



IGME

76

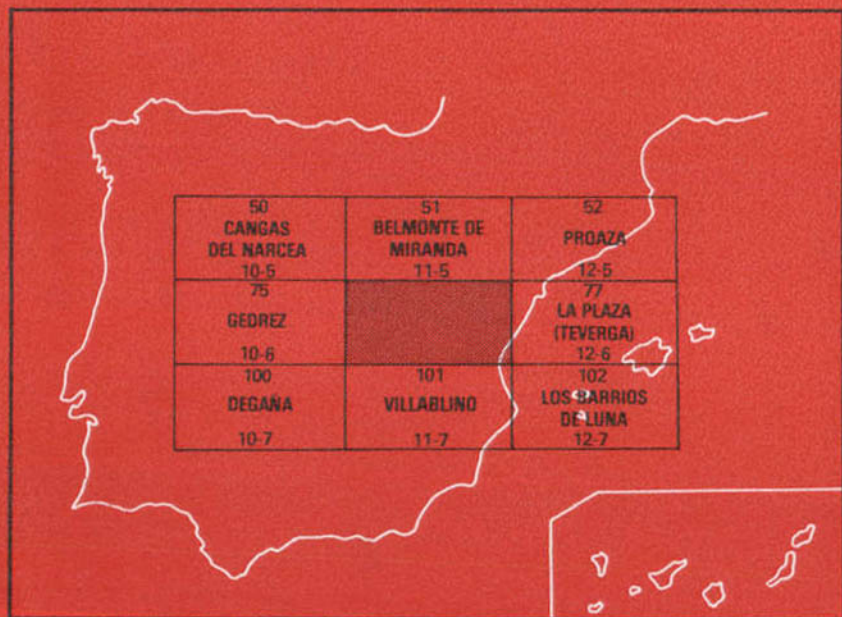
11-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

POLA DE SOMIEDO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

POLA DE SOMIEDO

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 los siguientes autores:

En *Cartografía y Memoria*: Antonio Crespo Zamorano.

En *Estudios de Muestras de Petrología y Sedimentología*: Laboratorios de E.N.A.D.I.M.S.A.

En *Paleontología y Bioestratigrafía*: Dpto. Paleontología de la Univ. de Oviedo.

Colaboración en Cortes Geológicas y Tectónica: Dpto. Geotectónica Univ. de Oviedo.

Colaboración en Estefaniense: Dpto. Combustibles fósiles de E.N.A.D.I.M.S.A.

Dirección y supervisión del I.G.M.E.: L. 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-25290-1982

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

INTRODUCCION

La Hoja de Pola de Somiedo está situada en la parte occidental de la Cordillera Cantábrica, entre Asturias y León. Gran parte de la Hoja presenta una morfología típica de alta montaña; las grandes diferencias de nivel (de 400 a 2.188 m.) existentes entre las cumbres y los valles, hacen de la topografía un factor destacable para la realización de trabajos de campo.

Numerosos ríos tienen su nacimiento dentro de los límites, siendo los de la vertiente leonesa emisarios del Sil (Sosas, San Miguel, Orallo y Tuerto), mientras que la asturiana lo es del Narcea (Naviego, Cibeá, Pigueña, Somiedo, etc.).

Desde el punto de vista geológico comprende materiales (a excepción de pequeños depósitos cuaternarios) que van del Precámbrico al Carbonífero, distribuidos en zonas o dominios paleogeográficos claramente definidos para todo el NO. de la Península Ibérica (ver LOTZE, año 1945).

Algo más de la mitad oriental de la Hoja pertenece a la Zona Cantábrica, la esquina SO. a la Zona Asturoccidental-leonesa y el resto al núcleo precámbrico del Anticlinorio del Narcea, que hace de límite entre las anteriores. Depósitos estefanienses se sitúan discordantes en la mitad occidental, el principal de ellos forma la cuenca de Carballo.

Los materiales de la Zona Cantábrica pertenecen a la subdivisión de la Región de Pliegues y Mantos (ver JULIVERT, 1976), más concretamente al Manto de Somiedo, y abarca desde el Cámbrico al Carbonífero. Carece de metamorfismo y esquistosidad generalizada.

La zona Asturoccidental-leonesa comprende aquí sólo al Cámbrico y presenta metamorfismo y esquistosidad débil, dado su posición, ya que aumenta hacia el O.

El Precámbrico del Narcea posee características en su flanco oriental similares a las de la Cantábrica, mientras que en el occidental manifiesta las de la Asturoccidental-leonesa.

La actividad ígnea está presente a través de rocas volcánicas que aparecen en el Precámbrico y formaciones superiores. Existen también diques básicos y pórfidos ácidos.

También es de destacar la presencia de numerosas formas glaciares.

La cartografía geológica más reciente sobre el área la proporciona el Mapa Geológico Nacional escala 1:200.000 que refleja los trabajos de JULIVERT, MARCOS y FERNANDEZ para la esquina NO.; MARCOS (1968) para la SO. y el resto de JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ-GARCIA (1968). La cartografía de este último, realizada a escala 1:50.000, aunque publicada a escala 1:100.000, ha servido en gran parte como base de trabajo para la realización de la presente hoja. Se debe citar también el mapa a escala 1:50.000 de W. J. VAN DEN BOSCH (1969) que, comprende una estrecha franja al SE de la hoja.

Simultáneamente a la realización de la Hoja se ha llevado a efecto un estudio estructural del Manto de Somiedo, por el Departamento de Geotectónica de la Universidad de Oviedo (MARCOS, PEREZ-ESTAUN, PULGAR y BASTIDA), también, el Departamento de Paleontología de dicha Universidad ha realizado un estudio bioestratigráfico del Devónico del ángulo SE. de la hoja. Los datos aportados por ambos informes se han incluido en los correspondientes capítulos de esta memoria.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. EL PRECAMBRICO (PC)

Ocupa aproximadamente un tercio del área de la hoja y pertenece a lo que se denomina «Antiforme del Narcea» que forma uno de los grandes afloramientos de rocas precámbricas de la Península. Este se extiende, describiendo un arco, desde Cudillero hasta cerca de la Robla, donde se introduce bajo los materiales de la Cuenca del Duero. El antiforme del Narcea separa las zonas Asturoccidental-leonesa de la Cantábrica.

Desde que LOTZE (1956) señaló la presencia de materiales precámbricos, numerosos autores han realizado estudios sobre el tema, por lo que su extensión y contacto hoy están bastante definidos, sin embargo, no se puede decir lo mismo de su estructura ya que presenta dificultad.

También está aceptada la naturaleza discordante del contacto Cámbrico-Precámbrico, tanto en el flanco oriental (DE SITTER, 1961; JULIVERT y M. GARCIA, 1967; JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1968) como en la occidental (MATTE, 1967; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975); esto está corroborado por los numerosos datos aparecidos en la elaboración de las hojas geológicas 1:50.000 realizadas en todo su contorno. Cabe citar el trabajo de PEREZ-ESTAUN y J. MARTINEZ (1978) cuyas conclusiones están en gran parte reflejadas en este apartado.

Los materiales precámbricos que afloran en la hoja son de dos tipos: el primero, constituido por areniscas, cuarcitas y pizarras alternantes, y el segundo, en porcentaje muy pequeño, formado por porfiroides derivados del metamorfismo de tobas ácidas y de algunos niveles de rocas dacíticas y riódacíticas. Estos dos tipos han dado lugar a la separación, en hojas vecinas, de dos formaciones: Formación Tineo para los porfiroides, y Formación Narcea para el resto. En zonas situadas al SE., DE SITTER (1962) denomina como Formación Mora al conjunto de materiales precámbricos, así pues esta denominación es equivalente.

La sucesión precámbrica presenta muchos problemas para ser establecida. La tectónica, principalmente cabalgamientos, pone en contacto materiales que debieron ocupar cierta distancia entre sí, la uniformidad litológica y la ausencia de niveles de referencia, son los factores más importantes. No obstante, y aun enumerando estos problemas, PEREZ-ESTAUN (1978) propone una sucesión compuesta por areniscas y pizarras que hacia la parte baja presenta porfiroides, se basa para ello en observaciones realizadas en la zona de Murias de Paredes-La Magdalena, donde los porfiroides parecen situarse por debajo de la serie turbidítica.

Las observaciones realizadas en la Hoja de Pola de Somiedo no han podido establecer ningún sentido en la serie o bien si son equivalentes laterales entre sí. Esto unido a la escasez de afloramientos con porfiroides hace difícil diferenciar las dos formaciones, englobando todo el conjunto de materiales bajo una sola unidad.

Solamente se han encontrado tres localidades con porfiroides, observándose un tránsito gradual entre estos y el resto de la serie, como puede observarse en el camino de Vallao a Siero. Los otros dos están situados en las cercanías de Vegameoro, en el Valle del Río Naviego.

La casi totalidad de los materiales precámbricos están constituidos por una serie turbidítica. La litología que presentan es de pizarras o filitas, metaarcosas, metagrauwacas feldespáticas y cuarcitas, con predominio de las pizarras sobre el resto. La composición mineralógica está formada por cuarzo, clorita, moscovita y albita, y presenta con

bastante frecuencia fragmentos de feldspatos y agregados de cuarzo con evidencias de participación volcánica.

Existen buenos afloramientos de esta serie a lo largo de las carreteras del puerto de Leitariegos y de Cangas a Cibeá, así como en la zona NO. donde se presenta con un escasísimo grado de metamorfismo. En ella se observan numerosas estructuras sedimentarias: granoclasificación, laminación cruzada y paralela, mud clasts, slumps, marcas de muro, etc., presentando una disposición por lo general turbidítica.

La edad precámbrica de estos materiales se justifica en razón de estar discordantes y bajo los materiales de la Formación Herrería, que presenta faunas del Cámbrico Inferior.

1.2. CAMBRICO

El Cámbrico se apoya discordante sobre los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea.

En el flanco E del anticlinorio del Narcea, o sea en la Zona Cantábrica, la discordancia está claramente visible y puede observarse a lo largo de numerosos puntos de la Hoja (P. La Vieja, Los Llanos, río de San Miguel, etc.). Sin embargo, en el flanco O. (Zona Asturoccidental-leonesa) debido a la mayor dificultad de observación de la estratificación precámbrica, hace que la discordancia esté más enmascarada, teniendo que recurrir a medidas de lineaciones, etc. y a una observación minuciosa a lo largo del contacto.

El Cámbrico tiene amplia representación en la Hoja, apareciendo en los dos dominios paleogeográficos antes citados (Zona Cantábrica y Asturoccidental-leonesa), esto ha desarrollado una terminología distinta para las formaciones que existen en una y otra zonas.

En el cuadro adjunto se presentan las equivalencias de las formaciones cámbricas y ordovícicas.

| | |
|------------------------------|-------------------|
| Zona Asturoccidental-leonesa | Zona Cantábrica |
| Serie de los Cabos | Formación Barrios |
| | Formación Oville |
| Caliza de Vegadeo | Caliza de Lancara |
| Formación Herrería = Candana | |

1.2.1. Areniscas de la Herrería o Cuarcita de Candana (CA₁) y (CA₁^c)

Fueron definidas por COMTE (1938) y LOTZE (1957), respectivamente, y representan a los mismos materiales. Las localidades tipo están situadas en la Zona Cantábrica, pero dado la similitud de facies la denominación se mantiene para la Zona Asturoccidental-leonesa.

Esta formación, de amplia representación en la hoja, alfora a lo largo de los dos flancos del anticlinorio del Narcea. Es eminentemente detrítica, compuesta por: areniscas (arcosas, litarcosas, sublitanitas y cuarzarenitas con cemento silíceo); cuarcitas; pizarras de tonos generalmente grises, verdes y rojos; niveles de conglomerados, preferentemente en la base, pero presentes en casi todas la serie, los basales se pueden observar en bastantes puntos, presentando variaciones en cuanto a naturaleza y potencia, ésta varía de 1 a 20 m., la matriz es siempre silícea de tonos generalmente rosados, y los cantos, casi siempre mal rodados son de cuarzo, cuarcita, pizarra y a veces turmalina; el tamaño frecuente es de pocos centímetros. A veces se observa en las muestras un cierto grado de participación volcánica.

Un hecho a destacar es la presencia de dolomías en la serie. En la esquina SO. tienen una potencia cercana a los 100 m., pero en el resto de la hoja su localización no siempre es fácil, presentándose a veces niveles centimétricos intercalados en margas y pizarras gris verdosas, como ocurre en la cabecera del río San Miguel. En la carretera de Genestoso se observa un nivel de unos 2 m. cerca de la parte baja y otro menor en la parte media. Los niveles de dolomías de la formación Herrería/Candana, cuando han sido diferenciados en la cartografía llevan la notación (CA₁^c).

En el flanco O. del anticlinorio del Narcea, o sea en la Zona Asturoccidental-leonesa, la serie se presenta incompleta, pues faltan los términos basales al estar eliminados por la falla inversa que afecta al Estefaniense. Sin embargo, hacia el SE., ya en la vecina hoja de Palacios del Sil, ha sido descrita por numerosos autores en el corte del río Sil (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; PARGA y LUQUE, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1975). De muro a techo consta de:

- Microconglomerados y areniscas groseras de tonos rosados y grises, con nivelillos de pizarras. Hacia el techo se va haciendo más pizarrosa y comienzan a aparecer nivelillos calizos y margosos en tránsito al miembro calcáreo.
- Miembro calcáreo (CA₁^c) de unos 60 m. compuesto por dolomías con finos niveles pizarrosos que pasan a dolomías masivas.
- Pizarras verdes, pizarras arenosas y areniscas.
- Alternancia rítmica de pizarras y areniscas verdosas, con estratificación cruzada y laminación paralela. Se han encontrado hue-

llas de Trilobites no identificados en la parte inferior (PEREZ-ESTAUN, 1975).

- Cuarzitas tableadas blancas, groseras, feldespáticas, con laminaciones, ripples y estratificación cruzada tabular.
- Al techo, pizarras con niveles arenosos en los que se ha encontrado Trilobites.

La potencia total en este punto es de 480 m., observándose un engrosamiento hacia el NO. En los límites de la hoja la potencia estimada es de 1.300 m. como mínimo.

En el flanco E. del anticlinorio (Zona Cantábrica) presenta buenos afloramientos parciales, pero dado su gran potencia y los importantes recubrimientos y coluviones es difícil encontrar la serie completa. En la carretera de Genestoso se ha podido levantar un corte prácticamente completo de la serie que de muro a techo muestra:

- Microconglomerados, conglomerados y areniscas groseras feldespáticas de tonos rosáceos y beige, con estratificación cruzada. Algunos niveles finos de pizarras beige y verdes.
- Pizarras verdosas, calcáreas, con un nivel de dolomías de 1,5 m. (CA₁).
- Areniscas y microconglomerados rosas, con estratificación cruzada. Niveles de pizarras verdosas y beige.
- Cuarzitas beige, estratos de hasta 1 m. con algunos niveles de pizarras rojizas.
- Alternancia de cuarzitas y areniscas groseras y conglomeráticas, con pizarras verdes y rojas que presentan «grove» y estratificación cruzada. Un nivel de dolomías al techo.
- Cuarzitas en estratos de hasta 1 m. que pasan al techo a microconglomerados.
- Alternancia de cuarzitas y areniscas con pizarras.
- Areniscas groseras rosas y cuarzitas beige claro.

La potencia en este punto se estima en 1.400 m.

El tipo de sedimentación ha sido objeto de cierta discusión, el hecho que existan sedimentos marinos someros, otros propios de medio fluvial, así como la aparición de estructuras sedimentarias que se dan en deltas, indican para VAN DEN BOSCH (1969) un medio fluvial en parte deltaico con intercalaciones marinas someras. Para OELE (1964) sería marino muy somero con influencias fluviales.

El incremento de conglomerados hacia el N.-NE. y el de pizarras hacia el S.-SO., podrían indicar el área fuente situada al N.-NE.

No se han encontrado restos fósiles dentro de los límites de la hoja, pero en áreas próximas se han observado tramos ricos en Icnofósiles,

(1977); LOTZE y SDZUY (1961) citan en el valle del Luna fauna de Trilobites en la parte superior de la serie pertenecientes al Cámbrico Inferior. La edad para la formación se establece como Cámbrico Inferior, indicando que el límite Cámbrico-Precámbrico se fija de una manera convencional en la discordancia existente en la base.

1.2.2. Caliza de Lancara y Caliza de Vegadeo (CA¹⁺²)

Por encima de la formación anterior se sitúa una serie carbonatada comúnmente conocida como Caliza de Lancara (COMTE, 1937) para la Zona Cantábrica y Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882) para la Zona Asturoccidental-leonesa. Aparte de estas dos acepciones, las calizas del Cámbrico han conocido otras que han tenido menor aceptación, por lo que se prefiere no hacer uso de ellas.

La caliza de Vegadeo aflora sólo en la esquina SO. de la Hoja. Forma una estrecha franja monoclinial de difícil acceso y en parte recubierta y dado que sólo se han realizado observaciones parciales, es preciso remitirse a datos en áreas próximas. En ellas se han distinguido tres miembros:

- Inferior: calizas oolíticas y con Arqueoaciátidos y niveles de pizarras.
- Medio: dolomías en bancos potentes y calizas con laminaciones debidas a algas.
- Superior: formado por calizas y calcoesquistos con intercalaciones de pizarras. En otras localidades, calizas nodulosas con faunas de Trilobites y Equinodermos.

La potencia aproximada es de 180 m.

La Caliza de Lancara tiene amplia representación a lo largo de la hoja, constituyendo casi siempre la parte frontal de los cabalgamientos, así la sucesión sólo puede verse completa en algunos afloramientos situados en la parte más occidental (Genestoso-Cibea).

La formación Lancara ha sido estudiada por muchos autores, pero específicamente por ZAMARREÑO (1972), que agrupa todos los afloramientos de la Zona Cantábrica en varios tipos, siendo los de la hoja del tipo de la Sucesión de Barrios.

El Lancara está formado por dos miembros que se diferencian muy bien y que representan dos medios sedimentarios distintos. El miembro superior constituido por calizas nodulosas rojas ricas en fauna (biomicrocritas rojas) representaría series condensadas, mientras que el miembro inferior de calizas con laminaciones de algas, estromatolitos, pelets, con estructuras sedimentarias de laminaciones, birdeseyes, mud-craks, etcétera, que indicarían un medio similar al «tidal-flats» (ZAMARREÑO,

1972). La mayor parte de las dolomías de este miembro tendrían un origen sedimentario, sin menoscabar por ello las dolomitizaciones epigenéticas existentes y que afectan a veces al miembro superior.

El contacto basal con la formación Herrería sólo se ha observado en dos puntos, situados al NE. de Cibea, donde debajo de las dolomías existe 1 m. de pizarras calcáreas gris azuladas y a continuación 65 cm. de areniscas calcáreas en contacto con las areniscas y cuarcitas de la formación inferior.

El corte más completo existe en la carretera de Cibea a Genestoso, consta de los dos miembros característicos. De muro a techo:

- Miembro Inferior: 86 m., dolomías grises y amarillentas, tableadas, con laminaciones. Algunos niveles lutícicos y uno hacia la base de areniscas, 52 m. de calizas grises con birdeseyes, a veces dolomitizadas y dolomías marrones de aspecto masivo.
- Miembro Superior: 12 m. de calizas nodulosas rojas (griotte) con niveles en la base de calizas glauconíticas.

La edad para las formaciones Lancara y Vegadeo es de Cámbrico Inferior-Medio. El miembro inferior de la formación Lancara, dado su escasez de fauna, se data por posición stratigráfica, ya que se sitúa por encima de las capas superiores de la Herrería con faunas del Cámbrico Inferior y por debajo de las faunas del Cámbrico Medio encontradas para el miembro superior. Los miembros inferior y medio de la formación Vegadeo, están considerados Cámbrico Inferior de la misma manera que el miembro inferior del Lancara. El hallazgo en Ponferrada (ZAMARREÑO y cols., 1975) en la parte más alta de la formación Vegadeo de facies propias del miembro superior del Lancara, permite equiparar a los miembros superiores de ambas formaciones.

1.2.3. **Serie de Los Cabos** (CA₂-O₁₁)

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa, en la Zona Asturoccidental-leonesa, una serie detrítica de gran potencia que LOTZE (1958) denominó Serie de Los Cabos. Comprende, pues, todos los materiales que se sitúan entre las calizas cámbricas y las pizarras de Luarca

En la hoja de Pola de Somiedo, la Serie de Los Cabos está presente sólo en un afloramiento situado en la esquina SO. de poco más de 1 km². Tratándose de una serie tan potente y de tan amplia representación regional forzosamente hay que recurrir a observaciones realizadas en áreas próximas y remitir a las hojas geológicas vecinas para un mayor conocimiento. Sólo se tratarán, por ello, los caracteres generales.

MARCOS (1973) divide la formación en tres miembros:

- Inferior: pizarras margosas verdes en la base y cuarcitas blancas o verdosas con intercalaciones de pizarras verdes o grises (800 m.).
- Media: alternan pizarras y areniscas grises con algunos tramos finamente laminados (1.800 a 2.000 m.).
- Superior: esencialmente cuarcitas blancas que llegan a alcanzar hasta 1.800 m. en la zona más oriental.

Algunas rocas volcánicas se sitúan en el miembro inferior.

Las conclusiones de las estructuras sedimentarias tanto abiógenas como biógenas, así como la naturaleza de los materiales, hacen pensar en un depósito de aguas someras en un medio sublitoral.

En cuanto a la edad, las pizarras verdes basales han dado faunas de Trilobites del Cámbrico Medio (FARBER y JARITZ, 1964; RUIZ, 1975). El resto de la formación sólo muestra pistas fósiles que permiten establecer según MARCOS (1973) precisiones en cuanto a la edad, que atribuye al Cámbrico Superior. Por último, en la parte más alta de la Serie de Los Cabos, este último autor, localizó niveles con *Cruziana furcifera* d'ORBIGNY y *C. rugosa* d'ORBIGNY, que caracterizan ya al Arenig. El límite Cámbrico-Ordovícico no puede establecerse con precisión.

La serie de Los Cabos es equivalente a las formaciones Oville y Barrios de la Zona Cantábrica.

1.2.4. Pizarras y Areniscas de Oville (CA₂-O₁₁)

Al techo de la griotte del Lancara y de una manera gradual, aparece una formación detrítica, a la que COMTE (1937), denominó formación Oville, que es el último término de la sucesión cámbrica.

El tránsito con la formación precedente se hace a través de unas pizarras y margas rojas que dejan paso a unas pizarras verdes con fauna de Trilobites, muy características para 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 derrubios de ladera procedentes de los crestones cuarcíticos de la formación superior (Barrios) cubren siempre, en mayor o menor medida, al Oville.

Observaciones puntuales a lo largo de los afloramientos confirman que la formación no difiere de las series descritas para el conjunto de la región. El hecho de no haber encontrado rocas volcánicas interstratifi-

cadras ni rocas vulcano-sedimentarias (generalmente 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 (Gobia de Cibeá, valle del Sosas, etc.) se han encontrado restos de Trilobites; estos niveles son especialmente ricos en fauna en muchas localidades de la región, habiendo sido citado 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 ya 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.

1.3. ORDOVICICO

El límite Cámbrico-Ordovícico se encuentra en el techo de la formación Oville (BALDWIN, 1978), por lo tanto este sistema está representado prácticamente por una formación (Cuarcita de Barrios), que comprende la parte inferior del Ordovícico. Falta, pues, el Ordovícico Medio y Superior, como es frecuente en gran parte de la Zona Cantábrica, a causa de una laguna estratigráfica que abarca hasta el Silúrico.

No obstante, la aparición en otras localidades, tanto al N. (cabo Peñas) JULIVERT y cols., 1972) como al SE. (Hoja de La Robla) LEYVA y cols. inlit, de materiales cuya edad comprende al Ordovícico Medio y Superior, muestra que esta laguna no está completamente extendida en toda la Zona Cantábrica. Los datos que se disponen siempre han puesto de manifiesto la existencia de este hiato sedimentario.

1.3.1. Cuarcita de Barrios (O₁₂)

A la formación Oville, se le superpone una potente serie constituida por cuarcitas masivas que, destacando entre las adyacentes por su competencia, origina extensos crestones que se siguen en el campo sin dificultad.

El paso con la formación inferior no es neto, sino que viene dado por la presencia de cuarcita masiva y la desaparición paulatina de los niveles pizarrosos del Oville. Dentro de los límites de la hoja, el paso Oville-Barrios no ha podido ser observado, situándose el contacto en la ruptura topográfica existente entre ambas formaciones.

La formación Cuarcita de Barrios, fue definida por COMTE (1937) y corresponde a la «Cuarcita armoricana» de BARROIS (1882). Está cons-

tituida por cuarcitas de tonos generales 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.

Hacia el techo de la formación aparece un miembro superior compuesto por: pizarras de tonos oscuros con algún nivel de cuarcita, que suelen terminar en un nivel de cuarcitas de unos treinta metros de potencia. Esto se observa a lo largo de toda la hoja, por ejemplo, en la subida al Cornón por la cara E., en la cabecera del río Junqueras, en la carretera de Aguasmestas a Villar de Vildas, al W de Robledo, etc., es frecuente observar a estos tramos replegados, a diferencia del resto de la formación. Este miembro superior ha sido observado en áreas próximas al antiformal del Narcea, siendo sus materiales de características idénticas a las descritas por JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS y ARBOLEYA (1973) en el cabo de Vidrias, donde se sitúan por debajo de las pizarras típicas del Ordovícico Medio. Hacia el S y SE, VAN DEN BOSCH (1969), denomina a estos niveles «Transitional beds», asignándoles la misma edad que las cuarcitas masivas, o sea Arenig.

En la cartografía no se ha diferenciado el miembro superior, quedando incluido, por tanto, dentro de la Formación Barrios.

Dentro de los límites de la hoja, no se ha encontrado ningún dato paleontológico en este miembro superior, pero en la vecina hoja de La Plaza, MARCOS (com. pers.) ha encontrado cruzianas de edad Arenig, lo cual corrobora lo anteriormente expuesto.

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).

La potencia total es variable, oscilando entre los 350 y 800 m. 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 y algunos episodios de medio deltaico (OELE, 1964; GIETEUWK, 1973).

1.4. EL SILURICO

Está representado por dos unidades litoestratigráficas: la primera, con predominio de pizarras, y la segunda, con areniscas ferruginosas. Estas dos formaciones se conocen en toda la zona Cantábrica con el nombre de Pizarras de Formigoso y Areniscas de San Pedro/Furada, respectivamente. La parte más alta de esta última formación es ya devónica, existiendo una continuidad entre ambas.

Las formaciones silúricas abarcan desde el Llandovery Medio y todo el Wenlok. La parte inferior del Llandovery que falta, está incluida en la laguna estratigráfica comentada en anteriores apartados.

1.4.1. Pizarras de Formigoso ($S_{12}^A - B_{11}$)

Nombre propuesto por COMTE (1937), constituye una formación muy bien definida para todos los afloramientos de la zona Cantábrica. Está formada por dos miembros: el inferior, de pizarras negras, hojosas, frecuentemente ampelíticas, que son, en su parte más baja, ricas en Graptolites; el miembro superior, lo forman pizarras y areniscas, con predominio de las pizarras. El paso de uno a otro miembro es siempre gradual. KEGEL (1929) los llamó: Pizarras del Bernesga y Capas de Villasimpliz, respectivamente. La potencia del conjunto es de unos 200 m.

Es muy difícil encontrar un corte que muestre la serie continua, por lo que se recurre a observaciones parciales y a datos regionales. Las pizarras de Formigoso destacan en el campo precisamente por la depresión topográfica que origina entre dos formaciones adyacentes más competentes. Sin embargo, a lo largo del contacto inferior con la cuarcita de Barrios, se han recogido faunas indeterminadas de *Monograptus*; por ejemplo, al S. del puerto de San Lorenzo y al S. de Villar de Vildas.

Las pizarras de Formigoso se depositan en un medio marino, tranquilo y reductor, cercano al litoral, de carácter pelágico.

La edad de la formación ha sido establecida en base principalmente a los Graptolites (COMTE, 1959), (TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974), (TRUYOLS y cols.; hoja de Boñar, 1978), etc. El conjunto de las pizarras de Formigoso comprende desde el Llandovery Medio al Wenlok Inferior.

1.4.2. Areniscas de San Pedro/Furada ($S_{12}^B - D_{11}^I$)

A la formación anterior se le superpone una serie que recibe el nombre de Areniscas de San Pedro (COMTE, 1937) en zonas situadas en la vertiente Leonesa, y Areniscas de Furada (BARROIS 1882), en la vertiente asturiana. Dada la posición de la hoja se considera oportuno utilizar las dos denominaciones.

El contacto con las Pizarras de Formigoso no es neto, sino gradual y viene dado por un progresivo enriquecimiento en areniscas del miem-

bro superior de la formación anterior, hasta la aparición de niveles ferruginosos.

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 forma los núcleos de los oolitos. La participación volcánica ha sido observada en numerosas muestras, llegando a ocupar en alguna de ella toda la matriz. Existen también areniscas y cuarcitas poco o nada ferruginosas, de tonos beige y niveles de lutitas y pizarras de colores verdes por lo general, aunque también rojizo-vinosos. Las areniscas se suelen presentar en estratos de orden centimétrico a métrico, son gruesas 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 de la serie se ha obtenido en la carretera de Belmonte al puerto de Somiedo, entre los km. 36 y 37. La potencia media en este punto es de 134 m.; pero es variable a lo largo de los afloramientos pudiendo sobrepasar los 200 m.

El origen del hierro en la Formación San Pedro/Furada, puede provenir en gran parte de rocas volcánicas. Sin embargo no puede establecerse bien si todo el hierro de la formación tiene enteramente este origen (V. 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 icnofósiles. 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 y cols., 1974; CRAMER, 1964-66. La formación comprende el tránsito Silúrico-Devónico, aunque la mayor parte pertenece al Silúrico (Wenlok Superior-Lundlow. La parte superior corresponde ya al Devónico (Gediniense Inferior).

1.5. DEVONICO

El Devónico es el sistema mejor representado en toda la zona Cantábrica, así está reconocido por numerosos autores desde hace más de un siglo. La gran riqueza paleontológica y los numerosos cortes realizados hacen que los distintos pisos y subpisos se pueden conocer actualmente con bastante precisión.

Para las distintas formaciones se han desarrollado dos nomenclaturas comúnmente aceptadas, y que a grandes rasgos corresponden a las vertientes asturiana y leonesa de la cordillera. Aunque existen algunas diferencias entre ellas, son perfectamente correlacionables.

El Devónico aflora en la hoja en la mitad oriental, concretamente en la zona Cantábrica, casi todas las sucesiones corresponden aproximadamente a la sucesión descrita por COMTE (1959) para la vertiente leonesa, solamente en algunas formaciones y hacia la parte más septentrional aparecen características similares a las descritas para la parte asturiana.

Por lo anteriormente expuesto, se prefiere denominar a las formaciones con las dos acepciones, figurando en primer lugar la leonesa, y en segundo, la asturiana. De techo a muro, las formaciones aflorantes son:

- Areniscas de la Ermita.
- Areniscas de Nocedo.
- Caliza de Portilla/Candás.
- Pizarras de Huergas/Areniscas del Naranco.
- Caliza de Santa Lucía/Moniello.
- Complejo de La Vid/Rañeces.

Las dos primeras (Ermita y Nocedo) están juntas en la cartografía bajo la denominación común de Areniscas del Devónico Superior. No se ha encontrado la formación Fueyo, que estaría situada entre Ermita y Nocedo, esto sucede en otros puntos de la vertiente S. de la cordillera.

Todos los materiales de la sucesión devónica corresponden a una sedimentación de plataforma, deducido no sólo por el carácter litológico, sino por la existencia de una fauna bentónica no profunda, prácticamente constante en todos los niveles.

Existen construcciones arrecifales principalmente en las formaciones Santa Lucía/Moniello y Portilla/Candás.

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

Se han levantado columnas de detalle en los materiales devónicos (a excepción del Complejo La Vid/Rañeces) en el flanco E. del sinclinal de la Vega de los Viejos y en flanco W del de la Cueta; comparando dichas

secciones se han sacado conclusiones que irán reflejadas en los siguientes apartados. De una manera general se puede afirmar que el espesor de la sucesión devónica disminuye de W a E.

1.5.1. Grupo de La Vid/Rañeces (D_{11-13}^{1-3})

Nombres establecidos por COMTE (1959) para designar a los materiales que siguen a las areniscas de San Pedro/Furada.

Dentro de la hoja, este complejo es el que presenta más diferencias según se localice al N. o al S. del Sinclinal de los Lagos de Salencia, que a grandes rasgos se puede tomar como límite.

Los materiales de este grupo situado al N. de dicho sinclinal son asimilables al Complejo de Rañeces, estando formados por calcoesquistos, pizarras de colores marrones, beige, grises y a veces rojas, areniscas calcáreas y niveles de calizas y dolomías de gran potencia que se pueden correlacionar a los diferentes miembros reconocidos para este complejo en zonas situadas más al N. en la costa asturiana. De muro a techo aparecen: calcoesquistos y calizas más o menos masivas que corresponden a lo que BARROIS (1882) llama Caliza de Nieva, con faunas bentónicas de Braquiópodos, predominantemente, aunque también Briozoos, Crinoideos y Tabulados; le sigue una secuencia terrígena con lutitas abigarradas y nivelillos centimétricos de dolomías que tiene al techo dolomías con laminaciones, mallas de algas, birdeseyes, mud-cracks, etc., asimilables a las dolomías de Baguñes (ZAMARREÑO, 1976), típicas de un depósito de llanura mareal; a continuación aparecen las llamadas calizas y pizarras de Ferroñes (BARROIS, 1882) que son depósitos neríticos, sublitorales, con faunas bentónicas de Braquiópodos y Crinoideos; el último miembro de la sucesión está representado por caliza predominantemente encrinítica rojiza y niveles de margas rojizas, pertenecientes a las calizas de Arnao (BARROIS, 1882); corresponden a un medio nerítico sublitoral.

Los mejores afloramientos de todo el grupo se sitúan a lo largo de la carretera de Belmonte al puerto de Somiedo, entre los kilómetros 19 al 22.

El resto de afloramientos son asimilables a los establecidos para la vertiente leonesa, en estos existe un mayor predominio de terrígenos sobre sedimentos carbonatados. Se distinguen tres miembros:

El Miembro Inferior: está formado por dolomías, algunos niveles de pizarras oscuras (localmente negras y carbonosas) y niveles de caliza generalmente ricos en Braquiópodos. En el arroyo de la Mozarra, al S. del Cornón, aparece este miembro de muro a techo con la siguiente secuencia: 10 m. de pizarras gris oscuras con niveles centimétricos de arenisca/cuarcita, que constituye el paso gradual con la formación ante-

rior. A continuación viene un conjunto formado por dolomías y pizarras en pequeños estratos que pasan a dolomías y calizas ricas en Braquiópodos. Las calizas y dolomías son de colores gris azulado, bien estratificadas, frecuentemente fétidas. La potencia es difícil de calcular, pues existe repetición por causa de una falla inversa.

Los materiales corresponden a depósitos litorales, las pizarras negras indicarían un medio reductor para parte de este miembro. El paso al miembro siguiente es gradual con aumento de pizarras sobre los demás términos.

El Miembro Medio está constituido esencialmente por pizarras y calcoesquistos de tonos de alteración marrones muy típicos, que lo caracterizan en el campo, a veces existe algo de pirita; existen niveles calcáreos de poca potencia y lenticulares, también otros formados por auténticas acumulaciones de Braquiópodos en perfecto estado de conservación englobados en una matriz pizarrosa. No se ha podido levantar columna de estos materiales, pues se encuentran normalmente replegados formando los fondos de los valles. Las condiciones de depósito serían propias de un ambiente reductor, con desarrollo de esporádicos biostromos de Braquiópodos; existen diversas teorías para explicar la aparición de bancos calcáreos ricos en fauna, en contraste con el resto de la serie.

El Miembro Superior se caracteriza por la presencia de calizas detríticas rojizas, generalmente encriníticas, con niveles de margas y pizarras rojas, también encriníticas, que pasan gradualmente a la formación siguiente (Santa Lucía-Moniello.)

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

Aunque los primeros tramos no suelen contener fauna se consideran como Gedienses, por continuidad con la formación anterior. No obstante, GARCIA ALCALDE (1978) cita en la hoja de Boñar fauna que permite incluir al conjunto inferior como parte alta del Gediense y Siegiense Inferior, así como distintas asociaciones faunísticas que confirman la existencia del Emsiense Inferior y Superior. Dentro de la hoja se ha recogido fauna en la parte alta, entre las que se cita *Euryspirifer paradoxus pellicoi*, que indica el tránsito Emsiense Inferior-Superior. El grupo abarcaría, pues, una edad de Gediense-Emsiense Superior.

1.5.2. Caliza de Santa Lucía/Moniello (D_{13-21}^3-1)

A la formación anterior le sigue otra de carácter arrecifal, constituida

fundamentalmente por calizas con algunos niveles de margas. Fue establecida por COMTE (1936) (Caliza de Santa Lucía) y BARROIS (1882) (Caliza de Moniello.)

La formación Santa Lucía/Moniello, desde el punto de vista bioestratigráfico se conoce bien, debido principalmente a la abundancia de fauna que por lo general contiene. Habiendo sido objeto ya desde antiguo (ver bibliografía) de numerosos estudios en base a Braquiópodos, Celentéreos, Crinoides, Ostrácodos, Briozoos, etc. Los estudios bajo unos criterios de facies y medios de sedimentación fueron abordados por DE COO (1971-74) y MANJON (1973) en zonas situadas en la vertiente S. y MENDEZ BEDIA (1971) para la N. Posteriormente, MENDEZ BEDIA (1976) realiza 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 situados dentro de la hoja pertenecen al tipo Moniello; a su vez este tipo está subdividido en tres miembros que presentan por lo general poca variedad de microfacies, consistentes fundamentalmente en biomicritas y micritas fosilíferas, aunque por otro lado muestran un abundante contenido faunístico. Los miembros inferior y superior tienen sobre todo Braquiópodos, Briozoos y Corales y el miembro medio es rico en Estromatopóridos y Corales.

Entre los buenos afloramientos se pueden citar el situado en el km. 22,5 de la carretera de Belmonte al puerto de Somiedo; este corte fue levantado con anterioridad por MENDEZ BEDIA; también se han realizado dos columnas de detalle en la zona SE. de la hoja; por el Departamento de Paleontología de Oviedo, como apoyo a la elaboración de la hoja.

La potencia es variable; en el desfiladero de Somiedo la sucesión tiene 240 m.; en el sinclinal de la Vega de los Viejos, 365 m.

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 el Emsiense Superior y *Zdimir hercynicus* que marcan el tránsito Emsiense-Eifeliense; *Stringophyllum* aff. *acanthicum*, la base del Eifeliense, y *Paraspirifer cultrijugatus*, que indican Eifeliense Inferior, la fauna ha sido clasificada por GARCIA ALCALDE.

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

1.5.3. Formación Huergas/Naranco (D₂₁¹⁻²)

El nombre de la formación Areniscas y Pizarras de Huergas fue establecido por COMTE (1936) para definir a los materiales terrígenos que se sitúan por encima de las calizas de Santa Lucía. Está formada por areniscas, pizarras y limolitas, aunque localmente presentan niveles lenticulares de calizas. Hacia zonas situadas al N., la formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose en estos lugares con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916).

La sucesión marca un contraste litológico entre las adyacentes carbonatadas, lo cual sirve como buen nivel guía en el campo.

La aparición de niveles de calizas hacia la base, ha dado lugar en la zona de la Cuesta (al SE.) a distintas posiciones para el contacto Santa Lucía-Huergas. Para JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ (1968), éstas pertenecían a la formación inferior, incluyendo algunos niveles de areniscas; sin embargo, aquí se ha tomado como límite inferior la aparición de las primeras capas detríticas, indicando, no obstante, que los tramos calcáreos de la parte inferior de Huergas presentan características similares a los de la parte superior de Santa Lucía así como un parecido contenido paleontológico: Esto plantea la necesidad de aceptar la naturaleza diacrónica del contacto (GARCIA ALCALDE y cols., 1980). Los niveles calcáreos se pueden observar bien a lo largo del sinclinal de la Cueta, y en la zona N., en la carretera de Aguasmestas a Pigüña, donde se aprecian 8 m. de calizas ricas en Braquiópodos y Briozoos a 55 m. de la base.

Se han levantado dos columnas de detalle en la parte SE. de la hoja que es donde presenta esta formación los mejores afloramientos.

La serie, a excepción de los niveles antes mencionados de calizas, es detrítica. Las areniscas son beigeas o verdosas, a veces rojizas (ferruginosas) y localmente cuarcitas; 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 marrones oscuros muy típicos y dominan, principalmente hacia el S., sobre los demás términos detríticos. La potencia en las secciones observada es de 310 y 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,

Lamelibranchios, Goniatites, Tentaculites, etc.; en los niveles de areniscas es frecuente encontrar pistas fósiles.

De los datos paleontológicos obtenidos, que concuerdan con los numerosos existentes en abundantes lugares (ver bibliografía), se puede afirmar que gran parte de la formación pertenece al Eifeliense, estando hacia el techo el paso al Givetiense.

1.5.4. Caliza de Portilla/Candás (D_{22}^{2-1} - 31)

Concordante con la formación anterior se deposita otra compuesta fundamentalmente por calizas arrecifales que presenta, sobre todo en áreas meridionales, unas intercalaciones detríticas en la parte media.

Estos materiales fueron denominados como «Formación Caliza de Portilla», por COMTE (1936), y «Caliza de Candás», por BARROIS (1882) para ambos lados de la vertiente cantábrica.

En la hoja tiene por lo general buenos afloramientos, así como un notable contenido faunístico. La caliza de Portilla/Candás presenta dos importantes construcciones arrecifales en las partes baja y alta, con numerosos Corales, Braquiópodos, Briozoos, Estromatopóridos, Crinoides, Conodontos, etc. En la zona más septentrional no se destaca la parte media detrítica, presentándose con su peculiar carácter arrecifal en casi todos los niveles.

En la sección al S. del puerto de Somiedo se presenta 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 al 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. En la zona N. de la Hoja se puede estimar en unos 200 m. la potencia.

El medio de depósito sería 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 tanto en las secciones levantadas por el Departamento de Paleontología de Oviedo, como en aflora-

mientos aislados, de entre los que se citan algunas formas como *Radiomena irregularis* y *Leptodontella candata* que marcan el tránsito Givetiense-Fasniense y la de *lowatrypa* s.p. el Frasniense. La edad, por tanto, de las Calizas de Portilla/Candás es de Givetiense-Frasniense.

1.5.5. Areniscas del Devónico Superior (D₃₁² - 3₃₂)

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 entra, este último, dentro del ciclo carbonífero.

Estos materiales han conocido diversas denominaciones. En la parte más septentrional BARROIS (1882) los denominó «Areniscas de Cué», COMTE (1936) los llamó «Areniscas superiores de Candás», y definitivamente DE SITER (1949), «Areniscas de Candás», nombre que prevalece actualmente en la zona citada.

En la vertiente S. COMTE (1936) distinguió por encima de las calizas de Portilla tres formaciones, que de muro a techo son: Nocedo, Fueyo y Ermita. Como se comenta en anteriores apartados, la mayoría de los afloramientos devónicos se pueden asimilar a los descritos por COMTE para la vertiente S. o leonesa.

A pesar de que en sitios puntuales se puede diferenciar las formaciones Nocedo y Ermita (Fueyo no se ha detectado), no se ha hecho extensivo al resto de afloramientos de la hoja, ante la dificultad que ello representa; se ha decidido cartografiar 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 al S. del puerto de Somiedo. En el flanco E. del sinclinal de la Vega de los Viejos se presenta de muro a techo:

- 83 m. Alternancia de areniscas beiges, marrones y rojizas descalcificadas, con porosidad moldica y estratificación cruzada, con bancos de cuarcitas beiges 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 gradada y estratificación cruzada. Corresponde a la formación Ermita.

En total tiene una potencia de 241 m. pero en el flanco O. del mismo sinclinal se aprecian espesores incluso superiores 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 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; centrándose en el área de la hoja, 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; Braquiópodos, Crinoideos y Corales se han recogido en los cortes, entre los que cabe citar *Apou siella ex gr. bellicoci*, tomada en la parte alta de Nocedo, que indicaría el Frasnense Superior. Dataciones efectuadas por diversos autores en la formación Ermita fuera de los límites, apuntan hacia el Famenense alto, y dado que el techo de esta formación es concordante con la Alba (Carbonífero Inferior) se prefiere seguir el criterio más generalizado de suponer que el límite del Famenense está al techo de dicha formación. Las Areniscas del Devónico Superior tendrían, pues, una edad que abarcaría a parte del Frasnense y al Famenense.

1.6. CARBONIFERO

Los terrenos de esta edad se pueden agrupar en dos conjuntos: El primero abarca el Carbonífero Inferior, Namuriense y parte del Westfaliense. Constituye la parte más alta de la sucesión más o menos continua que comprende desde el Cámbrico Inferior hasta el Westfaliense. Sus afloramientos están situados en la Región de Pliegues y Mantos y ligados estructuralmente a ella, son, pues, anteriores a las principales fases de deformación hercínica.

El segundo conjunto lo forman materiales del Estefaniense B-C que se encuentran claramente discordantes sobre el resto de sedimentos.

1.6.1. Carbonífero Pre-Estefaniense

Su aparición se circunscribe a los núcleos de tres sinclinales: el de

la Vega de los Viejos, La Cueta y los Lagos de Saliencia o Pola de Somiedo.

Abarca desde el Carbonífero Inferior al Westfaliense, representado por las formaciones Alba, Caliza de Montaña y San Emiliano.

1.6.1.1. *Carbonífero Inferior: Formación Alba* (H^{A-Ba}_{1-1})

El Carbonífero Inferior se presenta en toda la Cantábrica de una forma 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 (Baleares, Vegamian y Alba) sólo la F. Alba ha sido observada dentro de los límites de la hoja.

La F. Alba, nombre que fue 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 WINKLER PRINS Y RIDING (1971) Formación Genicera. En las hojas 1:50.000 que vienen publicándose últimamente de la región, se está aceptando el nombre de F. Alba, por lo que se cree oportuno seguir con esta acepción.

Litológicamente está formada por facies de tipo caliza «Griotte» con calizas nodulosas rosadas o rojizas, a veces grises, que constituyen un nivel guía notable, también están presentes niveles de radiolaritas de tonos rojizos. La potencia oscila entre 15 y 30 m. y la observación es bastante desigual, pues ocurre frecuentemente su laminación o mecanización durante el plegamiento, dado la competencia de las formaciones adyacentes. Buenos afloramientos se pueden observar a lo largo del flanco E. del sinclinal de la Vega de los Viejos, y en el flanco E. del sinclinal de La Cueta.

En la zona de Pola de Somiedo suele estar más laminada y a veces tapada por derrubios por lo que su observación se hace más dificultosa. Al N. de la Central de la Malva se presentan en tonos grises.

Es frecuente encontrar Goniatites, que han servido para su datación en áreas próximas. Estudios en base a los Goniatites, algunos Trilobites así como Conodontos han sido realizados por numerosos autores citados en la bibliografía, que permiten afirmar que el depósito de la F. Alba se inicia al final del Tournaisiense, comprende todo el Viseense llegando hasta el Namuriense Inferior (E_2).

1.6.1.2. *Caliza de Montaña* ($H^{Ba-B}_{1,2,1}$)

El nombre de Caliza de Montaña fue empleado por primera vez por

EZQUERRA DEL BAYO (1844) para designar a las rocas calcáreas que dominan en el paisaje del Carbonífero cantábrico.

Posteriormente, SCHULZ (1858) la denomina Caliza Carbonífera, y BARROIS (1882) subdividió este conjunto en el Mármol Griotte y la Caliza de los Cañones. BROUWER y 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 bioesparítico, 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 y RIDING (1971) proponen una división de la formación en dos independientes, Formación Barcaliente y Formación Valdeteja, con estratotipos en la Hoja de Boñar (al E.).

Aun admitiendo la diferenciación de la Caliza de Montaña en las formaciones anteriormente descritas, la separación en todo el ámbito de la hoja presenta algunas dificultades.

Es un hecho que en los sinclinales situados al S. con núcleo carbonífero (Vega de los Viejos y La Cueta), aparecen por encima de la formación Alba, calizas del tipo Barcaliente e inmediatamente encima los materiales detríticos de la formación San Emiliano. Sin embargo, en el sinclinal de los Lagos de Saliencia, encima de la formación Alba se sitúan unas calizas que, aunque son estratificadas, no parece tan claro su adscripción a las facies propias de Barcaliente, aunque las calizas dolomitizadas suprayacentes parece que sí pueden asimilarse a Valdeteja.

Por comparación a otros dominios de la Zona Cantábrica se puede ver que aunque las formaciones Barcaliente y Valdeteja tienen una neta aparición sobre todo en áreas próximas a su estratotipo (Hoja de Boñar), sin embargo, en otras, la asignación de calizas carboníferas a estas formaciones es a veces aventurado.

Por todo lo dicho, y dado el nivel actual de conocimientos se prefiere hablar aquí de calizas «tipo Barcaliente» o «tipo Valdeteja», no distinguiéndose en cartografía y englobando todo bajo el nombre genérico de Formación Caliza de Montaña.

La sucesión asimilable a la formación Barcaliente está constituida por calizas tableadas con laminaciones oscuras, fétidas con algunos niveles de chert.

El contenido paleontológico es prácticamente nulo y su edad ha tenido que establecerse a partir de las formaciones adyacentes. La base debe tener, pues, una edad Namuriense Inferior. Los datos para el techo

son más problemáticos de afirmar, pues donde está más clara la facies Barcaliente (sinclinal de la Vega de los Viejos) el techo está en contacto con la formación San Emiliano, que puede llegar en edad hasta el Westfaliense Inferior. De una manera general se puede situar en el Namuriense a los materiales del tipo Barcaliente. El espesor se puede cifrar en torno a los 250 m.

Las calizas del «tipo Valdeteja» tienen su representación en el sinclinal de los Lagos de Saliencia. En ellas está excavado el desfiladero de Somiedo. La sucesión en la hoja de Pola está formada por calizas masivas con algún nivel lenticular pizarroso margoso. Las calizas presentan una intensa dolomitización secundaria y sólo en algunas zonas o isleos es posible observar la caliza original. Cuando esto ocurre presenta tonos clarosgrisáceos y blanquecinos, habiéndose observado Corales, Crinoideos y en algunos casos Braquiópodos. Datos paleontológicos en zonas situadas al E. permiten afirmar que la base puede establecerse en el paso del Namuriense B. a C. El techo es totalmente heterocrónico y dentro de los límites de la hoja puede observarse el paso lateral de las calizas a los materiales de la Formación San Emiliano. Esto último es claramente visible al NE. de Pola de Somiedo, en la subida al repetidor de TV.

La potencia puede situarse por encima de los 700 m.

No se puede hablar de un medio de sedimentación único. Con carácter general aparecen una serie de facies propias de plataforma calcárea con una evolución desde muro a techo que se inicia con facies euxínicas, de aguas tranquilas en medio reductor, a facies de mayor energía con carácter arrecifal.

La edad para todos los materiales que en cartografía se asimilan a la formación caliza de montaña, abarcaría parte del Namuriense A hasta el Westfaliense A.

1.6.1.3. Formación San Emiliano ($H_1^{Bb} - \frac{B}{2}$)

Fue establecida por BROUWER y VAN GINKEL (1964) en el valle del Torrestío, al E. de la hoja. La serie consta de una potente sucesión casi totalmente detrítica con areniscas, conglomerados, pizarras y algunos niveles de calizas de poca potencia. En la parte superior, fuera de la hoja, presenta capas de carbón. El contacto con las calizas inferiores es gradual y heterocrónico, pudiéndose observar cartográficamente la sustitución lateral entre las calizas del tipo Valdeteja y el San Emiliano, como sucede en el sinclinal de los Lagos de Saliencia, ya comentado en el anterior apartado. En algunos puntos, por ejemplo, en el sinclinal de la Vega de los Viejos, los materiales del San Emiliano se disponen directamente sobre las calizas del tipo Barcaliente.

Los mejores afloramientos de esta formación se pueden ver a lo largo de la carretera de Pola al valle del Lago, a partir de Urria. Sin embargo, no se ha podido realizar un corte, pues la carretera va en dirección de los estratos, existiendo sólo observaciones parciales.

Las areniscas suelen ser marrones en estratos que van del orden centimétrico a varios metros; el grano también es variado, desde fino a muy grueso, con paso a conglomerados finos, formados por cantos angulosos y poco o nada elaborados; es frecuente encontrar restos o briznas de plantas arrastradas inclasificables. Las pizarras y lutitas son de color generalmente oscuras, grises, azules y marrones, por lo general arenosas y micáceas, bien estratificadas, formando ritmos con lechos de areniscas; no se han observado ritmos turbidíticos, sin embargo, VAN DER BOSCH (1969) indica que el tipo de sedimentación sería propio para encontrar estas secuencias. Los niveles calizos no son aquí muy frecuentes, de poca potencia (1 a 5 m.) y alentejonados, suelen contener Algas, Foraminíferos, Corales y Braquiópodos. También se han observado carboneros de poca entidad.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: slumps, sedimentación gradada y convolute. Cerca de valle del Lago se han observado algunos bloques angulares de, aproximadamente, 50 cm. de caliza de crinoides, envueltos en una matriz pizarrosa, a modo de olistolito.

La potencia no se ha medido, pero indirectamente se puede estimar en 700 m. como mínimo.

El depósito es propio de un área inestable controlada tectónicamente y sometida a una fuerte subsidencia, que dio lugar a un rápido depósito de sedimentos mal seleccionados e inmaduros. En esta tónica general se intercalarían períodos más tranquilos en los que se depositaron materiales característicos de una lenta sedimentación. La mayor parte de los materiales se depositaron en aguas someras; en lugares próximos al límite E. de la hoja, todavía el ambiente fue más somero donde se formaron capas de carbón. Según VAR DEN BOSCH (1969), el área fuente debió estar muy cerca, en el S.-SO., dirección que está avalada por las medidas de paleocanales en zonas al SE. de la hoja.

Para la edad hay que remitirse a datos en áreas próximas, pues dentro de los límites sólo se han tomado: flora inclasificable; un Braquiópodo al que se le atribuye una edad carbonífera y algunos Foraminíferos que presentan evidencias de resedimentación. Las aportaciones en cuanto a la edad de autores como BROUWER y VAN GINKEL (1964); RACZ (1964); VAN GINKEL (1965), WAGNER (1959); WINKLER PRINS (1968); MARTINEZ CHACON (1979), etc., permiten asignar una edad de Namuriense B-Westfaliense A para la formación San Emiliano.

1.6.2. Estefaniense

Los materiales de esta edad se distribuyen por la mitad occidental de la hoja, situándose discordantes sobre otros de edad más antigua, en este caso sobre el Precámbrico del Narcea.

De una manera general, los materiales que forman este conjunto son conglomerados, de tipo brecha en la base y el resto del tipo pudinga, estos últimos de cantos bien redondeados, de naturaleza cuarcítica, lo cual habla de un largo transporte; el tamaño de los cantos decrece por lo general hacia el techo y hacia el S. Las areniscas varían de litarenitas-subarcosas-cuarzoarenitas; suelen ser groseras y a veces contienen pirita; como cemento tienen principalmente óxidos de hierro, clorita y a veces sílice. Las pizarras y lutitas son por lo general arenosas; de tonos beige, marrones y pardas. Existen capas de carbón que están siendo explotadas.

Los trabajos sobre el Estefaniense de esta zona se refieren principalmente a datos sobre la abundante flora. Entre los que se refieren al tipo de sedimentación y medio de depósito cabe citar los de CORRALES & VIRGILI (1966) y CORRALES (1970).

Se describen a continuación los distintos aloramientos:

Cuenca de Carballo: Es un sinclinal asimétrico orientado de N. a S. En el flanco E., se puede apreciar bien la discordancia erosiva de la base del Estefaniense, que rellena un paleorrelieve preexistente. Casi todo el flanco O. está cobijado por una falla inversa que eleva el labio O. El espesor total de sedimentación oscila sobre los 800 m., en los que se pueden diferenciar dos tramos principales:

(H₃₃ Tramo Inferior (H₃₃₋₃₄): Es esencialmente conglomerático, y sus características son similares a las de los tramos basales de cuencas próximas. Presenta algunas intercalaciones poco importantes de areniscas, pizarras y capas de carbón, disminuyendo los conglomerados hacia el techo. En la base se observa una brecha formada por materiales procedentes de los bordes de las rocas que formaban el paleorrelieve, son por lo general, rojos y el precámbrico infrayacentes suele estar también rubificado.

Su potencia oscila entre 400 y 500 m.

Tramo Superior (H₃₃₋₃₄): Puede superar los 250 m. de potencia y está constituido por pizarras, areniscas, y capas de carbón; localmente hacia la base pueden existir niveles conglomeráticos.

Los tramos pizarrosos son especialmente ricos en flora. Algunas muestras han sido datadas por WAGNER como Estefaniense B-C, lo cual está en concordancia, con otras realizadas en cuencas de similares características.

Afloramientos de la esquina NO.: Forman un conjunto de tres retazos en las proximidades del Acebo. Se sitúan entre la cuenca de Cangas y Carballo y gozan de las mismas características a las descritas anteriormente.

Afloramiento en la esquina SO.: Aparece como una banda de dirección aproximada 120°, su flanco S. está cobijado por los materiales de la Formación Herrería/Candana, mientras que al N. se observa la discordancia.

Conglomerados forman la base de la sucesión y hacia el techo van pasando a niveles de areniscas, pizarras y capas de carbón. Sería asimilable a los tramos inferior y superior de la cuenca de Carballo, pero al estar bastante separados se ha preferido no diferenciar nada, ya que los datos observados son escasos.

La flora encontrada ha sido datada como Estefaniense B-C, o sea, coincidente con el resto de afloramientos. Por su disposición y localización geográfica se puede decir que constituye un nexo de unión entre las cuencas próximas de Rengos y Villablino.

El medio de depósito debió ser fluvial o fluviolacustre. Estas cuencas limnicas se asentaron sobre un paleorrelieve preestefaniense B-C. De las características y distribución de los términos litológicos se deduce que estos afloramientos estuvieron recorridos por una corriente común de dirección aproximada N. a S., dirección que a la altura del borde S. de la Hoja (cuenca de Villablino) se desvía al E. (CORRALES, 1970).

1.7. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios están ampliamente distribuidos a lo largo de la hoja. Existen numerosos y variados depósitos glaciares, fluvioglaciares, aluviales y coluviales.

También se observan ejemplos típicos de erosión glacial; valles glaciares que conservan toda o casi toda la morfología (horns, hombrecas, circos, drumlins, etc.) entre los que se pueden citar el valle de San Miguel, Sosas, Orallo, etc., en la vertiente leonesa, y las cabeceras de los actuales ríos asturianos.

Los depósitos glaciares, a excepción de algunos situados en las zonas más altas, están en parte removilizados. Es frecuente observar antiguas morrenas laterales removidas con los actuales derrubios de ladera.

En la cartografía se han agrupado todos los sedimentos cuaternarios en tres grupos:

QLC: Comprende el conjunto de depósitos glaciares y fluvio-glaciares parcialmente removilizados.

QC: En el que se incluyen derrubios de ladera y conos de deyección.

QAL: Depósitos aluviales indiferenciados y pequeñas terrazas.

Las formas karsticas están también representadas, preferentemente en el sinclinal de Pola de Somiedo.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Los materiales que ocupan la hoja de Pola de Somiedo están todos afectados por la orogenia hercínica. No obstante, el Precámbrico está también afectado por episodios anteriores. El análisis de la discordancia Cámbrico-Precámbrico, pone de manifiesto la existencia de una deformación de edad Precámbrica (movimientos asinticos de LOTZE 1956). No se conoce por el momento con precisión la naturaleza de ésta, pero puede afirmarse (PEREZ-ESTAUN, 1978) que origina pliegues asimétricos que no van acompañados de esquistosidad ni metamorfismo. La dirección de éstos no coincide con la de las estructuras hercínicas posteriores, deducido de las medidas de lineaciones de intersección originadas durante la primera fase de deformación hercínica, y que a lo largo del contacto Cámbrico-Precámbrico, se han realizado en toda la región.

La esquistosidad primaria que presentan los materiales precámbricos es, por tanto, hercínica, así como también otro tipo de estructuras menores de tipo Kink-band, que son muy visibles y características de las pizarras del Narcea, éstas muestran superficies axiales subhorizontales, y parecen que están relacionadas con fallas subverticales.

El resto de materiales, como se comenta en la introducción, pertenecen a la Zona Cantábrica, y dentro de ella a la denominada región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1967). Desde el punto de vista tectónico y de un modo general, esta región se caracteriza por la existencia de una serie de escamas y mantos de despegue vergentes hacia las partes más externas de la cadena, estando deformados por dos sistemas principales de pliegues.

Las observaciones sobre los mantos de la Zona Cantábrica encajan con un modelo de deformación caracterizado por un despegue general de la cobertera paleozoica al nivel de la formación Lancara que se deslizaría sobre el substrato, rompiéndose en una serie de escamas o cabalgamientos subsidiarios. Las características de estos cabalgamientos son análogas a las descritas por diversos autores en los Apalaches

Meridionales, Montañas Rocosas, Alpes Hervéticos y Jura, de una manera general son las siguientes: La superficie de cabalgamiento corta siempre hacia arriba en la sucesión, y aunque no tienen que producir necesariamente alteración en la serie estratigráfica, cuando lo hacen dan siempre lugar a superposición de rocas más antiguas sobre modernas. 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 es causa de 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.

2.2. EL MANTO DE SOMIEDO

Es considerado como una de las grandes estructuras de la Zona Cantábrica, una parte importante de él queda comprendida dentro de los límites de la hoja. El frente del Manto queda fuera pudiéndose observar en las vecinas hojas de la Plaza y Barrios de Luna. Sin embargo pueden apreciarse numerosas escamas asociadas, algunas de cierta importancia, como las de Belmonte y Villar de Vildas. Los cortes de la figura 1 se han prolongado fuera de la Hoja para incluir la zona de frente.

Por otra parte, la raíz del Manto de Somiedo se sitúa aproximadamente en el cuadrante NO. de la hoja, prolongándose hacia el N.; los materiales precámbricos del antiformal del Narcea están implicados.

Las características de la superficie de cabalgamiento pueden verse en los cortes de la figura 1. .

Como es común en todos los mantos de la Zona Cantábrica, la base del Manto de Somiedo está generalmente constituida por la formación Lancara, cuyo trazado es subparalelo al de la superficie de cabalgamiento. Este nivel estratigráfico representa casi siempre el nivel de despegue. La unidad cabalgante no está constituida por una sola lámina continua de materiales que se mueven uniformemente durante el emplazamiento, sino que, por el contrario, aparece formada por una serie de escamas menores que afectan, sobre todo, a los materiales situados por debajo del contacto La Vid/Santa Lucía. Esto se evidencia comparando la estructura de los materiales situados por encima y debajo del límite citado. Por debajo aparecen numerosas escamas que surgen de

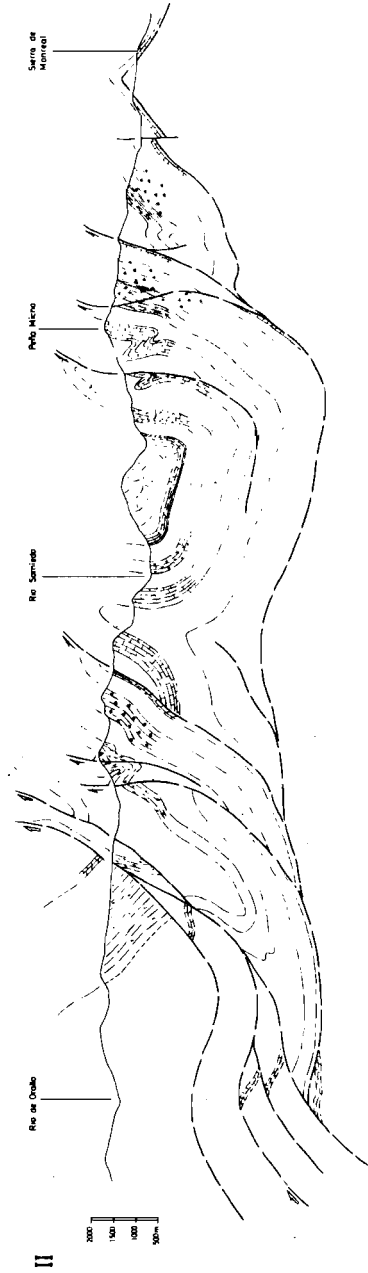
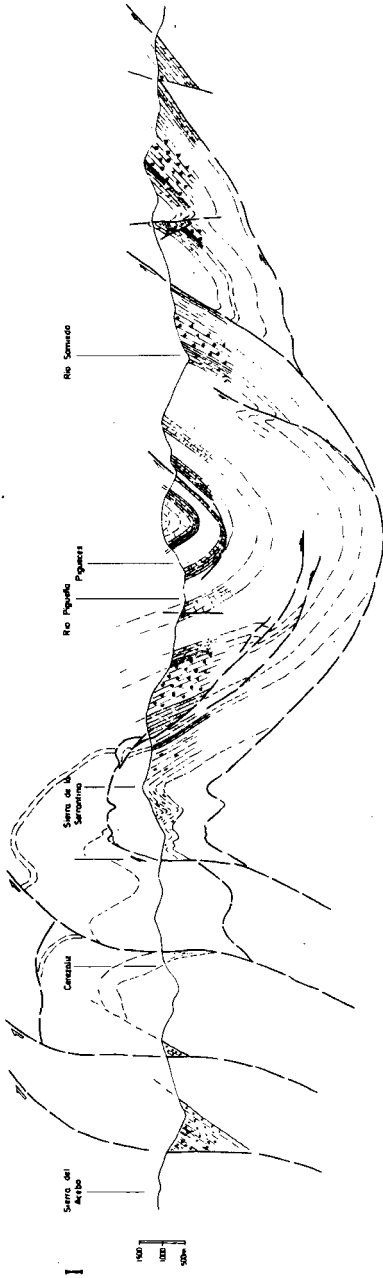


Figura 1

la superficie principal del manto, mientras que por encima de la formación La Vid/Rañeces la estructura es relativamente sencilla, formada por pliegues poco fallados; sólo se observan pequeñas escamas dentro de las formaciones carbonatadas más competentes.

La superficie de cabalgamiento del Manto de Somiedo se inicia dentro de los materiales precámbricos originando al principio una especie de cuña; al llegar al nivel de la formación Lancara, se sitúa paralela a su estratificación, siguiendo el proceso anteriormente descrito.

Respecto al autóctono, se observa que la superficie del manto asciende en la sucesión estratigráfica hasta colocarse por encima de la formación San Emiliano, en la vecina hoja de la plaza de Teverga.

2.2.1. Zona de raíz del manto de Somiedo

La zona de raíz se sitúa en el antiforme del Narcea. En este área se observa una gran complejidad estructural marcada por la presencia de frecuentes superficies cabalgantes, que en algunos casos llegan a cortarse entre sí y en relación con las cuales se encuentra involucrado el substrato precámbrico. Particular interés presenta el área situada en las proximidades de la sierra de la Serrantina y sus estribaciones occidentales. En esta zona puede observarse la existencia de una ventana tectónica en cuyo núcleo aparecen materiales precámbricos y de la formación Herrería. Esta ventana aparece como resultado de la erosión de un domo originado con posterioridad al desarrollo de los cabalgamientos. La existencia de pliegues afectando a las escamas permite explicar los extensos afloramientos de materiales de la Herrería, así como la disposición relativa de los materiales cabalgantes y cabalgados.

En la parte meridional de esta zona (área de Cibeá-Genestoso) aparecen otras escamas con trazado aproximado E.-O., que cortando a las anteriores ascienden rápidamente desde el Precámbrico hasta el Devónico. Fueron interpretadas con anterioridad como fallas de desgarre (JULIVERT y cols., 1968). No obstante, estas escamas aparecen también plegadas, lo que prueba su bajo ángulo inicial a pesar de cortar a los cabalgamientos y su origen próximo en el tiempo a éstos. El resultado del plegamiento posterior muestra ahora un corte estructural en el que se aprecia que el movimiento relativo de dichas escamas es pequeño (fig. 1). Su aparición en la zona donde la superficie basal del manto corta al Precámbrico sugiere un origen ligado a la zona de debilidad creada por el ascenso de los materiales precámbricos (PULGAR y cols., 1980).

2.2.2. Escamas asociadas al manto

El desarrollo de escamas longitudinalmente al manto, es un hecho común en los mantos de este tipo. En esta memoria se respetan las denominaciones existentes en el trabajo de JULIVERT y cols. (1968).

De NE. a SO. aparecen las siguientes:

2.2.2.1. Escama de Tameza

Se sitúa en la esquina NE.; no aflora el frente, que en este caso constituye el frente del manto principal, está cabalgada por la escama de Belmonte.

2.2.2.2. Escama de Belmonte

Se sitúa encima de la anterior; el frente del cabalgamiento, situado en la formación Lancara, está afectado por el plegamiento transversal que origina un cambio en las estructuras de NO.-SE. a N.-S., desarrollándose con esta dirección en la vecina hoja de Belmonte.

Subordinada a esta escama se observan otras paralelas, de menor importancia, como son: La que discurre por la Braña de Piedra Jueves (al N de Peña Micho), cuya superficie de cabalgamiento sube desde el Lancara hasta La Vid/Rañeces. La de Pineda, que discurre desde el kilómetro 24,5 de la carretera de Belmonte al puerto Somiedo, y que produce una repetición de las calizas de Portilla/Candás, subiendo más al N., hasta las Areniscas del Devónico Superior. A la misma altura que la anterior, aunque sin poder precisar su conexión, se sitúa otra escama que discurre por las cercanías de Veigás y Villarín; de O. a E. su frente sube desde la formación Hurgas/Naranco hasta las Areniscas del Devónico Superior.

Las escamas mas meridionales a estas se asocian con la escama de Villar de Vildas.

2.2.2.2. Escama de Villar de Vildas

Discurre aproximadamente de O. a E. desde la zona de enraizamiento, en las cercanías de Cibeá; se puede observar en numerosos puntos y por ello seguir su evolución. De O. a E. la superficie de cabalgamiento se sitúa en los materiales de la Herrería (a la altura de la Gobia de Cibeá), para rápidamente pasar a los del Lancara; a través y paralelos a ellos discurre en buena parte de su trazado hasta que a la altura del pueblo de Caunedo, donde asciende rápidamente alcanzando a las calizas de Santa Lucía/Moniello, a la altura del Alto del Mojón.

Paralelamente a la escama de Villar de Vildas van asociados otras menores. Al N. de dicha escama y a la altura de Corés, se observa una

que discurre E.-O. Esta es de poco desplazamiento y hacia el O. en la cabecera del río Junqueras se entronca con la principal.

Otra escama que sale de la de Villar de Vildas discurre algo más al S. en dirección a La Peral; subdividiéndose en la zona de Los Páramos en otras menores. La superficie de cabalgamiento de estas escamas asociadas a la de Villar tienen la superficie de despegue inicial en el Lancara y van subiendo en la serie estratigráfica hacia el E., desapareciendo su trazado en los materiales pizarrosos de La Vid-Rañeces.

Tanto en las zonas al N. de Caunedo como La Cueta se aprecian pequeñas escamas que afectan a las formaciones Santa Lucía/Moniello, Portilla/Candás y Areniscas del Devónico Superior.

2.3. PLIEGUES

Dentro de la Hoja se distinguen varios sistemas de pliegues:

2.3.1. **Pliegues relacionados con las escamas asociadas al Manto**

Un ejemplo se tendría en el anticlinal situado al S. de Corés y los pliegues asociados a la escama de Villar de Vildas.

2.3.2. **Pliegues «Longitudinales»**

Son los más frecuentes, su posición y desarrollo, como se ha comentado anteriormente, viene controlada por la geometría originada en el emplazamiento de los mantos y escamas. Se disponen longitudinales a los frentes de los mantos, plegando la superficie de cabalgamiento. A excepción de algunos de rango y extensión regional no suelen tener mucha continuidad lateral, produciéndose frecuentemente el relevo y desdoblamiento entre ellos. Son de flancos apretados, asimétricos y convergencia al NE. La magnitud es muy variable desde la escala métrica a kilométrica. Relacionado con este plegamiento se observan localmente una esquistosidad, sobre todo en los materiales pizarrosos del Formigoso y La Vid/Rañeces.

Dentro de la Hoja existen varios pliegues con denominaciones ya establecidas (ver JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1968); se trata de pliegues de primer orden a los que van asociados y subordinados gran cantidad de pliegues de orden inferior. De NE. a SO. se pueden citar los siguientes:

Sinclinal de los lagos de Saliencia o Somiedo: es el más importante y continuo de todos, atraviesa la Hoja desde el SE. al NO. adaptándose perfectamente a las direcciones de la Rodilla Astúrica. El núcleo está ocupado por el Carbonífero y no parece estar afectado por plie-

gues secundarios, a diferencia de los flancos. El flanco NE. está formado por una serie de pliegues de menor radio, pero con relativa extensión longitudinal, estos se observan bien en la carretera de Belmonte a Pola y en la pista de Villarín a Arbeyales.

Anticlinal de Gúa: al igual que el sinclinal anterior, el río Somiedo ha excavado su cauce perpendicular a su eje, lo que hace posible y cómoda la observación a lo largo de la carretera que discurre paralela al río. Gran parte de su núcleo aflorante está constituido por los materiales de La Vid/Rañeces. Es un anticlinal bastante apretado y vergente al NE. Hacia el SE. evoluciona a una serie de pliegues con carácter anticlinal que forma la zona de separación entre los sinclinales de los lagos de Saliencia y La Cuesta.

Al S. del anticlinal de Gúa, en su sector NO. se encuentra el sinclinal del Páramo: éste discurre con una dirección sensiblemente paralela al de Gúa y a la altura del Cornón toma rumbos próximos al S. Desde esta zona y hacia el E., se desarrollan una serie de pliegues en relevo, con dirección N.-NO.-S.-SE., que originan dos sinclinales, con núcleo carbonífero, conocidos como el de La Vega de Los Viejos (unido directamente con el del Páramo) y de La Cuesta. La zona intermedia está formada por varios pliegues muy apretados que poseen en conjunto un carácter anticlinal y denominado anticlinal del puerto de Somiedo.

A parte de los descritos se encuentran otros, algunos señalados en cartografía, y que debido a su menor entidad se omite la descripción en la Memoria.

2.3.3. Pliegues «transversales» o radiales

Existe otro sistema de pliegues, por lo general de gran radio, que se disponen sensiblemente perpendiculares a los «Longitudinales» con trazas axiales de dirección E.-O. o E.-NE.-O.-SO. Son pliegues muy abiertos con planos axiales subverticales y ejes en posición variable según la superficie plegada. La interferencia de estos dos sistemas es el causante de la disposición actual que presentan tanto los pliegues como las demás estructuras anteriores, algunas de las formas están explicadas en este mismo capítulo. El estudio de los modelos de interferencia ha sido abordado anteriormente por JULIVERT y MARCOS (1973).

Evolución tectónica de los materiales

La orogenia hercínica es la responsable de las estructuras que se observan en la Hoja. Dada la posición de ésta con respecto a las Zonas Astur-Occidental Leonesa y Cantábrica, es necesario hacer referencia a

las distintas fases que con carácter general se han desarrollado. En este sentido, MARCOS (1973) propone un esquema en el que muestra la evolución tectónica con referencia a las tres principales fases.

La primera fase hercínica origina en la Zona Astur-Occidental Leonesa pliegues vergentes al E., acompañados por una esquistosidad de flujo que va desapareciendo gradualmente hacia el área del antiformal del Narcea. En la Zona Cantábrica no se encuentra ninguna deformación importante anterior al emplazamiento de los mantos.

La segunda fase hercínica origina en la Zona Astur-occidental leonesa cabalgamientos, que afectan a las estructuras de la fase anterior. En el área del antiformal del Narcea, esta fase es la responsable de los cabalgamientos dirigidos hacia zonas externas que se observan, sobre todo, en el flanco O. de dicho antiformal; no se descarta la posibilidad de que alguno de estos se encuentre dentro de la Hoja, pero la falta de materiales cámbricos (como niveles guía) dificulta su localización. Posiblemente en relación con esta fase, o quizá ya con la primera, se originan en la Zona Cantábrica los cabalgamientos y mantos como el de Somiedo.

Posteriormente en la Zona Cantábrica tiene lugar el plegamiento llamado «Longitudinal». Los pliegues de esta fase condicionarían en gran medida la estructura del antiformal del Narcea y deben ser coetáneos con los pliegues de la «tercera fase», de MARCOS (1978), en la Zona Astur-Occidental Leonesa.

Después de esta última fase se desarrollan los pliegues E.-O., denominados transversales (MARCOS, 1968; JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1968), que producen interferencias con los anteriores; originan domos y cubetas, así como cabeceos en los ejes de los longitudinales. Con éstos, la estructura del antiformal del Narcea queda constituida. En el Occidente de Asturias, estos pliegues no adquieren mucha importancia.

Posteriormente se producen fracturas que pueden considerarse como tardi o pos-hercínicas. Las más antiguas controlan en parte la sedimentación del Estefaniense (claramente discordante y son sin y pos-sedimentarias con el depósito de éste).

En la Hoja se observan los flancos O. y SO. de los afloramientos estefanienses cobijados por terrenos más antiguos. La estructura de la cuenca del Garballo, sinformal, parece condicionada por el juego de este tipo de estructuras en el zócalo.

Sobre las demás fracturas, nada se puede afirmar, pues se carecen de materiales posteriores al Estefaniense. Sin embargo, en áreas próximas, depósitos terciarios se ven afectados por una tectónica de fractura, claramente alpina. Alguna de estas fracturas podría ser rejuego de las anteriores.

3. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica durante el Precámbrico sólo se puede reconstruir en parte, dado que sólo afloran los materiales más modernos (posiblemente Proterozoico Alto). Se puede decir que durante estos tiempos existió una actividad volcánica de tipo ácido (porfiroides) y una sedimentación en gran parte turbidítica. La etapa culmina con una deformación (mov. Asínticos).

La sedimentación durante el Cámbrico se inicia con el depósito de materiales detríticos, que se disponen discordantes sobre los del Precámbrico, y continúa hasta el Arenig, con las excepciones de los niveles carbonatados de aguas poco profundas del Herrería/Candana y Lancara/Vegadeo.

Una importante subsidencia a partir del Cámbrico Medio hace que en la Zona Astur Occidental-Leonesa se produzca un potente acúmulo de sedimentos en comparación con la Zona Cantábrica. Durante este período aparecen manifestaciones volcánicas.

El incremento de esta subsidencia determina durante el Ordovícico Medio la diferenciación de un surco que conduce a una separación más neta de las dos zonas citadas.

Así, mientras en la más occidental no existe hiato, en la occidental se detecta (a excepción de algunas zonas) la falta de sedimentos del Ordovícico Medio-Superior. Es muy difícil precisar si sólo existió una laguna o bien si la erosión eliminó un posible depósito.

A partir del Arenig, la historia geológica referida a la Hoja de Pola, sólo puede ser seguida en la Zona Cantábrica.

Hasta el final del Devónico ésta se comportó como una plataforma suavemente inclinada hacia el E. La falta de sedimentos devónicos al O. del antiforme del Narcea se debe achacar al desmantelamiento posterior. 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 del área emergida hacia el NE., señalada por numerosos autores, debió controlar 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 Nocedo. Los materiales de la 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 Tournaisiense y Viseiense 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 hercínico, con diferenciación sedimentaria en ámbitos distintos, que en la Hoja están representados en las formaciones Caliza de Montaña y San Emiliano.

En el Westfaliense se producen las fases importantes de la orogenia hercínica. Finalmente, después de estos acontecimientos tectónicos y de haber sido desmantelada la cordillera en este sector, se depositó el Estefaniense netamente discordante. La posterior intrusión de diques debe estar relacionada con las manifestaciones tardías, con lo que se cierra la historia geológica del ciclo hercínico.

La falta de sedimentos posestefanienses, a excepción de los cuaternarios, impide continuar la evolución posterior del área que ocupa la Hoja, debiéndose remitir para su conocimiento a otras zonas de la cordillera donde existen depósitos superiores.

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

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS IGNEAS

Las rocas ígenas que aparecen en la Hoja comprenden, desde rocas volcánicas de edad precámbrica hasta diques básicos y ácidos de edad al menos posestefanienses.

Asimismo existen episodios volcánicos reconocidos en toda la región a lo largo del Cámbrico, Silúrico, y que en algunos casos (F. San Pedro) se han incluido junto con los materiales propios de la formación. En el caso de los materiales volcánicos y vulcano-sedimentarios de la F. Oville, no se han reconocido afloramientos, sin que por ello se indique su inexistencia, ya que están presentes de una manera regional.

4.1.1. *Rocas volcánicas precámbricas*

Coincidiendo con la serie precámbrica del Narcea, se encuentran unas rocas volcánicas fundamentalmente piroclásticas y lávicas, de

composición ácida e intermedia = cuarzo queratófidas – queratófidas o riolíticas sódicas. Estos materiales, denominados «porfiroides», han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado de la facies de esquistos verdes correspondientes a la zona de la clorita en general, con paragénesis = clorita + M. epidota + albita + calcita + cuarzo o clorita + actinolita + albita.

Estas metavolcanitas exhiben texturas porfídicas o porfidoclasticas (lava o toba, respectivamente) con mesostasis finogramelar marcadamente esquistosa.

La composición mineralógica es la de una plagioclasa alcalina albitica, presente tanto en fenocristales como en matriz; cuarzo subordinado, igualmente tanto como fenocristales, o como relleno de intersticios en la pasta, y clorita del componente ferromagnésico. El K-feldespato puede estar presente o no, aunque siempre en cantidades subordinadas. Los accesorios son: carbonatos, mineral de epidota, esfena, apatito, opaco y circón.

Las rocas se limitan a la zona SO. de la Hoja y están cartografiadas con el conjunto de materiales precámbricos, aflorando en lentejones de poca potencia. La relación de éstos con las rocas encajantes suele ser un tránsito gradual, como se observa en la carretera de Vallao a Siero. PEREZ-ESTAUN (1978) cita en observaciones de zonas próximas que en las terminaciones laterales de los porfiroides se evidencian pasos laterales de facies con el resto de sedimentos precámbricos.

Las rocas volcánicas precámbricas han sido objeto de estudios (FARBER y JARITZ, 1964; F. RUIZ, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1973; PEREZ-ESTAUN y J. MARTINEZ, 1978) y están generalmente consideradas como productos de un vulcanismo ácido a intermedio.

4.1.2. *Diques ácidos (FO)*

Se trata de pórfidos plagiograníticos de carácter leucocrático, con una fuerte alteración hidrotermal de tipo argilítico (sericita-caolín) y a veces moscovítico de mayor temperatura. Los fenocristales son de plagioclasa y cuarzo esporádicos y la mesostasis fino y microcristalina es cuarzo-sericítica. Circón, apatito y esfena suelen constituir los accesorios.

Los diques se presentan en el campo cortando a materiales de distinta edad: precámbricos, cámbricos, ordovícicos y estefanienses, su edad es posestefaniense. No llevan una dirección determinada y suelen aflorar como «sills» de pequeña potencia. La mayor parte aparecen en el cuadrante NE.

4.1.3. *Diques básicos* (E)

Globalmente son rocas similares, aunque presentan entre sí algunas variaciones fundamentalmente texturales y de grado de alteración. Su composición es intermedia-básica: pórfidos dioríticos-cuarzo-diabasas. La textura es porfídica, subofítica e incluso micrográfica. Cuando están frescos suelen contener anfíbol y plagioclasa más o menos tabular. El anfíbol es de tipo hornblenda, con formas cuadradas y en algún caso conservan reliquias de clinopiroxeno en el núcleo. Intersticialmente se observa cuarzo y K-feldespatos. Es bastante común que se encuentren afectados por una alteración autometamórfica acusada, originándose las correspondientes transformaciones.

Se presentan por lo general como pequeños diques y sills de escala centimétrica a métrica, a veces hasta de 2 y 3 m. de potencia y excepcionalmente sobrepasan estas dimensiones. Los materiales encajantes son preferentemente precámbricos, sin que por ello tenga alguna relación cronológica con ellos.

En muchos casos, por ejemplo, cabecera del Río Orallo, Río San Miguel, al SE. de Genestoso o el Collado de las Tres Lagunas, la densidad de diques es tan elevada que presenta problemas su cartografía, recurriendo a representar sólo alguno de ellos.

En cuanto a la edad de emplazamiento y con los datos que se aportan dentro de la Hoja se puede afirmar que son como mínimo poswesfalienses, pues a 1 km. al SO. de Villar de Vildas, un dique de esta familia secciona un gran pliegue longitudinal. También se observa la carencia de algún grado de metamorfismo.

4.2. METAMORFISMO

Como se indica anteriormente, dentro de los materiales preestefanienses pueden distinguirse dos grandes conjuntos: uno sin metamorfismo y otro con un metamorfismo de bajo grado, observable en materiales pelíticos. Este correspondería a zonas situadas al O. y S. que, en cuya dirección se manifiesta un aumento del grado metamórfico. Regionalmente se ha señalado la presencia de un metamorfismo térmico que no supera la isograda de la biotita y que sería posterior al dinamotérmico, relacionado con las fases tectónicas. Ni las observaciones de campo ni el estudio de numerosas láminas delgadas permite reconocerlo dentro de los límites de la Hoja.

El metamorfismo epizonal observable en los materiales pelíticos origina una paragénesis de la facies de pizarras verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

Existen numerosos indicios minerales en la hoja, pero en la actualidad la única actividad minera se centra en el carbón.

La extracción de antracitas está circunscrita al área que ocupa la cuenca estefaniense de Carballo, concretamente al tramo superior. En él se localizan hasta doce capas, de las cuales las dos primeras han sido ya explotadas. Existen algunas capas en el tramo inferior conglomerático, pero son poco importantes.

En el afloramiento situado al W. del Acebo, se observa una explotación de carbón que está abandonada, aunque debió ser de poca importancia. También hay indicios de explotaciones en el afloramiento de Cobos, al SW. de la hoja, la franja estefaniense en la que se sitúa, comunica las cuencas de Rengos y Villablino.

El cinabrio ha sido explotado, hasta fechas recientes, en las minas de Caunedo. Se encuentra formando masas irregulares a lo largo de la caliza de Lancara y su mineralización está relacionada con el cabalgamiento de Villar de Vildas. A lo largo de este cabalgamiento existen varios indicios, no sólo de cinabrio, sino de otros sulfuros, siendo este hecho frecuente en los cabalgamientos y grandes fracturas de la región.

Explotaciones de antimonio ya abandonadas, se localizan al NW. de Siero. La mineralización encaja sobre materiales precámbricos y está tal vez relacionada con alguna fractura o cabalgamiento NW.-SE.

En la cabaña de los Tornos, al W. de la Rebolleda se sacó mineral de manganeso y hierro.

En la Gobia de Cibeia hay una mina de barita en las calizas de Lancara, relacionada como el cinabrio con el cabalgamiento de Villar de Vildas.

Al SW. del puerto de Somiedo se encuentran unas minas abandonadas de mineral de hierro, en las areniscas del Devónico Superior.

Las areniscas ferruginosas de la Formación San Pedro/Furada, poseen en condiciones favorables, hasta un 40 por 100 de hierro, sin embargo, presentan inconvenientes, por la cantidad de sílice y fósforo, que no hacen viable actualmente su aprovechamiento.

En la parte inferior de las cuarcitas de la F. Barrios, un nivel rico en caolín. Cerca del límite NE. existieron explotaciones de dicho mineral, también al W. de la Rebolleda. Algunos indicios de cobre existen al SE. del Lago Bueno.

No se han observado canteras de importancia en la hoja, el motivo debe ser que está alejado de los centros de consumo, no obstante,

numerosas formaciones (principalmente calizas) son susceptibles de ser aprovechadas con este fin.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde este punto de vista la hoja comprende dos zonas muy distintas. Por un lado la parte W., ocupada principalmente por el Precámbrico, y la E., por la zona Cantábrica. La naturaleza de los materiales juega un papel fundamental no sólo 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.

Sin embargo, las características de elevada pluviometría, topografía, potente cubierta vegetal y espesor de suelos son factores que atenúan en parte las condiciones hidrogeológicas adversas del Precámbrico.

La zona E., principalmente los terrenos devónicos y carboníferos, presentan grandes posibilidades. Las diferencias litológicas entre las formaciones y 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.

6. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L., y JUNQUERA, G.: «Criaderos de Asturias» en *Mem. Inst. Geol. Min. de España. Criaderos de hierro de España*, t. II, vol. 1, pp. 1410, Madrid, 1916.
- ARBIZU, M.; GARCIA-ALCALDE, J. L.; GARCIA-LOPEZ, S.; MENDEZ-BEDIA, I.; SANCHEZ DE POSADA, L.; SOTO, F.; TRUYOLS, M.; TRUYOLS, J.; ALVAREZ, F.; MENDEZ, C., y MENENDEZ, J. R.: «Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains) Asturias, NW. Spain. A contribution to the lower/Middle Devonian boundary problem», en *Geol. et Pal.*, 13. Marburg a. Lahn, 1979.
- ARBOLEYA, M. L.: «Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW. de España)», en *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 3, pp. 37-44, Oviedo, 1973.
- BALDWIN, C. T.: «The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain», en *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16, Oviedo, 1975.
- BALDWIN, C. T.: «A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones, NW Spain», en *Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico* (Edic. Homenaje a I. Parga Pondal). Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos, 27, pp. 43-78, 1978.
- BARROIS, CH.: «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice», en *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 2, núm. 1, 630 pp., 1882.
- BOSCH, W. J. VAN DEN: «Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains» (NW. Spain). *Leidse Geol. Meded.* Leiden, 1969. gas de Narcea, Rengosy Villablino (NW. de España)». TMSIS DOCTORAL,

- CORRALES, I.: «La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España)». Tesis doctoral, Universidad de Oviedo (ined.)
- CRESPO ZAMORANO, A., y MATA SANCHEZ, J.: *Mapa Geológico de España*, esc. 1:50.000, hoja núm. 15-07 (105). RIAÑO, segunda serie. Primera edición. IGME, 1978.
- COMTE, P.: «Le Dévonien inférieur du Lóon», en *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773, 1936.
- COMTE, P.: «Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne). *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, 1936, pp. 138, 1936.
- COMTE, P.: «Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne), en *C. R. Séances. Ac. Sci. Paris*, 203, pp. 1198-1200, 1936.
- COMTE, P.: «Les faciès du Devónien supérieur dans la Cordillère Cantabrique», en *R. C. Séances Ac. Sci. Oaris*, 206, pp. 1496-ú498, 1938.
- COMTE, P.: «La série cambrienne et silurienne du León, en *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606, 1957.
- COMTE, P.: «Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique», en *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440, 1959.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A., y PEREZ-ESTAUN, A.: «Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Paleogeogr. Paleoclimat. Palaeol.*», vol. 15, pp. 169-184, 1974.
- CRIMES, T. P.; LEG, I.; MARCOS, A., y ARBOLEYA, M.^a L. (in litt.): «Late Precambrian? low lower Cambrian trace fossils from Spain», en *Geol. Jour. Spec. Issue*.
- DE BRENNE, F. & ZAMARREÑO, I.: «Sur la faune d'Archeocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans le NW de l'Espagne», en *Breviora Geol. Ast.*, año 19, núm. 2, pp. 17-27, Oviedo, 1975.
- DE COO, J. C. M.; DELMAN, J. C. y VAN DER BAAN, D.: «Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Emsian-Couvinian) in Leon ind Asturias», Spain, en *Geol. Geol. en Mijnb.*, 50, 3, pp. 359-366, 1971.
- DE SITTER, L. U.: «Le précambrien dans la chaine cantabrique», en *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 9, p. 253, Paris, 1961.
- DE SITTER, L. U.: «The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections», scale 1:100.000, en *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 225-264, 1962.
- FABER, A., y JARITZ, W.: *Die geologie des westasturischen Kustengebietes zwischen*. San Esteban de Pravia und Ribadeo, *Geol. Jb.*, 81, pp. 679-738, 1964.
- GARCIA ALCALDE, J., y ARBIZU, M.: «Les faunes pélagiques du Dévo-

- nien moyen du León (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. de l'Espagne)», en *Ann. Soc. Geol. Nord*, 96, 4, pp. 407-412, 1977.
- GARCIA ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M.; GARCIA-LOPEZ, S., y MENDEZ-BEDIA, I.: «Guidebook of the field trip». Meeting of the International Subcommission on Dévonian Stratigraphy», en *Servicio de Publ. Univ. Oviedo*, Oviedo, 1979.
- GARICA FIGUEROLA & SUAREZ, O.: «Sobre la génesis de los diques porfídicos: pórfidos de Allande-Besullo (Asturias)», en *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov.*, vol. XXII, pp. 13-24, Univ. Barcelona, 1968.
- GARICA FUENTE, S.: *Mapa Geológico de Espa*, escala 1:50.000, hoja núm. 77 «La Plaza» (Teverga). IGME, 1959.
- GIETELINK, G.: «Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW. Spain)», en *Leidse Geol. Meded*, 49, pp. 125-144, 1973.
- GINKEL, A. C. VAN: «Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)», en *Leidse Geol. Meded*, 34, pp. 1-225, 1965.
- GOMEZ DE LLARENA, J., y RODRIGUEZ ARANGO, C.: «Datos para el estudio geológico de la Babia baja (León)», *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 61. Madrid, 1948.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y A.: «Fauna carbonífera de Villablino (León)», en *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 17. Madrid, 1947.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (en preparación): *Mapa Geológico de España*, esc. 1:50.000, hoja núm. 12-6 (77) *La Plaza (Teverga)*, segunda serie, primera edición. Madrid.
- JULIVERT: «Sur la tectonique hercynienne à nappes de la chaîne Cantabrique (étude géologique de la région á l' Est du bassin central Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (7), 4, pp. 644-651, 1965.
- JULIVERT, M., y MARTINEZ GARCIA, E.: «Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis hercyniana». *Acta Geol. Hispánica*, año II, pp. 107-110, 3 figs., Barcelona, 1967.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., y FERNANDEZ GARCIA, L.: «La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol.*, 2, Oviedo, 1968.
- JULIVERT: «Decollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain». *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29, 1971 a.
- JULIVERT: «L'évolution structurales de l'ac Asturien (in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. I)». *Publ. Inst. Fr. Pétr.*, Ed. Technip, pp. I.2.1.-I.2-28, 1971 b.
- JULIVERT; MARCOS, A., y TRUYOLS, J.: «L'évolution paleogeographique du nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien».

- Soc. Geol. Min. Bretagne. Bull., Sr. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7, 1972.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J.: «Le coupe du Cabo Peñas, une coupe de referencia por l'Ordovicien du Nord-Quest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fra.*, fasc. 5, pp. 214-243, 1972.
- JULIVERT, y MARCOS, A.: «Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera Northwest Spain)». *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375, 1973.
- JULIVERT, y cols.: «Mapa Geológico de España, escala 1:50.000», *Belmonte de Miranda*, núm. 11-05 (51). Segunda serie. MAGNA IGME. Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria, Madrid.
- LEYVA, F.; MATAS, J., y RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. (*in litt*): «Memoria y Hoja Geológica», núm. 129 (13-08) (LAROBLA). Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 (2.ª serie). MAGNA, IGME. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid.
- LOTZE, F.: «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín, 1945. (Traducido por J. M.ª Ríos: «Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 195).
- LOTZE, F.: «Das Präkambriums Spaniens». *Neüs Jb. Geol. Paläont. Mh.*, t. 8, pp. 373-380, 1956. (Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: «El Precámbrico en España», 1956. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F.: «Zur stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Geologie*, año 7, núm. 3-6, pp. 727-750. Berlín, 1958. (Traducido por J. GOMEZ DE LLARENA: «Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 61, pp. 131-174, Madrid, 1961.
- LOTZE, F.: «Das Kambrium Spaniens. Teil I, Stratigrafie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math, naturw, K1*, núm. 6, pp. 1-216, 1961.
- LOTZE, y SDZUY, K.: «Das Kambrium Spaniens», t. I: «Stratigraphie t. II: Trilobiten». *Abh. Math. K1. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1961, 6-7-8, pp. 1-411, 1961.
- MARCOS, A.: «Nota sobre el significado de la Leon line». *Bre v. Geol. Ast.*, 12, 3, pp. 1-5, 1968 a.
- MARCOS, A.: «La tectónica de la Unidad de La Sobía-Bodón». *Trab. Geol.*, 2, pp. 59-87, 1968 b.
- MARCOS, A.: «Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW. de España)». *Trabajos de Geología Unif. de Oviedo*, núm. 6, pp. 1-113, 1973.
- MARCOS, A., y cols.: «Mapa Geológico de España», hoja núm. 10-05 (50) (Cangas de Narcea). Escala 1:50.000, 2.ª serie, 1.ª edición, IGME.

- MATTE, Ph.: «Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Ac. Sc.*, t. 264, pp. 1769-1772, Paris, 1967.
- MATTE, Ph.: «Precisions sur le Précambrien supérieur schistogréseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Géogr. phus. Geol. Dynam.*, 2.^a ser., vol. X, fasc. 3, pp. 205-211, Paris, 1968 b.
- MATTE, Ph.: «Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322, Amsterdam, 1969.
- MENDEZ-BEDIA, I.: «Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NO. de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 9, Univ. de Oviedo, 1976.
- OELE, E.: «Sedimentological aspects of four lower Paleozoic formations in the northern part of the province of leon (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 1-99, 1964.
- PEREZ-ESTAUN, A.: «Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo S. del antiforme del Narcea (NW. de España)». *Brev. Geol. Astur.*, año XVIII (3-5), 1973.
- PEREZ-ESTAUN, A.: *La estratigrafía y la estructura en la rama Sur de la zona Asturoccidental-Leonesa (W. de León, NW. de España)*. Tesis, Universidad de Oviedo, 1975.
- PEREZ-ESTAUN, A.: «La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León)». *Brev. Geol. Ast.*, 15, 1, pp. 7-13, 1971.
- PEREZ-ESTAUN, A., y MARTINEZ, J.: «El precámbrico del Antiforme del Narcea en el Sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW. de España)». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, núm. 10, 1978.
- PULGAR, J. A.; PEREZ-ESTAUN, A.; MARCOS, A., y BASTIDA, F.: *La estructura del Manto de Somiedo*. Inédito. Fondo Documental del IGME, Madrid, 1980.
- RUIZ, F.: «Geología del Sector N. de Anticlinorio del Narcea». *Brev. Geol. Astur.*, año XV, 1971.
- RUPKE, J.: «The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 1-74, 1965.
- SCHULZ, G.: *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Edit. José González, 1 vol., 138 pp., Madrid, 1858.
- SDZUY, G.: «Das Kambrium Spaniens. Teil II, Trilobitem». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturw. Ka.*, núm. 7-8, pp. 217-408, 1961.
- SDZUY, K.: «Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trab. Geol.*, 2, pp. 45-47, 1968.

- SDZUY: «La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España». *I Congr. Hisp. Iuso amer. de Geol. Económica, Madrid-Lisboa, 1971*, 2, pp. 769-782, 1971.
- SJERP, N.: «The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 55-128, 1967.
- STAALDUINEN, C. J. VAN: «Geology of the area between the Luan and Torío rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW. Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 167-205, 1973.
- STEL, J. H.: «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, 1975.
- SUAREZ DEL RIO, L. M., y SUAREZ, O.: «Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias)». *Est. Geol.*, vol. 32, núm. 1, Madrid, 1976.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A., y JULIVERT, M.: «Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes». *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 1, pp. 23-35, 1974.
- TRUYOLS, y JULIVERT: «La sucesión Paleozoica entre Cabo de Peña y Antomero (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, núm. 8, 1976.
- TRUYOLS y cols.: *Mapa Geológico de España*, escala 1:50.000, núm. 14-07 (104), «BOÑAR», 2.^a serie, 1.^a edición, IGME, 1978.
- VIDAL BOX, C.: «La estructura geológica del borde de la depresión hullera de Laciana con la Babia Alta (prov. de León)». *Est. Geol.*, 15 (41-44), Madrid, 1959.
- VIRGILI, C., y CORRALES, I.: «Las series molásicas Estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, vol. 1, núm. 4, pp. 3-7, Barcelona, 1966.
- WAGNER; WINKLER PRINS, C. F., y RIDING, R. E.: «Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain». *Trab. Geol.*, 4, pp. 603-663, 1971.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T.: «Lower Namurian Goniaticites from the Griotte limostone of the Cantabrian Mountains Chain». *Notas y Con.*, IGME, 69, pp. 5-23, 1963.
- WINKLER PRINS: «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, 1971.
- ZAMARREÑO, I.: «Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, núm. 5, 118 p., 1972.
- ZAMARREÑO, I., y PEREJON, A.: «El nivel carbonatado del Cámbrico de

Piedrafita (zona asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, núm. 2, pp. 17-32, Oviedo, 1976.

ZAMARREÑO: «Depósitos carbonatados de tipo "tydal flat" en el Devónico Inferior del NW. de España: La Dolomía de Baguñes». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, núm. 8, pp. 59-85, 1978.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA