos redondeados todavía y de mayor tamaño; todo ello en una matriz silícea. Esto indica que existieron una serie de pulsaciones (tectónicas) que dieron lugar a elevaciones de ciertas áreas, produciéndose una erosión parcial de los materiales ya depositados.

Las areniscas son litarenitas, sublitarenitas, subarcosas y cuarzoarenitas; existe mayor riqueza en cuarzo cuando están sobre conglomerados; su cemento son óxidos de hierro y cloritas, en el borde oriental es calcáreo como consecuencia del lavado de las calizas preestefanienses. Poseen estructuras sedimentarias erosivas como son estratificación cruzada, «ripple marks», laminación cruzada y más raramente granoselección; en el muro de los estratos arenosos se encuentran entrecruzados numerosos troncos vegetales transportados.

Las capas de carbón tienen potencia variable, desde 0,40 a 2 m., alcanzando en casos excepcionales los 3 m.

VAN DEN BOSCH (1969) cita en dos afloramientos, por encima de capas de carbón unas pizarras calcáreas con lamelibranchios.

Los ciclotemas aparecen a lo largo de toda la serie, a veces los niveles terminales están parcial o totalmente erosionados por los basales areniscosos siguientes.

En el río San Miguel, cerca de la base, aparecen varios «sills» de pórfidos leucocráticos, algunos alcanzan hasta 30 m. de espesor y son perfectamente concordantes con la serie. Producen un metamorfismo térmico en los niveles encajantes (transforman el carbón en antracita e incluso en coque natural).

La potencia total de la serie, aunque difícil de calcular y con variaciones de unos lugares a otros, oscila entre 2.500 y 3.000 m., alcanzando su máximo espesor en el flanco S del sinclinal debido al movimiento sinsedimentario de la falla de Villablino.

Aunque no existe una correlación precisa entre los diferentes niveles a lo largo de la cuenca, parece ser que las capas más bajas de carbón que se explotan en el área de Cerredo (al O) corresponden a las más altas de zonas situadas más al E (Orallo); según este esquema, existe un rejuvenecimiento de la cuenca hacia el O (figura 3).

En cuanto al medio de depósito, la abundancia de fósiles continentales, presencia de carbón y estructuras sedimentarias indican un medio predominantemente continental. Así pues se trataría de un medio palustre desarrollado sobre un área tectónicamente activa, con la presencia de importantes sistemas de canales fluviales, llanuras de inundación y pantanos, y con una o dos transgresiones marinas a lo largo de su historia.

Además de numerosa flora fósil, HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y A. (1947) citan fósiles marinos y de agua salobre: *Lingula*, *Posidoniella* y *Nauti-loideos*.

La flora es muy abundante, encontrándonos buenos ejemplares tanto en las capas de carbón, como en los materiales detríticos, entre ellos: *Odontopteris brardi* Brongniart, *Neuropteris* cf. *praedentata* Gothan, *Callipteridium zeilleri* Wagner, *Fasciopsis* sp., *Pecopteris ameromi* Sockman & Williere, *Sphenophyllum oblongifolium* Wagner, *Pecopteris robustissima* Wagner (con *Asterotheca*), *Alethopteris pennsylvanica* Lesquereux, *Alethopteris zeilleri* Ragot (probablemente la primera es simplemente una forma de esta última), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim) Barthel, *Polymorphopteris* sp., ¿*Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart) Wagner?, *Polymorphopteris subelegans* (Potonié) Wagner, *Annularia stellata* (von Schlotheim) Wood, *Calamostachys tuberculata* (Sternberg) Weiss, *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux, *Stigmaria*, *Alethopteris leonensis* Wagner, *Polymorphopteris villablinois* Wagner, *Pecopteris* sp. *Sphenophyllum longifolium* Germar, que definen una edad Estefaniense B alto-Estefaniense C. Ha sido clasificada por R. H. Wagner (Univ. de Sheffield, Inglaterra).

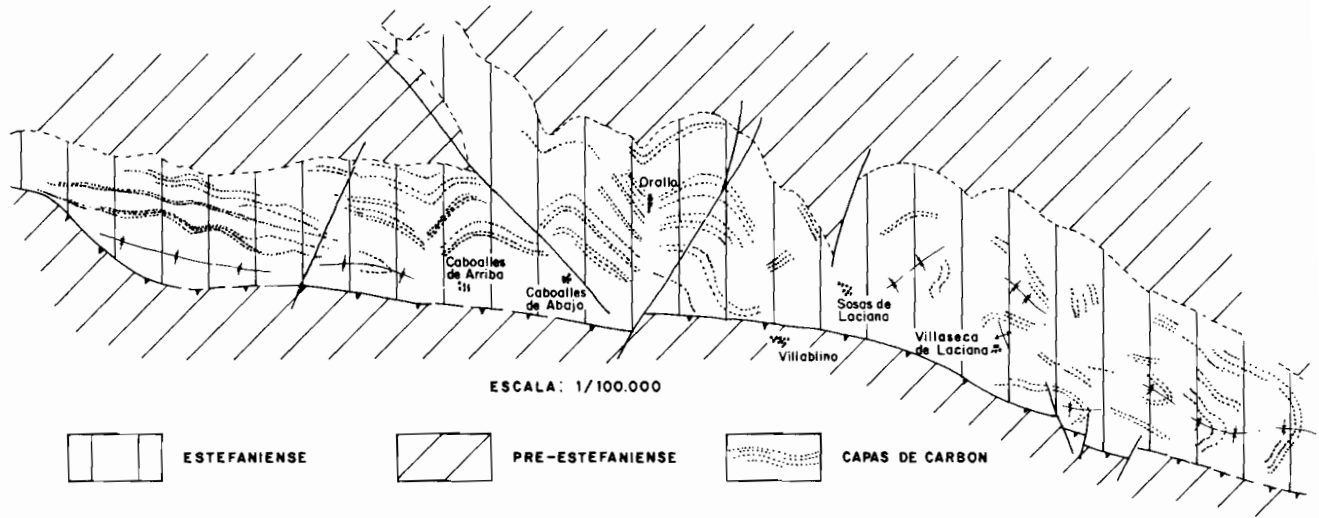


Figura núm. 3.

2.4. Terciario

Aflora en dos pequeños retazos, uno sobre el Estefaniense al norte de Robles de Lacia y otro en el ángulo suroccidental, el primero está constituido por unas areniscas micáceas de grano grueso (T_{C1}^B) de color rojizo-anaranjado y margas arenosas blanquecinas. VAN DEN BOSCH por analogía con el Terciario de la cuenca de Riello le asigna una edad Mioceno sin mayor precisión.

El segundo afloramiento ($T_2^B-Q_1$) está constituido por niveles de conglomerados de cantos cuarcíticos y color blanco y arenas sueltas groseras. Dado lo reducido del afloramiento, y por comparación con materiales semejantes en áreas adyacentes deben tratarse de depósitos de tipo continental que podrían atribuirse al Pliocuaternario.

2.5. Cuaternario

Se han separado varios tipos de depósitos cuaternarios. Dejando aparte los suelos y otros indiferenciados (Q_2), pueden distinguirse fundamentalmente dos tipos genéticamente diferenciados, son los de origen glaciar y los de origen fluvial.

Los primeros, derivados del glaciarismo pleistoceno que afectó a esta parte de la Cordillera Cantábrica (STICKEL, 1929; LLOPIS LLADO, 1954), son una serie de morrenas (Q_1 MG) constituidas por bloques heterométricos en una matriz arenoso-arcillosa, situados en los alrededores de Piedrafita de Babia. Existen otros muchos depósitos distribuidos por toda la Hoja, que aunque de origen glaciar han sido posteriormente removilizados y redepositados por corrientes de agua, pero conservan en gran parte su estructura primitiva, son los denominados fluvioglaciares (Q_1 FG).

Entre los depósitos de origen fluvial, se han separado terrazas (Q_1 T), conos de deyección (Q_2 Cd), derrubio de ladera (Q_2 L) y depósitos aluviales (Q_2 Al) y eluviales (Q_2 E).

Los aluviales (Q_2 Al) son de poca extensión superficial, presentan cantos de tamaño relativamente elevado y en general están poco rodados y calibrados, en la mayoría de los casos son en realidad el último nivel de terraza, ya que el cauce del río suele estar más encajado y con afloramientos precámbricos o paleozoicos. Este encajamiento ha dado lugar a diferentes niveles de terrazas (Q_1 T) en Palacios del Sil, también en Rioscuro y Villaseca de Lacia.

Otro tipo diferenciado son los coluviones, derrubios de ladera y canchales de cuarcita (Q_2 L), están dispersos por toda la Hoja, aunque son especialmente abundantes sobre los afloramientos de cuarcitas. Se sitúan en las fuertes pendientes de los valles, recubriendo las paredes de los valles glaciares, y sobre los taludes de los circos, tienen gran angulosidad y el calibrado es proporcional a la cota. Están constituidos por fragmentos de los materiales

rocosos sobre los que se instalan, en este sentido hay que destacar los canchales exclusivamente cuarcíticos en la Serie de los Cabos.

En los valles de Salientes y del Sil, existen unos conos de deyección (Q₂ Cd) muy espectaculares, cuya formación se ve favorecida por los fuertes desniveles y por avenidas torrenciales; actualmente algunos se encuentran colgados (Salientes, Cuevas del Sil) por la fuerte acción erosiva del cauce.

Por último en valles muy planos de áreas topográficamente elevadas (Campo de la Mora, Campo de la Vega) se originan depósitos eluviales (Q₂ E) y turberas constituídas por arcillas negras y materia orgánica (humus).

3. TECTONICA

Como ya se ha indicado, existen tres conjuntos litoestratigráficos (Precámbrico, Paleozoico preEstefaniense y Estefaniense) separados por dos discordancias que poseen un significado muy diferente, pues mientras una separa series afectadas por dos etapas orogénicas independientes y muy distantes en el tiempo, la otra separa unos materiales fuertemente deformados por la orogenia hercínica de otros ya esencialmente posttectónicos, pero ligados todavía al mismo ciclo.

Así pues existe una deformación prehercínica que afecta al Precámbrico y otra hercínica que es la verdaderamente responsable de las estructuras actuales de la cadena montañosa. Se superpone a la anterior, borrando prácticamente sus efectos, es más intensa y determina la sedimentación del Estefaniense plegándolo todavía en sus últimos movimientos.

3.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Las estructuras mayores se reconocen fácilmente en el esquema tectónico. Destaca en primer lugar el amplio afloramiento de Precámbrico que ocupa toda la parte central y suroriental de la Hoja, aunque a grandes rasgos constituye un antiforme, su estructura interna es muy difícil de establecer debido a su monotonía y a las dos orogenias sufridas. En áreas inmediatamente al E, en Villabandín, PEREZ-ESTAUN (1975) cita varias superficies de cabalgamiento hercínicas que le afectan, éstas han sido plegadas posteriormente y a su vez deforman estructuras anteriores dando lugar a ventanas tectónicas; posiblemente alguna de estas superficies afecten al área de la Hoja, y así se ha interpretado la aparición de la Formación Herrería que aflora al E de Rioscuro, la localización de este cabalgamiento es dudosa, pues estas superficies posteriormente han sufrido rejuegos que disimulan su importancia.

Así pues la estructura del antiforme es compleja, pudiendo existir uno o varios cabalgamientos dirigidos hacia la Zona Cantábrica; según el autor citado anteriormente; apoya también esta idea la gran diferencia que hay entre las series del Paleozoico Inferior a un lado y otro del antiforme; también puede así interpretarse la marcada diferencia existente en el desarrollo de la esquistosidad y metamorfismo entre la parte central y suroccidental y la situada al N del Estefaniense. Estos hechos pueden ser debidos a un acercamiento tectónico importante de áreas precámbricas alejadas.

En el flanco SO del antiforme, en la Zona Asturoccidental-Leonesa, los materiales que han sido afectados por una deformación hercínica intensa, constituyen a grandes rasgos una potente y monótona sucesión monoclinial de dirección NO-SE y buzando 60-90° hacia el S. La estructura megascópica más destacable es el cabalgamiento que repite la parte superior de la serie de los Cabos (en el Arroyo de Pedroso existe una falsa imagen de anticlinal, por deslizamiento de las capas de la ladera N hacia el S). Esta gran simplicidad del flanco SO, es debido al gran afloramiento de serie de los Cabos, constituida por materiales de elevada competencia, solamente en las zonas con intercalaciones pizarrosas se han observado algunos pliegues apretados, muy asimétricos y que siguen la dirección general de la serie. Las Pizarras de Luarca no permiten reconstruir adecuadamente su estructura debido a su naturaleza, no obstante a escala mesoscópica existen pliegues laxos cuyo plano axial coincide con la esquistosidad principal (S₁) de la zona (fig. 2).

Las estructuras del ángulo NE, correspondientes a la Zona Cantábrica, originados en un nivel estructural superior, sin metamorfismo ni esquistosidad, son pliegues abiertos, de dirección NO-SE, correspondientes al plegamiento «longitudinal» de la «Región de Pligues y Mantos» (JULIVERT, 1967); entre ellos cabe destacar el sinclinal de Vega de los Viejos y el anticlinal de Cacabillo.

Por último, el Estefaniense aparte de pliegues menores en el área de Sosas-Villaseca, constituye un gran sinclinal asimétrico, orientado O-E, con el flanco N normal y el S invertido, y descansando sobre él los materiales cámbricos y precámbricos.

Existe una importante red de fracturas, que afectan al Estefaniense y representan acontecimientos posteriores en la historia estructural del área.

3.2. DEFORMACIONES ANTEHERCINICAS

La discordancia angular en la base del Cámbrico, denota la existencia de una fase de plegamiento anterior al depósito de éste (precámbrica) su intensidad, naturaleza y dirección son difíciles de precisar debido a las deformaciones hercínicas posteriores.

La discordancia es claramente visible en todo el borde NE del antiforme donde las direcciones forman un ángulo cercano a 90°, en el río Sosas, el Precámbrico es N-S y subvertical, y sobre él el Cámbrico posee una dirección ENE-OSO buzando suavemente al NE.

En el borde interno (SO) la discordancia es más difícil de observar debido a la mayor intensidad de la siguiente orogénesis, no obstante MATTE (1968) comprobó este hecho realizando un estudio de las lineaciones de intersección S_0/S_1 en los materiales precámbricos y cámbricos, así mientras en los primeros son próximas a la vertical y con gran dispersión, en el Cámbrico son subhorizontales. En la realización de la Hoja se han observado pliegues métricos subverticales en el Precámbrico, uno de ellos con geometría cilíndrica (fig. 4) posee una dirección axial $N 80^\circ E$ buzando 70° al O.



Carretera Ponferrada-Villablino (Km. 38,5)

Figura núm. 4.

Los pliegues precámbricos son de gran radio, sin esquistosidad, ni metamorfismo, ya que en el flanco oriental ni siquiera existe metamorfismo y la esquistosidad que lo afecta es la misma del Cámbrico; por otra parte todos los pliegues observados admiten a la S_1 hercínica como plano axial, no habiendo ningún caso en que sean atravesados por ella. PEREZ-ESTAUN (1975) describe en un sector próximo (La Urz) pliegues hercínicos desarrollados en materiales precámbricos con polaridad estratigráfica invertida, esto hace pensar en grandes pliegues anteriores como un flanco invertido.

No se conoce ninguna otra etapa orogénica hasta llegar al Carbonífero Superior, aunque si existieron movimientos de tipo epirogénico que determinaron en algunas áreas de la Zona Cantábrica la ausencia de Ordovícico Medio y Superior.

3.3. DEFORMACIONES HERCINICAS

La orogenia hercínica pliega el Precámbrico y el Paleozoico de ambas Zonas, con intensidad y estilo diferentes en cada una de ellas. El Precámbrico que extratigrafiicamente las separaba; desde el punto de vista tectónico, se incluye en la Asturoccidental-leonesa por sus afinidades con ella, por lo menos el situado al S del Estefaniense.

Seguidamente pasamos a describir las deformaciones en cada una de ellas para posteriormente realizar una síntesis.

3.3.1. Zona Asturoccidental-Leonesa

La tectónica de la Zona AO-L es bien conocida gracia a los datos aportados, entre otros, por MATTE (1968), MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975). Se ha llegado a establecer un esquema válido para toda la Zona según el cual las estructuras son el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación con un metamorfismo regional de bajo grado sincinemático con la primera fase y otro local tardi o postcinemático. En la Hoja existen estructuras de las tres fases, pero para su mejor comprensión se hará referencia a los conocimientos regionales.

La 1ª fase da lugar a un plegamiento penetrativo a todas las escalas, es vergente hacia las zonas internas del arco, que en la Hoja es al NE, aunque en la actualidad está subvertical debido a que están deformadas por las fases posteriores. Regionalmente se deduce por las figuras de interferencia, la posición inicial del plano axial; así, mientras en las zonas internas de la cordillera (es decir, hacia la Zona Galaico-Castellana) son pliegues isoclinales con plano axial subhorizontal y vergencia hacia las zonas internas del arco, hacia las zonas externas el plano axial se verticaliza y aparecen pliegues asimétricos con mayor desarrollo del flanco normal que el invertido. La Hoja se halla situada en una posición intermedia, los pliegues que aquí aparecen, suelen ser de los dos tipos.

Su geometría se observa bien a escala mesoscópica donde existen alternancias de cuarcitas y pizarras (Precámbrico, Serie de los Cabos), se trata de pliegues con charnela cilíndrica, isoclinales y a veces asimétricos, muy apretados, de tipo similar, entre las clases 1C y 2 de Ramsay según la litología; en las pizarras de Luarca se ha observado un pliegue de la clase 1B, es decir, de flancos paralelos, pero esto no es habitual. Van acompañados de una esquistosidad de flujo (S_1) paralela al plano axial, cuya relación con la estratificación (S_0) se observa perfectamente cuando hay alternancias de capas de distinta competencia (en las sucesiones pizarrosas es la única anisotropía, manifestándose esporádicamente la S_0 en la refracción de S_1 causada por ligeras diferencias de tamaño de grano). Existe un metamorfismo sincinemático que en los tramos pelíticos da lugar a una total orientación de los cristales, con desarrollo de halos de presión rellenos de cuarzo en los minerales preexistentes. En las cuarcitas la total recristalización del cuarzo no deja

ver superficies de esquistosidad, manifestándose por la orientación de los cristales neoformados.

Así mismo se observa una alineación subhorizontal marcada por los halos de presión, deformación de los cubos de piritita, etc. que señala la dirección de máxima elongación de la esquistosidad, esta alineación es subparalela a los ejes axiales de los pliegues. En las laminaciones finas de la Serie de los Cabos, se ven fenómenos de transposición, pero no es una estructura frecuente.

La 2ª fase, origina fundamentalmente, cabalgamientos de evergadura, con desarrollo de estructuras menores localizadas en algunos tramos poco competentes próximos al cabalgamiento. A este tipo de estructuras pertenece el cabalgamiento que repite parte de la Serie de los Cabos que se extiende a lo largo de un centenar de km., desde la costa asturiana donde MARCOS (1973) lo denominó de Montefurado hasta la Hoja de Noceda; su superficie es paralela a la estratificación y en general a las estructuras de la 1ª fase. Este paralelismo es general en todos los cabalgamientos originados en esta fase, aunque a veces se pueden observar pliegues cortados por ellos. También los cabalgamientos en el Precámbrico son de esta fase.

La superficie de cabalgamiento actualmente verticalizada, como sucedía con la S₁, se debe a la 3ª fase, pues su disposición original debía ser mucho más tendida.

La 3ª fase, repliega las estructuras originadas en las fases anteriores y es la responsable de la estructura general del área. A escala regional son grandes pliegues, muy laxos y de plano axial subvertical o vergente al S, en la Hoja existe uno de gran importancia y evergadura como es el antiforme del Nárcea, responsable de la verticalización de la Zona Asturoccidental-leonesa; al S ya fuera de la Hoja, se encuentra el gran sinclinorio con núcleo silúrico llamado de Vega, en el que la S₁ se aproxima a la horizontal y forma pliegues muy suaves. Todo el área SO de la Hoja constituye el flanco entre un pliegue y otro.

Va acompañada esta fase por varias estructuras menores observables a escala de afloramiento, unos son pliegues decimétricos con ejes paralelos a la crenulación desarrollados, sobre todo en pizarras, a menudo son de tipo «chevrón» con flancos rectos y charnelas agudas, en las que a veces aparece una superficie de discontinuidad en el plano axial y en la vertical pasan a ser Kink-bands.

La estructura de menor escala es la crenulación observada en los materiales detríticos finos, con anisotropía planar muy penetrativa, según PEREZ-ES-TAUN (1975) la distribución de las distintas estructuras menores regionalmente se da a lo largo de bandas longitudinales paralelas a las grandes estructuras. Al microscopio la crenulación es de varios tipos: micropliegues con una longitud de onda muy constante, cuyas charnelas marcan la alineación visible en el campo; crenulación con fracturación en los flancos de los micropliegues y orientación de las micas según las superficies de discontinuidad; y la más frecuente es de tipo Kink con formación de «tectonic-banding» y

compresión con rotación y fracturación de las micas entre las bandas, que suelen ser irregulares.

Normalmente, las estructuras mayores originadas en esta fase son asimétricas, dando lugar a zonas en donde S_1 es vertical y en otras horizontal, localizándose las estructuras menores casi exclusivamente donde la esquistosidad es próxima a la horizontal, este hecho hace que no sean frecuentes en la Hoja.

Por último existen otras estructuras poco penetrativas y de escasa incidencia en la cartografía que se consideran tardihercínicas, entre ellas hay que citar los Kink-band de plano horizontal, frecuentes en el Precámbrico y cuyo origen es difícil de explicar, ya que se necesita una máxima compresión en la vertical; MATTE (1968), indica que puede deberse a materiales más modernos actualmente erosionados, sin embargo, parece más probable la hipótesis de que se trate de empujes verticales del sustrato.

3.3.2. Zona Cantábrica

Aunque del área de la Hoja pocas conclusiones se pueden obtener (no existe más que un sistema simple de pliegues) nos referiremos a zonas adyacentes y datos regionales para realizar una síntesis de la deformación.

Dentro de la Z. C., la Región de Pliegues y Mantos en la que se encuentra el área, se caracteriza por la existencia de tres fases o etapas mayores de plegamiento.

La 1ª fase, da lugar a una serie de escamas y cabalgamientos vergentes hacia las partes externas de la cadena y posteriormente deformados por dos sistemas de pliegues.

El despegue general de la cobertera paleozoica, se produce al nivel de la formación Láncara, que se desliza sobre el sustrato, rompiéndose en varias escamas o cabalgamientos subsidiarios. Sus características son análogas a las descritas en las Apalaches Meridionales, Montañas Rocosas, Alpes Helvéticos y Jura que se pueden resumir en que el ascenso de la superficie de despegue no se realiza de un modo continuo, sino que sigue una trayectoria «en escalera», coincidiendo con zonas de capas competentes e incompetentes. Este mecanismo origina zonas con o sin duplicación de la serie estratigráfica, lo que causa la formación de anticlinales sobre las zonas de rampa y sinclinales en las áreas planas. Estos pliegues ejercen un fuerte control en la localización del plegamiento posterior. La superficie de cabalgamiento puede cambiar de posición estratigráfica lateralmente, tanto respecto a la lámina cabalgante, como a su autóctono relativo.

La 2.ª fase, origina un sistema de pliegues «longitudinales» que se disponen paralelamente a los frentes de los mantos. Como ya se ha indicado, su posición y desarrollo, pueden venir condicionados por la geometría de las superficies de cabalgamiento. Suelen ser asimétricos, vergentes al NE y de magnitud variable, de escala métrica a kilométrica.

La 3.ª fase, da origen a los pliegues «transversales» o «radiales» que se disponen sensiblemente perpendiculares a las estructuras anteriores. Originan domos y cubetas, así como cabeceos en los ejes de los «longitudinales»; menos marcados que ellos, regionalmente dan lugar a una estructura de pliegues entrecruzados (cross folding).

En la Hoja, está escasamente representada la Z.C., por lo que no aparecen todas las estructuras descritas, solamente los pliegues «longitudinales» están bien representados entre los que cabe destacar los del área de Muxivén, el sinclinal de Vega de los Viejos y el anticlinal de Cacabillo.

3.4. EVOLUCION TECTONICA CONJUNTA DEL AREA

Las fases de una y otra Zona no son correlacionables en el orden aquí descrito, pues la 2.ª de la Z. AO-L, corresponde a la 1.ª de la Z.C.

Así pues en conjunto la evolución es la siguiente:

La 1.ª fase hercínica, que en la Z.AO-L, origina pliegues acostados o muy vergentes al NE, acompañados de una esquistosidad de flujo; hacia el NE va aminorándose y no se manifiesta ya en la Z.C.; ya que en ésta, no se encuentra deformación importante anterior al emplazamiento de los mantos.

La 2.ª fase, sí que es común a ambos, es la responsable de los cabalgamientos dirigidos hacia las zonas externas de la cadena o internas del «arco astúrico».

La 3.ª fase general, es la 3.ª también de la Z.AO-L, y la 2.ª de la Z.C.; da lugar allí a los pliegues laxos y subverticales (antiforme del Nárcea) y en la Cantábrica a los «longitudinales».

La última fase de la Z.C. (pliegues transversales) va disminuyendo de intensidad hacia las partes internas de la cordillera, no afectando prácticamente a la Z.AO-L.

Posteriormente se producen fracturas que pueden considerarse tardí o post-hercínicas, las más antiguas controlan la sedimentación del Estefaniense, aunque no hay que descartar que alguna de ellas (falla de Villablino) sea rejuego de los cabalgamientos anteriores. Se trata de fallas subverticales, la de Villablino posee un salto en vertical de 1.500 a 2.000 m., y aparte de ésta y otras que son sensiblemente E-O. Se pueden distinguir a grandes rasgos en la cartografía dos lotes, uno de dirección NO-SE y otro NE-SO.

En cuanto a la Orogenia Alpina, se carece de sedimentos representativos, no obstante en áreas próximas los materiales terciarios están afectados por una tectónica de fracturas, muchas de ellas heredadas también de la etapa anterior.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica se inicia en el Precámbrico, sobre este sistema sólo puede decirse, por el momento, que está representado por depósitos terrígenos con características turbidíticas distales, su depósito debió efectuarse en condiciones inestables y no demasiado lejos de un área emergida, que podría situarse más al O, en Galicia, donde el Precámbrico es más antiguo. Según MATTE (1968) las rocas precámbricas gallegas fueron plegadas en una etapa anterior, siendo las de este área el producto de la erosión de aquellas. Posteriormente sufrieron una deformación que dió lugar, al parecer, a pliegues de gran radio sin esquistosidad ni metamorfismo. Al iniciarse el Paleozóico, estos materiales constituían una región emergida y peneplanizada sobre la que se produjo la transgresión cámbrica.

El Cámbrico Inferior está representado por una secuencia transgresiva marina, de aguas poco profundas con influencias continentales. Al techo del primer ciclo basal en un momento de baja energía aparece un nivel evaporítico, relacionado probablemente con un clima árido, que está bien representado a escala regional. Estas características paleogeográficas, se mantienen hasta el tránsito Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio, en donde aparece un nivel carbonatado (Calizas de Vegadeo y Láncara) con facies que representan una evolución desde un medio arrecifal, incluso con episodios supramareales a una zona de plataforma con series condensadas marinas someras, pero de aguas relativamente más profundas.

A partir del Cámbrico Medio se inicia la diferenciación entre ambas zonas, así mientras en la Z.AO-L. se inicia una subsidencia muy continua que da lugar a la formación de una potencia y monótona serie cuarcítica (Serie de los Cabos) durante el resto del Cámbrico y hasta el Ordovícico Inferior, a la que siguen ya otro tipo de sedimentos depositados en condiciones físico-químicos distintos durante el Ordovícico Medio (Pizarras de Luarca); en la Z.C. la subsidencia es muchísimo menor durante este período (Formaciones Oville

y Barrios) y faltan los términos correspondientes al Ordovícico Medio y el Superior.

Por otra parte existen manifestaciones volcánicas en ambas, en el Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior (Formación Oville y Serie de los Cabos).

Aunque no afloran en la Hoja, en la Z.AO-L., siguen depositándose los términos correspondientes al Ordovícico Superior, con facies turbidítica; en la Z.C. faltan como hemos dicho éste y el Medio, no pudiéndose precisar si existió una laguna o los eliminó la erosión.

La diferencia es mayor durante el Devónico y Carbonífero, ampliamente representados en la Z.C. y ausentes en la Z.AO-L., aunque parece ser debido al desmantelamiento posterior, así pues la evolución la seguiremos en la Cantábrica. Hasta el final del Devónico, ésta se comportó como una plataforma suavemente inclinada hacia el E.

A excepción de la parte inferior de Formigoso (que encierra fauna pelágica), todos los materiales corresponden a una sedimentación de plataforma, esto se puede documentar no sólo desde el punto de vista sedimentológico, sino también paleontológico, con la existencia de una fauna bentónica no profunda prácticamente en todos los niveles.

La probable existencia de un área emergida hacia el NE, señalada por numerosos autores, controló el régimen sedimentario a lo largo del Devónico. El arrasamiento del área emergida debió culminar entre el Frasnense y Fameniense, puesto que falta la formación Fueyo y los tramos más altos de Noceo. Los materiales de la F. Ermita (Fameniense Superior) manifiestan un carácter transgresivo sobre el área e inauguran el ciclo carbonífero.

El Macizo Astúrico debió desaparecer bajo la transgresión citada e inmediatamente van a cambiar las condiciones paleogeográficas como consecuencia de la orogenia hercínica.

El Carbonífero Inferior, al igual que en toda la Cantábrica, se presenta en series condensadas, con facies nodulosas y faunas pelágicas. Se detectan ligeras transgresiones y regresiones al final del Tournaisense y Viseense Inferior, que repercuten en la distribución de las formaciones; en la Hoja sólo se deposita la Formación Alba.

Durante el Namuriense, empiezan a manifestarse los síntomas precursores del ciclo orogénico herciniano, con diferenciación sedimentaria en ámbitos distintos, como son los correspondientes a las Formaciones Valdeteja (no aflora en la Hoja) y San Emiliano, correspondientes a un cambio lateral de facies.

En el Westfaliense se producen las fases importantes de la orogenia hercínica. Finalmente después de éstas pero en el mismo ciclo, se depositó el Estefaniense netamente discordante. La posterior intrusión de diques debe estar relacionada con las manifestaciones tardías, con las que se cierra la historia del ciclo herciniano.

La falta de sedimentos post-estefanienses, a excepción de pequeños retazos terciarios y cuaternarios, impide continuar la evolución posterior del área.

La historia más reciente es ya cuaternaria, siendo el rasgo más destacable el modelado glaciar a que fue sometida la zona.

5. PETROLOGIA

5.1. ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que aparecen en la Hoja son unos niveles de metavulcanitas ordovícicas ($\epsilon 1$) interestratificadas en la Serie de los Cabos y en las Pizarras de Luarca de la Z.AO-L. y diques ácidos (FO) concordantes en el Estefaniense.

Asímismo en la Z.C., existen episodios volcánicos y vulcanosedimentarios reconocidos regionalmente en varias formaciones, siendo de destacar los de la Formación Oville.

5.1.1. Metavulcanitas ordovícicas ($\epsilon 1$)

Aparecen varios niveles de gran continuidad lateral y escasa potencia (25-30 m.), en la parte alta de la Serie de los Cabos y en la base de las Pizarras de Luarca.

Se trata de una roca microgranuda de color verdoso concordante con la estratificación y constituida por una trama de fenocristales de plagioclasas entrecruzadas muy deformados y sausrinizados. La composición mineralógica es: plagioclasa, anfíbol (tremolita-actinolita), biotita, clorita, epidota y como accesorios esfena, apatito, cuarzo y minerales opacos. Es pues una roca subvolcánica de composición básica (diabásica), posteriormente afectada por el metamorfismo regional hercínico, que modifica las asociaciones minerales, pero no la textura originaria.

5.1.2. Diques ácidos (FO)

Se trata de pórfidos leucograníticos que han sufrido una fuerte alteración moscovítica (moscovita-sericita). Están constituidos por fenocristales de feldespato potásico y más escasos de cuarzo, rodeados por una mesostasis con

textura gráfica de Fdto. K-Q, mica blanca y sericita. Son componentes accesorios mineral de hierro y circón.

Se han cartografiado varios niveles en el río San Miguel, son concordantes con la estratificación y aparecen en la base del Estefaniense. Producen un metamorfismo térmico en las rocas encajantes y son pués de edad al menos post-estefanienses. Alcanzan una potencia máxima de 30-40 m.

5.2. METAMORFISMO

Se observan dos tipos de metamorfismo en los materiales precámbricos y paleozóicos de la Z. AO-L., uno regional, dinamo-térmico y otro de tipo térmico que se superpone al anterior en áreas más reducidas (SE de la Hoja) y da lugar al típico «mosqueo» en las pizarras.

El *metamorfismo regional* es sincinemático en sentido amplio con la esquistosidad de 1.^a fase y da lugar a una transformación de todos los sedimentos en rocas metamórficas (cuarcitas, metapelitas, metagrauvacas y mármoles).

En las calizas y dolomías ha dado lugar a una recristalización total, pasando a mármoles y mármoles cipolínicos con grandes cristales idiomórficos de calcita. En las areniscas, igual, pasando a cuarcitas con cuarzos de bordes poligonales y poiquiloblásticos; tanto los mármoles como las cuarcitas poseen textura granoblástica. En las pelitas es donde se produce mayor transformación, pasando a filitas y micaesquistos. Las vulcanitas ordovícicas sufren un metamorfismo de modo que es difícil observar su composición original.

Las paragénesis minerales, son muy monótonas y en su mayor parte constituidas por: cuarzo, moscovita, clorita; la mayor parte de estos minerales son de neoformación, sintectónicos, y marcan la esquistosidad de flujo regional (S_1), estando afectados por la crenulación posterior de 3.^a fase. La clorita aparece también en grandes blastos con colas de presión rellenas de cuarzo, lo que parece indicar que el metamorfismo abarca un período más amplio que la deformación, iniciándose antes que ésta. La plagioclasa sódica es muy abundante, pero aparece tectonizada y con colas de presión, por lo que existen dudas, de si es un producto del metamorfismo o estaba presente en la roca original. También como minerales primarios, aunque en menor proporción, están los minerales pesados como circón, apatito, turmalina, menas metálicas (pirita sobre todo) y rutilo, éste normalmente como agregados ferruginosos muy alterados. También se han observado (en el Precámbrico) cristales de cuarzo con morfología volcánica, es decir, anteriores al metamorfismo.

En resumen, el metamorfismo regional dinamo-térmico es del tipo «grado muy bajo», en el sentido de WINKLER, sin poder precisar si alcanza al tipo «grado bajo», ya que no se ha encontrado ninguna reacción mineral que marque este límite. En este sentido hay que señalar el estudio realizado por PEREZ-ESTAUN (1975) sobre la cristalinidad de la illita en el antiforme del

Nárcea, que confirma que se trata de un metamorfismo de «esquistos verdes».

El *metamorfismo térmico*, es postcinemático respecto a las fases orogénicas principales y afecta sobre todo al Precámbrico del ángulo SE, da lugar a la aparición de micaesquistos con biotita.

Este tipo de metamorfismo se puede explicar bien por domos térmicos, lo que no es habitual en estas zonas relativamente externas del Orogeno; o bien ligado a un plutonismo posthercínico, manifestado en varios puntos de la Zona Asturoccidental-leonesa (granito de Ponferrada, Campo del Agua, etc.), este metamorfismo sería de contacto y ligado a masas ígneas no aflorantes.

La paragénesis más frecuentes encontradas son: cuarzo-clorita-moscovita-biotita, pudiéndose clasificar las rocas como micaesquistos con biotita, ésta se observa fácilmente en el campo y en lámina delgada aparece muy limpia y atravesada por venas de cuarzo y feldespato potásico bien recristalizados. Los minerales primarios son iguales que los del resto de las rocas, quizá con más plagioclasa sódica. La biotita aparece desorientada en grandes cristales poiquiloblásticos que cortan a toda la esquistosidad existente y a la crenulación, se observa a veces que crece miméticamente sobre cristales de clorita. Otro mineral con blastesis postcinemática como la biotita es la turmalina, que aparece como cristales idiomórficos, cortando la esquistosidad. Esto, unido a las venas de cuarzo-feldespato potásico, nos indica influencias hidrotermales en este metamorfismo de contacto.

En resumen, en el metamorfismo de contacto, aunque existen dudas en la aparición primera de la biotita, se puede admitir que se está en la tradicional zona de la biotita, es decir, que la asociación moscovita-biotita, indica ya que se trata de un metamorfismo de «grado bajo» (400°C aproximadamente).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

La minería metálica tiene escasa representación en esta Hoja, y no ha sido objeto de actividad reciente en ningún lugar; existen indicios en diversos puntos, al NO de Salientes de Au, donde existen pequeñas labores y registros antiguos en filones de cuarzo encajados en el Precámbrico. También en las calizas de Vegadeo existen varios indicios de cobre.

La actividad minera verdaderamente importante es la del carbón, centrada en la cuenca estefaniense de Villablino. Para su descripción se han tomado los datos de E.N.A.D.I.M.S.A.

En el área de Cerredo se encuentran las concesiones de la empresa «Hulleras de Coto Cortés, S.A.», donde existen 18 capas de carbón reconocidas, casi todas explotables y con una potencia que oscila entre 0,4 y 2 m.; las capas se agrupan en varios paquetes que de techo a muro son:

- Paquete Inesperada.
- Paquete Rosario.
- Paquete Paulina.
- Paquete Calderón.

Al E del puerto de Cerredo, las concesiones más importantes que cubren la casi totalidad del área y representan el 92 por 100 de la producción, pertenecen a «Minero-Siderúrgica de Ponferrada, S.A.»; se agrupan las capas en varios paquetes, al O de Villablino son, de techo a muro:

- Paquete María-Bolsada o María.
- Paquete Paulina.
- Paquete Calderón.
- Paquete Orallo.
- Paquete Antracitas.

Los tres últimos, a veces se engloban en uno que se denomina Calderón-Peñas o Calderón-Orallo. Al E de Villablino, se considera un paquete, el de Lumajo, aunque también se habla de otros como Brañas, Llamas y Carrasconte.

Las capas más bajas del paquete Calderón del área de Cerrredo, parecen ser equivalentes a las del paquete Paulina del O. de Villablino; según esto la parte más moderna de la cuenca, se encuentra hacia el O. como ya se ha indicado anteriormente (Fig. 3).

En el área de Villablino debido a su amplitud, «Minero-Siderúrgica, S.A.» (M.S.P.), posee actualmente varios grupos en explotación que de O. a E. son:

- Grupo Paulina, en la parte occidental, se explotan los paquetes Paulina y Calderón-Peñas, que en total comprenden 10 capas, destacando la «Ancha» con 3 m. de potencia en algunos lugares. Generalmente poseen de 0,40 a 1,05 m.
- Grupos María, Orallo y Calderón-Peñas, en la parte central (entre Caoballos de Abajo y Villablino), con los paquetes María, Paulina y Calderón-Peñas, que comprenden 25 capas, con una potencia que oscila entre 0,4 y 1,5 m.
- Grupo Lumajo, con 26 capas de un espesor entre 0,4 y 1,90 m.
- Grupo Carrasconte, al E, con 18 capas de un espesor comprendido entre 0,55 y 2,2 m.

«Hulleras de Coto Cortés, S.A.», explota las capas a cielo abierto y por labores de interior y M.S.P. únicamente por interior.

En la parte más oriental de la Hoja (zona de Babia) y por otras compañías de menor envergadura, se están llevando a cabo actualmente varias explotaciones a cielo abierto (en el campo de la Mora).

Los carbones abarcan las distintas categorías de hullas y antracitas, y van destinados a centrales térmicas, la mayor parte, y también para siderurgias y usos diversos. En 1975 se extrajeron 1.048.555 T. de hulla y 208.256 T. de antracitas.

Las reservas son del orden de 84×10^6 T. en el área de Cerrredo y 280×10^6 T. en la de Villablino.

6.2. CANTERAS

Aparte de otras de menor cuantía y aprovechadas para fines domésticos, hay que destacar las ligadas a las Calizas de Vegadeo, que se encuentran marmorizadas. Se han explotado en los alrededores de Cuevas del Sil y Tejedo del Sil y actualmente hay una en actividad en las cercanías de Cerrredo. Todas están situadas en la banda de las Calizas de Vegadeo, ya que debido al metamorfismo se han transformado en mármoles.

6.3. HIDROGEOLOGIA

Bajo este punto de vista la Hoja comprende dos áreas muy distintas. Por un lado, la parte central y occidental ocupada por el Precámbrico y la Z. AO-L.; y por otro lado, el ángulo NE ocupado por los materiales de la Z.C. La naturaleza de unos y otros juega un papel fundamental en cuanto a las aguas subterráneas, de ahí el contraste que existe entre ambas y de no ser por lo elevado de las precipitaciones las diferencias serían más acusadas.

Los materiales precámbricos están formados principalmente, por pizarras con casi nula permeabilidad. Esto se traduce en una escasa acumulación y circulación de agua subterránea.

La Zona Asturoccidental-leonesa, también está formada por materiales impermeables a excepción de las Calizas de Vegadeo, que constituyen un magnífico nivel acuífero ya que están muy carstificadas y selladas por materiales impermeables, una prueba de ello es el manantial de Cuevas del Sil. La zona NE, principalmente los terrenos devónicos y carboníferos, presentan grandes posibilidades. Las diferencias litológicas entre las formaciones, la tectónica que ha originado grandes estructuras con cientos de metros de calizas, selladas por formaciones pizarroso-arcillosas impermeables, constituyen una zona muy interesante, máximo cuando la recarga de acuíferos está asegurada. Son muy numerosos los manantiales existentes.

También el Estefaniense posee características favorables, sobre todo los niveles detríticos más groseros, que aunque estén desconectados entre sí por las numerosas capas de pizarras impermeables, la presencia de fracturas puede comunicarlos. De todos modos en conjunto no es buen acuífero, presentando los manantiales una clara influencia estacional.

El Cuaternario, como es normal, presenta condiciones litológicas favorables, no obstante tampoco son reservas importantes debido a su escaso espesor.

Finalmente las grandes fracturas o zonas de diaclasamiento más penetrativo, pueden mejorar las condiciones hidrogeológicas de los diferentes materiales.

7. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*. Criaderos de hierro de España, t. II, 1.^{er} vol., pp. 1410, Madrid.
- ADRICHEM BOOGAERT, M.A. VAN (1967).—«Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 129-192. Leiden.
- ARBOLEYA, M.L. (1973).—«Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, Año XVII, n.º 3, pp. 37-44, Oviedo.
- BALDWIN, C.T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW. Spain». *Brev. Geol. Ast.*, Año XIX, n.º 1, pp. 1-16, Oviedo.
- BALDWIN, C.T. (1977).—«The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of northwestern Spain». In CRIMES & HARPER (Eds.): Trace fossils 2. *Geol. J. Spec. Issue*, n.º 9, pp. 9-40. Liverpool.
- BALDWIN, C.T. (1978).—«A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones, NW. Spain. Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico». (Edic. Homenaje a I. Parga Pondal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, pp. 43-78.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, n.º 1, 630 pp.
- BOSCH, W.J. VAN DEN (1969).—«Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 44. Leiden.
- BROWER, A. & GINKEL, A.C. VAN (1964).—«La successión Carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)». *C.R. Sème Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère*, t. 1, pp. 307-319.

- COMTE, P. (1936a).—«Le Dévonien Inferieur du León». *C.R. séances Séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- COMTE, P. (1936b).—«Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne)». *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1936, p. 138.
- COMTE, P. (1936c).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)». *C.R. Séances Ac. Sci. Paris*, 203, pp. 1198-1220.
- COMTE, P. (1937a).—«La série sambienne et silurienne du León». *C.R. Ac. Sc. CC. IV*, p. 604.
- COMTE, P. (1937b).—«Les gres rouges de San Pedro (León)». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, LXII, 13, pp. 60-68.
- COMTE, P. (1937c).—«Sur le Gedinnien de la Chaîne Cantabrique». *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, II, p. 134.
- COMTE, P. (1938a).—«La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne)». 71 congr. *Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183. Nice.
- COMTE, P. (1938b).—«Les facies du Dévonien supérieur dans la Cordillere Cantabrique». *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 206, pp. 1496-1498.
- COMTE, P. (1957).—«La série cambrienne et silurienne du León». *C.R. séances Ac. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606.
- COMTE, P. (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LX, pp. 1-440.
- COO, J.C.M. DE; DEELMAN, J.C. & VAN DER BAAN, D. (1971).—«Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Ensiam-Couvinian) in Leon and Asturias, Spain». *Geol. en Mijnb.*, 50, 3, pp. 359-366.
- CORRALES, I. (1971).—«La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Nárcea, Rengos y Villablino (NW. de España)». *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, n.º 3, pp. 69-73.
- CORRALES, I. & PELAEZ, J.R. (1966).—«La sedimentación marginal de la cuenca de Villablino (León)». *Brev. Geol. Astur.*, año X, n.ºs 1-4, pp. 33-54.
- CRAMER, F.H. (1964).—«Some Acritarchas from the San Pedro Formation (gedinnian) of the Cantabrian Mountains in Spain». *Bull. Soc. Belge Geol.*, 73, pp. 33-38.
- CRIMES, T.P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Paleogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, Vol. 15, pp. 169-184.
- DEBRENNE, F. & LOTZE, F. (1963).—«Die Archaeocyatha des Spanischen Kambriums». *Akad. Wiss. Lit., Abh. mathnaturw. Kl.*, vol. 2, pp. 38.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archeocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciés carbonatés dans le NW. de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, Año 19, n.º 2, pp. 17-27, Oviedo.

- DELMAIRE-BRAY, M.M. (1977).—«Les grandes étapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (León, Espagne) a partir du neogene». *Méditerranée*, n.º 1, 1977.
- E.N.A.D.I.M.S.A. (1977).—«Inventario de recursos nacionales de carbón. Zona El Bierzo-Villablino». *Centro de Estudios de la Energía. Ministerio de Industria*. Madrid. (Inédito).
- EVERS, H.J. (1968).—«Geology of the Leonides Between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrians Mountains, NW. Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844).—«Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia». *Bol. Oficial de Minas*, XIV, pp. 160-163.
- FARBER, A. & JARITZ, W. (1964).—«Die geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen, San Esteban de Pravia und Ribadeo». *Geol. Jb.*, 81, pp. 679-738.
- GARCIA ALCALDE, J. & ARBIZU, M. (1977).—«Les fauces pélagiques du Dévonien moyen de Léon (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO. de l'Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 96, 4, pp. 407-412.
- GARCIA-ALCALDE, J.L.; ARBIZU, M.; GARCIA-LOPEZ, S. & MENDEZBEDIA, I. (1979).—«Guidebook of the field trip. Meeting of the International Subcommittee on Devonian Stratigraphy». *Servicio de Publ. Univ. Oviedo*.
- GINKEL, A.C. VAN (1965).—«Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.
- GOMEZ DE LLARENA, J. & RODRIGUEZ ARANGO, C. (1948).—«Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 61, Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Notas sobre la fauna paleozóica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. & A. (1947).—«Fauna carbonífera de Villablino (León)». *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 17, pp. 1-24. Madrid.
- JULIVERT, M. (1965).—«Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (études géologique de la région à l'Est du bassin central Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7 (7.ª), n.º 4, pp. 644-651.
- JULIVERT, M. (1967).—«La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto de Ponga (Cordillera Cantábrica, España)». *Trabajos de Geol., Univ. de Oviedo*, n.º 1, pp. 1-26.
- JULIVERT, M. (1971a).—«Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain». *Amer. J. of Science*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971b).—«L'évolution structurale de l'arc asturien (in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne")», t. I. *Publ. Inst. Fr. Pêtr.*, Ed. Technip, pp. 1-2, 1-1, 2-28.
- JULIVERT, M. & MARTINEZ GARCIA, E. (1967).—«Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Can-

- tábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana». *Acta Geol. Hispánica*, Año II, pp. 107-110, 3 figs., Barcelona.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNANDEZ GARCIA, L. (1968).—«La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol.*, 2, Oviedo.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1971).—«Memoria y Hoja Geológica, escala 1:200.000, n.º 9. Cangas de Nárcea». *I.G.M.E.* Madrid.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; MARCOS, A. & ARBOLEYA, M.ª L. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica n.º 13 (12-03) (Avilés)». Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.ª Serie). *I.G.M.E. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*. Madrid.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paleogeographique du nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Soc. Geol. Min. Bretagne. Bull.*, Serc. C. t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1972).—«Le coupe du Cabo Peñas, une coupe de referencia por l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C.R. Somm. Soc. Geol. Fra.*, fasc. 5, pp. 214-243.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)». *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974).—«Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *I.G.M.E. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*. Madrid.
- KEGEL, W. (1929).—«Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspanien». *Zeitsch. dt. Geol. Ges.*, vol. 81, pp. 35-62.
- KULLMANN, J. (1962).—«Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math. Naturw. Kl.*, n.º 6, pp. 259-377. Wiesbaden.
- LEYVA, F.; MATAS, J. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. (*in litt*).—«Memoria y Hoja Geológica n.º 129 (13-08) (La Robla)». Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.ª Serie) MAGNA. *I.G.M.E. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*. Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas». *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 78-92, Berlín. (Traducido por J.M. Ríos: «Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Präkambriums Spaniens». *Neüs Jb. Geol. Paläont., Mh.*, t. 8, pp. 373-380. (Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: «El Precámbrico en España». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1957).—«Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. JB. Geol. Palaönt., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1958).—«Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Geologie*, año 7, n.º 3-6, pp. 727-750, Berlín. (Traducido por J. Gómez de

- Llarena: «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.*, n.º 61, pp. 131-174, Madrid, 1961.
- LOTZE, F. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil I, Stratigrafie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math, naturw. K1*, n.º 6, pp. 1-216.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. T. I: Stratigraphie. T. II: Trilobiten». *Abh. Math., Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1961, 6-7-8, pp. 1-411.
- LLOPIS LLADO, N. (1954).—«Sobre la morfología de los Picos Ancares y Miravalles. Las Ciencias». A. XIX, n.º 3, pp. 627.
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Brev. Geol. Astur.*, año V, n.º 3-4, pp. 3-52.
- MARCOS, A. (1968).—«La tectónica de la Unidad de La Sobía-Bodón». *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, n.º 2, pp. 59-87.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozóico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 6, pp. 1-113.
- MARCOS, A. *et al.* (*in litt.*).—«Memoria y Hoja Geológica n.º 50 (10-05) (Cangas de Nárcea). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (segunda série). I.G.M.E. Madrid.
- MATAS, J. (*in litt.*).—«Memoria y Hoja Geológica n.º 127 (11-08) (Noceda). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (segunda série). I.G.M.E. Madrid.
- MATTE, P. (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C.R. Acad. Sci. France*, 259, 12, pp. 1981-1984.
- MATTE, P. (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries préprécambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- MATTE, P. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Thesis, Extr. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 44.
- MATTE, P. (1969).—«Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, n.º 4, pp. 309-322, Amsterdam.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1976).—«Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW. de España)». *Trabajos de Geol.*, n.º 9, Univ. de Oviedo.
- OELE, E. (1964).—«Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of Leon (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 1-99.
- PARGA-PONDAL, L. (1967).—«Carte Géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». *Serv. Geol. Portugal (Lisboa)*.

- PARGA, J.L. & LUQUE, C. (1971).—«Las series del Cámbrico Inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII-III-IV, pp. 310-320.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1971).—«La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Nárcea, León)». *Brev. Geol. Astur*, año XV, n.º 1, pp. 7-13.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del antiforme del Nárcea (NW. de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVII, n.º 1, pp. 5-16.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974a).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astur.*, año XVIII, n.º 2, pp. 23-25.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974b).—«La sucesión ordovícica en el alto Sil (zona asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVIII, n.º 4, pp. 53-57.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura en la rama Sur de la zona Asturoccidental-leonesa (W. de León, NW. de España)». *Tesis*, Universidad de Oviedo.
- PEREZ-ESTAUN, A. & MARTINEZ, J. (1978).—«El Precámbrico del Antiforme del Nárcea en el Sector de Tineo-Cangas de Nárcea (N-W. de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 10.
- PETTIJOHN, F.P. (1957).—«Sedimentary rocks». *Harper and Brothers*, 2. (Edición, 1 vol., 718, pp., New York).
- PRADO, C. de (1857).—«Lettre á M. Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Geol. France. Zeme ser.*, t. XV, pp. 91-93. París.
- PULGAR, J.A. *et al* (*in litt*).—«Memoria y Hoja Geológica n.º 100 (10-07) (Degaña). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. (Segunda Série)». *I.G.M.E. Madrid*.
- RACZ, L. (1964).—«Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León, NW. Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 31, pp. 1-112.
- RODRIGUEZ, R.M. (1977).—«Nuevas Mioesporas de la Formación San Pedro (Silúrico Superior) en Corniero (León, España)». *Brev. Geol. Astur.*, 21.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, vol. 1, pp. 138, Madrid.
- SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II, Trilobitem». *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl.*, n.º 7-8, pp. 217-408, Mainz.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, n.º 2, pp. 45-58.
- SDZUY, K. (1971).—«La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España». *I Cong. Hisp. Luso-Amer. de Geol. Económica*, Madrid-Lisboa, 1971, Secc. 1 (Geol.), t. II, pp. 769-782.
- SITTER, L.U. de (1961).—«Le précambriem dans la chaine cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 9, p. 253, París.

- SITTER, L.U. de (1962).—«The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections, scale 1:100.000». *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 225-264.
- SJERP, N. (1967).—«The Geology of the San Isidro-Porma área (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 55-128.
- SLUITTER, W.J. & PANNAKOEK, A.J. (1964).—«El Bierzo. Etude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagnense dans el NW. de l'Espagne». *Leid. Geol. Med.*, 30, pp. 111-182.
- STAALDUINEN, C.J. VAN (1973).—«Geology of the area between the Luna and Torío rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW. Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 167-205.
- STEL, J.H. (1975).—«The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid shales of Colle (NW. Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 475-486.
- STICKEL, R. (1929).—«Observaciones de morfología glaciaria en el NO de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, V. XXIX, pp. 297-313.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A. & JULIVERT, M. (1974).—«Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes». *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 1, pp. 23-35.
- TRUYOLS, J. & JULIVERT, M. (1976).—«La Sucesión Paleozóica entre Cabo de Peñas y Antomero (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 8.
- TRUYOLS, J. *et al.* (in litt).—«Mapa Geológico de España E. 1:50.000, n.º 14-07 (104) «BOÑAR». 2.ª Série. 1.ª Edición. *I.G.M.E.*
- VIDAL BOX, C. (1959).—«La estructura geológica del borde de la depresión hullera de Laciana con la Babia Alta (prov. de León)». *Est. Geol.*, 15 (41-44). Madrid.
- VIRGILI, C. & CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, vol. 1, n.º 4, pp. 3-7, Barcelona.
- WALTER, R. (1965).—«Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero-Lugo (nordwest-Spaniens)». *Neues. Jb. Geol. Paläont. Mth.*, vol. 12, pp. 740-753.
- WALTER, R. (1968).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotek. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- WAGNER, R.H. (1970).—«An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. Colloque sur la Stratigraphy du Carbonifere», vol. 55, pp. 429-463, Université de Liege.
- WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.F. y RIDING, R.E. (1971).—«Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León. Spain». *Trab. Geol.*, 4, pp. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).—«Lower Namurian Goniatices from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain». *Notas y Com. I.G.M.E.*, 69, pp. 5-42.

- WINKLER PRINS, C.F. (1968).—«Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW. Spain). Systematics, stratigraphy and palaeogeology». *Leidse Geol. Med.*, 43, pp. 41-126.
- WINKLER PRINS, C.F. (1971).—«The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño valley, León), with a note on Leonardophyllum leonense sp. nov., by E. DE GROOT». *Trab. Geol.*, 4, pp. 677-686.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, n.º 5, 118 p.
- ZAMARREÑO, I. (1978).—«Depósitos carbonatados de tipo "tydal flat" en el Devónico Inferior del NW. de España: La Dolomía de Baguñes». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, n.º 8, pp. 59-85.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J.L. & JULIVERT, M. (1975). «Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XIX, n.º 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON, A. (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, n.º 2, pp. 17-32, Oviedo.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA