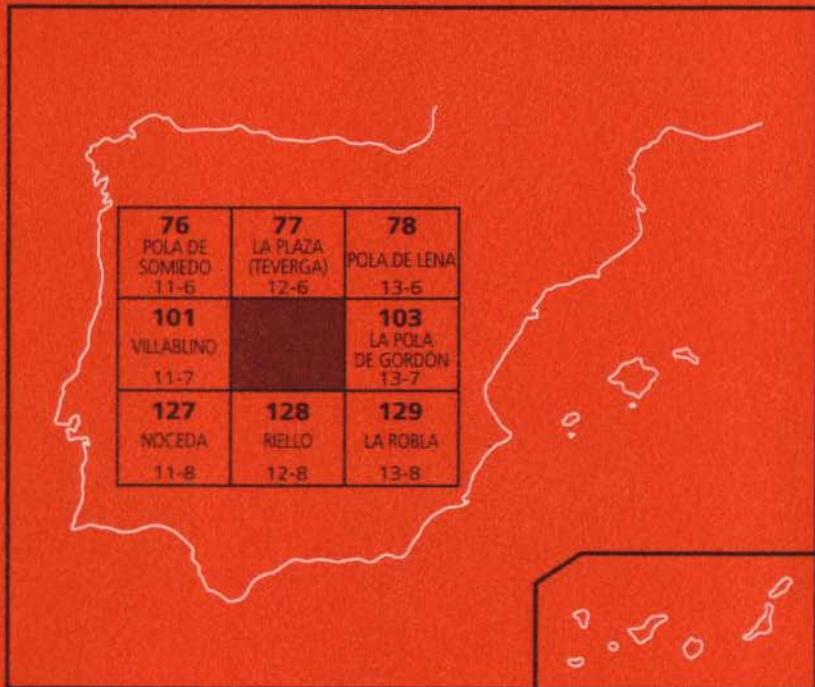




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



LOS BARRIOS DE LUNA



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

**LOS BARRIOS
DE LUNA**

Segunda serie. Primera edición 1991
Reimpresión 1998

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Los Barrios de Luna han sido realizados por el Servicio de Geología del ITGE habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- A. Suárez Rodríguez, N. Heredia, F. López Díaz, J. M. Toyos, L. R. Rodríguez Fernández del ITGE y G. Gutiérrez de EGEO, S. A.

Cortes Geológicos:

- A. Suárez Rodríguez, N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández del ITGE.

Mapa Geomorfológico:

- T. Bardají (Universidad de Alcalá de Henares) y P. G. Silva (Universidad Complutense).

Memoria:

- *Introducción*: L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).
- *Estratigrafía*: P. Barba y L. P. Fernández (ITGE).
- *Geomorfología*: T. Bardají (Universidad de Alcalá de Henares) y P. G. Silva (Universidad Complutense).
- *Tectónica*: A. Suárez Rodríguez, L. R. Rodríguez Fernández y N. Heredia (ITGE).
- *Rocas Igneas*: G. Gallastegui (ITGE).
- *Historia Geológica*: P. Barba y L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).
- *Geología Económica*: A. Paniagua (Universidad de Oviedo) y N. Heredia (ITGE).
- *Hidrogeología*: L. Galán (ITGE).

Asimismo han colaborado en aspectos temáticos parciales:

- *Cartografía Geológica previa y Geología Económica*: J. A. Martínez Alvarez, M. Torres Alonso y M. Gutiérrez Claverol (Universidad de Oviedo).
- *Tectónica*: F. López Díaz y J. M. Toyos (ITGE).
- *Paleontología*: E. Villa (Universidad de León).
- *Análisis de laboratorio*: C. Salvador González e I. Bravo Fernández (Universidad de Oviedo).

Dirección del estudio:

- L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).

© Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

ISBN: 84-7840-348-5

Depósito Legal: M-25415-1998

NIPO: 320-98-011-X

Primer Edición 1991

Reimpresión 1998

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION	7
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. Precámbrico	10
2.1.1. Formación Mora (Precámbrico)	10
2.2. Cambro-Ordovícico	12
2.2.1. Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) ..	12
2.2.2. Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio).	15
2.2.3. Formación Oville (Cámbrico Medio)	19
2.2.4. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)	22
2.2.5. «Capas de Transición»: Formaciones Luarca y Getino	27
2.2.6. Formación Luarca (Llanvirn)	28
2.2.7. Formación Getino (Cámbrico Superior-Llandovery)	28
2.3. Silúrico	29
2.3.1. Formación Formigoso (Llandovery Medio-Wenlockiense Inferior)	29
2.3.2. Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense Superior-Gedi niense Inferior)	31
2.4. Devónico	33
2.4.1. Grupo la Vid (Gediniense-Emsiense Superior)	33
2.4.2. Formación Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)	36
2.4.3. Formación Huergas (Eifeliense-Givetiente)	37
2.4.4. Formación Portilla (Givetiente-Fransniense)	39
2.4.5. Las Areniscas del Devónico Superior: Formaciones Nocedo, Fueyo y Ermita) (Frasniense-Fameniense Superior)	40
2.5. Carbonífero	43
2.5.1. Formación Baleas (Tournaisiense)	43
2.5.2. Formación Alba (o Genícera) (Viseense)	44
2.5.3. Formación Barcaliente (Serpuloviense)	46

2.5.4. Formación Valdeteja (Bashkiriense)	48
2.5.5. Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)	49
2.5.6. Estefaniense	61
3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS	62
3.1. Introducción	62
3.2. Elementos morfológicos	63
3.2.1. Formas periglaciares y nivales	63
3.2.2. Formas glaciares	64
3.2.3. Formas fluviales y de procesos asociados	66
3.2.4. Formas kársticas	67
3.2.5. Formas de gravedad	67
3.2.6. Formas estructurales	68
3.2.7. Formas poligénicas	68
4. TECTONICA	68
4.1. Introducción y Antecedentes	68
4.2. Características generales de los mantos de despegue y pliegues	69
4.3. Descripción general de las Unidades Tectónicas	71
4.4. La Estructura del Antiforme del Narcea	71
4.4.1. Evidencias de deformaciones prehercínicas	71
4.4.2. La deformación hercínica	73
4.4.2.1. Primera Fase (D1)	73
4.4.2.2. Segunda Fase (D2) en la ZAOL	75
4.4.2.3. La Segunda Fase de deformación en la ZC	78
4.4.2.4. Tercera Fase (D3) y deformaciones posteriores	78
4.4.2.5. Estructuras tardías	79
4.5. El Manto de Correcillas	79
4.6. El Manto de Somiedo	82
4.6.1. La Escama de Villar-Robledo	82
4.6.2. La Escama de Belmonte	83
4.7. Manto de Bodón	84
4.8. Edad de las Estructuras: El Acortamiento N-S	89
5. ROCAS IGNEAS	90
5.1. Introducción	90
5.2. Rocas Volcánicas	91
5.2.1. Formaciones Mora y Láncara	91
5.2.2. Formaciones Oville, Barrios y Furada	92
5.3. Rocas Carboníferas	96
6. HISTORIA GEOLOGICA	98
7. GEOLOGIA ECONOMICA	100
7.1. Minería no Energética (Metálica)	101

	<i>Páginas</i>
7.1.1. Epitermales de Ba-Pb-Zn-Cu en rocas carbonatadas	101
7.1.2. Epitermales de Hg-As-Sb en rocas carbonatadas	102
7.1.3. Sedimentario-Exhalativos de Fe-Mn ligados a limolitas y areniscas.	104
7.1.4. Epitermales de Fe-Mn ligados a rocas carbonatadas	105
7.1.5. Mesoepitermales de Sb en rocas pelíticas-metapelíticas	106
7.2. Minería no Energética (no Metálica)	107
7.3. Minería Energética	108
7.3.1. Cuenca de Villablino	108
7.3.2. Cuencas de Teverga-San Emiliano y Cármenes-Villamanín	109
7.4. Rocas Industriales	109
8. HIDROGEOLOGIA	110
9. BIBLIOGRAFIA	112

1. INTRODUCCION

El área que abarca la Hoja de Los Barrios de Luna se encuentra situada en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, localizándose, casi en su totalidad, en las comarcas leonesas de la Babia y Luna, cuyo eje de drenaje fundamental es el río Luna, afluente del Orbigo, que las atraviesa transversalmente desde el NO hasta el SE, siendo sus tributarios más importantes los ríos Torre y Forrestío, que con dirección N-S confluyen en el Luna por su margen izquierda. La zona más meridional de la Hoja se extiende por la cuenca del río Omañas.

Topográficamente todo el área se encuentra comprendida entre los 2300 metros y los 1100 metros de altura, existiendo una gradación de alturas desde el Sur hasta el Norte, donde se encuentran las cotas más elevadas; Peña Valgueiro (1940 m.), Loma Palomo (2012 m.), Alto de la Almagrera (1931 m.) y Peña Ubiña (2417 m.), que aparece insinuada en la zona nororiental de la Hoja.

Desde el punto de vista litológico, en la Hoja, se distinguen dos grandes dominios, uno al Norte, constituido por calizas, areniscas y pizarras del Paleozoico, estructurado en mantos y pliegues de dirección fundamental E-O y otro al Sur constituido por materiales pizarrosos precámbricos. Como consecuencia se generan dos grandes ámbitos morfológicos condicionados principalmente por las distintas características litológicas y estructurales, así como por su distinta altitud, que ha controlado las condiciones climáticas durante el Cuaternario. Así, mientras que en el dominio paleozoico, la morfología posee un fuerte control estructural y climático, siendo los elementos más característicos los glaciares, los periglaciares y las grandes crestas y escarpes, en el dominio precámbrico la morfología está dominada por relieves más alomados, en los que el elemento más destacado son los restos, ya muy degradados, de una antigua superficie de erosión preneógena.

El sector septentrional, con rocas de edad paleozoica, pertenece a la denominada Zona Cantábrica de LOTZE (1945), caracterizada por la existencia de una deformación epidérmica, con desarrollo de mantos y escamas con pliegues asociados. El extremo meridional, pertenece a la Zona Asturoccidental-leonesa donde predomina el desarrollo de fábricas penetrativas en las rocas como la esquistosidad.

Los materiales paleozoicos precarboníferos, se han originado en una plataforma somera situada en un margen continental pasivo con el área emergida situada al NE. El conjunto de edad carbonífera corresponde a condiciones de sedimentación sinorogénicas típicas del relleno de una cuenca de antepaís durante el Namuriense y Westfaliense y a condiciones subaéreas, en cuencas intramontañosas confinadas, durante el Estefaniense.

En el Mapa Geológico están representadas la parte meridional de dos grandes unidades alóctonas de la Zona Cantábrica (Fig. 1), la Unidad de Sobia-Bodón (MARCOS, 1968) y la Unidad de Somiedo-Correcillas (JULIVERT *et al.*, 1968). La zona con predominio de materiales precámbricos, delimita una estructura antiformal conocida como Antiforme del Narcea.

La documentación cartográfica del área de la Hoja de Los Barrios de Luna es amplia. Dejando aparte los primeros mapas generales de la Zona Cantábrica (ADARO y JUNQUERA, 1916), en el sector que nos ocupa fueron realizadas algunas de las primeras cartografías que reflejan la geometría de los mantes cantábricos. Son los trabajos de GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) en el Manto de Somiedo y de COMTE (1959) en el sector oriental del mapa.

El mapa geológico de COMTE, que abarca el área situada entre los ríos Esla y Bernesga, puede considerarse la contribución más decisiva al conocimiento cartográfico de la parte meridional de la Zona Cantábrica, ya que en él se representan los rasgos básicos de la distribución de las formaciones paleozoicas, así como las estructuras tectónicas mayores.

Otro hito importante lo constituye el mapa de SITTER (1962) sobre la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, en donde se amplia considerablemente la cartografía de COMTE y se dan mayores precisiones para el Carbonífero. Posteriormente, los discípulos de SITTER continuaron su labor con cartografías más detalladas (EVERS, 1967; SITTER y BOSCH, 1968; BOSCH, 1969; STAALDUINEN, 1973).

A partir de la década de los 60 debe destacarse la labor cartográfica de la Universidad de Oviedo, que comienza con los trabajos de JULIVERT *et al.* (1968) sobre el Manto de Somiedo, MARTINEZ ALVAREZ *et al.* (1968) y MARCOS (1968) sobre el sector occidental de la Unidad de la Sobia-Bodón, en donde se describe la Ventana Tectónica del Cueto Negro y el trazado de la Falla de León, y PEREZ-ESTAUN (1971) sobre el extremo Sur del Antiforme del Narcea, en donde da a conocer la Ventana Tectónica de Villabandín. Esta labor continúa más tarde con los trabajos de BASTIDA *et al.* (1984), HEREDIA (1984) y ALVAREZ MARRON (1985).

Para la elaboración de la Hoja se han utilizado, asimismo, datos inéditos de GARCIA SANCHEZ *et al.* (1981), NAVAL *et al.* (1981), LOPEZ DIAZ (1984) y TOYOS (1988).

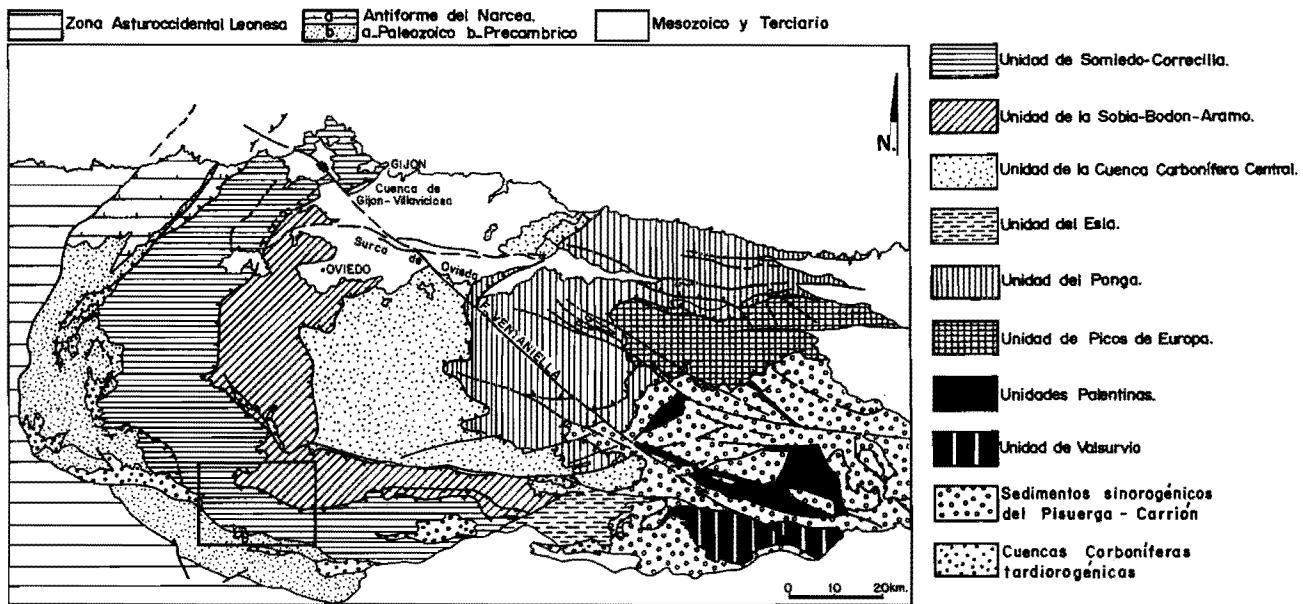


Figura 1. Situación de la Hoja de Los Barrios de Luna en el contexto de la Zona Cantábrica..

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PRECAMBRO

2.1.1. Formación Mora (Precámbrico)

Corresponden a los materiales más antiguos que afloran en la Hoja, siendo reconocidos regionalmente como precámbricos dentro de una banda de afloramientos, que siguiendo direcciones hercínicas son conocidos como Antiforme del Narcea.

Fue LOTZE en 1956 el primero que atribuyó estos materiales al Precámbrico en los alrededores de Cangas de Narcea, denominándolos «Pizarras del Narcea», posteriormente SITTER (1961) define la Formación Mora, estableciendo su sección tipo en Mora de Luna.

En la Zona Sur del Antiforme, PEREZ ESTAUN (1973, 1978) establece una sucesión estratigráfica, donde diferencia litológicamente tres unidades que ordena temporalmente. Son de más antiguas a más moderna: serie con porfiroides, micaesquistos y areniscas; serie de grauvacas y pizarras, que interpreta como una secuencia turbidítica, generalmente distal, con algunos episodios proximales; y serie de pizarras.

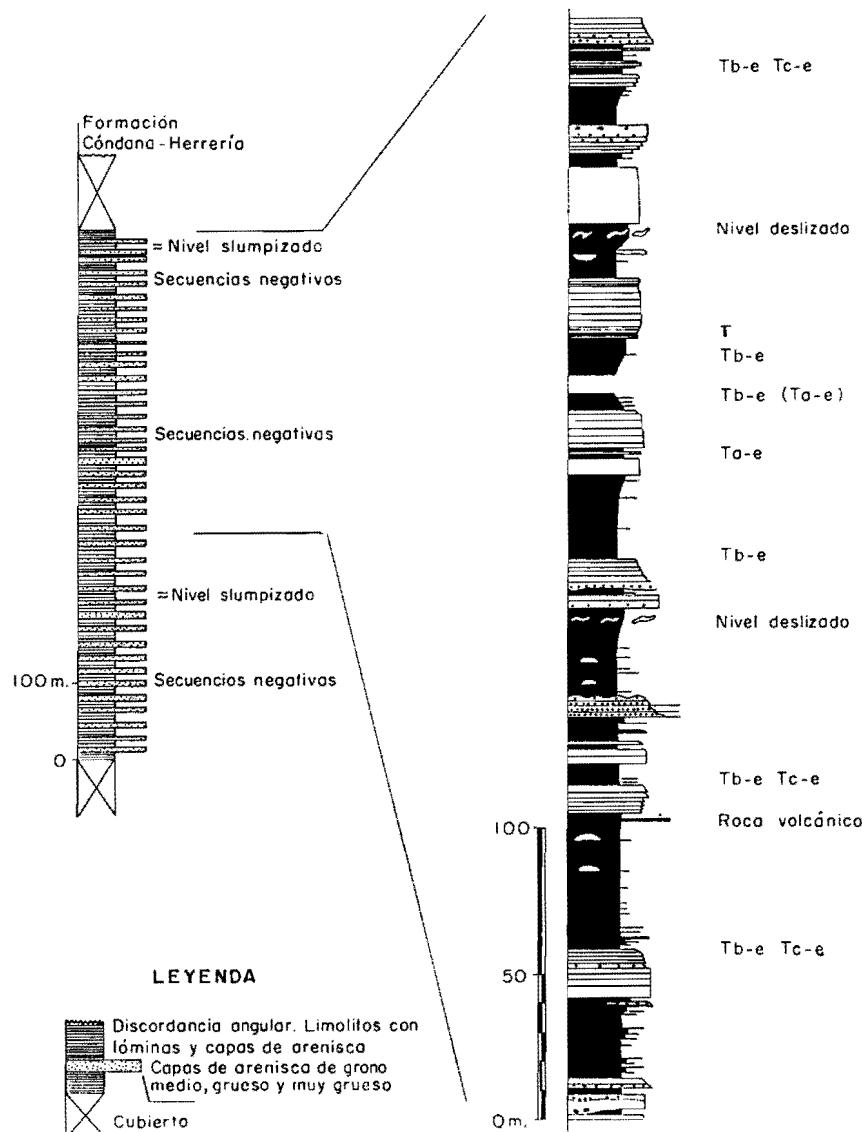
En la Hoja de Rielo MARTIN PARRA (1989) delimita mediante la Falla de Cornombre-La Urz dos precámbricos, uno situado al Sur con un mayor grado de deformación interna, al que ubica en la ZAOL y otro situado al Norte, con escasa deformación al que ubica en la ZC del que las mejores secciones se sitúan dentro de la Hoja de Los Barrios de Luna. No existe ninguna sección completa de estos materiales, si bien en la Hoja de Rielo se proponen espesores de 1.500 m similares a los 1.500-1.700 m propuestos por PEREZ ESTAUN (1978).

Litológicamente esta constituida por lutitas y limolitas con fina laminación de areniscas de grano fino, sublitarenitas, subarcosas, litarenitas y arcosas líticas, y microconglomerados con cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca (metamórficas, volcánicas, lutitas, chert) y micas (clorita, pennina).

Las conclusiones sedimentológicas más importantes y recientes son las aportadas por ENRILE ALBIR *et al.* (en MARTIN PARRA, 1989) en base a tres secciones en la Hoja de Los Barrios de Luna (carretera de La Magdalena a Villablino), Valle Grande Salce (Fig. 2) e Irene y una en la Hoja de Rielo (Rosales).

La Formación Mora en la zona estudiada, posee características sedimentológicas propias de depósitos de abanicos submarinos. Según la interpretación de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) son depósitos de zona externa del abanico. Depósito de «mid-fan» y «lower-fan» dentro de un «submarine fan» en el sentido de WALKER (1978). Las escasas direcciones de paleocorrientes medibles indican sentidos hacia el Norte-Suroeste, Noroeste, Nornoroeste y Noreste. No existiendo criterios para delimitar una paleogeografía global responsable de la características de estos depósitos.

Es de destacar que el contacto de la Formación Herrería sobre la Formación Mora es una clara discordancia angular, en aquellas secciones en que es visible este contacto, se observa una rubefacción bajo esta discordancia, cuyo origen no es claro con los datos existentes pudiendo corresponder a una exposición subaérea (BOCH, 1969) o bien a una baja velocidad de sedimentación bajo condiciones subacuáticas.



COLUMNA PARCIAL DEL PRECAMBRICO AL N. DE LA FALLA DE CORNOMBRE - LA URZ. CAMINO DEL VALLE GRANDE DE SALCE.

Figura 2. Columna parcial de la Formación Mora (Precámbrico).

DOZY (1983) propone una edad Brioveriense Medio para la Formación Villalba, unidad equivalente a la Formación Mora en el dominio del Manto de Mondoñedo.

2.2. CAMBRO-ORDOVICICO

2.2.1. Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Definida por COMTE (1938) en el valle del Porma, la Formación Areniscas de la Herrería se dispone por medio de una discordancia angular clara sobre materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Formacion Mora). Esta discordancia se ha puesto de manifiesto también fuera del ámbito de esta Hoja, en el flanco sur del Antiforme del Narcea (Zona Asturoccidental Leonesa), mediante argumentos estructurales (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; MARCOS, 1973; entre otros). Esta discordancia fue antiguamente equiparada a la discordancia «asintética» (LOTZE, 1956).

La Formación Herrería es fundamentalmente detrítica con intercalaciones carbonatadas y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior. En Los Barrios de Luna-Irede la serie ha sido estudiada por LOTZE (1961), BOSCH (1969), PARGA y LUQUE (1971), LEGG (en CRIMES *et al.*, 1977) y ENRIQUE ALBIR *et al.* (en MARTIN PARRA, 1989). La sucesión según BOSCH (1969), quien no llega hasta el contacto con el Precámbrico, y PARGA y LUQUE (1971) es la siguiente: Base: discordante sobre el Precámbrico que aparece rubefactado.

- 1) 8 m. Lateralmente discontinuo. Pizarras limosas rojas. PARGA y LUQUE (*op.cit.*) asimilan este tramo a su Fm. La Fenosa.
- 2) 10 m. Comienza con un nivel de 0,5-3 m, lateralmente discontinuo, de conglomerado con clastos redondeados de cuarzo, y en la zona O alguno de riolita. Tamaño máximo 1,5 cm. Matriz limpia roja. Por encima hay pizarras limosas verdes y rojas y cuarcitas rosas, en Salce éstas presentan «slumps».
- 3) 30-60 m. Pizarras limosas, violetas, rojas y verdes con algunas capas de cuarcitas y areniscas y lentes de areniscas con «ripples».
- 4) (sin espesor). Nivel de dolomías alternantes con pizarras y areniscas. Lateralmente se sigue a lo largo de toda la región.

Los tramos 2 a 4 corresponden a la Fm. Pilotuerto de PARGA y LUQUE (1971) a la que dan un espesor de 325 m.

- 5) (varios cientos de m.) 500 m según PARGA y LUQUE (1971), quienes lo consideran Fm. La Florida, cuarcitas blancas y rosadas de grano medio a grueso, localmente se intercalan conglomerados. Presentan niveles de areniscas y pizarras rojas y verdes, en la parte oeste de la región se intercalan capas de dolomía. En este tramo hay canales, con base conglomerática o con cantos de pizarra; las capas varían de espesor lateralmente. Como estructuras se citan granoselección, estratificación cruzada, «ripples» y marcas de carga. En este término, a 300 m de la base de la formación se han encontrado icnofósiles. En la parte más alta PARGA y LUQUE (1971) citan el hallazgo de un trilobites.

6) 50 m. Aumenta la proporción de pizarras (que son versicolores según PARGA y LUQUE, 1971), las areniscas son dolomíticas. Hacia el O aparecen dolomías intercaladas. Contienen trilobites y pistas (*Astropolithon*, SEILACHER, en LOTZE, 1961).

Techo: Fm. Láncara.

Espesor: 850 m según PARGA y LUQUE (1971).

ENRILE ALBIR *et al.* (en MARTIN PARRA, 1989) separan dentro de esta formación tres miembros, similares a los de WALTER (1966, 1968), válidos para la zona en base, fundamentalmente, a las secciones de Trascastro de Luna (ZAOL) e Irene (ZC).

Base: discordancia sobre el Precámbrico que está rubefactado.

— El miembro inferior está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes «ripples» de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.

— El miembro intermedio, constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones cruzadas unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodecreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m. Corresponde a las «Rubia Schichten» de JARITZ y WALTER (1970) y los «Cuarcitas superiores de Cándana» de DOZY (1983)

— El miembro superior consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomías. Corresponde a los «Capas de Transición» JULIVERT *et al.* (1977) y a los «Barrios Schichten» LOTZE (1961) y SDZUY (1961)

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE, 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERE, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980). Con influencia mareal (LEGG en CRIMES *et al.*, 1977), ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron corresponder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o incluso fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR *et al.*, 1981; MEER MOHR, 1983). MEER MOHR (1983) cree que la dolomías del miembro inferior son lacustres, sin embargo, no se ha realizado hasta ahora un estudio sedimentológico detallado. LEYVA *et al.* (1984), en la vecina Hoja de la Robla, interpretan que el medio de sedimentación, evoluciona dentro de un ambiente costero intermareal. Distinguiendo en la base estructuras fluviales y posiblemente supramareales en medios muy oxidantes, en general con abundantes aportes y ciclos de depósito evaporítico, de sales y dolomías primarias, en zonas restringidas sin aportes. La parte media parece un ambiente marino costero intermareal con pistas fósiles propias de este medio y los metros superiores son marinos más profundos con fauna de trilobites. ARAMBURU (1989) deduce que el miembro medio se depositó probablemente en un ambiente fluvial trenzado con aportes provenientes del interior del Arco Asturiano (del E y N en general). Los miembros inferior y superior deben corresponder a ambientes marino litoral o de transición, recibiendo periódicos aportes del continente. Estos autores dan una columna sintética (Fig. 3) en la Hoja de Riello, siendo válida para esta Hoja de Los Barrios de Luna, ya que gran número de los datos obtenidos proceden de ésta.

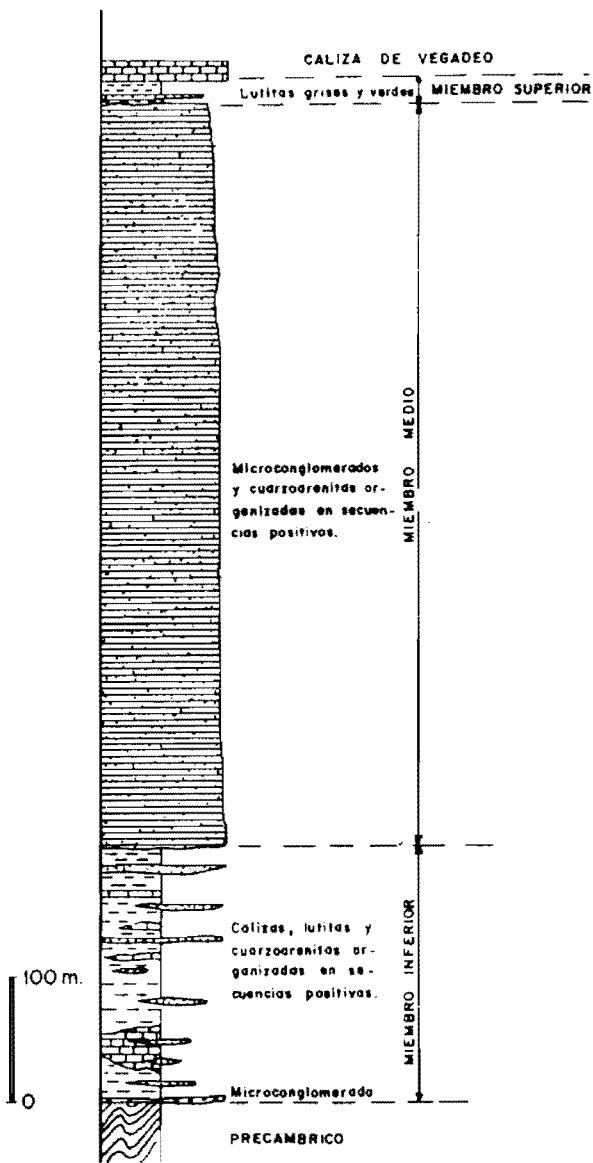


Figura 3. Columna sintética de la Formación Herrería (según MARTÍN PARRA, 1989).

ARAMBURU (1989) sitúa la discordancia basal de su Megasecuencia Deposicional 1 (MD1) en la discordancia basal de la Formación (discordancia asintótica).

La edad admitida para esta formación abarca desde el Precámbrico Superior (Vendiense) al Cámbrico Inferior. Los trilobites encontrados en las «Capas de Trasición» o «Capas de Barrios» («Barrios Schichten» de LOTZE, 1961) en la sección de Los Barrios de Luna, por TRUYOLS (1969), son los géneros *Dolorelenus*, *Anadoxides* y *Lunulenus*, indicando una edad Cámbrico Inferior bajo. Según CRIMES *et al.* (1977) la edad de la mayor parte de la Formación en la sucesión de Los Barrios de Luna corresponde al Tommotiense, aunque tal vez esté representado el Vendiano, en la parte más baja, tal como había señalado BOSCH (1969).

2.2.2. Formación Láncara (Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio).

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937a) como «Calcaires de Láncara» para la sucesión suprayacente a la Arenisca de la Herrería en la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la localidad de Láncara de Luna dentro de esta Hoja, hoy en día bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna. Como alternativa a la sucesión tipo dada por COMTE que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia, la de Los Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcillas), la de Arintero (Manto de Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

Esta Formación ha sido estudiada en detalle por MEER MOHR (1969) y ZAMARREÑO (1972, 1975, 1978, 1981, 1983). Aflora tanto en la Unidad de Somiedo Correcillas como en la Unidad de la Sobia-Bodón (zonas próximas al Cueto Negro).

Tanto en los afloramientos de la franja meridional (localidades de Irede, Los Barrios de Luna) como en el Cueto Negro la Formación Láncara aparece completa observándose el contacto concordante sobre la Formación Herrería, existiendo una zona de tránsito entre ambas caracterizada por la alternancia de areniscas y dolomías.

La Formación Láncara ha sido objeto de varias subdivisiones meramente litológicas (COMTE, 1959; LOTZE, 1961; MEER MOHR, 1969; MEER MOHR y SCHREUDER, 1967), quienes le dieron el rango de formación; reflejando todas ellas la existencia de un intervalo inferior formada por dolomías amarillas, un intervalo medio de calizas grises y otro superior de calizas rojas nodulosas («griotte») con abundantes intercalaciones de lutitas rojas. En la Ventana Tectónica del Cueto Negro la Formación Láncara presenta localmente características algo diferentes, como puso de manifiesto MARCOS (1968), como es la ausencia del nivel de calizas rojas nodulosas, con lo cual los niveles pizarrosos verdes con trilobites de la Formación Oville se apoyan directamente sobre el nivel dolomítico.

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros, que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. Esta división es la actualmente utilizada:

Miembro inferior. Formado de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con «birdseyes».

Miembro superior. Formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En base al estudio de diferentes secciones de la Formación Láncara en todo el ámbito de la Zona Cantábrica, ZAMARREÑO y JULIVERT (1967) y ZAMARREÑO (*op.cit.*) constataron las variaciones de facies que existen para ambos miembros y la distribución de cada uno de los diferentes tipos, dentro de esta Hoja, los afloramientos de la formación se restringen a las Unidades de Somiedo Correcillas y de la Sobia-Bodón de la Región de Pliegues y Mantos, por lo que el miembro inferior está representado por las facies de Barrios y Arintero y el superior por la facies Barrios.

La potencia máxima para esta Formación es de unos 150 m en la localidad de Los Barrios de Luna (Fig. 4), siendo estudiada esta sección por LOTZE (*op. cit.*), OELE (1964), MEER MOHR y SCHREUDER (*op. cit.*), BOSCH (*op. cit.*), MEER MOHR (*op. cit.*) y ZAMARREÑO (*op. cit.*). Según esta última autora, la sucesión es la siguiente:

Base Formación Herrería.

El *miembro inferior* del Láncara consta de 90-95 m de dolomías amarillentas con abundantes laminaciones debidas a algas; alternando con estos sedimentos laminados existen intramicrocrasitas (brechas intraformacionales) con pellets e intrapelesparitas, derivados todos ellos de la erosión de mallas de algas. Hacia la parte baja de las dolomías amarillas se presenta un nivel de estromatolitos (MEER MOHR y SCHREUDER, *op. cit.*), existiendo también un nivel de oolitos de escaso espesor. Por encima, 30 m de calizas con «birdseyes» y «oncolitos».

El *miembro superior* es el propio de las facies de Barrios de ZAMARREÑO (*op. cit.*) y tiene un espesor de 27 m, siendo característica la presencia de calizas de tonalidades rojas vivo y con una textura nodulosa; en la parte baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, iguales a las calizas de facies Beleño de ZAMARREÑO (*op. cit.*), a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis.

El techo lo constituye la Formación Oville.

El *miembro inferior* ha sido comparado con áreas carbonatadas actuales como las Bahamas (OELE, *op. cit.*) o la bahía de Shark (ZAMARREÑO, *op. cit.*); OELE (*op. cit.*) propone un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas; BOSCH (*op. cit.*) sugiere la existencia de períodos supramareales en un medio salino, con posible desarrollo de «sebkhas» (calizas con birdseyes). MEER MOHR (*op. cit.*) lo identifica con facies de sebkhas, con depósitos de playas (dolomías), episodios sub- a intermareales representados por los niveles con oolitos y con estromatolitos y nódulos de calcita asociados (moldes de evaporitas?); las calizas con birdseyes representarían para este autor áreas sub- a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Los Barrios de Luna e Irede. (ZAMARREÑO, *op. cit.*) lo compara con las llanuras de marea carbonatadas de las áreas citadas y no con las del Golfo Pérsico, dada la ausencia de depósitos evaporíticos. ARAMBURU (1989) interpreta que todo ello debió depositarse sobre una «rampa homoclinal» de pendiente extremadamente baja hacia el Oeste, este autor

cuestiona también la existencia de mareas en los márgenes, de mares con dichas pendientes, y asigna simplemente estos depósitos a ambientes litorales.

Para el miembro superior, todos los autores concuerdan en atribuirle un medio de depósito más profundo, nerítico somero (agitado y sujeto a condiciones oxidantes para OELE, *op. cit.*), (bajo el nivel de ola para BOSCH, *op. cit.*). ZAMARREÑO (*op. cit.*) lo sitúa muy alejado de la costa, sin descartar una localización en la zona batial más alta, dada la baja intensidad de sedimentación, esta autora considera que el miembro superior representa facies condensadas. ARAMBURU (1989) interpreta que al inicio de la sedimentación de este miembro se habría producido un hundimiento de la rampa homoclinal, depositándose las calizas grises bioclásticas basales; posteriormente, y en un período distensivo, se habrían individualizado una serie de fosas y umbrales («horsts»); en un umbral sumergido y en sus márgenes se habrían depositado las facies de calizas rojas nodulosas.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en las capas suprayacentes es atribuida a procesos de disolución (OELE, *op. cit.*), ocurridos en el fondo del mar o durante los primeros estadios de la diagénesis por aguas circulantes con pH bajo (BOSCH, 1969). La hematites que da color a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo (OELE, *op. cit.*).

MEER MOHR (*op. cit.*) indica la existencia de cavidades kársticas en la parte más alta («calizas con birdseyes») del miembro inferior, sugiriendo una etapa de emersión y ausencia de sedimentación, previa a la disconformidad del límite Cámbrico Inferior-Medio (ZAMARREÑO, 1978, 1983). La base del miembro superior constituiría un nivel transgresivo, marcado por la presencia de glauconita. GIETELINK (1973) en base a este hecho considera este miembro superior como la base de la secuencia deposicional que comprende las Formaciones Oville y Barrios. ARAMBURU (1989) considera esta disconformidad como la base de su MD2.

En cuanto a la edad de la Formación Láncara el miembro inferior dolomítico es muy pobre en fauna, el hallazgo de arqueociatos en la parte alta de dicho miembro en la Hoja de Rianó, permite atribuirlo al Marinense-Bilbiense (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1970; SDZUY, 1971) que se corresponden aproximadamente con el Leniense (HARLAND *et al.*, 1982), estando incluida en su totalidad en el Cámbrico Inferior. Como indica ARAMBURU (1989) la atribución al Cámbrico Medio de la parte superior del miembro inferior por BOSCH (1969) carece de fundamento, y puede deberse más bien a una confusión en la interpretación de la nomenclatura litoestratigráfica de LOTZE (1961). En cambio el miembro superior presenta un elevado contenido faunístico, proporcionando sistemáticamente en todas partes formas del Cámbrico Medio. El detallado estudio de su contenido en trilobites, efectuado por SDZUY (1967), ha logrado establecer una secuencia de formas que permiten apreciar un diacronismo en el techo de dicho miembro. ZAMARREÑO (*op. cit.*) ha mostrado que en el frente del Manto de la Sobia, el techo de la formación se sitúa dentro de los llamados subpisos de *Badulesia* o de *Pardaihania*, mientras que en los de Correcilla lo hace dentro del de *Solenopleuropsis*, concluyendo por lo tanto la sedimentación de la «griotte» Cámbrica aquí cuando en la Unidad de la Sobia-Bodón se habría iniciado el depósito de la formación siguiente.

BARRIOS DE LUNA

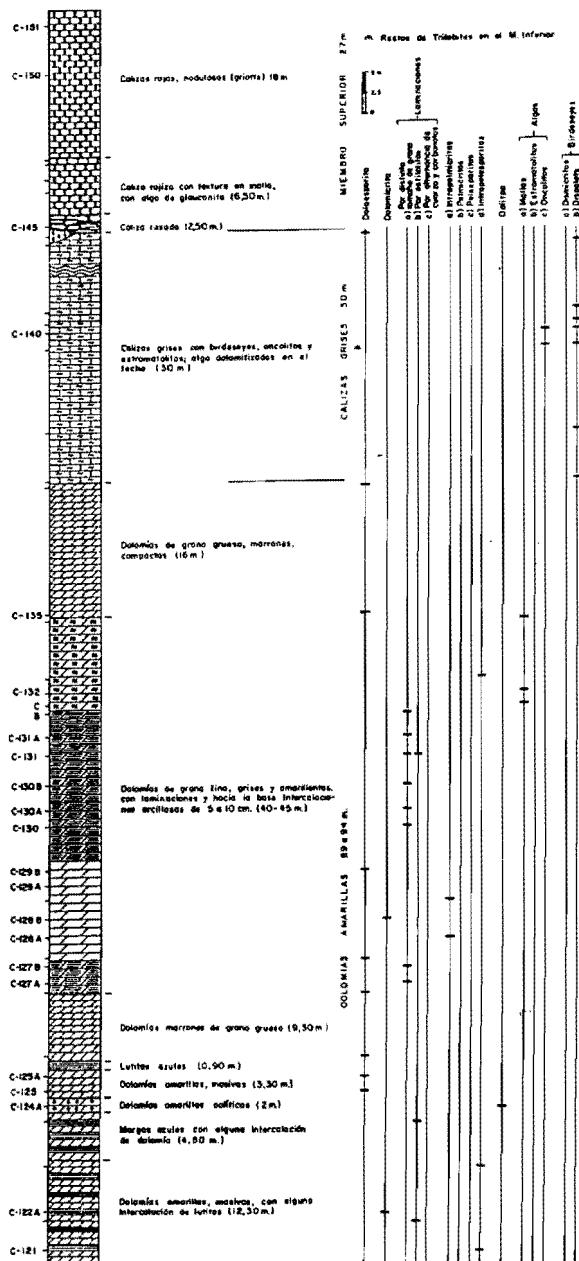


Figura 4. Columna de la Formación Láncara en la localidad de Los Barrios de Luna (ZAMARREÑO, 1972).

2.2.3. Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville definida por COMTE (1937a, 1938, 1959) en la localidad de Oville (Hoja de Boñar), se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios.

En su parte baja predominan las pizarras y limolitas verdes con abundante fauna de trilobites; en este tramo se intercala, en el N de León y a diferentes alturas sobre el techo de la Formación Láncara (ver discusión de edad), un nivel de areniscas característico, la «Arenisca de símula» (SDZUY, 1968). Por encima, el porcentaje de areniscas se incrementa hacia el techo de la serie, aunque con algunas recurrencias a términos más finos. Un hecho característico de esta formación es la presencia frecuente de glauconita en las areniscas; ello ha llevado a definir su techo en la última ocurrencia importante de areniscas glauconíticas (BOSCH, 1969).

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Orдовícico, estando esta Hoja dentro del Dominio III (N de León). Asimismo, separa tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, dispersos o formando lumaquelas. En la parte baja se encuentran en ocasiones nódulos y más raramente, capas delgadas nodulosas de caliza. En el Dominio III es característica la presencia de las «Areniscas de símula».

Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estratocrecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa, estando situado el contacto en la base de la macrosecuencia. El techo es neto, localizándose sobre la mesosecuencia superior, aunque litológicamente suele haber una gradación a la base del Miembro siguiente. En la parte media son frecuentes las trazas fósiles (*Teichichnus*, *Artrophyucus*, *Planolites*)

Miembro La Barca. Alternancias de areniscas, más puras hacia el techo, y lutitas. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita solamente en la parte basal. En algunas localidades contiene *Cruziana* y Lingúlidos (ARAMBURU, *op. cit.*). A nivel de la Zona Cantábrica, el espesor de la formación aumenta de modo general desde el E al O, desde 80 m en el Puerto de San Isidro, a 810 m en Belmonte de Miranda (ARAMBURU, *op. cit.*), con dos umbrales de menor espesor, uno denominado Centro de Asturias-Norte de León y otro en la línea San Emiliiano-Beleño (ARAMBURU, *op. cit.*). BOSCH (1969) da como sección de referencia la de Los Barrios de Luna, separando cinco miembros (GIETE-LINK en BOSCH, 1969):

Base: Fm. Láncara.

Miembro A. 42 m. Pizarras limosas y limolitas arcillosas verdes o azuladas, finamente laminadas; presentan escasos lentes de areniscas micáceas. A algunos metros de la base aparece un nivel de areniscas (8 m) con estratificación cruzada y techo frecuentemente bioturbado (Arenisca de símula); niveles de areniscas similares y más delgados (10-20 cm.) aparecen intercalados entre las limolitas. Tanto las limolitas como las areniscas contienen abundantes fragmentos de trilobites y granos de glauconita.

Miembro B. 35 m. Marcado por un aumento en las intercalaciones de areniscas, que son más puras y potentes (0,1-1 m.). La estratificación «flaser» y «linsen» se vuelve más frecuente. Las areniscas presentan suaves canalizaciones, estratificación cruzada y laminación de «ripples». La bioturbación se restringe a las capas lutíticas.

Miembro C. 155 m. Alternancia de pizarras limosas, limolitas arenosas y areniscas. Estas son subgrauwacas o cuarzo wacas, generalmente con estratificación paralela y contactos tanto netos como graduales; las capas varían entre 1 y 50 cm. en secuencia granocrescente. La bioturbación aparece en areniscas y limolitas y disminuye hacia el techo, en esta dirección los «ripples» se vuelven más frecuentes.

Miembro D. 198 m. Compuesto principalmente por areniscas puras, frecuentemente cuarcíticas, con intercalaciones de los tres tipos de litologías del miembro C. Las areniscas cuarcíticas se vuelven más abundantes hacia el techo. La mayoría de las areniscas presentan canalizaciones, hacia el techo claramente erosivas; frecuentes cantos blandos, estratificaciones cruzadas, «flaser» y «linsen» y «ripples», también aparece laminación paralela; y en la parte alta huellas de carga.

Techo: Fm. Barrios.

Espesor: 430 m.

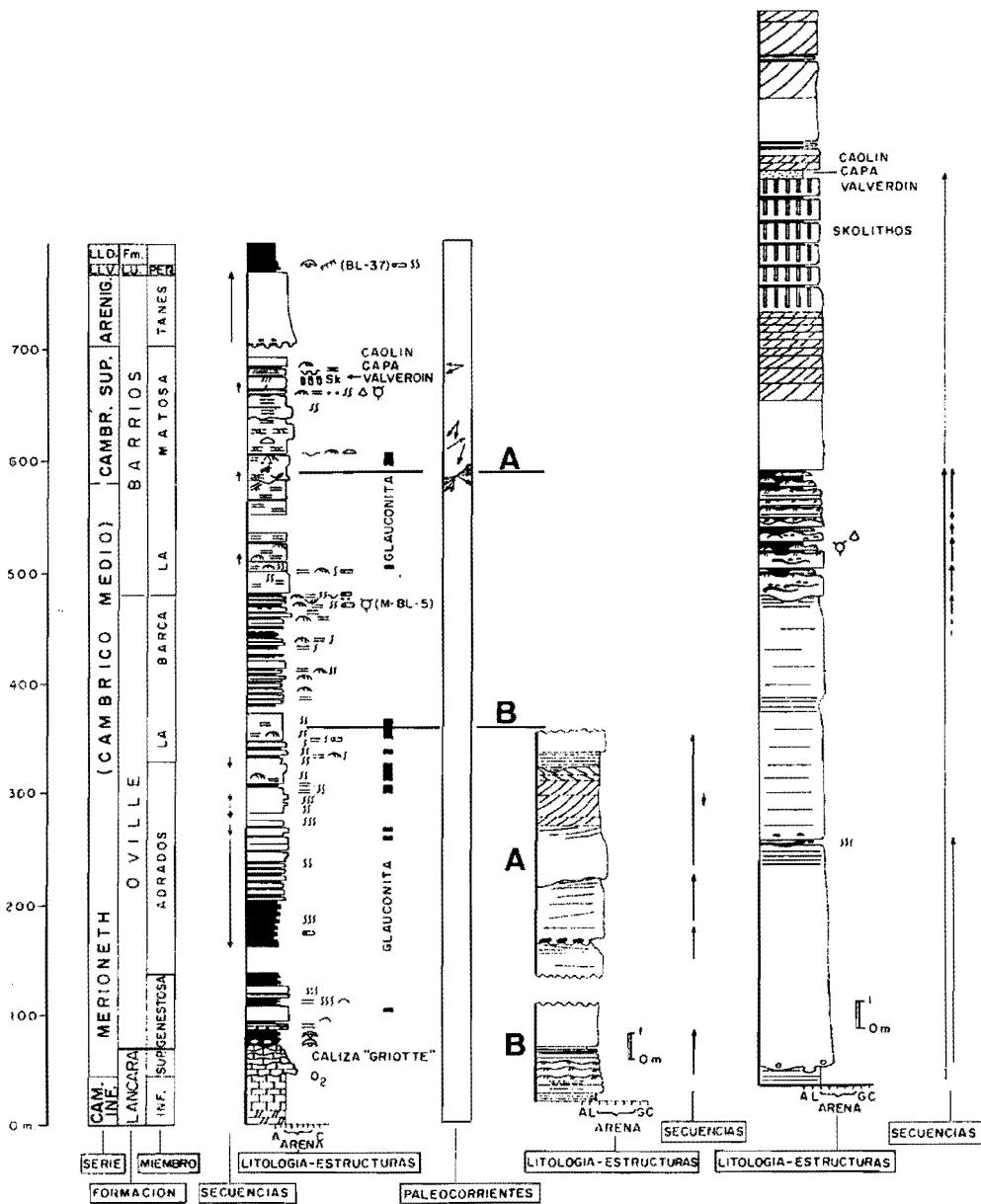
Esta sección se expone en la figura 5, realizada por ARAMBURU (1989).

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca del Dominio III (Rama Sur de la Región de Pliegues y Mantos). Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, *op. cit.*). (véase capítulo de Rocas Igneas en la presente Memoria)

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (*op. cit.*) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva localizada en el techo de su miembro B.

Estas dos fases son también identificadas por GIETELINK (1973), quien distingue para el conjunto de las formaciones Oville y Barrios una serie de episodios progradantes de sistemas costeros lineales y de deltas destructivos. La secuencia basal abarcaría desde el miembro superior de la Formación Láncara, dada su base disconforme, hasta el miembro B de la Formación Oville. Presenta una evolución, correspondiente a un episodio progradante de costa lineal, desde una plataforma carbonatada inicial, progresivamente invadida por material clástico en condiciones abiertas y bajo el nivel de ola hasta depósitos de «shoreface» y de playa, que alternan con intervalos de plataforma. En su techo se registra un episodio transgresivo que la separa de la segunda secuencia (miembros C y D). Esta evoluciona desde condiciones de plataforma hasta depósitos de talud deltaico y, finalmente, depósitosmareales de llanura deltaica, por la progradación de un delta destructivo dominado por mareas lateralmente, al cual se desarrolla una costa lineal de carácter mareal.

ARAMBURU (*op. cit.*) incluye la Formación Oville dentro de su MD2, que también comienza con el miembro superior de la Formación Láncara y termina en el techo del Miembro La



SERIE DE BARRIOS DE LUNA (ARAMBURU, 1989)

Figura 5. Columna de las Formaciones Oville y Barrios en la localidad de Los Barrios de Luna (ARAMBURU, 1989)

Matosa de la Formación Barrios (Dominio V y IV) o (en la zona N de su Dominio I) en el techo del Miembro La Barca de la Formación Oville, su equivalente lateral.

Estos autores discrepan de los modelos sedimentarios propuestos por BOSCH (*op. cit.*) y GIETELINK (*op. cit.*) y proponen un sistema deltaico trenzado («braid delta») o de llanura deltaica trenzada («braidplain delta»). Basándose en las asociaciones de facies y en las paleocorrientes, consideran que las facies de areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (depósitos de playas y barras en el modelo deltaico mareal y de oleaje) corresponden en realidad a depósitos fluviales de «sheet flood», reflejando el conjunto la progradación de deltas trenzados o de deltas de llanura trenzada. El Miembro Genestosa estaría formado por sedimentos de plataforma marina externa, bajo el nivel de ola. El Miembro Adrados registra el paso a condiciones de plataforma interna, con secuencias de somerización (depósitos de talud de GIETELINK, *op. cit.*). Finalmente, el Miembro La Barca representaría un ambiente litoral de baja energía sometido a aportes aluviales periódicos («sheet flood») apenas retocados por la dinámica marina.

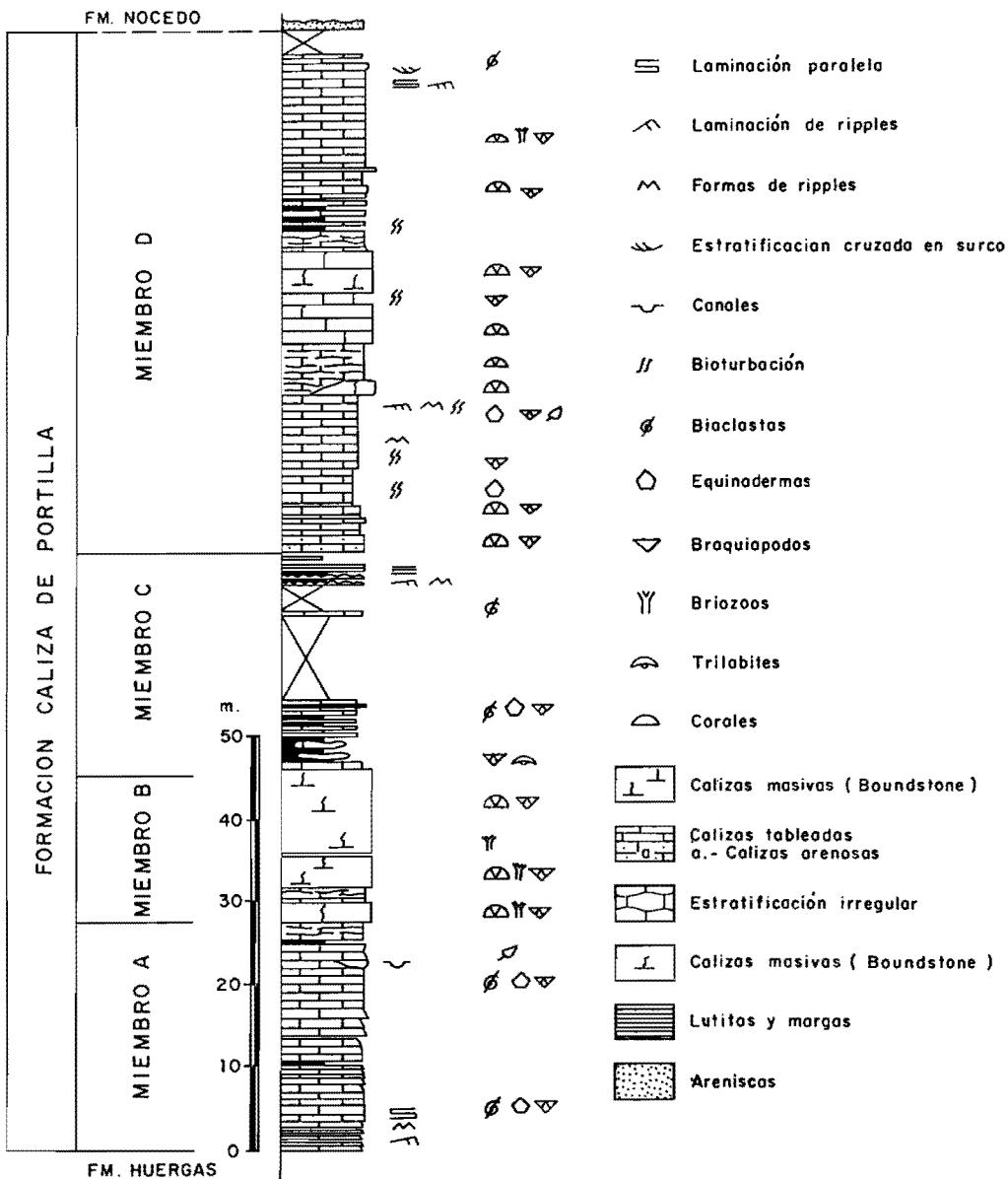
Por lo que respecta a la procedencia de los materiales, la distribución de espesores, el tipo de medios y la dirección de las paleocorrientes señala un área fuente en el NNE, para todos estos autores.

La edad de la base de esta formación es Cámbrico Medio en base a las faunas de trilobites encontradas (BARROIS, 1882; LOTZE, 1961; SDZUY, 1961, 1967, 1968), observando claramente la diacronía de la base de la Formación ya indicada por ZAMARREÑO y JULIVERT (1967). En términos de los pisos de SDZUY (1971), la base de la formación se sitúa en el subpiso de *Acadolenus* en toda la Unidad del Ponga, excepto en las escamas más orientales (subpiso de *Pardailhania*, piso de *Solenopleuropidae*). En la Unidad de la Sobia-Bodón la edad varía desde la parte oriental (subpiso de *Acadolenus*) a la occidental (subpiso de *Pardailhania*, en La Almuzara y Tuiza). Finalmente, en la Unidad de Somiedo-Correcillas se sitúa ya en el subpiso de *Solenopleuropsis* (parte superior del piso de *Solenopleuropidae*) cerca del nivel de *Solenopleuropsis* simula (Arenisca de símula de SDZUY, 1968). La posición que respecto a la base de la formación presenta este nivel, considerado como isócrono, patentiza la diacronía; éste se sitúa progresivamente más cerca del techo de la Formación Láncara a medida que nos desplazamos hacia el O (ver ZAMARREÑO, 1972; Fig. 6).

ARAMBURU (*op. cit.*) concluye en base a palinomorfos, y distintas especies de *Cruciana* y *Rusophicus*, que el techo de la Formación Oville se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la Zona Cantábrica, y alcanza el Cámbrico Superior o el Tremadoc en la parte N de la banda que bordea el Antiforme del Narcea (Dominio I), donde la parte alta de la formación es equivalente lateral de la parte baja (Miembro La Matosa) de la Formación Barrios.

2.2.4. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

La Formación Barrios fue definida por COMTE (1937a, 1959) con el nombre de «Quarzites de Barrios», en el pueblo de los Barrios de Luna. Está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente



SECCION DE QUEJO

Figura 6. Serie sintética de la Formación Portilla en Quejo (entre las hojas de Los Barrios de Luna y Villablino).

(BOSCH, 1969; GIETELINK, 1973), pero sin representar ninguna discontinuidad importante, ARAMBURU (1989).

BOSCH (1969) en el área de Luna separa cinco miembros a los que denomina informalmente A, B, C, D y E. En ellos refleja la alternancia de tramos predominantemente cuarcíticos (miembros A, C y E) con otros lutíticos más delgados (miembros B y D). GIETELINK (1973) en el mismo área separa siete miembros a los que denomina correlativamente desde la A hasta la G.

ARAMBURU (*op. cit.*) separa, al igual que en la Formación Oville, cinco dominios en la Zona Cantábrica con características litoestratigráficas, espesor y facies diferentes. Los afloramientos de la Formación Barrios en esta Hoja pertenecen al Dominio III (Dominio N de León); asimismo, distinguen tres miembros para todo el ámbito de la ZC. Este autor señala por primera vez la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación, en base a las cuales establece los límites entre los diferentes miembros:

Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. En algunas localidades ha librado lingüídos y acritarcos (además de icnofósiles). Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta. Se identifica a lo largo de toda la Zona Cantábrica; en la parte más occidental (parte N del Dominio I) pasa lateralmente a la parte alta de la Formación Oville.

Miembro Ligüeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la ZC (Dominio IV), desapareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el E) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación Oville (en el O) por la discontinuidad mayor.

El espesor de la Formación Barrios aumenta de modo marcado desde el borde O de la ZC (más de 700 m, ARAMBURU 1989) hacia la concavidad del arco, donde, salvo en los casos de espesor nulo provocado por la erosión pre-fameniense, alcanza los 1.020 m (Sierra del Sueve, ARAMBURU, com. personal). Al igual que para la Formación Oville y según ARAMBURU (*op. cit.*) existen dos umbrales de menor espesor, uno denominado Centro de Asturias-Norte de León y otro en la línea San Emiliano-Beleño; dentro de esta Hoja entra este último (84 m en Pobladura de Luna)

BOSCH (*op. cit.*) da una descripción de la serie en base al corte de Los Barrios de Luna, al que considera como tipo de la formación, completado con otros en el mismo área del río Luna:

Base: Fm. Oville.

Miembro A. 44 m. Formado principalmente por cuarcitas blancas o rosadas en capas con laminación paralela y cruzada de muy bajo ángulo, con láminas de minerales pesados. Intercalaciones de pizarras arenosas micáceas verdosas. Existen algunos canales y «sets»

de estratificación cruzada de alto ángulo. «Ripples» y «flaser» en los intervalos finos más potentes. En algunas localidades se encuentran rocas piroclásticas o doleritas.

Miembro B. 21 m. Pizarras limosas negras laminadas y limolitas arenosas. Este miembro puede ser trazado hasta la región de Belmonte.

Miembro C. 150 m. Comienza con alternancias de cuarcitas con canales y sets de estratificación cruzada de alto ángulo con rocas del tipo de las del miembro B. La parte alta consta de alternancias de cuarcitas y pizarras limosas verdes, son frecuentes los «burrows» y las pistas, existe un nivel muy característico con *burrows* verticales que ha sido localizado en otros cortes. Las cuarcitas tienen dominante laminación paralela, estratificación cruzada planar y canalizaciones suaves; no obstante, también existen canales erosivos con cantos blandos y estratificación cruzada de alto ángulo unidireccional; en las capas limosas hay huellas de carga, seudonódulos y estructuras «linsen» y «flaser». En la sección tipo el techo de este miembro presenta un horizonte de meteorización con concentración de Fe.

Miembro D. 12,5 m. Base neta. Pizarras limosas bioturbadas.

Miembro E. 62 m. Base erosiva con huellas de carga. Cuarcitas en estratos potentes. Son frecuentes los canales erosivos y la estratificación cruzada de alto ángulo y gran escala, aunque también existen capas con laminación paralela y estratificación cruzada planar. Por otra parte en algunas localidades, existen alternancias de cuarcitas, areniscas y lutitas en la parte superior. Este miembro no aparece en la zona E de Aralla; su techo ha sufrido erosión en muchas localidades, frecuentemente con desarrollo de una zona meteorizada. Son también frecuentes los «burrows».

Techo: «Transitional beds» en el sentido de este autor.

Espesor: 301 m.

Los miembros A a D deben corresponder en esta sección al Miembro La Matosa, mientras que el miembro E equivale al Miembro Tanes de ARAMBURU (*op. cit.*). El techo debe corresponder, probablemente, a las Pizarras de Luarca.

En el Dominio III de ARAMBURU (*op. cit.*) son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen: a) bajo la forma de delgados (30 cm) niveles de caolín, Capa Valverdín, interestratificados dentro del Miembro La Matosa y que son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico, y b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetriticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación. Las rocas vulcanoderivadas presentan contenidos variables en fragmentos volcánicos, existiendo todos los términos intermedios entre tufitas y litarenitas con fragmentos de rocas volcánicas. El espesor de estos intervalos es variable; no obstante, en el caso de su máximo desarrollo vertical, siempre aparecen restringidas al Miembro La Matosa. Los mejores ejemplos de estas intercalaciones aparecen fuera de la Hoja (Camplongo, Valverdín-Getino, Manto del Esla).

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales

episodios fluviales (OELE, *op. cit.*), en un proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

BOSCH (*op. cit.*) considera un medio de depósito menos subsidente que durante la sedimentación de la Formación Oville, y lo identifica con medios costeros (playas y canales mareales) que individualizarían áreas de lagoon.

GIETELINK (*op. cit.*) dentro del modelo que propone para las Formaciones Oville y Barrios (ver Formación Oville), considera dos secuencias regresivas en lo referente a la Formación Barrios. La primera habría conducido a la instalación de un delta destructivo dominado por olas y mareas con depósitos estuarinos y mareales, lateralmente a los cuales se habría desarrollado una llanura litoral, formada por crestas de playas («beach ridges»). Tras ella, tuvo lugar una etapa de emersión y no depósito. La siguiente secuencia comienza por una fase transgresiva que daría lugar a un sistema de playa-barrera individualizando tras él un lagoon. La fase regresiva posterior está formada por un sistema deltaico destructivo dominado por olas, en el que sólo se encuentran depósitos litorales y fluviales que habrían progradado sobre un mar muy somero.

ARAMBURU (*op. cit.*) discrepa de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado («braid delta») o de llanura trenzada («braidplain delta»). Estos autores por otra parte señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquel no existe (como ocurre dentro de esta Hoja). Esta discontinuidad separa dos megaciclos deposicionales (MD2 y 3). El Miembro La Matosa pertenece al MD2 y en él se continua la tendencia regresiva que venía registrándose en la Formación Oville. Los depósitos aluviales («sheet flood») distales alternantes con episodios litorales de baja energía que aparecían en el Miembro La Barca de la Formación Oville, pasan a depósitos aluviales («sheet flood») dominantes y, finalmente, a depósitos más gruesos de canales fluviales trenzados. En esta tendencia se registran sucesivos episodios transgresivos de abandono aluvial, frecuentemente marcados por niveles bioturbados por *Skolithos*, algunos de gran constancia lateral.

El resto de la formación se sitúa en la parte baja de la MD3 y constituye una secuencia transgresiva en la que las facies presentes son similares a las del techo de la MD2, pero dispuestas en orden inverso. De este modo, para el Miembro Ligüeria existe una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de lagoon. El Miembro Tanes está formado por sedimentos fluviales que pasan a litorales o transicionales.

La Formación Barrios ha sido datada en base a icnofósiles, principalmente del género *Cruziana*. A partir de los datos de JULIVERT y TRUYOLS (1972), CRIMES y MARCOS (1976) y BALDWIN (1977) se ha considerado para ella una edad Tremadoc Superior y Arenig, salvo ciertos posibles diacronismos en la base (JULIVERT y TRUYOLS, 1983). A partir de ARAMBURU (*op. cit.*) el diacronismo de la base de la formación queda delimitado (ver discusión de edad sobre la Formación Oville). La base de la formación se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la Zona Cantábrica y en el Cámbrico Superior a Tremadoc en el área del Narcea, donde el Miembro La Matosa ha pasado lateralmente al Miembro la Barca de

la Formación Oville. Por otra parte, la noción de continuidad que existía sobre el paso Cámbrico-Ordovícico en la Zona Cantábrica desaparece con el hallazgo de la discontinuidad dentro de la formación. El techo (erosionado) del Miembro La Matosa se sitúa, según sus esquemas, entre el Cámbrico Superior bajo y el Tremadoc. Por encima de la disconformidad, las dataciones bioestratigráficas más bajas proporcionan una edad Arenig (BALDWIN, 1977; GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987; ARAMBURU, 1987). En base a ello concluyen una edad Arenig para los Miembros Ligüeria y Tanes, sin que pueda descartarse la posibilidad de que en el E de Asturias el Miembro Ligüeria represente el Tremadoc.

2.2.5. «Capas de Transición»: Formaciones Luarca y Getino

En el área del Luna (ZC) BOSCH (1969) da el nombre de («transitional beds») a una unidad litoestratigráfica que él define sobre la Formación Barrios y a la que correlaciona con las Capas de Transición de las Pizarras de Luarca. En realidad, las «transitional beds» corresponden a intervalos de serie distintos según las localidades (parte alta de la Formación Barrios, Formación Luarca o Formación Getino). El techo es asimismo transicional con los materiales suprayacentes de la Formación Formigoso.

Esta unidad litológica está constituida por pizarras negras, ricas en pirita y generalmente homogéneas; hacia la base (Capas de Transición) y el techo presenta intercalaciones más groseras.

ARAMBURU (1989) establece para el margen occidental de la Región de Pliegues y Mantos una división en dos miembros:

Miembro Peñas. Corresponde a las Capas de Transición de otros autores e incluye los miembros A-C de MONTESINOS LOPEZ (1981) en el Cabo Peñas. Formado por alternancias de pizarras negras, limolitas y cuarzoarenitas formando secuencias negativas. En su techo se dispone un horizonte lenticular de hierro oolítico.

Miembro Vidrias. Corresponde al miembro D de MONTESINOS LOPEZ (1981a) en Cabo Peñas. Compuesto casi exclusivamente por pizarras negras.

Este intervalo, correspondiente en parte a las «transitional beds» de BOSCH (1969) presenta unas litologías muy variadas; ARAMBURU (1987) distingue en él dos tipos de sucesiones. Uno de ellos, presente en Barrios de Luna y Portilla de Luna (Hoja de la Robla), es identificado por estos autores en base a su litología, predominantemente lutítica, y a sus facies como perteneciente a la Formación Luarca. El segundo tipo, presente en los Dominios II y III, corresponde a sucesiones formadas principalmente por limolitas y areniscas; en base a la litología y a consideraciones cronoestratigráficas sugieren abandonar el término de capas de transición y en su lugar proponen el de Formación Getino, de la que hablamos posteriormente.

2.2.6. Formación Luarca (Llanvirn)

Dentro de la Hoja, la Formación Luarca aflora al menos en una sección próxima a Los Barrios de Luna, donde consta de 9,6 m de lutitas grises y negras con una rica fauna de graptolites y trilobites del Ordovícico Medio (ARAMBURU, com. personal).

Las Capas de Transición son consideradas como depósitos de ambiente marino somero (inter-supramareal y submareal) que evoluciona desde unas condiciones con abundantes aportes a otras de aguas tranquilas poco oxigenadas, sin producirse una profundización importante de la cuenca (MATAS y FERNANDEZ, 1982). La Formación Luarca es asignada al Ordovícico Medio desde PRADO (1857) y BARROIS (1882) en base a la fauna hallada en Luarca y Cabo Peñas, respectivamente.

En la ZC las Capas de Transición han sido datadas como del Llanvirn en la ZC (PELLO y PHILIPPOT, 1967; JULIVERT y TRUYOLS, 1972), concretamente del Llanvirn Inferior (GUTIERREZ MARCO, 1986). Fauna recogida en Los Barrios de Luna corresponde a una edad Llanvirn a Llandeilo Inferior, según COCKS (en ARAMBURU 1989).

2.2.7. Formación Getino (Cámbrico Superior-Llandovery)

ARAMBURU (1989) denomina Formación Getino a una sucesión de materiales, aflorantes en sus Dominios II y III entre la Formación Barrios y los materiales silúricos de la Formación Formigoso, situando el estratotipo en el pueblo de Getino (Hoja de Pola de Gordón). Dado su escaso espesor no se ha podido representar en la cartografía, solamente aparece en la Unidad de la Sobia-Bodón.

La sucesión con un espesor de 8,9 m ha sido descrita someramente por EVERE (1967) y VILAS (1971), quienes la sitúan en la parte baja de la Formación Formigoso. En la base se observan pequeños canales llenos de brechas polimíticas, incluyendo cantos redondeados de cuarzo. Siguen 1,1 m de areniscas glauconíticas. A continuación, 3,4 m de areniscas y limolitas rojas ferruginosas y galuconíticas muy bioturbadas. Por último, 4 m de alternancia de pizarras verdes y rojas y capas delgadas «duras» de color rojo, que en la base son areniscas y limolitas dolomíticas ferruginosas y pasan gradualmente hacia el techo a dolomías ferruginosas sideríticas. En la parte media de estas alternancias se encuentran algunos protooides y ooides ferruginosos dispersos. Destaca también un bloque de 40 cm de largo por 27 cm de espesor de material ferruginoso competente, deformado y cortando parcialmente a la estratificación. El contacto basal es erosivo sobre la Formación Barrios y neto con la Formación Formigoso.

ARAMBURU (*op. cit.*) interpreta estos materiales de la Formación Getino como sedimentos condensados. Los sedimentos ferruginosos según este autor tendrían un origen por alteración, probablemente subaérea, del cemento de dolomita ferrosa o de materiales volcánicos básicos, abundantes en este área, la presencia de glauconita y la intensa bioturbación indican que se trata de un ambiente marino de condiciones variables, desde litoral restringido a plataforma interna. En ocasiones, y fundamentalmente hacia la parte alta, se pudieron dar condiciones de exposición subaérea (sedimentos ferruginosos), la aparición de fauna a techo parece corresponder al inicio del paso a condiciones de mar abierto; el área de depósito (Dominios II y III) de la formación coincide con aquella donde se verifica una reducción espectacular del espesor de la Formación Barrios y el desarrollo de las facies de

calizas rojas nodulosas de la Formación Láncara. Esta región es considerada por estos autores como umbrales cuyo funcionamiento empieza a registrarse en el Cámbrico Medio y que tras varias etapas posteriores de actividad tuvo un momento de máximo levantamiento desde el Ordovícico Inferior al Silúrico. Durante el tiempo que abarca la Formación Getino, en este umbral se depositaron series condensadas, en las que se registran frecuentes hiatos sedimentarios de duración y edad variables de unos puntos a otros.

GUTIERREZ MARCO y RABANO (en ARAMBURU, 1989) citan en la localidad de Pontedo abundante fauna de trilobites, graptolitos, gasterópodos y bivalvos, determinando *Caymene* sp., *Leonaspis* sp., *Cornulites* sp., *Pristiograptus* sp., *Metaclimatograptus* aff. *hughesi*, *Rastrites* sp. y *Monograptus* sp., indicando una edad probable Llandovery Medio y Superior.

HERNANDEZ SAMPELAYO (1942), a partir de los datos de KEGEL (1929) atribuye la Formación Getino del N. de Camplongo al Caradoc y Ashgill. Para BOSH (1969), tendría una edad probable Arenig Superior, estando la laguna del Ordovícico Medio y Superior de KEGEL (1929) en su techo.

Por otro lado, el paso gradual hacia abajo en muchas secciones a la Formación Barrios indica que, al menos parte de la sucesión, pertenece al Ordovícico. En Adrados (Hoja de Boñar), los conglomerados del supuesto Miembro Ligüería parecen superponerse a las areniscas rojas de la Formación Getino, que tendrían entonces aquí una edad Cámbrico Superior o Tremadoc. ARAMBURU (1989) que la Formación Getino fue depósitada, según los lugares, desde el Cámbrico Superior al Llandovery, existiendo multitud de lagunas más o menos importantes en su interior.

2.3. SILURICO

El Silúrico en la ZC aparece representado en las regiones de Pliegues y Mantos y del Pisuerga-Carrión JULIVERT (1971). Restringiéndonos a la primera de ellas que es la única de ambas que aflora en esta Hoja, este sistema está representado por dos formaciones: Las Pizarras de Formigoso y las Areniscas de San Pedro. Ambas fueron definidas por COMTE (1937) en la vertiente Sur de la Cordillera. La primera es una formación fundamentalmente pelítica (pizarras negras) y la segunda suprayacente se caracteriza principalmente por presentar arenas ferruginosas. La base de estos materiales es generalmente neta en toda la Región de Pliegues y Mantos y es disconforme sobre los materiales infrayacentes, mientras que el techo es gradual con los materiales de la primera unidad enteramente devónica, el Grupo La Vid, ocurriendo de hecho que los últimos metros de la Formación Furada-San Pedro son ya de edad Devónico Inferior.

2.3.1. Formación Formigoso (Llandoveryense Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937) está constituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y arenas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y arenas, solamente representada en la Región de Pliegues y Mantos.

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros: Pizarras del Bernesga, pizarras negras con abundante fauna de graptolites; y Capas de Villasimpliz, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

La sucesión forma una secuencia negativa hasta la formación suprayacente de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (*op. cit.*) al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio es el seguido por BOSCH (1969) quien lo sitúa bajo la primera arenisca ferruginosa. Los autores posteriores han seguido una u otra corriente; no obstante, el carácter lenticular más o menos acusado de las areniscas que se intercalan en la formación hace que el criterio de BOSCH (*op. cit.*) sea el más conveniente a la hora de delimitar el techo (SUAREZ de CENTI, com. personal).

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983). Generalmente, los espesores obtenidos son aproximados, debido por una parte a las malas condiciones de afloramiento que suele presentar la formación por ser poco resistente a la erosión y estar cubierta por derrubios procedentes de la Formación Barrios; por otra parte, su miembro inferior se presenta a menudo replegado.

Para BOSCH (1969), el medio de profundidad no determinable, es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita). SUAREZ de CENTI (1988) considera para la parte superior un medio «offshore» o más proximal en áreas situadas entre bancos arenosos o distalmente a ellos y esporádicamente afectadas por tempestades; este autor estima que la profundidad siempre debió mantenerse en valores parecidos variando únicamente la tasa de entrada de aportes terrígenos.

El Silúrico, con la Formación Formigoso en su base, supone un cambio paleogeográfico brusco con relación a la historia sedimentaria previa; esto se traduce (SUAREZ de CENTI, *op. cit.*) en modificaciones sustanciales en la distribución y evolución de los ambientes sedimentarios. Esta ruptura también se registra en la Zona Asturooccidental Leonesa; PEREZ-ESTAUN (1978) encuentra una disposición transgresiva de estos materiales cuya base es progresivamente más joven hacia la Zona Cantábrica. ARAMBURU (1989) sitúa la base de la Formación Viodo (unidad discontinua localizada en la base de la Formación Formigoso) como el depósito transgresivo basal de un megaciclo deposicional (MD4), comparándolo con el miembro superior de la Formación Láncara, mientras que sugiere que la Formación Formigoso tiene un significado sedimentológico y tectonoestratigráfico similar al de la Formación Oville.

La abundante fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional. KEGEL (1929), ALMELA *et al.* (1956), COMTE (1959), TRUYOLS *et al.* (1974), TRUYOLS *et al.* (1982), PELLO (1976) indican para ella una edad Llandoveryense Medio y parte más alta del Llandoveryense Inferior. La parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandoveryense Superior (TRUYOLS *et al.*, *op. cit.*); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandoveryense terminal-Wenlockiense Inferior para este miembro.

2.3.2. Formación Furada-San Pedro. (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)

La Formación Furada-San Pedro aflora en la Región de Pliegues y Mantos y aparece en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937b) en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León), observando este autor su correspondencia con la Formación Furada, definida por BARROIS (1882) en la vertiente norte (Asturias). La identidad de facies y depósitos ha hecho que SUAREZ de CENTI (1988) proponga la unificación de la nomenclatura adoptando la denominación de Formación Furada por ser la más antigua y por estar la sección tipo de la Formación San Pedro oculta bajo las aguas del embalse de Los Barrios de Luna.

Dentro de esta formación algunos autores (CRAMER, 1964; RUPKE, 1965) han distinguido dos miembros. Por su parte, BOSCH (1969) en el área del Luna separa, en la división más acertada existente, tres miembros:

- basal: potentes areniscas rojas oolíticas.
- medio: alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes.
- superior: alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras.

Estos tres miembros son reconocidos por STAALDUINEN (1973) entre los ríos Luna y Torío.

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas; a escala regional los mayores espesores (300 m) se dan en Cabo Peñas (JULIVERT, 1976) y en el Manto de Abelgas (LOPEZ DIAZ, 1984), siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m. En el área de los Puertos de Pajares y de La Cubilla existe una zona de mínimos con espesores menores de 50 m (BOSCH, 1969), que coincide con la aparición de las granulometrías más gruesas y con las mayores proporciones de clastos volcánicos y de intercalaciones vulcanosedimentarias.(SUAREZ de CENTI, *op. cit.*).

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja y que en la base son a veces conglomeráticas, arenosas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

La base de la formación ha sido tomada con distintos criterios, por una parte COMTE (*op. cit.*) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de arenas ferruginosas (BOSCH, *op. cit.*) con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perderse la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuencia; (SUAREZ de CENTI, *op. cit.*). Por su parte el techo es totalmente gradual.

SUAREZ de CENTI (*op. cit.*) destaca la existencia de varias secciones interesantes dentro del ámbito de esta Hoja: S del Puerto de la Cubilla, Caldas de Luna, Oblanca, y los Barrios de Luna. Este autor también constata que a pesar de los cambios en facies, litologías y espesores, puede proponerse una columna general, cuyos términos son identificables salvo en los afloramientos más proximales:

Tramo 1. Base neta. Areniscas rojizas, en capas potentes, a veces con base canalizada, con estratificación cruzada y arenas cuarcíticas. Esta parte baja de la formación sería compa-

rable a una «iron formation» y estaría formada por diversos niveles de «ironstones». En las secciones más proximales y en la base o cerca de ella contienen conglomerados. Son frecuentes los ciclos negativos. La presencia de niveles conglomeráticos es ya citada por ALMELA *et al.* (1956) con el nombre de Conglomerado de la Horniella.

Tramo 2. Litología variada. Está formado por areniscas rojas o verdes, a veces canalizadas, con laminación paralela y estratificación cruzada, areniscas cuarzosas con laminación paralela o estratificación «hummocky» y «swaley», areniscas cuarzosas con cantos blandos, areniscas limoso-arcillosas y alternancias de pizarras, limolitas en ocasiones fuertemente bioturbadas y areniscas a veces cuarcíticas.

Tramo 3. Dominantemente lutítico con delgadas intercalaciones areniscosas y limolíticas. Son frecuentes los ciclos negativos.

Tramo 4. Heterolítico, de características similares al tramo 2.

Tramo 5. Tramo heterolítico similar al anterior. Frecuentemente contiene algunas capas potentes de areniscas cuarzosas, blancas o grises claras, que en ocasiones forman el techo de ciclos negativos.

Tramo 6. Dominan las areniscas beiges o amarillentas con cemento carbonatado y estratificación cruzada. Representa el tránsito al Grupo Rañeces-La Vid.

COMTE (*op. cit.*) considera que esta formación representa una facies marina regresiva, con depósitos más litorales que los de las formaciones adyacentes, BOSCH (*op. cit.*) supone una tendencia regresiva desde la base de la formación infrayacente hasta la parte baja de su miembro basal, por encima del cual la tendencia se invierte; VILAS (1971) y KRANS (1982) sitúan las facies más cercanas a la costa en la parte media de la formación.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967...), con ambientes de mar más abierto hacia el O (LLOPIS, 1967; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1984); el carácter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FÜHRER, 1982; SUAREZ de CENTI, *op. cit.*). Este último autor estima que la plataforma epicontinental formaba parte de una cuenca intracratónica sometida a un proceso de «rafting», asociado al cual existía un vulcanismo de tipo básico. La existencia de una actividad volcánica coetánea con la sedimentación ya había sido puesta de relieve por HELMIG (1965); para EVERS (1967) esta actividad sería subaérea y según SUAREZ de CENTI (*op. cit.*) se alinearía con una línea estructural que limitaría la cuenca por su margen interno y que coincidiría aproximadamente con la línea de costa.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, *op. cit.*), MEER MOHR (1983) identifica depósitos de tipo deltaico o estuarino en la parte superior. KRANS (*op. cit.*) sugiere que la disminución en la entrada de terrígenos al techo de la formación se debe a la subsidencia del Bloque Cantábrico (RADIG, 1962).

SUAREZ de CENTI (*op. cit.*) propone dos modelos de sedimentación que se suceden en el

tiempo repitiéndose y que responden a variaciones en la entrada de terrígenos desde el área madre a su vez influidas por factores tectónicos, eustáticos y de variación del relieve.

1) Etapa de aportación arenosa activa. Durante esta etapa existiría una parte subaérea con depósitos eólicos y fluvial «braided» que enlazaría con ambientes de «shoreface» y distalmente de plataforma gradada dominados por bancos arenosos y depósitos tempestivos.

2) Etapa de aportación arenosa limitada. Durante estas etapas el modelo anterior sería sustituido por una extensa plataforma mareal con «sand waves» y «sand ridges», que hacia las zonas internas pasaría a un sistema de llanura de mareas. Los ooides ferruginosos se habrían formado en áreas de baja tasa de sedimentación en momentos de interrupción de aportes arenosos y asociados a movimientos oscilatorios del agua.

El hierro que forma los ooides provendría de la alteración de material volcánico (RUPKE, 1965; BOSCH, *op. cit.*; GARCIA RAMOS *et al.*, 1986) en condiciones subaéreas y habría sido transportado como Fe 3+ asociado a los materiales arcillosos (SUAREZ de CENTI, *op. cit.*). Este autor señala un doble papel de actividad volcánica. Por una parte, como fuente de material piroclástico y de diversos iones (Fe, P...) y, por otra, modificando la paleogeografía de la cuenca con la creación de domos y cubetas que controlarían los cambios en los espesores, litologías y facies. En este sentido, el área de los Ptos. de La Cubilla-Pajares representó en aquellos momentos una zona de fondos someros e irregulares asociada a la actividad volcánica y a una zona de fractura. Esta zona de umbral actuará después durante buena parte del Devónico.

COMTE (1937b) fue el primer autor en atribuir esta formación al Silúrico datando su base como del Ludlowiense Superior a la vez que señaló que el tránsito al Devónico se localiza en su parte alta. Posteriormente (COMTE, *op. cit.*) le atribuye una edad Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior, a idénticas conclusiones llegan POLL (1963) y CRAMER (1964). RODRIGUEZ (1979) considera una base y un techo diacrónicos, existiendo una gran irregularidad en la sedimentación tanto en el tiempo como en el espacio.

2.4. DEVONICO

2.4.1. Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1959) define la unidad litológica de La Vid como «Schistes et calcaires de la Vid» en el pueblo de La Vid, cuenca superior del río Bernesga en la vecina Hoja de Pola de Gordón.

COMTE (*op. cit.*) reconocía la existencia constante de cuatro conjuntos que de muro a techo son: dolomías que pasan a dolomías alternando con pizarras y margas, calizas grises, pizarras pardas y a techo pizarras con delgados bancos carbonatados y a techo calizas encriníticas rojas, definiendo estos materiales como complejo de La Vid. BROUWER

(1964 a, b); BOSCH (1969) tratan este complejo como formación. VILLAS (1971) establece miembros con los nombres de Dolomías de Felmín, Calizas de La Vid, Pizarras de Valporquero y Calizas superiores; esto hace que GARCIA-ALCALDE y RACHEBOEUF (1978) y GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) consideren a la Vid como un grupo donde diferencian dos o más formaciones y cuatro unidades, respectivamente. VERA (1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmín, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla, que se han diferenciado en el Mapa Geológico siempre que ha sido posible.

Las Dolomías de Felmín están formadas por dolomías grises o amarillentas, «mudstone», «wackestone» y en menor medida «packstone» de bioclastos, intraclastos, peloídes y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de ripples además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de ripples; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, ripples de ola y corriente, pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las Calizas de La Pedrosa son calizas y calizas margosas, «wackestone» y «packstone» fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, ripples, flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las Pizarras de Valporquero, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las Calizas de Coladilla, de base gradual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a grainstone encriníticas con superficies erosivas, laminación de ripples y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el carácter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

VERA (1988) en su trabajo regional del Grupo La Vid realiza varias secciones dentro de la Hoja de Los Barrios de Luna una en la Unidad de Somiedo-Correcillas, sección de los Barrios de Luna de 166 m de potencia con los 61,5 m de dolomías, calizas y margas, 19,5 m de calizas y 77 m de pizarras, margas y lentes calcáreos y 8 m de calizas y margas; y dos secciones en la Unidad de la Sobia-Bodón una en el Puerto de la Cubilla (límite con la Hoja de La Plaza) con un espesor de 303 m, de los cuales y de muro a techo 26 corresponden fundamentalmente a areniscas con cemento dolomítico y a dolomías arenosas y bioclásticas a menudo recristalizadas, 51 m a dolomías micríticas y en menor proporción oolíticas y bioclásticas, 77 m a calizas bioclásticas y pizarras grises, y 149 m a calizas bioclásticas y pizarras rojizas y verdosas. El contacto con la Formación San Pedro es gradual, mientras que con la Formación Caldas es neto. En Caldas de Luna describe 296 m, el tránsito con la Formación Caldas se considera cuando comienza a aparecer las primeras dolomías con birdseyes de una manera gradual. Los primeros 50 m corresponden a dolomías, 66 m a calizas bioclásticas y pizarras, 50 m a pizarras, limolitas y margas y 130 a calizas bioclásticas.

El medio de depósito de estos materiales ha sido considerado como marino somero inter-

mareal y sublitoral (ARBIZU, 1972; VERA, 1975; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1984), observándose unas condiciones más litorales hacia la parte interna del arco (POL, 1976; TRUYOLS y JULIVERT, 1976; LEWEKE, 1980). VERA (*op. cit.*) propone un modelo de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatada. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de lagoon y que corresponde a las Dolomías de Felmín-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla. A lo largo de la historia de estos dos grupos se registran dos ciclos regresivo-transgresivos a los que atribuye carácter global y asimila a los de VAIL *et al.* (1977).

El primer ciclo comienza con una megasecuencia regresiva, que en el Grupo La Vid ocupa la parte baja de las Dolomías de Felmín con una evolución desde ambientes litorales y de lagoon hasta una llanura de mareas. La megasecuencia transgresiva comprende las Calizas de la Pedrosa y las Pizarras de Valporquero, comporta una evolución inversa hasta lutitas típicas de plataforma más externa.

La megasecuencia regresiva del segundo ciclo en el Grupo La Vid presenta sólo la megasecuencia regresiva, manifestada ya al final de las Pizarras de Valporquero y que registra el paso a condiciones de rampa somera con desarrollo de bancos calcareníticos (Calizas de Coladilla).

Según VERA (*op. cit.*) el área madre estaría situada al E, siendo su naturaleza exclusivamente sedimentaria y de morfología senil. En base a diversos criterios postula una zona tropical a subtropical con clima semiárido, y dominio de las corrientes mareas y de tormenta. Los organismos bentónicos indican aguas claras, oxigenadas y de salinidad normal en las zonas de plataforma; ligeramente hipersalinas en las zonas costeras y empobrecida en oxígeno en las zonas de rampa más profunda. Esta autora interpreta estos materiales del Devónico Inferior en base a la asociación de facies y su evolución, en un modelo sedimentario del tipo rampa carbonatada de gran amplitud (IRWIN, 1965).

El Grupo La Vid abarca una edad Gediniense-Emsiense Superior (COMTE, *op. cit.*; GARCIA-ALCALDE y RACHEBOEUF, *op. cit.*). La abundancia de fauna ha permitido establecer regionalmente, con bastante precisión, la edad de las distintas formaciones del Grupo. Las faunas más bajas aparecen, pues, en el término calcáreo, que en su base y en el Puerto de la Cubilla (límite de las Hojas de La Plaza y Los Barrios de Luna) indican el Siegeniense Superior. En otros puntos, la fauna más antigua es ya de edad Emsiense, a pesar de encontrarse en la misma base de las calizas, probablemente por diacronismo entre ambos términos, como se observa en el estratotipo de La Vid (Hoja de Pola de Gordón). El resto del Grupo posee clara edad Emsiense. En la parte alta del término calcáreo, y en las pizarras interestratificadas, la fauna que aparece en distintos puntos indica diferentes momentos del Emsiense (VILAS, 1971) y la fauna de los tramos encriníticos finales y pizarras asociadas corresponden netamente al Emsiense Superior.

Según GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniense a Siegeniense Superior; las Calizas de la Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior

a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gedinense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

2.4.2. Formación Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifeliense)

La Formación Santa Lucía aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos. Fue definida por COMTE (1936 a) en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica, con el nombre de «Calcaires de Santa Lucía», estableciendo el corte tipo en la carretera de Oviedo-León entre Santa Lucía y Vega de Gordón (Hoja de Pola de Gordón). Anteriormente esta Formación había sido definida en la vertiente Norte por BARROIS (1882) como Formación Moniello.

El espesor en el área tipo es de 240 m mientras que en el ámbito de la Hoja oscila de E a O y de N a S de 150 a 250 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal (ya puesta de manifiesto esta característica por BROWER (1964) y VILAS (1971), entre otros) compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas de masivas a bien estratificadas y en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

Ha sido objeto de numerosos estudios, tanto desde el punto de vista bioestratigráficos (con abundante contenido faunístico de braquiópodos, corales, crinoideos, ostrácodos, briozos...), como sedimentológicos y de facies. BOSCH (1969) distinguió cinco miembros; COO et. al. (1971) y COO (1974) separa tres grandes grupos de facies en la vertiente S; MANJON (1973) distingue a grandes rasgos tres tramos en zonas situadas en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, y MENDEZ BEDIA (1971) individualiza tres miembros en la vertiente asturiana que hace extensivos a la vertiente leonesa; 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) equivalentes a las facies diferenciadas por COO et al. (1971) (facies de *birdeseyes*, facies *packestone* y facies *grainstones*). Como pusieron de manifiesto los autores antes citados estos tres tipos de sucesiones o facies corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito de la formación tuvo lugar en la cuenca concéntrica al Arco Asturico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermarales, con calizas de «*birdeseyes*», laminaciones y «*mud-crack*»; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y «*birdeseyes*» en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclasticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de carácter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

MANJON (1973) da las siguientes características en la sección de Mallo para esta Formación: el tramo basal está constituido por calizas grises con chert negro en algunas capas. Las calizas están estratificadas en capas de 1 a 10 cm, 10-50 cm, 50 a 100 cm y masivas. Se ha determinado en el campo restos de crinoideos, corales, braquiópodos, estromatopóridos y alguna sección de gasterópodos. Las calizas del tramo medio presentan una estratificación generalmente masiva y más escasa en bancos y capas de 50 a 100 cm ó a 1-10 cm. A veces toman el aspecto de nodulosas. Contienen también delgadas películas bituminosas. La fauna es de crinoideos, briozoos, braquiópodos y corales. El tramo superior presenta las típicas calizas rojizas bioclásticas interestratificadas con margas verdosas, rojizas o amarillentas con gran cantidad de fauna.

En la zona de Caldas de Luna (límite de las Hojas de Los Barrios de Luna y Pola de Gordón) en el Manto de Bodón fue definida la Formación Caldas por SMITS (1965), que es equivalente lateral de la que nos ocupa (COO, com. personal, en BOSCH, 1969). COO (*op. cit.*) propone abandonar el término de Formación Caldas. Esta Formación con espesores de 225 a 380 m se caracteriza por un miembro arcilloso calcáreo inferior, un tramo bastante potente de margas amarillentas, y por encima de este tramo, niveles típicos de «algal mats». La fauna en este miembro es poco abundante con algún coral, briozoos, crinoideos y algas; destacando «burrows», «mud-crás» y laminaciones. El miembro calcáreo es característico de la parte superior, y es de destacar en las calizas masivas rojizas con corales y estromatopóridos que se sitúan por encima de calizas grises con capas de 10 a 50 cm con contacto erosivo. La fauna en estas capas es de gran tamaño y abundante. El límite superior de la Formación Caldas es muy característico, faltando las formaciones suprayacentes de Huergas y Portilla, habituales en otras áreas de la Hoja, y situándose directamente las areniscas ferruginosas de la Formación Ermita. En este contacto se observan señales de paleokarst muy marcadas, cuyas depresiones están llenas por las areniscas con cantos. Esta zona de desarrollo de la Formación Caldas según MANJON (1973) constituyó una fuente fuerte de aportes terrígenos de grano fino para la zona central, dispersando los sedimentos a modo de abanico hacia el Sur, Suroeste y Sureste.

La edad de la formación fue establecida ya por COMTE (1959) como Emsiense-Couvinense. Estudios posteriores de GARCIA ALCALDE *et al.*, 1979; TRUYOLS *et al.*, 1984; GARCIA ALCALDE *et al.* (en LEYVA *et al.*, 1984), entre otros, demuestran que prácticamente toda la sucesión pertenece al Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

2.4.3. Formación Huergas (Eifeliense-Givetiano)

La Formación Huergas, fue definida originariamente como Arenisca y Pizarras de Huergas por COMTE (1936 a), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón (Hoja de Pola de Gordón). En la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica esta formación pasa a ser predominantemente areniscosa, conociéndose con el nombre de Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916), a la que se atribuye una edad Fameniense. DELEPINE (1928) demuestra su equivalencia con las «Areniscas de Goseletia» de BARROIS (1882) en la costa asturiana, y COMTE (*op. cit.*) observa que ambas formaciones (Huergas y Naranco) son equivalentes.

En esta Hoja aflora en la Unidad de Somiedo-Correcilla. El tránsito en la base es gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimentación terrígena, formada por pizarras negras fijables, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecimiento exacto de la base.

BOSCH (1969) establece que la Formación Huergas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa con un área fuente situada al NE de la región por él estudiada (Luna-Sil). GARCIA-RAMOS (1977, 1978) separa dos modelos distintos de sedimentación en la plataforma. Estos dos modelos tienen diferente desarrollo en cada vertiente (formaciones Naranco y Huergas) y se suceden en el tiempo. El modelo I corresponde a una plataforma marina gradada de energía media a alta y se desarrolla en la parte inferior de la sucesión. La llegada masiva a la cuenca de siliciclásticos desde el E y NE aborta la sedimentación carbonatada reinante (Formación Moniello-Santa Lucía), estos sedimentos van a ser trabajados en la plataforma por las corrientes y el oleaje y redistribuidos en barras que suelen migrar hacia tierra; distalmente y también en áreas protegidas entre los bancos se intercalarían materiales arcillosos con desarrollo de fauna que al removilizarse daría lugar a las barras bioclásticas. En el área de la Formación Huergas entra una menor cantidad de material que en la de la Formación Naranco y, quizás debido a un mayor gradiente de la plataforma, los depósitos más gruesos quedan restringidos a las áreas más próximas a la costa y no se esparsen sobre un área amplia, como en la vertiente N. El siguiente estadio (modelo II) comienza con una transgresión importante y un descenso brusco en la cantidad y granulometría de los aportes estableciéndose un modelo de costa baja e irregular con notable influencia mareal y desarrollo de bancos y «shoals» arenosos poco lavados (escasa influencia del oleaje) que protegen y distalmente gradan a áreas de sedimentación lutítica con alta actividad orgánica (bioturbación). Este conjunto se ve cortado por canales posiblemente relacionados con bocas de estuarios y ocasionalmente se vería afectado por tempestades (GARCIA-RAMOS *et al.*, 1984). Hacia la vertiente leonesa se verifica una progresiva profundización (o restricción) de la plataforma con desarrollo de facies más distales y sustitución de la fauna bentónica por fauna pelágica .

La fauna es relativamente poco abundante; sin embargo, se encuentran braquiópodos, trilobites, corales, lamelibranquios, goniatites, tentaculites, etc., que permiten establecer una datación para toda la formación. Así, en las capas calcáreas de la parte inferior, la fauna es comparable a la parte alta de la Formación Santa Lucía precedente, indicando una edad Eifeliense . En las areniscas interestratificadas con las primeras pizarras de la parte alta, se presenta una fauna todavía Eifeliense y algo más arriba indicaría ya la proximidad del límite con el Givetiente. El límite Eifeliense-Givetiente discurre, pues, por el interior de la Formación, como indicaba COMTE (1959) en base a goniatites y han confirmado GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976) en base a bivalvos, ostrácodos, trilobites, tentaculites, etc., ambos en el valle del Bernesga.

2.4.4. Formación Portilla (Givetiente-Fransniense)

La Formación Portilla solamente aflora en la Unidad de Somiedo- Correcilla, habiendo sido definida por COMTE (1936 a). En la vertiente N de la Cordillera Cantábrica los niveles equivalentes corresponden a la Formación Caliza de Candás (BARROIS, 1882). En el Manto de Somiedo y en el Sinclinal de La Cueta su espesor oscila entre los 170-190 m (CRESPO ZAMORANO, 1982; TRUYOLS *et al.*, 1982); BOSCH (1969) cita un rango de espesores entre 100 m (Sinclinal de Abelgas) y 190 m en el Sinclinal de La Cueta.

La base de la formación presenta un tránsito gradual sobre la Formación Huergas, si bien REIJERS (1972) señala que localmente puede ser neto, mientras que el techo es neto o gradual, según las localidades y ocasionalmente ligeramente erosivo.

La división en miembros de la formación varía según se considere su extensión. Así, siguiendo el criterio original de COMTE (1936 a) se pueden considerar tres miembros, el inferior y el superior estarían formados por calizas, frecuentemente arcillosas alternando con margas y pizarras, mientras que el medio estaría formado por calizas más puras y masivas que destacan claramente en el relieve. En la acepción de BOSCH (*op. cit.*) se distingue cuatro miembros informales: el miembro A correspondería al inferior de los citados anteriormente, el B al medio y el C al superior, mientras que el miembro D corresponde a las Calizas de Valdoré. MOHANTI (1972) separa tres miembros cuya equivalencia con los del autor anterior es la siguiente: el inferior (A) equivale a los miembros A y B; el medio (B) equivale al miembro C y el superior (C) equivale al D. Finalmente, REIJERS (1972) distingue cuatro miembros (Miembros A o Miembro Veneros, B, C y D) que coinciden básicamente con los dados por BOSCH (*op. cit.*).

BOSCH (*op. cit.*) señala para el área del Luna que el contenido en areniscas de los miembros A y C aumentan desde el S (sinclinales de la Vega de los Viejos, La Cueta y Abelgas) hacia el N, concretamente hasta el flanco NE del Sinclinal de los Lagos, donde los terrígenos son mayoritarios en los niveles considerados. Para el miembro D este autor constata un aumento del contenido en arcillas hacia el SO.

En el Sinclinal de la Cueta se ha descrito la sección de Quejo, previamente estudiada por BOSCH (*op. cit.*). La sucesión estratigráfica allí presente se puede sintetizar como sigue:

- Miembro A: Unos 21 m de calizas arenosas con estratificación cruzada.
- Miembro B: Unos 30 m de calizas gris claras bien estratificadas a masivas.
- Miembro C: Consiste en 24 m de areniscas cuarcíticas con estratificación paralela pasando a techo a areniscas calcáreas, y calizas con bioclastos.
- Miembro D: Calizas grises con thamnoporas, braquiópodos, corales solitarios, con un espesor aproximado de 29 m.

El significado sedimentológico y ambiental de esta formación en el ámbito de la Hoja ha sido tratado principalmente por BOSCH (*op. cit.*), MOHANTI (*op. cit.*) y REIJERS (*op. cit.*). Estos autores contemplan un medio sedimentario correspondiente a una plataforma marina somera con aguas claras de salinidad normal y bien oxigenadas, con grados de turbulencia variables ligados a la profundidad relativa del medio; esta profundidad relativa estaba controlada por la topografía de la superficie deposicional, determinada a su vez por la

existencia de edificios arrecifales (s.l.): biostromos y biohermos, en cuyas crestas las condiciones serían de aguas agitadas. Estas facies arrecifales, desarrolladas en los miembros B y D, delimitaban un área de lagoon con sedimentación tranquila, de calizas arcillosas margas y a veces pizarras. Por delante de la barrera biogénica se desarrollaría un ambiente de plataforma somera abierta.

El inicio del depósito de esta formación se habría verificado por una interrupción de los aportes siliciclásticos (MOHANTI, *op. cit.*), este autor atribuye las variaciones en el contenido en terrígenos de las diferentes sucesiones a variaciones en las direcciones de las corrientes o en su contenido en el citado material. En estas primeras etapas (Miembro A) el medio correspondería a una plataforma submareal en condiciones turbulentas. Durante el período de depósito del miembro B se habrían alcanzado las condiciones favorables para el desarrollo de facies arrecifales estableciéndose la geometría de la cuenca antes mencionada. Este esquema sufrió un final brusco en el techo de este miembro, produciéndose una importante entrada de terrígenos desde el continente y posiblemente períodos de no depósito (BOSCH, *op. cit.*); en el intervalo suprayacente (miembro C) este último autor identifica depósitos de playas. Finalmente, las condiciones de depósito para el miembro D volvieron a ser similares a las del B y su terminación se produjo por un fuerte incremento del aporte terrígeno que llevó al depósito de la Formación Nocedo. BOSCH (*op. cit.*) sitúa el área fuente terrígena al NE, hacia donde aumenta la proporción de terrígenos en los miembros A y C, asimismo, a partir de la existencia de calizas con birdeseyes en La Sobia, señala la existencia durante el miembro D de procesos de erosión subaérea en un área cercana al continente y situada también en el NE; en dirección opuesta encuentra condiciones de mayor distalidad.

DELEPINE (1932) estableció la edad de las Calizas de Candás en Asturias como Givetense en su mayor parte, encontrándose el Frasniente en la parte superior (20-25 últimos m). En León COMTE (1936 a) obtuvo una edad Givetense-Frasniense, GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976) precisan la base como Givetense Superior, si bien REIJERS (*op. cit.*) había señalado el diacronismo de la base de la formación. GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) en base a conodontos sitúan el límite entre las formaciones Portilla y Nocedo como Givetense Superior en la región occidental del Sinclinal de Alba, mientras que en la oriental RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985 a), en base a braquiópodos, sitúan el límite Givetense-Frasniense en base de la Caliza de Valdoré. La edad Givetense-Frasniense ha sido corroborada por otros autores, MOHANTI (*op. cit.*), sin embargo, propone para los afloramientos por él estudiados en el Sinclinal de Alba una edad Eifeliense-Givetense; esta datación es rechazada por casi todos los autores posteriores; únicamente REIJERS (1972) estima una posible edad Eifeliense para la base en la localidad tipo de Matallana (Hoja de Pola de Gordón).

2.4.5. Las Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Nocedo, Fueyo y Ermita). (Frasniense-Fameniense Superior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades cuyas áreas de afloramiento son bastante irregulares y restringidas, salvo para la Formación Ermita, que aparece también en otras unidades de la Zona Cantábrica. La duplicidad de nomenclaturas existente para el Devónico en la Zona Cantábrica se hace

aquí más acusada, siendo el confusionismo mayor, sobre todo para los términos superiores, cuyo límite con los materiales del Carbonífero basal es en ocasiones muy difícil de discriminar, dado que representan generalmente facies condensadas y existe removilización parcial de unos materiales por los siguientes (COLMENERO, 1976).

En el valle del Bernesga (Hoja de Pola de Gordón), COMTE (1936 a) distinguió sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita. De todas ellas, la Formación Ermita es la que presenta una distribución más amplia debido a su carácter disconforme que COMTE (1959) interpretó como consecuencia de una transgresión y que se traduce en su disposición sobre materiales progresivamente más antiguos hacia las partes más internas del arco; únicamente en el área del Bernesga su base puede no ser disconforme (COLMENERO, *op. cit.*). La Formación Nocedo aflora en las partes más meridionales de la Unidad de Somiedo-Correcilla. La Formación Fueyo presenta un área de afloramientos aún más restringida; circunscrita al Sinclinal de Alba, donde se alcanzan las mayores potencias para el conjunto Devónico Superior. En la mayor parte de la Unidad de Somiedo-Correcilla las formaciones Nocedo y Ermita aparecen en contacto, siendo en muchas ocasiones difícil o imposible el establecimiento de su límite; esto originó que JULIVERT *et al.* (1968), PELLO (1968, 1972), COLMENERO (1976) utilizaran el término informal de «areniscas del Devónico Superior» para referirse al conjunto. No obstante, cuando el espesor que presentan es muy reducido y se apoyan sobre unidades más antiguas que la Formación Portilla, se les considera como asimilables exclusivamente a la Formación Ermita (PELLO, 1976; TRUYOLS *et al.*, 1982).

El conjunto de estos materiales (areniscas del Devónico Superior) presenta un acusado adelgazamiento en dirección E y N, aunque las variaciones de espesor en sentido lateral son también importantes; en el ámbito de esta Hoja los mayores espesores se encuentran en el SE (proximidades de Mallo), cerca ya del Sinclinal de Alba (Hoja de Pola de Gordón), donde se alcanzan los máximos espesores del Devónico Superior para toda la Cuenca Astur-Leonesa (unos 500 m). Espesores similares se dan también en el flanco SO del Sinclinal de la Vega de los Viejos (450-500 m) situado en la vecina Hoja de Villablino. En la Unidad de Somiedo-Correcilla, en el flanco SO del Sinclinal de la Vega de los Viejos, aunque ya fuera del ámbito de la Hoja COLMENERO (*op. cit.*), estudia una sucesión, que de forma resumida consta:

Base: no visible corresponde a los 150-200 m inferiores.

- 1) 44 m. Cuarcitas bien estratificadas con secuencia positiva de espesor de estratos y tamaño de grano desde la zona media hasta el techo. Pistas y «burrows» en la base, «ripples» y marcas de corriente en la parte media y cantos blandos orientados a techo.
- 2) 41,20 m. Alternancia delgada de areniscas de grano fino, limolitas y arcillas. Las areniscas aparecen en capas continuas de límites netos e internamente poseen laminación paralela y/o ondulada de migración de «ripples». «Pillows» en la base y techo, huellas de arrastre y erosión y bioturbación en el muro e interior de los estratos.
- 3) 21,5 m. Base erosiva irregular. Areniscas ferruginosas y masivas; cantos blandos orientados y granos ferruginosos endurecidos en la parte baja y alta. En la zona media estratificación cruzada deformada.

4) 48,6 m. Cuarcitas, hacia el techo pasan a areniscas arcillosas alternando con arcillas. Deformación («ball and pillow,» «slumping») en la parte alta. Laminación paralela, lineación de partición y «ripples» en los estratos no deformados. Pistas y bioturbación.

5) 133,5 m. Cuarcitas masivas con abundantes lentejones microconglomeráticos y, hacia el techo, pudingas y brechas cuarcíticas. Bases de estratos frecuentemente erosivas, internamente estratificación cruzada de mediana y gran escala en surco y planar en cuña. Pistas en el techo.

En el Manto de Bodón, COLMENERO (*op. cit.*) describe dos series dentro del área de la presente Hoja cuya descripción es la siguiente:

— En la serie del Puerto de la Cubilla las Areniscas del Devónico Superior poseen un espesor de 31,20 m y se apoyan de forma erosiva sobre las calizas de la «Formación Caldas». Litológicamente son areniscas, cuya matriz arcillosa se encuentra en su mayor parte teñida por óxidos de hierro y en las que la separación entre los diversos estratos se hace mediante contactos erosivos irregulares. En ellas abundan las estratificaciones cruzadas en surco de pequeña escala, estratificación flaser, pequeños cantos blandos arcillosos y sobre todo en la mitad inferior de la serie, las pistas y burrows. Superpuestos a estas estructuras primarias, aparecen estructuras debidas a difusión de óxidos de hierro (anillos y bandas de «Liesegang»).

— En la serie de Caldas de Luna las Areniscas poseen un espesor muy reducido (0,5 a 2,2 m) y se encuentran rellenando cavidades de origen kárstico en el techo de las calizas de la Formación Caldas. Son areniscas calcáreas con abundantes fragmentos arcillosos litificados y cantos de areniscas ferruginosas. En el techo de ellas separadas por un contacto erosivo se encuentran las calizas detriticas de la Formación Baleas, las cuales también poseen abundantes clastos arcillosos y de areniscas ferruginosas dispersos en ellas.

Respecto a la interpretación sedimentaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un carácter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de lagoon, aluviales e incluso eólicos (COLMENERO, *op. cit.*; LOEVEZIJN, *op. cit.*; LOEVEZIJN RAVEN, *op. cit.*; LEYVA *et al.*, (1984) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, *op. cit.*).

La Formación Fueyo, representa para COLMENERO (*op. cit.*) un episodio transgresivo en el que se pasa de depósitos de turbiditas a depósitos de turbiditos proximales y lutitas de plataforma externa y talud con deposito de conglomerados resedimentados. Esta interpretación es rechazada por LEYVA *et al.* (*op. cit.*), LOEVEZIJN (*op. cit.*), LOEVEZIJN y RAVEN (*op. cit.*) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*), los cuales suponen la existencia de una plataforma submareal que evoluciona, en secuencia regresiva, a ambientes más someros, representando los conglomerados depósitos fluviodeltaicos o fan-deltas. La aparición de fragmentos de rocas metafóricas en los conglomerados de la Formación Fueyo (FRANKENFELD, 1982; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* *op. cit.*) indica un área de aportes occidental o suroccidental lo que implica un cambio radical en las direcciones de aportes de todo el Paleozoico, procedentes constantemente del E y NE.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un carácter

regresivo y está representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que pasan en zonas más externas a submareales.

A la Formación Ermita se le atribuye una edad Fameniense Superior (TRUYOLS *et al.*, 1982). GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) dan en el Sinclinal de Alba una edad Fameniense Superior-Tournaisiense Medio, estando el límite con el Carbonífero algo por debajo del techo de la formación. No obstante, la edad del techo está basada en la fauna hallada en una caliza bioclástica (0,5 m) situada inmediatamente al muro de la Formación Alba; esta caliza bioclástica es considerada por RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*) como Formación Baleas. Estos últimos autores le asignan un rango de edad comprendido entre el Fameniense Superior y el Tournaisiense Inferior como máximo, siendo su edad normalmente Fameniense Superior únicamente.

2.5. CARBONIFERO

2.5.1. Formación Baleas (Tournaisiense)

La Formación Baleas ha sido definida por WAGNER *et al.* (1971), estableciendo su localidad tipo en la Cantera de Baleas (Hoja de Pola de Gordón), es conocida en la vertiente asturiana como «caliza blanca» o «caliza de Cándamo» (PELLO, 1968, 1972). Constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas (COLMENERO *et al.*, 1988) de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva, existiendo una disconformidad, siendo el techo normalmente neto.

El espesor que alcanza esta formación en el flanco S del Anticlinal de Villasecino es de 2-3 m y consta de calizas bioclásticas recristalizadas, de color gris claro, en la parte baja con vetas rojizas. El tamaño de grano, grueso en la base, disminuye hacia el techo.

El área de afloramientos de esta formación no cubre toda la Zona Cantábrica, sino que se restringen a la zona central-septentrional y oriental de Asturias y parte del N de León (SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, *op. cit.*). En el Anticlinal de Villasecino, BOSCH (1969) señala la existencia de un nivel de calizas detríticas situadas en el techo de la Formación Ermita e incluidas por él en dicha formación; este nivel es asimilable a la Formación Baleas por su posición y características litológicas; en este sentido LEYVA *et al.* (1984) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985a) en diferentes puntos del Sinclinal de Alba incorporan a la Formación Baleas niveles semejantes previamente adscritos a la Formación Ermita. El límite entre estas dos formaciones y su reconocimiento es un punto de discusión sobre el que existen dos posturas: unos autores (SJERP, 1967; BOSCH, 1969...) han considerado ambas formaciones como una sola, separando en ocasiones los materiales calcáreos como un miembro dentro de la Formación Ermita (Miembro Mamподре de SJERP, 1967); otros, en cambio (WAGNER *et al.*, *op. cit.*; COLMENERO, 1976; SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, *op. cit.*, entre otros) han separado estas dos unidades en base a distintos criterios, entre los que COLMENERO (*op. cit.*) destaca el carácter regresivo de la Formación Ermita frente al transgresivo la Formación Baleas. Para este autor una característica de esta formación es la existencia de estratificaciones cruzadas y orientación de los componentes.

SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (*op. cit.*) ligan este proceso transgresivo a un basculamiento

que habría llevado al antiguo área madre a constituir una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje. Bajo estas condiciones se habría producido una removilización de sedimentos previos y erosión parcial del sustrato rocoso; estos productos se mezclarían con los restos de la fauna que habría colonizado este área en un régimen de plataforma carbonatada de baja productividad. Todos estos materiales se habrían organizado en barras o bancos con un contenido carbonatado (bioclastos) variable, pero generalmente alto. En áreas más profundas y protegidas de la plataforma la sedimentación habría sido fundamentalmente lutítica; estas lutitas corresponden a la Formación Vegamián, unidad coetánea con la Formación Baleas y cuyos afloramientos se sitúan hacia el Este y Sur de esta Hoja .

En el área del Sinclinal de Alba, RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit*) establecen una edad Tournasiense para esta formación abarcando desde el Inferior (Tn 1b) hasta el Superior (Tn3) según las zonas, e incluyendo formas del Tourneriense Medio (Tn 2c).

Estos autores indican que los datos cronoestratigráficos referentes a las Formaciones Ermita (Miembro Mampodre), Baleas y Vegamián tienden a indicar que, lateralmente, unas se indentan en otras, de forma que en un área restringida, como el Sinclinal de Alba, el techo de la Formación Ermita, la Formación Baleas y niveles carbonatados de la Formación Vegamián contienen formas que indican un mismo horizonte bioestratigráfico en secciones distintas pero próximas.

2.5.2. Formación Alba (o Genícera). (Viseense)

Sobre las Formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1882) como «Mármol Griotte», por PRADO y VERNEUIL (1850) como «Caliza Griotte» y por COMTE (1959) como «Griotte de Puente de Alba» con su localidad tipo al Sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga, Hoja de Pola de Gordón). GINKEL (1965) aprovechando la nomenclatura de COMTE (1959) establece el nombre de Formación Alba, WINKLER PRINS (1968) subdivide esta formación en tres miembros que denomina de muro a techo: Gete, Valdehuesa y La Venta. WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genícera, situando su localidad tipo en la Hoja de Boñar, la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón. SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983 b) describen la Formación Genicera en la cantera de Baleas, dentro de la Hoja de Pola de Gordón. Siendo el tránsito con la Formación Baleas neto tanto en textura como en contenido en bioclastos. El Miembro inferior «Gorgera» está constituido por calizas nodulosas rojizas de grano fino, «wackestone» bioclásticas, con algún nivel «mudstone» y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de planctónicos, ostrácodos, goniáticas, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos interestratos de pizarras rojas. La estilolitización es más abundante en la parte basal y media. A 0,7 m de la base hay una discontinuidad debida a removilización, con cantos blandos redondeados y acumulación de bioclastos, que no revela ningún cambio textural ni de composición, por lo que

se considera esta discontinuidad dentro del Miembro Gorgera, en vez de constituir su base disconforme (WAGNER *et. al. op. cit.*).

El Miembro Lavandera está constituido por radiolarita alternando con pizarras silílicas y pizarras arcillosas hacia el techo, disminuyendo las radiolaritas, aumentando las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente radiolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento silílico es predominante, disminuyendo hacia el techo.

El Miembro Canalón consiste en una alternancia de caliza nodulosas rojas de grano fino y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es «mudstone», con algunos calizas bioclásticas «wackestone», de organismos planctónicos, ostrácodos, trilobites. Hay abundante estilolitización en la parte basal y media, con estructuras de escape.

El tránsito a la Formación Barcaliente es gradual y corresponde a una alternancia de calizas grises y rojas de grano fino, con pizarras rojizas y verdes. Las calizas son «mudstone» y localmente «wackestone» bioclásticas, con organismos planctónicos, ostrácodos y goniatites.

La potencia de esta formación es unos 28 m, en su localidad tipo, si bien varía su potencia hasta ser unos pocos metros en algunas localidades.

La Formación Genicera, según SANCHEZ DE LA TORRE *et al. (op. cit.)*, representa el comienzo de uniformación de la topografía de la plataforma, aunque continúa la redistribución de sedimentos con intensidades de sedimentación muy bajas, mínimas en el Miembro Gorgera. El Miembro Lavandera indica aportación pelágica y el Miembro Canalón corresponde al tránsito de un ambiente prácticamente no deposicional, series condensadas, a otro de condiciones normales de plataforma carbonatada, representado por la Formación Barcaliente. El carácter condensado de esta formación indica la existencia unas condiciones de estabilidad para el área de depósito. COLMENERO *et al.* (1988) infieren a partir de las facies discriminadas un modelo de plataforma similar a la devónica (uniformidad y homogeneización de los depósitos). WINKLER-PRINS (1968) en base a las asociaciones de fauna y RAVEN (1983) en base a la existencia de algas en la parte baja de la formación estiman una profundidad del medio del orden de 40-50 m y de 10-40 m, respectivamente, COLMENERO *et al. (op. cit.)* sugieren una profundidad algo mayor (80-100 m máximo) para los niveles silíceos del Miembro Lavandera. Estos últimos autores indican la existencia de un nivel energético bajo, a juzgar por las texturas «mudstone» y «mudstone-wackestone» que presentan las calizas, si bien registran la irrupción esporádica de corrientes u olas de gran amplitud que concentrarían los organismos, aportando a la vez nutrientes y oxígeno al medio; la plataforma, situada por debajo del nivel de ola, posiblemente sería parcialmente restringida, salvo en los momentos de máximos (relativos) energéticos. La existencia de un muy bajo gradiente de la plataforma, que por otra parte debía ser muy plana, pudo actuar como agente disipador de la energía de las olas (BOSCH, 1969). Este autor señala asimismo que los colores rojizos se debieron posiblemente a la existencia de condiciones oxidantes, COLMENERO *et al. (op. cit.)* contemplan la posibilidad alternativa de que esta coloración sea un efecto de la baja intensidad de sedimentación, la cual provocaría que la materia orgánica estuviese expuesta en la interfase agua-sedimento el tiempo suficiente como para ser completamente oxidada. RAVEN (*op. cit.*) sugiere un medio algo deficitario en oxígeno

para las calizas grises. El aspecto nodular es atribuido por BOSCH (*op. cit.*) a fenómenos en la etapa diagenética; COLMENERO *et al.* (*op. cit.*) contemplan un inicio más temprano (sínsedimentario) de los procesos de disolución y cementación dada la baja intensidad de sedimentación y consideran que los aportes lutíticos pudieron contribuir a la nodulización.

La extensión lateral de esta formación abarca toda la ZC; lo mismo sucede con la de sus miembros Gorgera y Canalón; sin embargo, el Miembro Lavandera presenta una distribución más restringida, acuñándose y desapareciendo hacia el S (HIGGINS *et al.*, 1964; en WAGNER *et al.*, 1971; LEYVA *et al.*, 1984). La ausencia de este miembro es registrada por BOSCH (*op. cit.*) en el ámbito de esta Hoja en algunas secciones del Anticlinal de Villasecino.

El alto contenido en fósiles de la Formación Alba o Genicera (goniatites, conodontos, trilobites...) ha permitido establecer con precisión la edad regionalmente. La base de la formación proporciona conodontos de la zona de *anchoralis* (HIGGINS *et al.*, 1964; BUDINGER y KULLMAN, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1965; HIGGINS, 1971). Localmente en el Manto de Somiedo, dentro de la Hoja de La Plaza, MENENDEZ (1978) establece para la base una edad Tournaisiense más alto, mientras que en la Región del Pisuerga-Carrion ADRICHEM BOOGAERT (1967) da una edad para la base de Viseense Superior. Hacia el techo de la Formación en la vecina Hoja de Boñar TRUYOLS *et al.* (1984) citan conodontos de las zonas *tipicus*, *bilineatus* *bilineatus* y *nodosus*. Esto nos cubre el resto del Viseense.

La macrofauna encontrada es muy importante especialmente los goniatites, HIGGINS, WAGNER-GENTIS y WAGNER, (1964); KULLMAN, (1961,1963); WAGNER, (1963); WAGNER-GENTIS (1963) clasifican varias formas que indican una edad Viseense. Los trilobites dan también esta edad (GANDL, 1977, 1980).

La macrofauna que aparece en el Miembro Canalón (WINKLER PRINS, 1968), como en las «Capas de Olaja» dentro del Sinclinal de Alba (Hoja de Pola de Gordón) (WAGNER *et al.*, 1971), alcanza al Namuriense A Inferior (E2) piso de *Eumorphoceras*.

La Formación Alba comprende en esta Hoja, por lo tanto, todo el Viseense. Los materiales que coronan la Formación y que tienen diversos aspectos según localidades llegan al Namuriense A Inferior (E2).

2.5.3. Formación Barcaliente (Serpukoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER *et al.* (1971), siendo su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera. El techo debe ser neto con la Formación Valdeteja mediante las «Brechas del Porma» (REUTHER, 1977), salvo en Caldas de Luna, donde EICHMÜLLER (1986) dice que es gradual. La potencia de la Formación varía de forma general entre 200 y 350 m.

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramiento. Consta de calizas grises oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la existencia de

estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo y se reduce a ostrácodos, calcisferas, equinodermos y lamelibranquios de concha finas, además de algas cianofíceas (GONZALEZ LASTRA, 1978), texturalmente las calizas son «mudstone» o «mudstone-wackestone», más raramente «wackestone»; este último autor cita la existencia de niveles «packstone» de peloides o de organismos planctónicos y, en otro orden de cosas, de calizas con seudomorfos de cristales de yeso o anhidrita. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente, Hoja de Boñar) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación, mientras que en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (Brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m, estos niveles de brechas han sido reconocidos en otros puntos, dentro del ámbito de esta Hoja se han reconocido en la parte superior de la formación en el flanco S del Anticlinal de Villasecino. Este nivel es lateralmente discontinuo y presenta una geometría similar a la de un canal con paredes irregulares y netas de tendencia vertical; está compuesto por una mezcla caótica de clastos angulosos y muy heterométricos tanto de caliza como de dolomía secundaria, generalmente bien estratificadas; aparecen inmersos en una matriz principalmente dolomítica.

GONZALEZ LASTRA (*op. cit.*) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restringida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje. La existencia esporádica de niveles ricos en fauna («packstone» de organismos planctónicos) es interpretado como señal de un aumento en la oxigenación del medio relacionado con una elevación del nivel del mar o con una apertura momentánea de la plataforma a condiciones más abiertas. Este autor encuentra un rango de facies desde submareales, las más abundantes, a inter y supramareales, caracterizadas éstas por la presencia de laminaciones de algas y de precipitación de evaporitas. Altos contenidos en evaporitas y un posterior proceso de disolución son las causas invocadas por este autor para explicar los niveles de brechas existentes en la parte alta de la formación. Alternativamente, EICHMÜLLER (1986) relaciona estas brechas con proceso de inestabilidad de la plataforma individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas; en los taludes así formados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento); la existencia de estas pendientes en la plataforma es corroborada por COLMENERO *et al.* (1988) en base a las características de depósitos conglomeráticos («debris-flows» a turbiditas de alta densidad) por ellos estudiados en el margen E de la región de Mantos. Finalmente, HEMLEBEN y REUTHER (1980), en su estudio del área comprendida entre los ríos Luna y Cea, consideran que la formación está constituida por calizas alodálicas asimilables a turbiditas distales, que en la parte alta pasarían a medio somero. EICHMÜLLER y SEIBERT (1984) integran ambas interpretaciones en un modelo en el que distinguen un área con calizas autóctonas de medio marino somero a lagoon (borde E de la Cuenca Carbonífera Central, Unidad del Ponga y Picos de Europa) bordeada por O y S (Región de Pliegues y Mantos) por una rampa con calizas alodálicas que finalmente enlazaría con las zonas más profundas de cuenca cuyos sedimentos son dominanteamente lutitas (Capas de Olaja).

El escaso contenido paleontológico de la Formación Barcaliente hace que la determinación

de su edad deba basarse en la de las unidades infra y suprayacentes. En este sentido su base se sitúa en el Namuriense A (Arnsbergiense E2). El techo de la formación es considerado como isócrono (TRUYOLS *et al.*; 1984; EICHMÜLLER y SEIBERT, *op. cit.*; EICHMÜLLER, 1985, *op. cit.*) y su edad ha sido determinada como del Namuriense B Superior (Marsdeniense R2) por MOORE *et al.* (1971) al encontrar en Viadangos de Arbás (Hoja de Pola de Gordón) una asociación de fauna y microesporas de esa edad en la parte basal de la sucesión (capas de Villanueva de BOWMAN, 1980, 1982) que sucede a las calizas que estos autores identifican como Formación Barcaliente. EICHMÜLLER y SEIBERT (*op. cit.*) y EICHMÜLLER (*op. cit.*), sin embargo, consideran que el techo de la formación se sitúa probablemente también dentro del E2, en su parte alta, muy cerca del límite E2-R1 (KULLMAN, com. personal, en EICHMÜLLER y SEIBERT, *op. cit.*); EICHMÜLLER (*op. cit.*) estima que los niveles asignados por MOORE *et al.* (*op. cit.*) en Viadangos al techo de la Formación Barcaliente corresponden en realidad a la Formación Valdeteja. Esta edad del techo, situada en E2 o E2-R1, concuerda mejor con los datos recogidos por TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1983), que en Fonfría y Santa Olaja (Hoja de Pola de Gordón) atribuyen una edad R1 a niveles situados por encima de la Formación Barcaliente.

2.5.4. Formación Valdeteja (Bashkiriense)

La Formación Valdeteja definida por WAGNER *et al.* (1971), presenta una distribución más restringida que la infrayacente (Formación Barcaliente), encontrándose de modo discontinuo en la mitad oriental y septentrional de la Región de Pliegues y Mantos, en la de Picos de Europa y Cuenca Carbonífera Central. En el ámbito de esta Hoja aparece sobre la Formación Barcaliente en todos los afloramientos. La geometría de la formación, lenticular a escala cartográfica con base plana y techo monticular, ilustra claramente la diacronía de su techo, observándose su paso lateral a los materiales detriticos. Esta geometría es particularmente ejemplar al N del embalse de Barrios de Luna. El espesor de la Formación Valdeteja va a variar grandemente, incluso en distancias del orden de algunos kilómetros. Su espesor máximo en el área de esta Hoja puede llegar a los 1.000 m.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas grises claras masivas con algunos intervalos más estratificados e intervalos margosos. Dado el carácter lenticular de los intervalos masivos, la sucesión vertical varía de unos puntos a otros, con lo que no es posible dar una sucesión general válida para toda la formación. EICHMÜLLER (1985, 1986) señala que está compuesta por un amplio abanico de depósitos calcáreos: «boundstone» de algas y más raramente de corales, correspondientes a los cuerpos masivos lenticulares («mud mounds» y «reef mounds» según este autor); calizas («mudstone» a «grainstone») bioclásticas y fosilíferas, oolíticas, peloidales, oncolíticas; espiculitas y depósitos de brechas calcáreas.

RIDING (en WAGNER *et al.*, 1971) y RIDING (1979) señaló el carácter bioconstruido (masas arrecifales o bancos) de parte de los depósitos de esta formación, correspondiente a un medio somero y con una tasa de sedimentación alta. EICHMÜLLER (1985) considera que la formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno. Diferencia distintos ambientes desde lagoon («grainstone» de peloides, «wackestone» de oncoídes, estromatolitos y «mudstones» con seudomorfos de evaporitas),

cuenca de intra-plataforma (calizas oscuras y tableadas: «wackestones» de espículas con «slumps») y plataforma marina abierta con construcciones algales («mounds»). Los márgenes de plataforma vendrían constituidos por barras de calcarenitas y construcciones («reef mounds») algares y en dirección a la cuenca pasarían a depósitos de talud (hemipelágitas, turbiditas y brechas calcáreas) y finalmente a los propios de la cuenca consistentes en depósitos similares a los del talud con características más distales y por turbiditas terrígenas. Posteriormente, la plataforma carbonatada sería progresivamente sustituida por términos siliciclásticos a consecuencia del avance del frente de deformación hercínico. Dentro de un contexto sinorogénico, la aparición de estas plataformas carbonatadas aisladas es atribuida por este autor a un incremento en la subsidencia de la plataforma tipo Barcaliente, dinámica que ya se observa en la parte alta de aquella formación y que daría lugar a una diferenciación en zonas hundidas sujetas a sedimentación basinal y zonas elevadas, donde se desarrollarían las plataformas carbonatadas.

SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983 a, b) señalan la existencia de un surco externo a esta plataforma que ya se habría iniciado durante los tiempos del Barcaliente (Formación Cuevas) en el Sinclinal de Alba (Hoja de Pola de Gordón) y que estaría sujeto a sedimentación turbidítica; el relleno de este surco llevaría a los terrígenos a alcanzar el área de sedimentación de la formación, abortando el desarrollo de los carbonatos. Este esquema, ya claramente sinorogénico, es explicado en términos del desarrollo de una cuenca de tipo antepaís (EICHMÜLLER, 1986; COLMENERO *et al.*, 1988; FERNANDEZ *et al.*, 1988; AGUEDA *et al.*, *in litt.*).

La edad de la base de la formación es considerada isócrona (TRUYOLS *et al.*, 1982) y se sitúa en el Namuriense A-B (E2 o E2- R1). El techo de la formación es, en cambio, fuertemente diacrónico, y oscila entre el Bashkiriense Inferior y el Superior (TRUYOLS *et al.*, *op. cit.* y TRUYOLS *et al.*, 1984). Las edades del techo más antiguas corresponden a la ya mencionada de Viadangos (R2) y a la determinada por LEYVA *et al.* (1985) en la Unidad de la Sobia Bodón, quienes le asignan una edad Bashkiriense Inferior (horizonte Krasnopoliansky), algo más joven debe ser el techo en el área tipo de la Formación San Emiliano, donde GINKEL (1987) encuentra una edad parte alta del Bashkiriense Inferior (Askynbashky). En la Unidad del Aramo, en la sección del Gamoniteiro, LEYVA *et al.* (1985) obtienen una edad Bashkiriense Superior (horizonte Cheremshansky) para los tramos superiores de la formación; una edad Bashkiriense Superior ha sido obtenida en los tramos superiores por VILLA (1982) en la localidad tipo, existiendo la posibilidad de una edad Moscoviene más bajo para el techo. A muro de la capa de carbón de Truébano, VILLA (det.), en base a fusulínidos, da una edad parte alta del Bashkiriense Inferior (Askynbashky). Mientras que en Rabanal-Villafeliz (Lámina de Villafeliz) aparecen edades del Bashkiriense Superior (Tashastinsky).

2.5.5. Formación San Emiliano. (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

En la Unidad de la Sobia-Bodón, sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja, aflora una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas y capas de carbón más o menos abundantes. Esta sucesión conforma las llamadas «cuencas carboníferas» de Teverga y San Emiliano, y su prolongación hacia el E de la Unidad de la Sobia-Bodón, donde forma una banda que

se extiende desde Villafeliz y Truébano en el ámbito de la Hoja hasta el área de Valdeteja en el E. Los afloramientos de Teverga y San Emiliano presentan continuidad cartográfica a través de Puerto Ventana, mientras que los del área de Villafeliz-Truébano-Caldas aparecen separados de la «cuenca carbonífera» de San Emiliano por el Anticlinal de Villasecino. En el área de San Emiliano BROUWER y GINKEL (1964) denominaron a esta sucesión Formación San Emiliano. Posteriormente, y en el mismo área, la formación fue definida de modo formal por BOWMAN (1980, 1982), quien separó en ella tres miembros (Pinos, La Majúa y Candemuela, Fig. 7) y limitó su extensión a las áreas de San Emiliano y Teverga.

Por otra parte, la sucesión aflorante en la rama S de la Unidad de la Sobia-Bodón ha sido atribuida a la Formación San Emiliano por diversos autores. Sin embargo, BOWMAN (*op. cit.*), en base a consideraciones bioestratigráficas, rechazó su asimilación a aquella formación y distinguió en ella dos partes: una inferior, a la que denomina capas de Villanueva. En la que señala que, aunque su edad es similar a la de la Formación San Emiliano, sus características litológicas impiden su asimilación a ella.

Sobre ella, y debutando por un nivel calcáreo discontinuo («caliza masiva» de MOORE *et al.*, 1971), se dispone la unidad superior. Los datos bioestratigráficos entonces disponibles (MOORE *et al.*, *op. cit.*; BOWMAN, *op. cit.*) sugerían la existencia de una disconformidad situada en la base de la «caliza masiva», que abarcaría casi todo el Westfaliense A, con lo que la edad de este segundo intervalo sería más moderna que la Formación San Emiliano. En base a ello BOWMAN (*op. cit.*) la identifica con la Formación Lois-Ciguera (BROUWER y GINKEL, *op. cit.*). Posteriormente TRUYOLS y SANCHEZ de POSADA (1983) denominaron a esta unidad capas de Villamanín, recientemente se ha visto que la edad de la sucesión entera es comparable a la de la Formación San Emiliano. Como además la sucesión litológica que definen es también similar, FERNANDEZ (1990) opta de acuerdo con autores anteriores por incluirlas dentro de la Formación San Emiliano. Además, la identidad entre la sucesión de las capas de Villanueva y la del Miembro Pinos le llevan a ampliar la extensión lateral del miembro al área de afloramientos de aquéllas. En el ámbito de esta Hoja, la Formación San Emiliano se encuentra representada por la mitad meridional de la «cuenca carbonífera» de San Emiliano y por los afloramientos presentes en el extremo O del Manto de Bodón y en la lámina de Villafeliz (área de Villafeliz-Truébano-Caldas).

En el área de San Emiliano, la formación, según BOWMAN (*op. cit.*), constituye una potente (1.800 m) sucesión detrítica con intervalos calcáreos y algunas capas de carbón en la parte alta. Las proporciones relativas entre terrígenos y carbonatos llevaron a la distinción de los tres miembros mencionados. La sucesión es la siguiente (Fig. 8):

Miembro Pinos. En base a los datos de aquel autor, y a los obtenidos durante la realización de esta Hoja, este miembro, cuyo espesor es posiblemente mayor de 300 m, está formado por pizarras negras homogéneas con briznas vegetales y fauna dispersa y ocasional. En la parte baja engloban endolistolitos derivados de la Formación Valdeteja, que localmente son muy abundantes y algunos exolistolitos de procedencia no determinada. Dentro de esta sucesión pizarrosa, y con una distribución vertical más amplia, aparecen niveles de turbiditas tanto calcáreas como terrígenas. Finalmente, en la parte superior del miembro las pizarras pasan a limolitas bioturbadas con fauna dispersa y con delgadas intercalaciones arenosas de bases netas, y a 20 m del techo, un nivel lenticular de calizas con algas filoides.

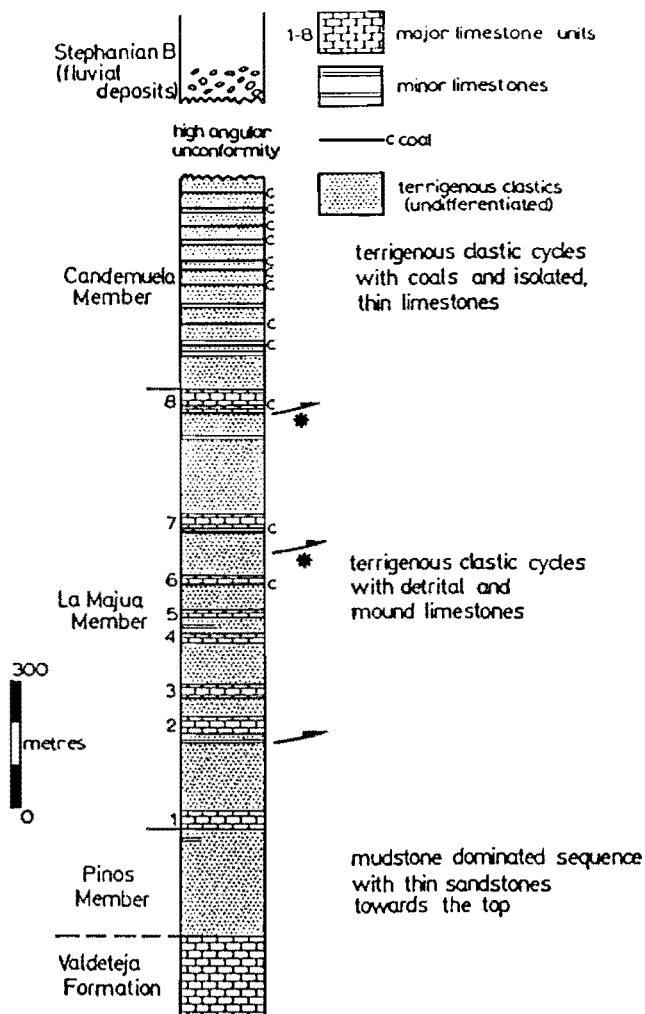


Figura 7. Serie sintética de la Formación San Emiliano en la «Cuenca de San Emiliano», según BOWMAN (1960, 1962). Se ha introducido la posición de los dos despegues del Cabalgamiento de Pinos. Dado que la sección está compuesta de varias secciones parciales, realizadas en puntos distintos, se reflejan las dos posiciones principales en que se localiza el despegue superior.

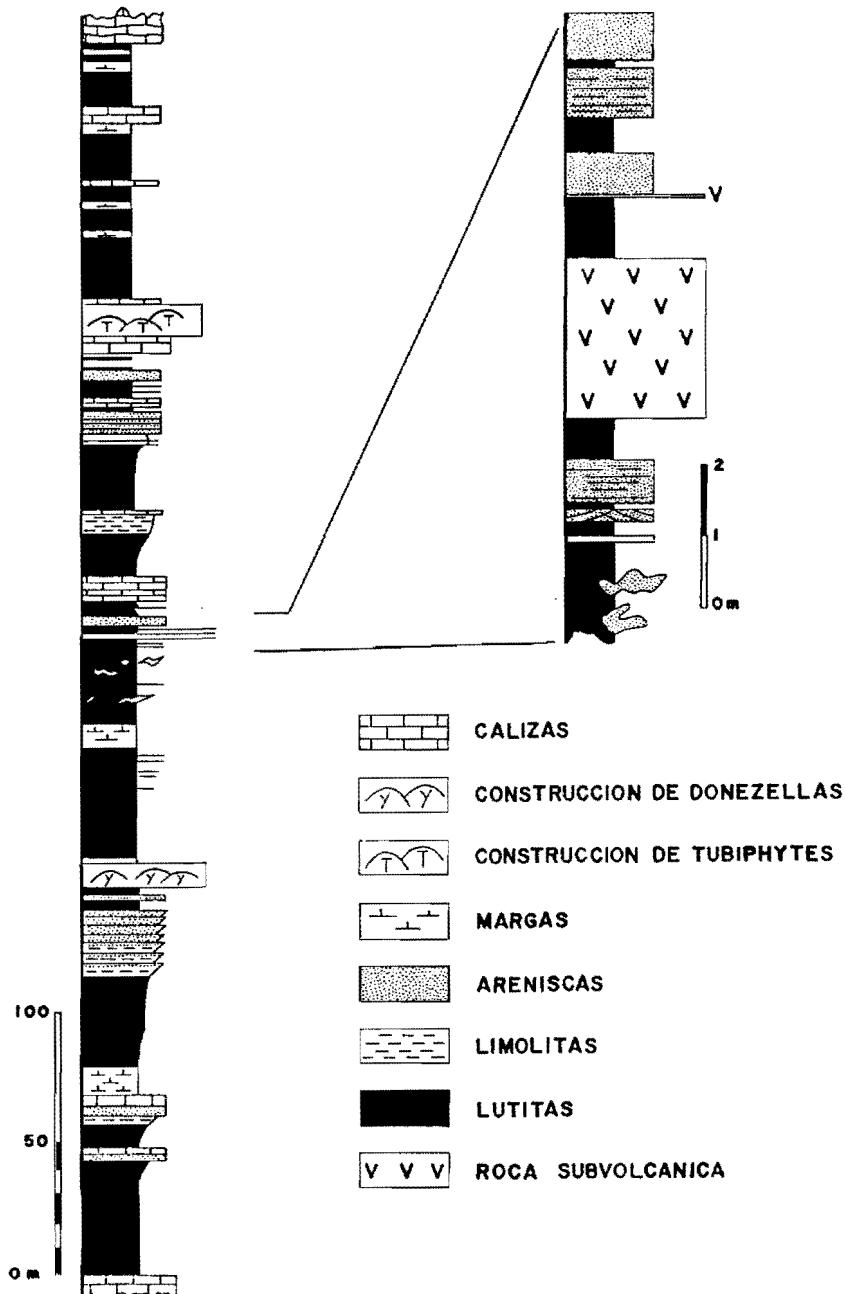


Figura 8. Columna estratigráfica esquemática de la Formación San Emilio en la sección de Villafeliz (Manto de Bodón).

En las proximidades de Pinos, en la pista que conduce al Puerto de la Cubilla, se han estudiado dos secciones de este miembro. A continuación se describe una de ellas que contiene intervalos turbidíticos:

Serie de Puerto de la Cubilla-1:

Muro: Pizarras.

- 1) 8,5 m. Litarenitas de grano fino, masivas en la parte baja, hacia techo en capas de 10 cm de bases erosivas con marcas de arrastre e internamente estratificación cruzada muy suave o laminación paralela. En la mitad superior secuencia positiva de alternancias de limolita y litarenita con secuencias Tb-e dominantes, alguna Ta-e y Tc-e.
- 2) 19,4 m. Alternancias de margas grises y calcilititas de grano grueso en estratos de bases erosivas, secuencia negativa. Por encima 16 m de secuencia positiva de alternancias de pizarras y calcilititas en estratos con base erosiva, laminación paralela y secuencia positiva, algún estrato con la base de conglomerado.
- 3) 10,75 m. Secuencia negativa general. Alternancia de lutitas y litarenitas de grano fino y medio en estratos centímetricos a métricos de base erosiva, aquéllos con laminación paralela y de ripples de corriente, y éstos masivos.
- 4) 11,9 m. Secuencia negativa desde alternancia de litarenitas de grano fino y lutitas hasta litarenitas de grano fino en estratos centímetricos amalgamados en los últimos 4 m. Por encima con base erosiva irregular, 4,8 m de litarenitas de grano medio a fino al techo, estratos de hasta 20 cm, generalmente amalgamados, pasan a alternancias con secuencia Tb-e.
- 5) 11,4 m. Pizarras con alguna intercalación limolítica laminada.
- 6) 15,2 m. Dos ciclos similares al tramo 4.

Techo: no visible.

El *Miembro La Majúa*, de 1.050 m de espesor, está formado por una alternancia rítmica de intervalos terrígenos con ocho niveles calcáreos importantes. Los intervalos terrígenos forman típicas secuencias negativas desde pizarras con fauna marina hasta areniscas, a veces canalizadas; en la parte alta del miembro, y a techo de los intervalos terrígenos, aparecen algunas capas de carbón. Las calizas presentan un variado abanico de facies, siendo las más frecuentes las calizas («wackestone» y «packstone») bioclásticas y las calizas con algas, principalmente del género «*Donezella*», que en muchos ejemplos llegan a formar construcciones («mounds»). Recientemente se han identificado en este miembro dos superficies de despegue (ver Mapa Geológico), una situada en su base y otra en la parte media. Su existencia implica que la sucesión que BOWMAN (*op. cit.*) da de este miembro es ficticia. No obstante, y aunque la superposición tectónica que provocan aún no ha sido cuantificada, es previsible que, a la vista de la tendencia general de la sucesión visible en otras áreas, la existencia de estos cabalgamientos no suponga una modificación significativa en cuanto a la sucesión general de miembro.

El *Miembro Candemuela* tiene 500 m de espesor mínimo y su techo está cubierto discor-

dantemente por los materiales estefanienses de la cuenca de Teverga-Puerto Ventana, por lo que representa los niveles más altos visibles de la formación. La complicación tectónica que presentan sus materiales dificulta la obtención de una serie general para este miembro. De un modo general, está formado por depósitos terrígenos organizados en secuencias tanto positivas como negativas. Las capas de carbón son aquí más frecuentes que en el Miembro La Majúa, si bien su calidad es baja y su espesor reducido. Por el contrario, los niveles calcáreos son delgados y discontinuos y el abanico de facies que presentan es más restringido que en el caso de las calizas del Miembro La Majúa.

En los afloramientos más septentrionales, ya en la «cuenca carbonífera» de Teverga (Hoja de la Plaza), la formación presenta una sucesión análoga a la de San Emiliano (BOWMAN, 1980) con un espesor similar. Consta de dos términos (ENADIMSA, 1981; TRUYOLS *et al.*, 1982): el inferior, denominado «paquete» Santianes constituye una serie detrítica de 1.500 m de espesor con niveles calcáreos intercalados y capas de carbón desde los 850 m. Por encima se encuentra el llamado «paquete» Campiello, de 350 m de espesor, caracterizado por la práctica desaparición de las calizas y por un aumento de las areniscas. Estos dos conjuntos son asimilables al Miembro Pinos más Miembro La Majúa y al Miembro Cande-muela, respectivamente (FERNANDEZ, *op. cit.*).

La Formación San Emiliano aflora también en el área de Truébano, Villafeliz y las Caldas de Luna (Manto de Bodón y lámina de Villafeliz), separados del área tipo de la Formación San Emiliano por el Anticlinal de Villasecino. El espesor de la sucesión es difícil de cuantificar por la complicación tectónica y porque su techo se halla siempre cortado por superficies de cabalgamiento.

El sector donde fueron estudiados primeramente estos materiales y donde aflora la sucesión típica corresponde al área de Viadangos de Arbás-Peña Lasa-Villanueva de la Tercia, situada en la Hoja de Pola de Gordón. Los trabajos de MOORE *et al.* (*op. cit.*) y BOWMAN (*op. cit.*) permitieron separar las dos unidades informales que antes se han citado: las capas de Villanueva y las capas de Villamanín (con la «caliza masiva» en su base). La sucesión estratigráfica general varía lateralmente, a veces de modo muy acusado en cortas distancias, aunque casi siempre se reconocen dos intervalos asimilables a las capas de Villanueva y capas de Villamanín, respectivamente. Esta variación es particularmente apreciable entre los afloramientos de esta Hoja.

Las capas de Villanueva constituyen el intervalo inferior de la formación. Su espesor es variable, en la presente Hoja pueden alcanzar valores próximos a los 1.000 m (Robledo de Caldas), según CARBALLERA *et al.* (1985). Forman una sucesión lutítica con intercalaciones de turbiditas y capas de «debris flow» calcáreos en la parte baja y de turbiditas terrígenas en la parte baja y media. La parte alta de la sucesión está constituida por lutitas con escasas intercalaciones de areniscas. Si bien ésta es la sucesión litológica ideal, en realidad de unas secciones a otras existen variaciones en la importancia que respecto a las lutitas tienen las intercalaciones terrígenas y calcáreas y en la proporción mutua existente entre estos dos últimos tipos de rocas. En algunos casos se observan fuertes variaciones en cortas distancias. Así, en la sección de Villafeliz son poco potentes y la parte baja y media están formadas exclusivamente por lutitas careciendo de intercalaciones turbidíticas, mientras que en Robledo de Caldas alcanzan gran espesor y las turbiditas y «debris flows» calcáreos adquieren gran desarrollo.

La sucesión de Robledo según BOWMAN (1980) es la siguiente:

- 1) 100 m. Turbiditas calcáreas y potentes coladas de «debris flow» calcáreos alternando con pizarras de cuenca.
- 2) 250 m. Turbiditas terrígenas con algunos niveles de calizas alóctonas.
- 3) 20 m. Calizas de plataforma.
- 4) 150 m. Arcillitas con niveles dispersos de calizas («wackestones» bioclasticas y «wackestones» de nódulos algares).

El intervalo superior de calizas de plataforma más la sucesión suprayacente (tramos 3 y 4), podría ser atribuido a las capas de Villamanín. No obstante, y dado que aquel autor no señala la localización exacta de su sección ni sus límites, bien pudiera ocurrir que esta parte superior perteneciera ya a la escama de Villafeliz que aparece cortando el techo de la sucesión de Robledo.

En esta última escama sobre la Formación Valdeteja aparece una sucesión atribuible por sus características a las capas de Villanueva. Al NO de Pobladura de Luna la sucesión es similar a la de Robledo de Caldas, aunque con un predominio de tramos lutíticos; sin embargo, en otras localidades (Láncara de Luna, Sena de Luna) sobre la Formación Valdeteja se encuentra una sucesión lutítica con escasa intercalaciones areniscosas y frecuentes olistolitos de tamaño variable.

Las capas de Villamanín constituyen el intervalo superior de la formación y en esta Hoja afloran solamente en el Manto de Bodón. El nivel calcáreo basal, la «caliza masiva» de MOORE *et al.* (*op. cit.*), que en la vecina Hoja de Pola de Gordón se presenta con un espesor máximo de algunas decenas de metros y es lateralmente discontinuo, no es reconocible en esta Hoja (salvo en el caso de su posible existencia en Robledo de Caldas). MOORE *et al.* (*op. cit.*) señalan la existencia de niveles arrecifales masivos y RIDING (1979) considera que está formada por un complejo de montículos («mounds») con *Donezella*, lenticulares y masivos, separados por intervalos tableados.

Las capas de Villamanín han sido estudiadas en la localidad de Villafeliz, donde alcanzan un espesor máximo visible aproximadamente de 500 m, pues su techo aparece cortado por la escama de Villafeliz. En base a nuestras observaciones, completadas para algunos tramos con las de CARBALLEIRA *et al.* (1985), la sucesión es la siguiente (Fig. 8):

Muro: Fm. Valdeteja.

- 1) 107,25 m. Formado por dos secuencias, de 69,65 m y 18,8 m, negativo-positivas, siendo la positiva la menos desarrollada, que culminan en pizarras margosas y margas con fauna y bioclastos (la inferior) y en 18,8 m de calizas y margas con fauna, bioclastos y oncoídes (la superior). Las secuencias negativas constan de lutitas con intercalaciones areniscosas que al techo pasan a unos pocos metros de litarenitas y cuarcitas con laminación de ripples de corriente y paralela. El techo de las areniscas está bioturbado, con fauna y da paso al término carbonatado.

- 2) 66,5 m. Secuencia similar a las citadas en el tramo 1, pero que culmina en alternancias de litarenita de grano fino y limolitas.
- 3) 28,1 m. Secuencia similar a las descritas en el tramo 1, consta de una secuencia negativa múltiple de 13,6 m, las areniscas con laminación paralela, de ripples y ondulante y ripples simétricos. Techo bioturbado. Culmina en 15,5 m de calizas masivas con techo convexo, cubiertas por margas y pizarras bioturbadas con fauna.
- 4) 66 m. Secuencia negativa, pizarras con capas de areniscas con estructuras de arrastre y flutes, internamente con laminación paralela y de ripples, localmente bioturbación. En los 10 m de techo, pasan a margas localmente con fauna. En la base del tramo aparece un sill de rocas ígneas de 2 m de potencia cortando oblicuamente a la estratificación.
- 5) 66,85 m. Secuencia negativa de 48,3 m, pizarras con alguna capa de arenisca con marcas de arrastre, masivas o con laminación de ripples. En la parte superior capas de arenisca de hasta 2 m, a veces canalizadas, masivas, con laminación paralela o con estratificación cruzada. Intervalos deslizados de hasta 10 m en la parte media-alta de la secuencia negativa, en la parte alta de la misma se intercalan de modo concordante capas de hasta 2 m de rocas subvolcánicas. El tramo culmina en 7 m de secuencia positiva de alternancias con capas lenticulares con formas de ripples y finalmente 11,55 m de calizas muy margosas con oncoídes, que pasan a alternar con pizarras.
- 6) 31,4 m. Secuencia negativa desde pizarras a alternancia de lutitas y litarenitas de grano fino. Culmina en 3,7 m de margas con oncoídes y bioclastos, alternando con pizarras. Se intercalan capas de packstone de base erosiva y techo gradual, con laminación paralela.
- 7) 38,5 m. Secuencia negativa desde pizarras limosas a alternancias de litarenitas de grano fino y limolitas que forman secuencias negativas, localmente laminación de ripples y paralela, aspecto bioturbado.
- 8) 24,22 m. Alternancias, en niveles y capas, de litarenitas de grano medio y fino y pizarras. Estratificación cruzada en surco, planar de bajo ángulo, laminación de *ripples* de corriente y ola; en la mitad superior sets de estratificación cruzada «hummocky», bioturbación escasa. En la parte baja existe una superficie erosiva con cantos de pizarra, arenisca y caliza. En el techo pizarras con areniscas deslizadas.
- 9) 26,3 m. Base no visible. Calizas tableadas bioclásticas; hacia arriba pasan a ser masivas con corales y construcciones de *Tubiphytes* y briozoos. En el techo son margosas con fauna, algas, oncoídes y bioturbación. Todo el tramo presenta fuertes variaciones laterales de espesor.

Techo: no visible.

Las lutitas de la primera secuencia negativa del tramo 1, que presentan un espesor variable, son asimilables a las capas de Villanueva, mientras que el resto de la sucesión es atribuible a las capas de Villamanín. Una variación que muestran aquí respecto a la sucesión estándar es la aparición en el tramo 5 de intervalos deslizados atribuibles a un talud sedimentario y a una cuenca relativamente profunda. Otro hecho remarcable es la presencia de rocas ígneas intercaladas en esta sucesión (tramo 5). Aparecen como tres cuerpos estratiformes;

el inferior es un sill que corta oblicuamente la estratificación; mientras que los otros dos aparecen concordantes con los sedimentos que los engloban. La textura del nivel superior deja abierta la posibilidad de que pueda tratarse de una colada de lavas. Una descripción más pormenorizada de estas rocas se puede encontrar en el capítulo de Rocas Igneas.

• Un caso particular es el de la sucesión existente en Truébano (lámina de Villafeliz, al ONO de Sena de Luna). En esta localidad el cabalgamiento basal del Manto de Correcillas se encuentra cortando la Formación Valdeteja. Intercalada en la Formación Valdeteja existe una delgada sucesión de margas y pizarras con una capa de carbón:

Muro: Fm. Valdeteja.

Tramo 1. 9,4 m. Calizas «rudstone», en capas de hasta 4 m con gradación normal en toda la capa o en la parte alta, ésta con laminación paralela y de ripples posiblemente de ola. Contienen clastos de caliza subangulosos y bioclastos (fundamentalmente equinodermos). Intercalaciones de hasta 1 m de pizarras margosas con bioclastos dispersos a muro.

Tramo 2. 1,77 m. Caliza «packstone-grainstone», «rudstone» en la base, dominan los fragmentos de equinodermos. Capas de hasta 30 cm, con base neta erosiva y techo con «hummocky» (domos) u ondulado, internamente con laminación paralela; techo con restos vegetales y «burrows» (*Zoophicos*, entre otros). Alternan con niveles de hasta 50 cm de lutitas con intercalaciones de packstone con laminación paralela formando secuencias negativas.

Tramo 3. 2,5 m. Pizarras grises margosas a muro con bioclastos dispersos, bioturbación y algún resto vegetal que aumenta hacia techo. Culmina en 0,5 m de carbón con «coal balls».

Techo: calizas.

La atribución de este intervalo a la Formación San Emiliano es problemática, dada su localización dentro de la Formación Valdeteja.

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, *op. cit.*).

La etapa de sedimentación de cuenca profunda y talud constituye el primer estadio en la historia sedimentaria de la Formación San Emiliano y viene representada por el Miembro Pinos en su área tipo y por las capas de Villanueva en el resto de los afloramientos. Su importancia es desigual de unas localidades a otras, como consecuencia de la existencia de diferencias en la tasa de subsidencia y en las características de los márgenes de la cuenca a lo largo de la extensión de la misma (BOWMAN, 1980, 1985), dado el contexto sinor-génico en el que se encuadra esta formación. La sustitución de un ambiente de plataforma carbonatada somera, representado por la Formación Valdeteja infrayacente, por otro de cuenca se realiza de modo brusco. En esta cuenca profunda, la sedimentación «de fondo» está formada por pizarras negras que corresponderían (BOWMAN, 1980, 1985) a un medio no muy profundo y posiblemente anóxico con baja intensidad de sedimentación. A este medio llegaban aportes procedentes de la plataforma carbonatada (Formación Valdeteja) que bordeaba la cuenca por su margen E y N y que aparecen bajo la forma de coladas de

«debris flow», turbiditas y clastos aislados de tamaño variable que incluso forman olistolitos.

Procedentes del margen opuesto llegaban aportes terrígenos que se organizan en lóbulos turbidíticos de pequeño tamaño (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, *op. cit.*) y que representan la progradación de una costa clástica. El incremento en la entrada de terrígenos, consecuencia de esta progradación, llevó a una somerización general alcanzándose condiciones de plataforma.

La sedimentación del talud presenta las mismas litologías que la de cuenca, con mayor proporción de términos conglomeráticos y arenosos debido a la mayor proximalidad y con señales de inestabilidad frecuentes (CARBALLEIRA *et al.*, *op. cit.*).

La etapa de sedimentación de plataforma presenta dos tipos de materiales diferenciados, terrígenos y carbonatados; BOWMAN (1980, 1985) estima que la sustitución repetitiva de unos por los otros refleja la migración lateral de los aportes fluviales y la existencia de etapas transgresivas y regresivas.

La plataforma terrígena está constituida por lutitas y areniscas en proporciones variables. Las areniscas aparecen relacionadas principalmente con la progradación de aparatos deltaicos de dominio fluvial y pequeñas dimensiones (BOWMAN, 1980, 1985) sobre una plataforma de baja energía. Otros depósitos en esta plataforma, relacionados con condiciones de mayor energía debidas a tormentas esporádicas o situados en áreas costeras dominadas por el oleaje, son las barras submareales y los sistemas de islas barrera (BOWMAN, 1980, 1985; CARBALLEIRA *et al.*, *op. cit.*).

Los sistemas deltaicos reflejan la progradación de ambientes fluviales sobre la costa, así como sus migraciones laterales. Son solamente identificables en el área tipo de la formación donde constituyen buena parte de los miembros La Majúa y Candemuela; en el resto de los afloramientos no han podido ser caracterizados, quizás debido a las condiciones de afloramiento. La aparición de capas de carbón registra la existencia momentos en los que existían condiciones favorables al desarrollo de la vegetación, con un acuífero de agua dulce. Su presencia se produce principalmente en las llanuras deltaicas y en relación con islas-barrera, en la parte alta del Miembro La Majúa y, sobre todo, en el Miembro Candemuela. El resto de las sucesiones conocidas presentan escasas y delgadas capas de carbón. El área de la plataforma ocupada por la sedimentación carbonatada constituyó un cinturón más o menos paralelo a la costa y posiblemente conectado con la plataforma carbonatada que durante los primeros estadios seguía desarrollándose hacia el N y E (Formación Valdetequia). El modelo que BOWMAN (1979, 1980, 1983 1985, Fig. 16) estableció en el área tipo es extensible con ligeras modificaciones a todos los niveles calcáreos de la formación. La zonación definida por las diferentes facies refleja las variaciones en la energía y profundidad del medio, así como en la cantidad de terrígenos que por suspensión alcanzaban el área. El ambiente marino normal viene caracterizado por una alta abundancia y diversidad de organismos, entre los que destaca *Donezella*, que se constituyó en un agente importante de la sedimentación carbonatada atrapando sedimento y formando construcciones en estas zonas de la plataforma. En dirección a la costa se constata una progresiva disminución en la abundancia de organismos en el medio, reflejando el paso a condiciones más restringidas, con un mayor grado de polución por terrígenos finos. En estas zonas las algas filoides jugaron el papel que *Donezella* había desempeñado en zonas de carácter marino normal.

El margen de la plataforma carbonatada con la terrígena viene caracterizado por la presencia de nódulos algares y oncoídes y de «shoals» oolíticos formados en áreas de aguas turbulentas y situadas en el cinturón de depósitos terrígenos.

La Formación San Emiliano refleja un período del relleno de una cuenca sedimentaria que ya se habría iniciado durante el Namuriense Inferior con la sustitución de las calizas nodulosas de la parte alta de la Formación Alba por las secuencias condensadas de las capas de Olaja (BOWMAN, 1980, 1985, SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983 a, b).

Dentro de este contexto la formación refleja el relleno no de una cuenca sedimentaria (BOWMAN, 1980, 1985), sino de un pequeño sector de una cuenca sedimentaria que se habría extendido por toda la Zona Cantábrica (AGUEDA *et al.*, *in litt.*; FERNANDEZ, *op. cit.*). Por ello, todas las denominadas «cuenca» (Teverga, San Emiliano,...) deben ser consideradas estrictamente como afloramientos.

BOWMAN (1980, 1985) indica que la génesis y relleno de la cuenca sedimentaria estaría ligada a la existencia de una actividad tectónica dominada por fallas de desgarre que individualizarían áreas deprimidas (cuenca), áreas someras (plataformas carbonatadas) y zonas emergidas sometidas a erosión. La influencia de las fallas de desgarre en la génesis de la cuenca sedimentaria es cuestionada por EICHMÜLLER (1985), quien encuentra que estas fracturas no determinan la distribución de facies en la Formación Valdeteja.

Sin embargo, con el conocimiento que actualmente se tiene sobre la evolución tectonosedimentaria de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero (MARCOS y PULGAR, 1982; SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983 a, b; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983; EICHMÜLLER, *op. cit.*; COLMENERO *et al.*, 1988 a; FERNANDEZ *et al.*, 1988; AGUEDA *et al.*, *op. cit.*; FERNANDEZ, *op. cit.*) parece más razonable considerar que la Formación San Emiliano se originó en una cuenca de antepaís (BEAUMONT, 1981) desarrollada enfrente de un orógeno en elevación. De acuerdo con este modelo, la sobrecarga tectónica producida al emplazarse un manto da lugar, por compensación isostática, a la creación de un surco subsidente situado delante de él, que distalmente se va amortiguando hasta enlazar con el antepaís.

Según FERNANDEZ (*op. cit.*) este surco subsidente estaría representado por el Miembro Pinos y las capas de Villanueva, y su relleno va a llevar a las condiciones de sedimentación del resto de la formación dentro de una secuencia somerizante. Este surco enlaza con una zona de umbral donde se deposita la Formación Valdeteja que es similar al «forebulge» descrito en otras cuencas de antepaís (TANKARD, 1986). A su vez esta zona de umbral da paso tras ella a un nuevo sector más deprimido que está parcialmente protegido de los aportes por el umbral de la Formación Valdeteja y que en ciertos sectores y momentos va a estar sujeto a una sedimentación condensada.

La edad de la formación ha sido determinada en base a la fauna marina (GINKEL, 1965; RUMYANTSEVA, *in litt.*, en BOWMAN, 1980, 1985) y la flora continental (WAGNER, 1959; GUEINN y NEVES y WAGNER, en BOWMAN, 1980, 1985; NEVES, en WAGNER y BOWMAN, 1983) como comprendida entre el Namuriense C Superior que proporciona el Miembro Pinos y el Westfaliense A para su techo, aunque WAGNER y BOWMAN (*op. cit.*) apuntan la posibilidad de que la parte superior del Miembro Candemuela pertenezca ya al Westfaliense B. Los niveles calcáreos más bajos del Miembro La Majúa han proporcionado una

edad Bashkiriense Superior, mientras que en un nivel calcáreo del Miembro Candemuela se ha identificado el horizonte Kashirsky (Moscoviense Inferior). BOWMAN (1980, 1982 fig. 11) sitúa el tránsito Namuriense-Westfaliense en la parte baja del Miembro La Majúa, el tránsito Bashkiriense-Moscoviense aproximadamente en el nivel calcáreo número 6 y el tránsito Vereisky-Kashirsky en la parte baja del Miembro Candemuela.

Este rango de edad implica una correlación entre escala continental y escala marina que difiere de la que actualmente se considera como válida (HARLAND *et al.*, 1982; MARTINEZ DIAZ *et al.*, 1985); en esta última el paso entre Vereisky y Kashirsky se toma dentro del Westfaliense B. Por lo tanto, y de acuerdo con este esquema, la parte alta del Miembro La Majúa (posiblemente), y el Miembro Candemuela (con toda seguridad) deberían ya dar flora del Westfaliense B. Esta cuestión se ve resuelta por los nuevos datos que recientemente GINKEL (1987) ha publicado, según los cuales la base del Moscoviano se sitúa en la parte superior del Miembro La Majúa o en la parte inferior del Miembro Candemuela. El esquema de edad que se desprende de este dato concuerda mejor con el rango de edades obtenido mediante flora y es coherente con el de las sucesiones de las «cuencas carboníferas» de Quirós (ver TRUYOLS *et al.*, *op. cit.*; LEYVA *et al.*, *op. cit.*; FERNANDEZ RODRIGUEZ-ARANGO *et al.*, 1981), La Camocha (NEVES, 1964), Teverga y del Manto de Bodón.

En la vecina región de Teverga las dataciones efectuadas (WAGNER, 1959; CACHAN, 1978) dan una edad para la formación comprendida entre el Namuriense Superior para su base y el Westfaliense A alto a B basal para su techo. En términos de la escala rusa su edad quedaría definida (ENADIMSA, 1981; TRUYOLS *et al.*, 1982; LEYVA *et al.*, 1985) entre el Bashkiriense Inferior (horizonte Krasnopolyansky) que se obtiene en el techo de la Formación Valdeteja y la parte baja del horizonte Vereisky para el techo, correspondiendo el Bashkiriense al «paquete» Santianes y el Vereisky al Campiello. LEYVA *et al.* (1985) señalan la coincidencia en edad entre las sucesiones de Teverga y Quirós, existiendo además una relativa isocronía en el paso entre los dos conjuntos litológicos que se discriminan en cada sucesión («paquetes» Santianes y Campiello para Teverga; grupos Lena y Sama para Quirós). Esta isocronía, a partir de los nuevos datos introducidos por GINKEL (1987), puede extenderse también al área de San Emiliano para el tránsito entre los miembros La Majúa y Candemuela.

En los afloramientos del Manto de Bodón, la edad de la base de la formación varía según MOORE *et al.* (*op. cit.*) entre el Namuriense B Superior (horizonte R2) (Viadangos de Arbás) y el Westfaliense A Inferior (Villanueva de la Tercia). La caliza masiva tiene en su base una edad Bashkiriense Superior a Bashkiriense terminal (VILLA, en FERNANDEZ, 1990), mientras que su techo da una edad Vereisky y Westfaliense A (HORVATH, 1985; VILLA *et al.*, 1988). Las determinaciones de las faunas recogidas durante la realización de esta Hoja (VILLA, det.) confirman esta edad Bashkiriense Superior-Vereisky Inferior. Por su parte, los niveles más altos que afloran de las capas de Villamanín han proporcionado una edad Vereisky Superior y Westfaliense B (HORVATH, *op. cit.*; VILLA *et al.*, *op. cit.*).

La sucesión de Villafeliz tiene una edad Bashkiriense (CARBALLEIRA *et al.*, 1985). En la lámina de Villafeliz y en las proximidades del embalse de Los Barrios de Luna, muestras de olistolitos pertenecientes a la parte baja de la formación han proporcionado una edad Bashkiriense Superior (VILLA, det.). En otros puntos de la misma lámina, muestras recogidas

en la Formación Valdeteja llegan a arrojar una edad Bashkiriense Superior (VILLA, det.). Finalmente, la edad de la capa de carbón que en Truébano se intercala en la Formación Valdeteja sería Namuriense C Superior a Westfaliense A Inferior (BECKARY, 1988).

Todos estos datos muestran que la edad del límite entre las formaciones Valdeteja y San Emiliano deben ser consideradas como de carácter local; ello es comprensible dada la sustitución lateral existente entre ambas formaciones.

2.5.6. **Estefaniense**

En la Hoja de Los Barrios de Luna afloran varios retazos de materiales de edad Estefaniense. El más occidental constituye el borde este de la «Cuenca Carbonífera de Villablino», apareciendo los demás en el sector del apilamiento antiformal de Villabandín dentro del Antiforme de Narcea. Se apoyan discordantes tanto sobre materiales precámbricos como paleozoicos, estando, normalmente, afectados uno de sus bordes por fallas inversas. El depósito de estos materiales se ha producido en cuencas continentales originadas a favor de fracturas, con una orientación preferente Este-Oeste.

En el borde oriental de la «Cuenca Carbonífera de Villablino» aparece en la base una brecha, poco potente y en general discontinua, cuya máxima potencia es de unos 50 m y una extensión aproximada de 100 a 150 m, constituida por bloques de hasta varios metros de los materiales subyacentes (cuarcitas, cuando se apoya sobre la Formación Barrios o las Areniscas del Devónico Superior; pizarras, si es sobre el Precámbrico, etc.). Sobre estas brechas, cuando existen, se apoya el conjunto de la formación que esta constituida por una serie de secuencia grano y estratocrecientes, de menor espesor hacia el techo, formadas por areniscas de color gris, areniscas arcillosas, pizarras arenosas de color verdoso y pizarras negras que hacia el techo se van haciendo carbonosas y pasan a capas de carbón; a veces existen niveles de conglomerados en la base de las secuencias, pero siempre de poco espesor (40-50 cm). Los conglomerados están constituidos por clastos bien redondeados, centimétricos, de cuarzo, areniscas y pizarras en una matriz arenosa. El tamaño de los clastos decrece hacia el techo de la serie. Dentro de la cuenca se observan bastantes niveles en la parte O, sin embargo, hacia el E apenas existen y siempre con reducida extensión lateral, comenzando los ciclos con areniscas. Las areniscas son litarenitas, sublitarenitas y cuarzoarenitas. Poseen estructuras sedimentarias como son estratificación cruzada, ripples, laminación cruzada y más raramente granoselección; en el muro de los estratos arenosos abundantes troncos arrastrados. Las capas de carbón tienen potencia variable, desde 0,4 a 2 m, alcanzando en casos excepcionales los 3 m. BOSCH (1969) cita en dos afloramientos, por encima de capas de carbón unas pizarras calcáreas con lamelibranquios.

La potencia general de la serie en la cuenca es de 2.500 a 3.000 m, alcanzando su máximo espesor en la parte Sur, más próxima a la Falla de Villablino.

Aunque no existe una correlación precisa entre los diferentes niveles a lo largo de la cuenca, parece ser que las capas de carbón situadas en la base, en la parte occidental de la «Cuenca Carbonífera» situadas en el borde oriental corresponden a las más altas de zonas, lo que parece indicar un rejuvenecimiento de los depósitos basales hacia el Oeste.

La abundancia de flora fósil de origen continental y la naturaleza de los depósitos ha hecho que históricamente se hayan considerado estos depósitos como originados en un medio continental, NAVARRO (1982), que se trataría de un medio palustre desarrollado sobre un área tectónicamente activa, con la presencia de importantes sistemas de canales fluviales, llanuras de inundación y pantanos, y con una o dos transgresiones marinas a lo largo de su historia. En los demás afloramientos las características son similares a las que aparecen en las cercanías de Cornombre-La Urz (Hoja de Riello), observándose a veces en la base de la unidad, brechas de tonos rojizos, que incluyen clastos precámbricos, depositados por mecanismos de «debris flow». La litología predominante son ortoconglomerados generalmente masivos. A techo los conglomerados están mejor clasificados, e intercalados con areniscas litareníticas, las capas lutíticas y limolíticas y el carbón no son frecuentes y no tienen mucha continuidad lateral cuando aparecen. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son imbricaciones de cantos, laminación paralela y estratificación cruzada en surco. Las litofacies se organizan en secuencias que han sido interpretadas por HEWARD (1978) en la vecina «Cuenca Carbonífera de La Magdalena» como depósitos proximales de abanicos aluviales, también se observan sedimentos de lóbulos e interlóbulos de la parte intermedia de un abanico aluvial. Los ortoconglomerados son cuarcíticos, bien redondeados, con centímetros de hasta medio metro, las litarenitas tienen predominio de fragmentos cuarcíticos y en menor proporción pizarrosos.

Dentro de la «Cuenca Carbonífera de Villablino» además de numerosa flora fósil, HERNANDEZ SAMPELAYO y ALMELA. (1947) citan fósiles marinos y de agua salobre: *Língula*, *Posidoniella* y Nautiloideos. La edad de esta cuenca es Estefaniense B alto- Estefaniense C según WAGNER (en NAVARRO, 1982).

La edad atribuida al resto de los afloramientos, es similar a los de esta cuenca y los de la «Cuenca Carbonífera de La Magdalena»; en esta última las dataciones paleobotánicas han indicado una edad Estefaniense B Inferior, hasta Estefaniense B Superior WAGNER (1965), estos datos han sido confirmados recientemente en la Hoja de Riello por P. LORENZO (en MARTIN-PARRA, 1989).

3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

3.1. INTRODUCCION

El área que abarca esta Hoja, como ya se menciona en la introducción, se caracteriza por un relieve acusado, topográficamente se encuentra comprendida entre los 2.200 m y los 1.100 m de altura, existiendo una gradación de altitud desde el Sur hasta el Norte donde están las cotas más elevadas: Peña Ubiña La Pequeña (2.197 m), Loma Palomo (2.012 m), Picos Albos (2.187 m), Cibarnal (2.084 m), Peña Valgueiro (1.940 m), Alto de la Cañada (2.163 m) y Penouta (2.099 m).

Prácticamente se encuadra en su totalidad dentro de la comarca leonesa de La Babia Alta, cuyo eje de drenaje fundamental es el río Luna, afluente del Orbigo, que atraviesa transversalmente desde el NO hasta el SE de La Hoja, siendo sus tributarios más importantes los ríos Torre y Torrestío, además de diversos arroyos importantes, en direcciones N-S, o

viceversa, confluendo en el Luna por ambos márgenes. Unicamente en la parte meridional de la Hoja aparece insinuada la cuenca del río Omañas, que con una dirección prácticamente paralela al Luna, también confluye en el Orbigo.

La relación que existe entre las estructuras hercínicas y el relieve actual es patente, distinguiéndose dos grandes dominios con relieve diferente, dependiendo de las estructuras y tipo de litologías dominantes. Así, en la zona central y Norte de la Hoja, con un sustrato constituido por calizas, cuarcitas, areniscas y pizarras del Paleozoico, la morfología posee un fuerte control estructural y climático, siendo los elementos más característicos los glaciares, los periglaciares y las grandes crestas y escarpes. En el sector meridional (SO) que está constituido por materiales precámbrios pizarrosos, la morfología esta dominada por relieves alomados, en los que el elemento más destacado son los restos, ya muy degradados, de una antigua superficie de erosión preneógena.

Son escasos los estudios acerca de la geomorfología y génesis de los depósitos cuaternarios de esta zona, pudiéndose destacar únicamente los estudios de carácter regional de NUSS-BAUM y GIGAX (1953), HERAIL (1984), y otros de carácter temático que abordan problemas concretos, de esta zona u otras adyacentes, como son VIDAL BOX (1958), LOZTE (1962), MARTINEZ DE PISON y ARENILLAS (1979), ALONSO HERRERO (1987) y ALONSO (1986), así como otros estudios más amplios de PEREZ GARCIA (1977), MARTIN SERRANO (1985) y BARDAJI (1989).

3.2. ELEMENTOS MORFOLOGICOS

En esta zona están muy bien representadas las formas y materiales procedentes de los procesos glaciares y periglaciares, que la han afectado durante el Cuaternario, así como todo el conjunto de formas ligadas a la acción fluvial y torrencial, que durante épocas más recientes han disectado el relieve. Las formas kársticas, estructurales, poligénicas, de gravedad y mixtas también se encuentran representadas en esta zona, aunque con menor importancia. Al describir las distintas formas se hace en base a su morfogénesis, así las formaciones superficiales más destacadas son de origen fluvial y asociados, periglaciares y nivales, glaciares, kársticos, de gravedad, estructurales y poligénicas, ya que los casos mixtos o ligeramente separadas de la norma se ha tratado de acomodarlas con el proceso dominante en su génesis.

3.2.1. Formas periglaciares y nivales

Estas se encuentran en todo el ámbito de la Hoja, tanto en el dominio Paleozoico, como en el Precámblico, y corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (pleistocenos). Aunque es difícil fijar su carácter en el tiempo, la mayoría de los fenómenos solifluidales y de gelificación es evidente que debieron presentar un desarrollo mayor en las distintas fases y estadios glaciares que en la actualidad.

Nichos de nivación. Se sitúan en su mayoría en cabeceras o cuencas de recepción torrencial, entre los 1.600-1.800 m de altitud, presentan una morfología de cuenca o nicho, con un ligero labrado o pulido por el hielo o nieve compacta.

Canchales. En su mayoría se encuentran asociados a escarpes de circos glaciares y círcos de nivación, aunque también pueden estar asociados a laderas de pendientes acusadas, como ocurre en las vertientes septentrionales de la Sierra de la Filera y de la Sierra Blanca (SE de la Hoja). En la zona de Peña Valgueiro y el Pico del Buon (NO), los canchales se prolongan hacia los escapes de las circos glaciares, siendo auténticos corredores rocosos.

Glaciares rocosos. Se localizan sólo en el fondo de los glaciares de circo en la vertiente septentrional del Alto de los Churros. Respondiendo a acumulaciones de grandes bloques con pendiente menor que los canchales.

Formas asociadas a procesos solifluidales. Entendidos aquí en un sentido de movimiento del suelo que genera formas como lenguas, lóbulos, terracillas, etc. A veces, las lenguas y lóbulos tienen escala cartográfica pudiéndose hablar de coladas de solifluxión, en otras ocasiones, cuando este proceso afecta a las laderas de los valles (arroyo del Valle o en el río de la Majúa...) se habla de laderas solifluidales. En general, son procesos estacionales activos, con límites difíciles de precisar al asociarse gelifluxión y la solifluxión estricta.

Suelos estructurales. En general, no poseen escala cartográfica y se encuentran asociados a la mayoría de los collados y zonas deprimidas, como son las navas. Sí se aprecia bien en el Collado de Campo Lamoso, que constituye la divisoria de aguas entre las cuencas de los ríos Luna y Omañas. Son suelos de césped alpino almohadillado, con potencias de 0,20-1 m y a las que se encuentran asociadas fenómenos de reducción con desarrollo de turberas.

Arroyada mixta (nival-pluvial). Este es un proceso mixto que da lugar a formas de erosión lineales y prácticamente paralelas (incisión de regueros), situados en pendientes con cierta verticalidad y desprovistas de vegetación. Es frecuente en la zona, pero sólo se han cartografiado aquellas que son especialmente activas y cubren amplias superficies.

3.2.2. Formas glaciares

Se encuentran ampliamente representadas en el cuadrante noroccidental de la Hoja, a ambos márgenes de la singular planicie intramontañosa, que constituye el valle del Luna en esta región de la Babia Alta, y que queda limitada al Oeste por el codo de captura del río Sil, ya fuera de la Hoja (VIDAL BOX, 1958).

Aunque actualmente se conserven como pequeños retazos, VIDAL BOX (1958) ya apuntaba que los frentes y anfiteatros morrénicos más bajos están comprendidos entre los 1.000 y 1.300 m de altitud en esta parte de la región Cantábrica, lo que nos indica que el área montañosa afectada por las distintas fases y/o estadios glaciares era mucho más extensa de lo que puede parecer en la actualidad.

En nuestro caso los aparatos glaciares desarrollados en la margen derecha de la planicie intramontañosa del alto Luna responden a glaciares de circo, con cabeceras de acumulación más o menos definidas, y buen desarrollo de morrenas de cierre con una o varias crestas, un buen ejemplo son los aparatos glaciares asociados al valle del Riolago, y los asociados a la vertiente septentrional del Alto de los Churros. Por el contrario, los glaciares desarro-

llados en la margen izquierda responden a glaciares de lengua, que no sobrepasarían en ningún caso los 4 km de longitud, con un buen desarrollo de morrenas laterales y arcos morrénicos, con complejos internos y externos, en los que se pueden observar hasta tres crestas que pueden corresponder a los distintos estadios o pulsaciones de la última fase glaciar, y en los que en sus cabeceras de acumulación no se observa la típica morfología de circo, sino unas cubetas de sobre excavación cerradas por relieves alomados seudomorrénicos de materiales pizarrosos y que actualmente están ocupadas por lagunas, como ocurre en el glaciar del Lago de Babia.

En su mayoría son formas características de glaciares de poco desarrollo, es decir, de circo o de valles en U, con sus típicas hombreras laterales, localizados entre los 2.100-1.800 m (límite superior de las cuencas de acumulación) y los 1.300 m de altitud en la margen derecha del Luna, y los 1.500-1.600 m en la margen izquierda (límite inferior de los frentes morrénicos).

Morrenas laterales. Arcos morrénicos y barras morrénicas:

Las *morrenas laterales* aparecen como hombreras simples o compuestas enmarcando los valles en U de los glaciares del Lago de Babia y de Torre de Babia, o bien como alguna de las crestas simples que aparecen en continuidad morfológica con los círcos glaciares de la margen derecha del Luna.

Los *arcos morrénicos* deben interpretarse como: procedentes de glaciares de circo, zona terminal de glaciares de lengua, o como tramos morrénicos descolgados del conjunto por las distintas pulsaciones de un mismo estadio. Este mismo significado, pulsaciones de un mismo estadio, tienen las *barras morrénicas*, como son las que aparecen en la zona interna del arco morréxico del glaciar de Torre de Babia, o las que aparecen dispuestas transversalmente en la margen izquierda del río Luna en las proximidades de Piedrafita.

Todos estos *complejos morrénicos* están formados por material grueso, básicamente bloques, a veces de dimensiones métricas, cantos y una matriz gruesa a media. No puede hablarse de *till glaciar* en sentido estricto, ya que podría tratarse de material previo removilizado mediante el fenómeno glaciar de «efecto buldozer». Puede apuntarse, sobre todo en el glaciar de Torre de Babia, la presencia de crestas de pulsación bien marcadas, que denuncian una cierta carga transportada por el hielo, tanto «en» como «supraglaciar».

Morrenas de fondo:

Se encuentran muy mal desarrolladas, tapizando el fondo de los valles glaciares, y se diferencian de los otros depósitos morrénicos, por su mayor concentración de material fino y menor dimensión de los clastos.

3.2.3. Formas fluviales y de procesos asociados

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas también muy variadas.

Navas: Son zonas deprimidas con retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped alpino (en las navas de altura). Por simplificación cartográfica, agrupamos aquí tanto lagunas colmatadas, como actuales. Genéticamente se unifican tanto las de sobreexcavación como las intramorrénicas o las de cierre por arcos morrénicos o morrenas laterales como las simples depresiones. En las asociadas a los procesos glaciares pleistocenos existe un desarrollo de turba, a veces muy incipiente.

La mayoría de las navas o turberas asociadas al glaciarismo son de origen Pleistoceno Superior terminal a Holoceno (post-glaciares).

Conos de deyección, abanicos aluviales y abanicos mixtos:

Se trata de formas cónicas en planta, producidas por la descarga de materiales expandidos en una zona más o menos llana, o por cambios de pendiente a partir de corrientes fluviales de alta energía (torrentes), que previamente circulaban encajados formando gargantas.

Conos de deyección son formas más pequeñas y con una mayor pendiente, mientras que los *abanicos aluviales* son formas mayores, algo más expandidas, y con pendientes menores. Ambos se componen básicamente de bloques redondeados con abundante matriz gruesa, aunque cuando la litología dominante es pizarrosa, la matriz es eminentemente fina. Este tipo de formas aparecen formando una orla, a ambas margenes del río Luna, en las zonas en que el valle se ensancha, es decir, en los tramos comprendidos entre Piedrafita y Huergas (Alto Luna) y Rabanal y Sena de Luna (en las proximidades del embalse de Los Barrios de Luna), depositándose directamente sobre la llanura aluvial del Luna.

Los *abanicos fluvio-glaciares* están compuestos por materiales netamente convergentes con los morrénicos, en los cuales únicamente se diferencia un ligero mayor lavado y en los puntos más extremos una mayor elaboración de los clastos. Los casos mejor definidos son los que desaguan los valles de los glaciares de Lago de Babia y Torre de Babia, y en menor grado los que proceden de los valles de la margen derecha del alto Luna.

Abanicos fluvio-solifluídicos, los cuales hay que entender como formas generadas por la acción fluvial, pero asistida, o retocada posteriormente, por procesos de solifluxión, de manera que en su estructura existe un cierto grado de reorganización. Se encuentran bien representados en la margen izquierda del Luna entre Torre de Babia y Cospedal.

Terrazas y fondos de valle aluvial:

Estas formas están bien definidas en la depresión o planicie intramontañosa del río Luna.

Los *fondos de valle aluvial* o *aluvial/coluvial*, excepto para la llanura aluvial del Luna, responden a arroyos con notable encajamiento, que presentan un fondo de depósito donde se



FORMAS PERIGLACIARES Y NIVALES

CANCHALES

GLACIARES ROCOSOS

NICHOS DE NIVACION

PROCESOS SOLIFLUIDALES

COLADAS DE SOLIFLUXION

LADERAS SOLIFLUIDALES

ARROYADA MIXTA

SUELOS ESTRUCTURADOS

FORMAS GLACIARES

CIRCOS GLACIARES

MORRENA LATERAL

ARCOS MORRENICOS

MORRENAS DE FONDO

BARRAS MORRENICAS

DEPOSITOS DE TILL INDIFERENCIADO

FORMAS FLUVIALES Y ASOCIADAS

FONDO DE VALLE ALUVIAL

TERRAZAS

ABANICOS ALUVIALES

CONOS DE DEYECCION

NAVAS

GARGANTAS

GARGANTAS CON FONDO ALUVIAL

CUENCA DE RECEPCION TORRENTIAL

FORMAS KARSTICAS

DOLINAS

DEPRESIONES KARSTICAS

ARCILLAS DE DECALCIFICACION

FORMAS DE GRAVEDAD

COLUVIONES

FORMAS ESTRUCTURALES

CUESTAS

ALINEACIONES MORFOESTRUCTURALES

FORMAS POLIGENICAS

SUPERFICIE PRE-NEOGENA

FORMAS MIXTAS

ABANICOS FLUJO + GLACIARES

ABANICOS FLUJO-SOLIFLUIDALES

DEPRESIONES GLACIO-KARSTICAS

ALTERACIONES DEL SUSTRATO

COLLADOS

CRESTAS APUNTADAS

CRESTAS ALOMADAS

GRANDES ESCARPES

ESCARPES

FRENTES DE DESLIZAMIENTO

TOPOGRAFIA, HIDROLOGIA Y OBRAS HUMANAS

• 1590 COTA ALTIMETRICA

CORRIENTE PERMANENTE / SEMPERMANENTE

EMBALSE ARTIFICIAL

MOVIMIENTO DE TIERRA

NUCLEO URBANO

CANTERA

mezclan materiales aluviales del funcionamiento de los canales, y coluviales de arrastre de las vertientes por la arroyada.

Las terrazas, únicamente aparecen ligadas al río Luna, existiendo un único nivel de aterrazamiento que posee escala cartografiable a lo largo de todo el valle, y se sitúa entre +4 y +8 m, colgado respecto a la llanura aluvial actual, en la cual se observan hasta tres pequeños aterrazamientos de escasa entidad morfológica en las proximidades de la Venta de Cospedal en la margen izquierda del río Luna.

Formas de incisión fluvial:

Son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. La mayor de ellas, el valle del Luna, se instala a favor de la gran depresión tectónica de Laciana-Babia Alta. Según sea la morfología del valle se diferencian: *gargantas* y *cañones*. Otro tipo serían los *valles glaciares con morfología en U*, que actualmente están retocados por la acción fluvial, como son los valles de Torre de Babia y Lago de Babia.

3.2.4. Formas kársticas

Corresponden a formas tipo de *dolina*, y *depresiones kársticas*, generadas por la unión de varias dolinas. Están ampliamente representadas en el sector Nororiental de la Hoja, en las proximidades del Collado de los Navares y del Puerto de la Cubilla. En muchas ocasiones las dolinas y depresiones kársticas tienen su fondo tapizado por arcillas de decalcificación (*Terra rossa*).

Por otra parte, en el cuadrante Noroccidental, se observan una serie de formas también de origen kárstico, pero que con posterioridad han sufrido un retoque por nieve compacta, al instalarse en ellas nichos de nivación, que son las que hemos denominado *depresiones glaciokársticas*.

3.2.5. Formas de gravedad

Corresponden a elementos deposicionales tipo *coluvión*, que se sobreimponen a todas las morfologías previas. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.), que se sitúan preferentemente en las vertientes de los valles que desaguan al Luna por su margen derecha, y de los que se excluyen los canchales, que son asociados preferentemente al periglaciarismo.

Por lo general, se trata de depósitos formados por bloques y cantos con matriz gruesa y sin ningún tipo de organización interna, aunque en ocasiones se pueden distinguir varias fases dentro de un mismo depósito. También cabe citar dentro de este apartado unos depósitos de tipo *grezees liteés* caracterizados por la gran angulosidad y aplanamiento de los clastos, pero con escasa o nula estratificación y clasificación. Estos aparecen representados en la zona más meridional de la Hoja.

3.2.6. Formas estructurales

Estas se reducen a la morfología en «cuestas» que presentan los materiales paleozoicos, consecuencia de su disposición estructural, dando lugar a la generación de este tipo de morfologías sobre los niveles más resistentes. En esta zona el caso más característico se localiza sobre los materiales de la «Formación San Emiliano», en el paraje denominado el «laberinto», situado en las proximidades de la localidad de Pinos.

Por otra parte, citar la existencia de alineaciones morfoestructurales, que, en general, están ligadas a fracturas antiguas, dando lugar a desplazamientos de crestas, así como a alineaciones en la red de drenaje.

3.2.7. Formas poligénicas

Se consideran formas poligénicas aquellas cuya génesis ha pasado por más de una etapa morfológica, y cuya evolución se somete a diversos ciclos. En nuestra zona únicamente estarían representadas por los restos, ya muy degradados, de una superficie de alteración/erosión/sedimentación, que actualmente presenta una morfología en replanos y hombreas, en donde los materiales del sustrato están afectados por una fuerte alteración, y que únicamente aparecen conservados en la zona más meridional de la Hoja ligeramente inclinados hacia la Depresión de Rielo, y que siguen la dirección estructural dominante de los materiales precámbricos sobre los que se desarrolla (ONO-ESE), que correlacionamos con la «Superficie Intermedia» de BARDAJI (1989).

En cuanto a la génesis, esta superficie estaría relacionada con una intensa alteración bajo clima tropical (BARDAJI, 1989), que daría como resultado una superficie correlacionable con la «Superficie fundamental zamorana» de MARTIN SERRANO (1985). Respecto a la cronología, lo único que puede concluirse es que se trata de una superficie preneógena en sentido amplio.

4. TECTONICA

4.1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

La mayor parte del territorio correspondiente a la Hoja de Los Barrios de Luna se encuentra situado en la denominada Zona Cantábrica de LOTZE (1945), que es la más externa desde el punto de vista estructural, del sector septentrional de la Cordillera Híbrida Ibérica. Dentro de la Zona Cantábrica se sitúa en la Región de Pliegues y Mantos de JULIVERT (1967, 1971), caracterizada, en general, por la ausencia de metamorfismo y esquistosidad; comprendiendo sectores de la Unidad de la Sobia-Bodón y de Somiedo-Correcilla del citado autor (Fig. 1 y Esquema Tectónico y Regional).

En el sector suroccidental de la Hoja afloran materiales precámbricos en los que se puede reconocer una fase de deformación precámbrica, pertenecientes a una gran estrutura antiformal, denominada desde antiguo Antiforme del Narcea, que ha sido considerada

clásicamente como el límite de las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica (LOTZE, *op.cit.*).

Recientemente, MARTIN PARRA (1989) sitúa el límite entre ambas zonas dentro del propio Antiforme del Narcea en un importante accidente tectónico, denominado Falla de Cornombre-La Urz o Falla del Narcea, el cual separa dos zonas con características de deformación muy diferentes (ver Esquema Tectónico); de forma que el sector más suroccidental de la Hoja pertenece ya a la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), donde ya existe metamorfismo y esquistosidad. En general, la estructura de la Zona Cantábrica (ZC) se caracteriza por presentar una tectónica epidérmica («Thin skinned»), con desarrollo de cabalgamientos y mantos de despegue, como es habitual en las zonas externas de otras cordilleras, si bien en la ZC la disposición arqueada de las estructuras, determina una compleja relación entre los pliegues y cabalgamientos, sumándose a ello, el acortamiento N-S que han sufrido posteriormente todas las estructuras, lo que ha producido en la rama S de la ZC una inversión tardicantabriense o estefaniense de los cabalgamientos.

Los estudios anteriores sobre la estructura de este área son numerosos, hay que tener en cuenta que en esta Hoja, y en las vecinas situadas más al E, se realizaron las primeras cartografías que refleja la geometría de los mantos cantábricos. Son los trabajos de GOMEZ LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) en el Manto de Somiedo y el de COMTE (1959) para el área comprendida entre los ríos Bernesga y Esla al E de esta Hoja. Posteriormente es de destacar la labor de la escuela holandesa comenzando por el importante hito que significa la publicación del mapa de la vertiente S de la Cordillera Cantábrica por SITTER en 1962 y los estudios más detallados elaborados posteriormente con sus discípulos: SITTER y BOSCH (1968), BOSCH (1969) y STAALDUINEN (1973). Junto a estos trabajos destacan los de la Universidad de Oviedo; comenzando con el trabajo de JULIVERT y MARTINEZ GARCIA (1967) sobre el Antiforme del Narcea y los de JULLIVERT *et al.* (1968) sobre el Manto de Somiedo, MARTINEZ ALVAREZ *et al.* (1968) y MARCOS (1968) sobre el sector occidental del Manto de Bodón y PEREZ-ESTAUN (1971, 1973, 1978), también sobre el área del Antiforme del Narcea. En trabajos más recientes se ha producido un gran avance en la interpretación estructural de los mantos cantábricos; así BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984) estudian con detalle la geometría y cinemática del Manto de Somiedo, realizando los primeros «cortes compensados». LOPEZ DIAZ (1984) y TOYOS (1988) estudian las escamas de Abelgas-Bregón y Aralla-Rozo, respectivamente. Aportaciones recientes sobre la estructura del Antiforme del Narcea lo constituyen los trabajos de MARTIN PARRA (1989) y GUTIERREZ ALONSO y VILLAR ALONSO (1989).

4.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS MANTOS DE DESPEGUE Y PLIEGUES.

Las estructuras más importantes observables en el Mapa Geológico de Los Barrios de Luna son mantos de despegue y pliegues. El horizonte de despegue más importante es la Formación Láncara que aparece sobre las superficies de cabalgamiento en gran parte de sus trazados. La mayor parte de los pliegues deforman a los cabalgamientos, como lo revela su trazado, a veces, sinuoso, si bien también es posible observar pliegues cortados por los cabalgamientos.

Además del nivel de despegue situada en la Formación Láncara existen despegues de menor entidad, con escaso desplazamiento situados en niveles estratigráficos con importantes anisotropías (pizarras de la Formación de Formigoso, techo del Grupo Vid, muros de las Formaciones Portilla y Alba y Formación San Emiliano).

Observando el Mapa y los Cortes Geológicos se pueden diferenciar claramente dos tipos de cabalgamientos. Los más antiguos presentan grandes trechos donde la estratificación, tanto del bloque cabalgado como del cabalgante, es paralela a la superficie de despegue (zonas de rellano o «flat»), si bien existen pequeños tramos en los que hay una clara oblicuidad entre ambas superficies (zonas de rampa). Una segunda generación de cabalgamientos corta con un alto ángulo a todas las superficies anteriores, son los denominados «cabalgamientos fuera de secuencia» («out of sequence») que llegan a afectar a los materiales estefanienses discordantes.

Existen también una serie de fallas verticales cuyo componente principal es de desgarre, que acaban, normalmente en superficies de cabalgamiento, ya sean de primera o segunda generación. Estas fallas pueden interpretarse como fallas laterales («tear faults») de los mantos. En otros casos la presencia de estructuras laterales queda expresada por el cambio brusco en la dirección de la traza cartográfica de los cabalgamientos, tal como ocurre en la terminación S del Manto de Somiedo o en la occidental de las escamas de Aralla-Rozo y Abelgas-Bregón. En estos casos se trata de «rampas laterales» en los que la dirección de transporte tectónico forma un ángulo muy bajo con la superficie del cabalgamiento. Los pliegues más importantes, a escala cartográfica, afectan claramente a los cabalgamientos iniciales, produciendo grandes estructuras antiformales y sinformales de ejes en unos casos paralelo y en otros perpendicular u oblicuos a la dirección de avance de los mantos. Son pliegues relacionados con los cabalgamientos, originados por la acomodación de la estratificación de la lámina alóctona a la trayectoria quebrada (con rampas y rellanos) de la superficie de cabalgamiento; de este modo las irregularidades geométricas en el techo de las láminas cabalgadas se transmiten pasivamente hacia arriba, produciendo rotación en la estratificación, en cabalgamientos o en cualquier estructura previa existente en las láminas superiores. Estos pliegues se originan por el mecanismo conocido como «bending» y se han denominado «fault bend folds» (RICH, 1934; SUPPE, 1983) o «pliegues de revestimiento» por ALONSO (1987). En el caso de estar relacionados con sus estructuras frontales se denominan «pliegues de revestimiento frontal» o bien «pliegues de revestimiento lateral» cuando se relacionan con rampas laterales o fallas laterales. También existen pliegues de menor tamaño que se sitúan sobre las rampas cabalgantes y que están, normalmente, cortados por la superficie de cabalgamiento o se sitúan por delante de ella. Son pliegues producidos por la cizalla simple que origina el acortamiento de las capas de la lámina cabalgante durante su traslación (RAMSAY et al., 1983). Son, por lo tanto, pliegues originados por un mecanismo de «buckling» y compensan total o parcialmente el desplazamiento de las láminas cabalgantes por la que ALONSO (1987) los denomina «Pliegues de compensación frontal», ya que además se disponen con el eje perpendicular a la dirección de avance de los mantos.

4.3. DESCRIPCION GENERAL DE LAS UNIDADES TECTONICAS

Las estructuras que se encuentran en las Hoja de Los Barrios de Luna forman parte de grandes unidades tectónicas que se extienden hacia el N y E en hojas vecinas. En la figura 9 y Esquema Tectónico se muestra la disposición y nomenclatura de las principales unidades alóctonas diferenciadas, estableciendo su jerarquización, así como los pliegues con ellas relacionados. En el Antiforme del Narcea, la estructura más característica es el apilamiento de láminas alóctonas, constituidas por materiales cámbicos y precámblicos de la ZC, que dibujan la «ventana tectónica» de Villabandín (PEREZ-ESTAUN, 1971). Esta estructura puede interpretarse como un apilamiento antiformal (ALONSO *et al.*, *in litt.*), al que denominamos Apilamiento Antiformal de Villabandín. Al SO de la Falla de Cornombre-La Urz (o del Narcea) las series precámblicas de la ZAOL presentan una disposición monoclinal fuertemente verticalizada. En la Unidad de Somiedo-Correcilla se pueden diferenciar, los dos grandes manto que la constituyen (Somiedo y Correcilla). Cada uno de ellos representa, en realidad, un «sistema imbricado» de cabalgamientos, de forma que los más importantes individualizan láminas que han recibido tradicionalmente el nombre de «escamas» o «mantos» en función de su importancia; así, en el Manto de Somiedo se han separado la Escama de Belmonte y la Escama de Villar-Robledo (JULIVERT *et al.*, 1968). En el Manto de Correcilla es posible diferenciar, de acuerdo con ALONSO *et al.* (*op. cit.*) las Escamas de Aralla-Rozo y Abelgas-Bregón deformadas en conjunto por el Sinclinal de Abelgas, si bien, de acuerdo con los criterios propuestos por DENNIS *et al.* (1981) sobre la magnitud de desplazamiento, de las láminas cabalgantes deberían considerarse más propiamente «Mantos» al superar este desplazamiento los 5 km. De la Unidad de la Sobia-Bodón aflora en la Hoja la parte occidental del Manto de Bodón en el que se diferencian dos láminas cabalgantes y una serie de pliegues de dirección OSO-NNE que pueden representar, como se verá más adelante, estructuras laterales del propio Manto de Bodón.

Discordantes sobre estas estructuras pero deformados por la Falla de Villablino y otras asociadas aparecen en el O de la Hoja los sedimentos estefanienses de la «Cuenca Carbonífera de Villablino» junto con algunos afloramientos aislados con ella relacionados.

4.4. LA ESTRUCTURA DEL ANTIFORME DEL NARCEA.

En el extremo suroriental de la Hoja un importante accidente, denominado Falla de Cornombre-La Urz (PEREZ ESTAUN, 1971) o Falla del Narcea (JULIVERT, 1971), separa las series precámblicas de la ZAOL del conjunto de láminas con materiales cámbicos y precámblicos de la ZC que dibujan la Ventana tectónica de Villabandín. Los materiales precámblicos de la ZAOL están encuadrados dentro del denominado Dominio Navia-Alto Sil (MARCOS, 1973), y han sufrido mayor deformación y metamorfismo que al N de dicha falla.

4.4.1. Evidencias de deformaciones prehercínicas

En esta Hoja es claramente observable la discordancia que existe entre los materiales precámblicos y los cámbicos, la cual evidencia una deformación prehercínica que sólo afecta al Precámbrico. Esta discordancia angular es conocida en el flanco N y E de todo el Antiforme del Narcea desde LOTZE (1956) y SITTER (1961) y en el flanco S y O del mismo,

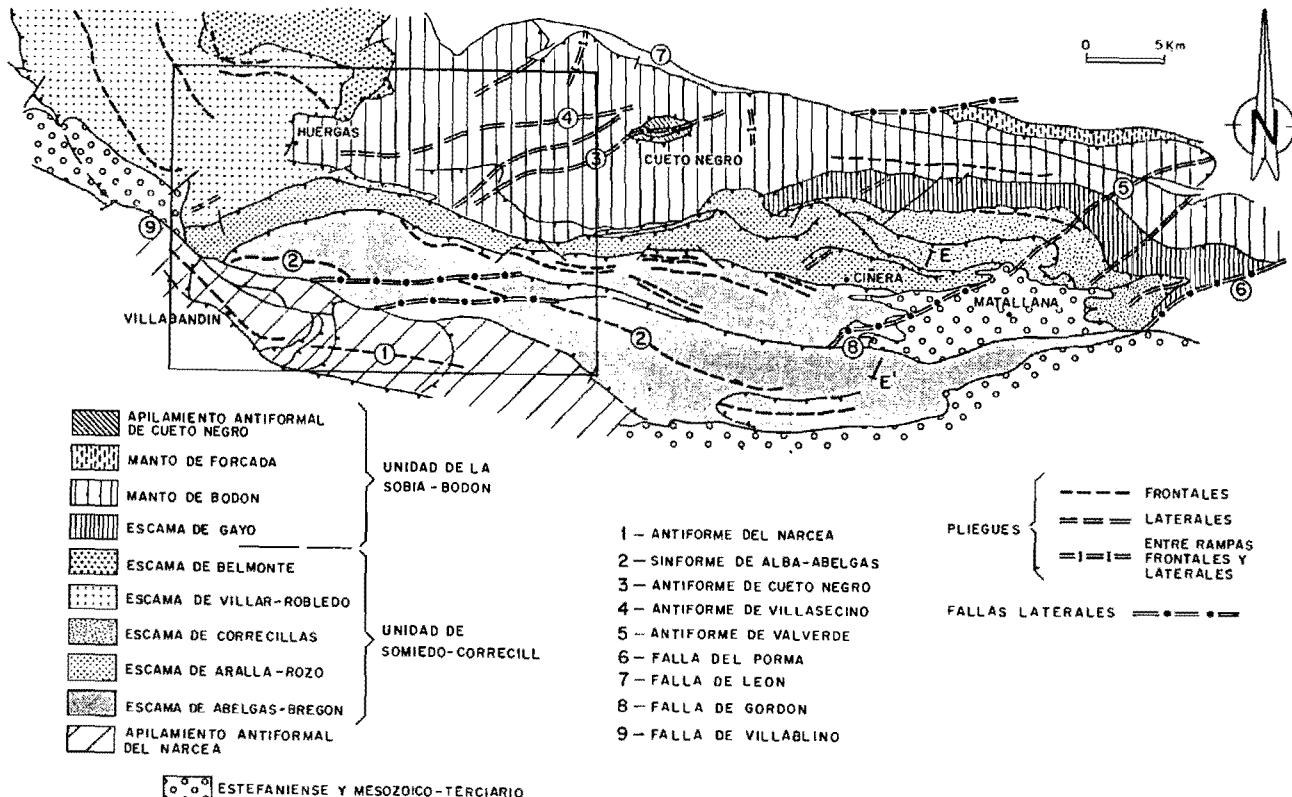


Figura 9. Esquema Tectónico de la Rama Sur de la Zona Cantábrica, basado en ALONSO et al. (in litt.).

desde MATTE (1968); más recientemente PEREZ-ESTAUN (1971, 1978) cita ejemplos claros en el flanco N del antiforme, estando una de las localidades más conocidas en las proximidades de Irede de Luna (Fig. 10), pudiendo observarse con gran claridad al N de Sosas del Umbral. La mejor zona donde se pueden ver algunas de las características de las estructuras de edad precámbrica es la que se sitúa al N de la Falla de Cornombre-La Urz, donde las deformaciones hercínicas han actuado con menor intensidad. Así, en el camino de Pando-rado a Salce es posible observar la existencia de pliegues de fase 1 herciniana en la Fm. Mora con una disposición «facing down» (SKACKLETON, 1958), lo que implicaría grandes pliegues con un flanco con fuerte inclinación o incluso invertido por el alto ángulo de discordancia (PEREZ-ESTAUN *op. cit.*). Estos pliegues no desarrollan ni esquistosidad ni metamorfismo. También se pueden observar en la zona de la Ventana de Villabandín. Al S de la Falla del Narcea, ya en la ZAOL, la intensidad de las deformaciones hercínicas (basicamente fases 1 y 2) hacen muy difícil deducir la existencia de pliegues precámbricos.

Además de esta deformación descrita clásicamente, GUTIERREZ ALONSO y ALONSO VILLAR (1989) describen otra deformación previa, de naturaleza incierta, puesta de manifiesto por criterios microscópicos, visible sólo en cantos de diferente naturaleza existentes en «lags» de canales de las rocas precámbricas. Dicha deformación es variada y presenta foliaciones de distintos tipos, como clivajes de crenulación y cantos en venas de cuarzo. Estos autores también evidencian una deformación precámbrica por la gran abundancia de rocas volcánicas y vulcanoclásticas en ciertas zonas del Antiforme del Narcea, indicando una actividad tectónica durante el Precámbrico que no ha podido ser interpretada hasta el momento.

4.4.2. La deformación hercínica

En el sector de la ZAOL situado al S de la Falla de Cornombre-La Urz se observan estructuras pertenecientes a las tres fases principales de la Orogenia Herciniana definidas por MARCOS (1973) y estudiadas después por PEREZ-ESTAUN (1973, 1978), PULGAR (1980), BASTIDA (1980) y MARTINEZ CATALAN (1985). La evidencia más clara de superposición de estructuras son las relaciones entre distintas generaciones de foliación (S_n), íntimamente ligadas a las fases tectónicas (D_n), descritas en la literatura regional (entendiendo que el término fase no implica en principio distintos impulsos separados en el tiempo).

En el sector situado del N de esta falla, y perteneciente a la ZC, la estructura más evidente en el conjunto de láminas cabalgantes que dibujan la Ventana tectónica de Villabandín, si bien son también observables estructuras pertenecientes a las demás fases de deformación (Fig. 11).

4.4.2.1. Primera fase (D_1)

En la ZAOL, la primera fase (D_1) origina pliegues asimétricos, vergentes hacia las zonas externas de la cordillera, acompañados de esquistosidad generalizada (S_1) muy penetrativa y de plano axial, siendo a veces en abanico convergente o divergente. Estos pliegues inicialmente debían estar desde acostados a inclinados vergentes al N, con eje subhorizontal (PEREZ-ESTAUN, 1978), pero han sido deformados por estructuras posteriores, principal-

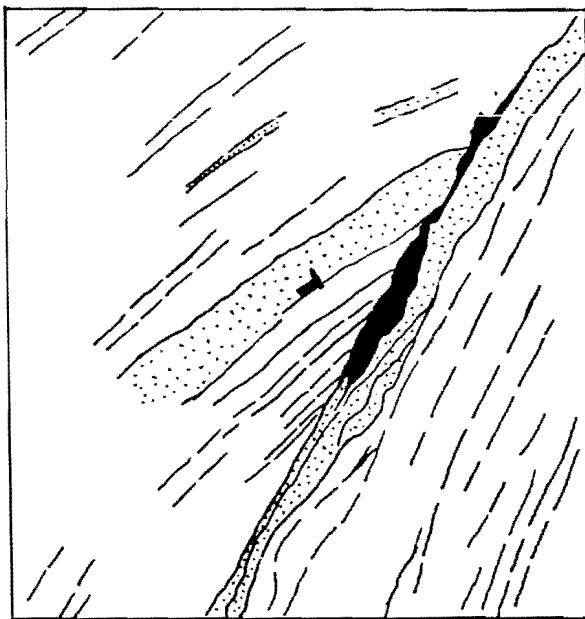


Figura 10. Discordancia entre las Formaciones Mora (Precámbri-
co Superior) y Herrería (Precámbrio Superior-Cámbrico Inferior) en las proximidades del cementerio de Iredé de Luna.

mente por la D3 (Fig. 11), encontrándose actualmente muy verticalizados o en posición retrovergente. Su morfología tiende a ser de tipo similar, próxima a las clases 1C y 2 de RAMSAY (1967).

En general, la foliación primaria es de distinto tipo, dependiendo de la litología de las rocas y de la intensidad de la deformación; así, según la clasificación de BASTIDA (1981) se pueden diferenciar varios tipos: Clivaje pizarroso («Slaty cleavage») para las litologías finas y clivaje grosero («rough cleavage») para las litologías más gruesas. BASTIDA (1980) asigna esta deformación a mecanismos de disolución por presión y de cristalización de minerales orientados, como procesos fundamentales.

En el Precámbrico de la Zona Cantábrica, situado al N de la Falla de Cornombre-La Urz, existen pliegues de primera fase asimétricos muy tumbados, vergentes al N, a veces de plano axial subhorizontal y otros volcados hacia el N por la acción de pliegues suaves de fase 3, con el plano axial subvertical, como se puede observar algún ejemplo en las proximidades de Salce (al S de esta Hoja). Su geometría es similar, próxima a la clase 2 de RAMSAY, y llevan asociada una esquistosidad de plano axial de tipo clivaje pizarroso («slaty cleavage»). En el interior de la Ventana de Villabandín los cabalgamientos posteriores modifican la disposición inicial de la esquistosidad (S1) y la hacen más caótica.

Según PEREZ-ESTAUN (1978) y BASTIDA (1980) el mecanismo de formación de estos pliegues de primera fase parece ser por «buckling» y aplastamiento posterior o simultáneo de la secuencia plegada.

4.4.2.2. Segunda fase (D2) en la ZAOL

La segunda fase de deformación herciniana está representada en la ZAOL por cabalgamientos y zonas de cizalla asociadas. Algunas de estas estructuras tienen una gran envergadura y llevan asociados bandas de deformación dúctil de entre 0,5 y 2 km de anchura, que muestran las microestructuras típicas de este tipo de deformación; pliegues con charnelas curvadas, bandeados tectónicos, milonitas, filonitas, venas de cuarzo plegadas y abudinadas, etc.

Los cabalgamientos observables en el sector de la ZAOL correspondiente a la Hoja son: el Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea, que representa el límite entre la ZC y ZAOL y el Cabalgamiento del río Omañas, situado en el extremo SO.

El Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea fue descrito por PEREZ-ESTAUN (1971), que lo denominó de la primera forma y por JULIVERT (1971, 1983) que lo denominó de la segunda. Separa dos zonas con muy diferente intensidad de deformación y debe de representar un acortamiento tectónico muy importante.

La banda de deformación asociadas a este cabalgamiento se sitúan en el lado S. de la Falla de Cornombre-La Urz paralela a la misma. Según MARTIN PARRA (1989), se caracteriza principalmente por un desarrollo de una esquistosidad muy penetrativa producto del reaplastamiento de la S1 por la D2 con amplio desarrollo de milonitas y filonitas, a veces vueltas a plegar durante la misma fase. En ocasiones se observan venas de cuarzo de

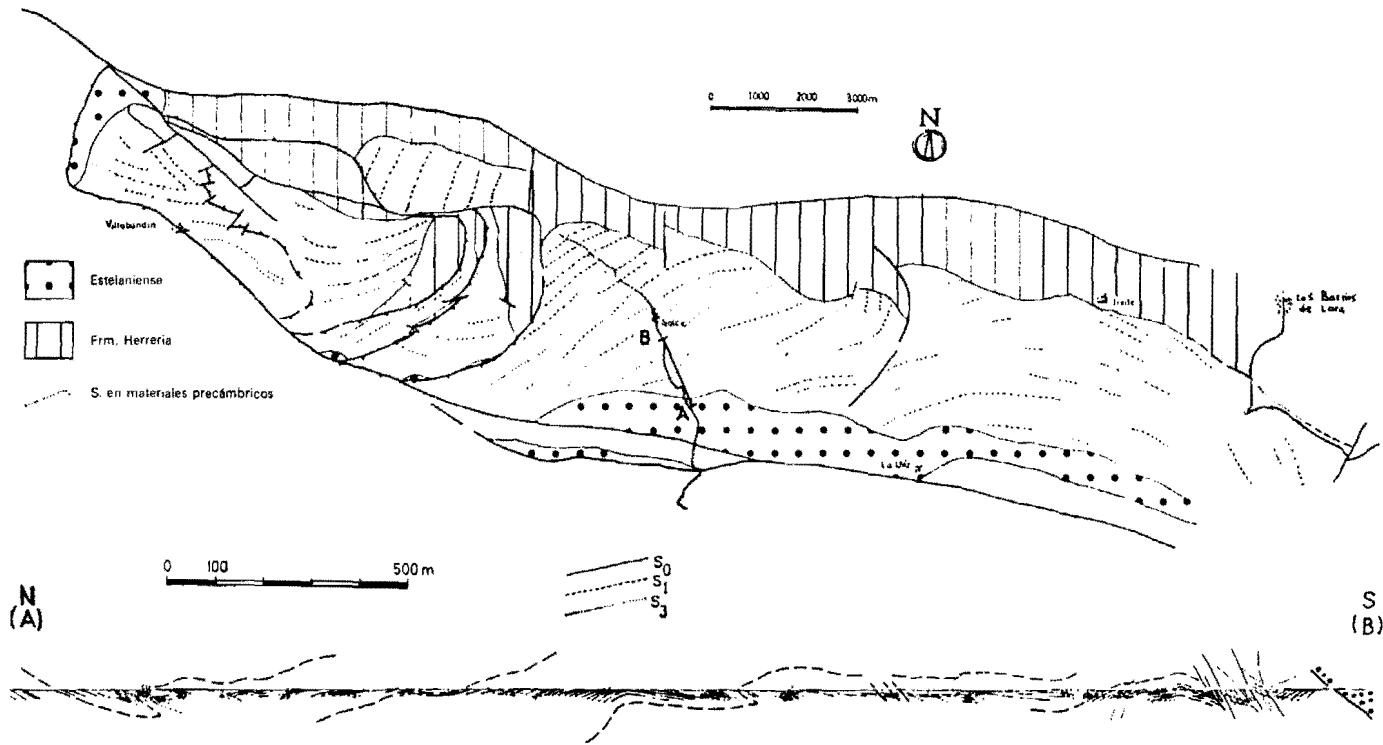


Figura 11. Esquema y corte geológico de los materiales precámbricos al Norte de la falla de Cornombre-La Vid, en la carretera de Salce. Según PEREZ-ESTAUN (1978).

exudación muy deformadas con desarrollo de «ribbons» en los granos de cuarzo, orientados definiendo una foliación milonítica replegada durante la misma fase. Estas venas representan a veces «grietas de tensión» llenas de cuarzo, desarrolladas en diferentes momentos del desarrollo de la segunda fase como ya fue descrito para este área por PEREZ ESTAUN (1978).

En las litologías groseras, con tendencia porfiroides, se observa una filonitización que afecta fundamentalmente a una matriz de grano muy fino cuarzo-micácea, presentado a veces «ribbons» de cuarzo, una foliación marcada por éstos, una orientación de las micas muy penetrativa y una orientación preferente de los ejes ópticos de los granos de cuarzo. Los fenocristales de cuarzo y plagioclasa, desarrollan «colas de presión» de cuarzo a veces muy alargadas, llegando a unirse las de dos o más fenocristales. Se observan también roturas de granos, principalmente de plagioclasa, llenas por fibras de cuarzo orientadas paralelamente a la foliación.

Además de esta filonitización de las rocas, se observa la presencia de pliegues menores, de ángulo entre flancos, en general, muy bajo (entre 10 y $25\pm$) asimétricos, con una morfología próxima a la clase 2 de RAMSAY y charnela a menudo curva. Los ejes de estos pliegues muestran una dispersión relativamente fuerte, aunque con una dirección media de aproximadamente N 115 E, siendo su inclinación («plunge») muy variable, entre subhorizontal y $66\pm$ tanto al E. como al O. Los planos axiales de estos pliegues están muy verticalizados y retrovergentes debido a la acción de la tercera fase de deformación. Se desarrolla en las zonas con abundancia de pliegues menores una esquistosidad de crenulación de plano axial a veces muy penetrativa con desarrollo de bandeados tectónicos debido a disolución por presión.

La banda de deformación ligada al Cabalgamiento del río Omañas es atribuida a la D2 debido a que el conjunto de estructuras que presenta son similares a las que muestran las bandas de deformación asociadas a los cabalgamientos situados más al S. en la Hoja de Rielo (MARTIN PARRA *op.cit.*). Relacionada con esta banda se encuentra biotita de metamorfismo regional, que hacia el N. pasa bruscamente a la zona de la clorita, coincidiendo este paso con el límite N. de la banda de deformación. Según MARTIN PARRA (*op.cit.*) la deformación de D2 asociada a este calzamiento se caracteriza por un gran desarrollo de pliegues menores y esquistosidad de crenulación de plano axial muy penetrativa que a menudo desarrolla un bandeadado tectónico, mediante disolución por presión. Se observan también milonitas y filonitas, pero su frecuencia es menor que en la banda deformada por el Cabalgamiento de Cornombre-La Urz o del Narcea.

Los pliegues son a menudo asimétricos y, en general, presentan ángulos entre flancos mayores que en el cabalgamiento más septentrional, aunque con gran dispersión de ángulos, entre 10 y $90\pm$, siendo entre 30 y $40\pm$ los más frecuentes. Su morfología es muy variable, aunque predominan los que se aproximan a las clases 1C y 2 de RAMSAY. A menudo presentan ejes curvos y charnelas de muy poca continuidad. Sus planos axiales actualmente están muy verticalizados debido al efecto posterior de la tercera fase de deformación herciana. Los ejes de estos pliegues en general presentan una gran dispersión, con una inclinación («plunge») muy variable, desde subhorizontal a subvertical, predominando los que están inclinados al E.

Se observa también una esquistosidad de crenulación muy penetrativa de plano axial, con desarrollo de bandeados tectónicos, que a veces casi oblitera a la S1.

El mecanismo que ha dado origen a los cabalgamientos y estructuras asociadas a la segunda fase, PEREZ ESTAUN (1978) y PIJLGAR (1980) opinan que se debe a un cizallamiento simple heterogéneo que originaría los cabalgamientos. En una banda próxima a éstos se producirá el plegamiento por «bucking» y aplastamiento progresivo con actuación de mecanismos de disolución por presión, dando lugar a la generación de las estructuras asociadas. Este cizallamiento se produciría en condiciones dúctiles, ya que estos cabalgamientos presentan en mayor o menor proporción milonitas y filonitas.

Los pliegues antitéticos de tipo «kink-fold» a veces presentes plegando a los pliegues y esquistosidad de D2 son interpretados por PEREZ ESTAUN (1978) como debidos a posibles movimientos «retro» de los cabalgamientos o al asentamiento de los mismos

4.4.2.3. *La segunda fase de deformación en la ZC*

La estructura más evidente en el sector del Antiforme del Narcea incluido en la Zona Cantábrica lo constituye el Apilamiento Antiformal de Villabandín, que, como ya se ha indicado, está limitado al S por el Cabalgamiento del Narcea.

Como puede verse en el Mapa Geológico, al E de Villabandín existen tres bandas de la Fm. Herrería que están en contacto discordante con el Precámbrico al O y en contacto mecánico con el mismo al E; además, al N de dicha localidad se encuentran otros contactos mecánicos, incluyendo Fm. Herrería, Fm. Mora y materiales estefanienses. Todo ello da lugar a una estructura antiformal (Corte I-I'), constituida por una serie de láminas («horses») que forman una estructura «dúplex» tipo Apilamiento Antiformal («Antiformal stack») (BOYER y ELLIOT, 1982); dichas láminas se encuentran buzando hacia el E y sitúan rocas precámbricas sobre materiales del Cámbrico. Esta estructura antiformal se ve afectada por cabalgamientos fuera de secuencia que cortan a los primeros: la Falla de Salce y la Falla de Villablino (aunque esta última ha sufrido posteriores rejuegos), como se aprecia en el corte y en el Mapa Geológico. Todo el conjunto está cortado, asimismo, en el borde S por el Cabalgamiento del Narcea en una estructura fuera de secuencia, con lo que es muy difícil establecer las relaciones originales entre todas estas láminas, entre ellas y las del resto de la ZC situada por delante; no obstante, lo más probable es que el Apilamiento Antiformal de Villabandín represente la zona de «raíz» de la Unidad de Somiedo-Correcilla, tal como afirma PEREZ ESTAUN (1971 y 1978).

4.4.2.4. *Tercera fase (D3) y deformaciones posteriores*

La fase 3 es la causante, a escala general, de la geometría actual del Antiforme del Narcea por plegamiento de las estructuras preexistentes, dando lugar a la disposición actual de la mayor parte de las mesoestructuras.

Dentro de la Hoja, al N de la Falla de Cornombre-La Urz (flanco N del Antiforme del Narcea) se encuentra de manera generalizada la estratificación y la esquistosidad primaria (S1)

plegadas, con una disposición subhorizontal o ligeramente volcadas al N por pliegues de plano axial subvertical.

El apilamiento antiformal que produce la Ventana tectónica de Villabandín durante la fase 2, es reapretado durante esta tercera fase, dando lugar a una estructura antiformal más acusada, de traza axial paralela a la Falla del Narcea (NO-SE). Así, la Ventana de Villabandín se forma por la erosión de un apilamiento antiformal, posteriormente reapretado.

4.4.2.5. *Estructuras tardías.*

Existen estructuras menores de distinto tipo y orientación según la anisotropía de las rocas en las que se desarrollan y su posición dentro del Antiforme del Narcea. En la parte S (S de la Falla del Narcea) hay pliegues asimétricos vergentes hacia el S, de plano axial subvertical, con esquistosidad de crenulación localmente, al N del Antiforme se suelen encontrar algunos pliegues.

Posteriormente a la tercera fase de deformación hercínica se producen algunas deformaciones, a veces locales y de poca importancia, atribuidas por diversos autores (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1978; MATAS *et al.*, 1982; LEYVA *et al.*, 1984) a los últimos movimientos de la orogenia herciniana.

Según PEREZ-ESTAUN (1978) y MARTIN PARRA (1989) dentro de la zona estudiada del Antiforme del Narcea destacan: pliegues NNE-SSO, diaclasas, crenulaciones, «kink-bands» y fracturas con orientaciones diferentes. De estas últimas las fallas de dirección aproximada NNO-SSE, en general, son de gran longitud y parecen haber tenido varios movimientos a lo largo del tiempo, tanto en vertical como de «desgarre». Entre éstas se encuentra la Falla de Cornombre-La Urz, que es consecuencia del rejuego del plano del cabalgamiento inicial.

4.5. EL MANTO DE CORRECILLA

El Manto de Correcilla constituye un sistema imbricado de cabalgamientos que delimitan en su conjunto una estructura sinformal denominada clásicamente Sinclinal de Abelgas (Esquema Tectónico). Esta configuración geométrica puede interpretarse como pliegues («bending»), originada por la acomodación de las capas a la geometría de los cabalgamientos, aunque debe estar agudizada por el acortamiento posterior tal como supone TOYOS (1988). El flanco meridional del sinforme (ver Corte I-I'), presenta una geometría complicada por la acomodación de la serie paleozoica y de las láminas que la imbrican, al apilamiento sucesivo de las láminas del Antiforme del Narcea con el desarrollo de fallas relativamente verticalizadas «fuera de secuencia» que cortan con un ángulo elevado tanto a las capas sedimentarias como a las láminas iniciales. El flanco septentrional (Corte I-I') está delimitado por una rampa cabalgada mediante la que el cabalgamiento basal del Manto de Correcilla asciende desde el nivel de despegue basal, situado en la Formación Láncara, hasta las calizas y pizarras carboníferas de la Formación San Emiliano.

En este conjunto de láminas es posible diferenciar dos conjuntos a los que ALONSO *et al.* (*op. cit.*) denomina Escama de Abelgas-Bregón y Escama de Aralla-Rozo.

La Escama de Abelgas-Bregón, ha sido estudiada con detalle por LOPEZ-DIAZ (1984) y TOYOS (1988); su cabalgamiento basal presenta un trazado cartográfico bastante rectilíneo, con algunas pequeñas escamas que parten del mismo. En general, predominan las rampas en el bloque cabalgante y los rellanos en el cabalgado y son frecuentes, asimismo, los pliegues de escala cartográfica (ver Corte I-I') ligados a las rampas cabalgantes; estos pliegues pueden ser interpretados como «pliegues de compensación frontal» (ALONSO, 1987). En la mayor parte de su trazado este cabalgamiento basal representa actualmente una falla «fuera de secuencia», como lo demuestra el hecho de que corte claramente a los pliegues de compensación frontal anteriormente citados (ver Corte I-I').

La Escama de Aralla-Rozo es la lámina más adelantada del Manto de Correcilla (ver Corte I-I' y Esquema Tectónico); sus autóctonos relativos son, el Manto de Somiedo, desde la localidad de Rabanal hacia el O, y el Manto de Bodón, hacia el E. TOYOS (1988) describe la estructura interna de esta escama como un «dúplex» modificado por el efecto de cabalgamientos posteriores fuera de secuencia.

La superficie del cabalgamiento basal tiene un trazado bastante paralelo a la del cabalgamiento de techo, con algunas bifurcaciones como en Láncara de Luna y al O del Alto de La Lampa; en este último sector las superficies cabalgantes convergen con el cabalgamiento basal de la Escama de Abelgas (que actúa en este caso como cabalgamiento de techo) delimitando varias «horses».

La presencia de estructuras laterales se manifiesta claramente por la presencia de cambios bruscos en la dirección del trazado cartográfico de los cabalgamientos. Así, el cambio de dirección que sufren los cabalgamientos de Aralla-Rozo y Abelgas-Bregón en su parte occidental puede ser interpretado por la presencia de una importante rampa lateral, modificada por estructuras fuera de secuencia (Fig. 12) mediante la cual la Escama de Aralla-Rozo cabalga al Manto de Somiedo (TOYOS, 1988). El hecho de que estas estructuras laterales no sean perpendiculares a las estructuras frontales descritas anteriormente puede atribuirse a la modificación posterior que sufren todas las estructuras durante el acortamiento N-S que se describirá posteriormente.

Todos los elementos geométricos descritos, cabalgamientos y pliegues relacionados, así como las estructuras laterales descritas, indican una dirección de transporte tectónico hacia el NE, que es coherente con la establecida para toda la rama S de la Zona Cantábrica (ALONSO *et al.*, *op. cit.*).

Esta dirección de transporte es asimismo válida para el emplazamiento de las estructuras «fuera de secuencia», como lo evidencia el hecho de que los cabalgamientos fuera de secuencia mantengan trazados cartográficos subparalelos a los iniciales y que las fallas de desgarre laterales dispuestas en dirección NE-SO, mantengan un trazado igualmente subparalelo a las estructuras laterales anteriormente descritas.

Las estructuras más importantes de este tipo son las fallas de Villablino, Piedrasecha y Gordón, como estructuras frontales, y las de Güeriza y Mallo, como estructuras laterales

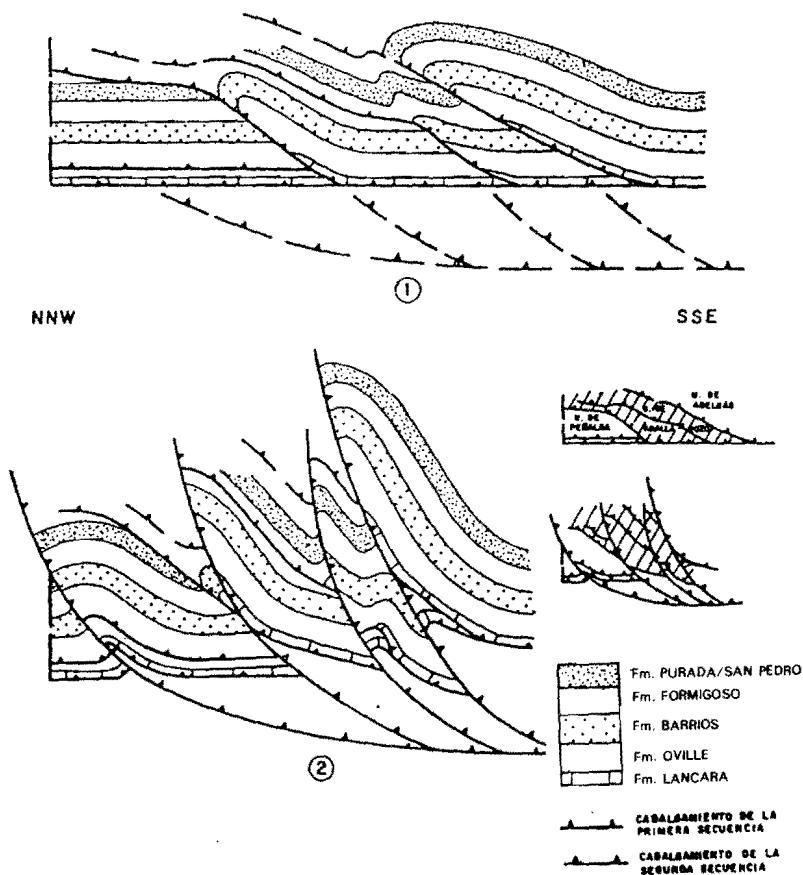


Figura 12. Estructuras laterales en la Unidad de Somiedo-Correcillas en el sector Peñalba de Cilleros-Riolago. Reconstrucción hipotética del desarrollo de los sucesivos cabalgamientos. Según TOYOS (1988).

(ver Esquema Tectónico y Fig. 9); todas estas estructuras, descritas por LOPEZ DIAZ (1984) y ALONSO *et al.* (*op. cit.*), cortan claramente a los cabalgamientos previos, tal como se ve en el Corte I-I', y han actuado (o se han reactivado) después del depósito de los materiales estefanienses, puesto que la Falla de Villablino limita por el S la cuenca carbonífera homónima.

4.6. EL MANTO DE SOMIEDO

El Manto de Somiedo, al igual que el resto de los mantos de la Zona Cantábrica, presenta una superficie basal de despegue situada en la base de la Fm. Láncara, de la que se bifurcan varios cabalgamientos que dan lugar a otras tantas láminas, en las que todas tienen la categoría de escamas, pudiendo llegar a formar a veces sistemas imbricados, bastante apretados e incluso «dúplex». Dentro de la presente Hoja se encuentra la parte S de este manto que incluye las Escamas de Villar-Robledo y de Belmonte (JULIVERT *et al.*, 1968). La dirección de transporte de esta Unidad es aproximadamente hacia el NE (BASTIDA *et al.*, 1984), que coincide con la estimada para el resto de Unidades o mantos de la rama S de la Zona Cantábrica (ARBOLEYA, 1981; ALONSO, 1987; ALONSO *et al.*, *op. cit.*).

Su autóctono relativo está formado por el Manto de Bodón encontrándose cabalgando, en todo el área ocupada por esta Hoja, a la denominada «Cuenca Carbonífera de Teverga-San Emiliano».

4.6.1. La Escama de Villar-Robledo

Esta escama fue descrita por primera vez por JULIVERT *et al.* (1968), quienes consideraron que la Escama de Villar y la zona de escamas de Robledo pertenecían a una única estructura cabalgante unida a través de una zona subcútanea o no aflorante. Según estos autores la Escama de Villar-Robledo se continúa por el S hasta Rabanal, en las proximidades del embalse de Luna, donde su traza cartográfica adquiere una disposición más E-O. Posteriormente, BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984) hacen un estudio más detallado de esta estructura en la Hoja contigua de Pola de Somiedo y ponen de manifiesto la continuidad entre el cabalgamiento de Villar y el cabalgamiento más bajo de las escamas de Robledo, a través de un nivel de despegue, situado en la base de la Formación Santa Lucía. Recientemente, TOYOS (1988) individualiza la parte más meridional de esta escama, situada al S de la Semiventana de Huergas, entre Peñalba de Cilleros y Rabanal, a la que pasa a denominar «Unidad de Peñalba» y a las que incluye en el Manto de Correcilla, estableciendo el límite entre dichas unidades en una importante fractura que sería la causante de la difícil correlación entre las estructuras de un lado u otro del valle de Babia.

En la presente Hoja hemos optado por seguir el criterio de JULIVERT *et al.* (1968) y ALONSO *et al.* (*op. cit.*) de considerar como parte del Manto de Somiedo lo que TOYOS (*op. cit.*) denominó «Unidad de Peñalba», ya que si bien existe una falla en el valle de Babia (Falla de los Grajos) que no permite una correlación perfecta entre las estructuras menores de ambos lados, ésta no afecta a la estructura general que sí es comparable; cambiando únicamente el nivel de erosión como consecuencia del salto vertical producido por esta

falla, sensiblemente más tardía. La Escama de Villar-Robledo se encuentra muy compartimentada debido a la presencia de gran número de cabalgamientos que bifurcándose de la superficie general de despegue, situada en la base de la Formación Láncara, llegan a involucrar a la Fm. Santa Lucía. Estos cabalgamientos se asocian formando dos «dúplex» y un imbricado; los dos «dúplex» son el de la Riera a nivel del Grupo la Vid y el del Torre del Babia, formado en la Fm. Láncara y el imbricado ya mencionado anteriormente de Robledo.

El «dúplex» de la Riera se ha formado por la repetición de los niveles calcáreo-dolomíticos inferiores del Grupo la Vid, situándose el cabalgamiento del muro durante bastante tiempo en el contacto entre este Grupo y la Fm. San Pedro. El cabalgamiento de techo se sitúa también en el Grupo la Vid, y converge con los de los «horses» que constituyen el «dúplex» en un nivel de despegue situado dentro del tramo pizarroso superior de este grupo; posteriormente, la superficie única de despegue formada por la convergencia de los cabalgamientos de techo y muro corta rápidamente la sucesión alóctona hasta estabilizarse en la base de la Fm. Santa Lucía dentro del flanco E del Sinclinal de la Cueta. La geometría general de este conjunto es la de un «Hinterland Dipping Duplex», según la terminología de BOYER y ELLIOT (1982).

La duplicación de Torre de Babia se encuentra en la base del Manto de Somiedo y estructuralmente por debajo y muy próxima geográficamente del «dúplex» anterior. Afecta exclusivamente a la Fm. Láncara, llegado a contabilizarse en el Mapa Geológico hasta un total de cinco «horses»; existiendo la posibilidad de que se encuentre alguno más por debajo del Cuaternario del valle del río Torío, tal como se propone en el Corte II-II'. El cabalgamiento de muro de este «dúplex» se superpone a una potente acumulación carbonatada perteneciente a la Formación San Emiliano, presentando una geometría, similar a la del descrito anteriormente, que se termina lateralmente hacia el S. La presencia de estos dos «dúplex» condiciona la doble terminación periclinal del Sinclinal de la Cueta, ya que ésta se origina por acomodación a la estructura antiformal que se produce por debajo durante el apilamiento de los «dúplex».

4.6.2. La Escama de Belmonte

Fue introducida por JULIVERT *et al.* (*op. cit.*), siendo la lámina alóctona que más extensión ocupa en el Manto de Somiedo. En esta Hoja sólo está representado un pequeño sector de esta escama situado entre Cospedal y La Majúa, que se encuentra sobre una zona de rellano cabalgante en el que la superficie de cabalgamiento siempre se sitúa por debajo de la Fm. Láncara.

Una estructura particular es el denominado «Klippe» de La Majúa; se trata de una pequeña área sinformal cabalgada por la Escama de Belmonte, en donde se observan varios cabalgamientos que afectan a las formaciones Láncara y Oville; por su geometría podría tratarse de un pequeño «dúplex» ligado al cabalgamiento basal de esta escama. Relacionados con los cabalgamientos del Manto de Somiedo se produce una serie de pliegues cartográficos que por su posición parecen corresponder en su mayor parte a estructuras de «revestimiento frontal»; se trata de los sinclinales de Torrebarrio, La Cueta y Vega de los Viejos y los anticlinales del Puerto de Somiedo (JULIVERT *et al.*, 1968) y Peñalba de Cilleros. Estos

sinclinales se han formado sobre zonas de rellano cabalgante limitadas por culminaciones producidas sobre rampas cabalgantes o cabalgadas. De este modo el Sinclinal de la Vega de los Viejos, y el de la Cueta están separados por el Anticlinal del Puerto de Somiedo, que se produce entre la rampa cabalgante y cabalgada de la Escama de Villar (HEREDIA, 1984). El anticlinal de Peñalba de Cilleros se origina en un pequeño apilamiento de láminas similar o simétrico al «dúplex» de la Riera y va desapareciendo hacia la parte baja de la lámina cabalgante. El Sinclinal de Torrebarrio es en realidad una estructura posterior, ya que pliega en la Hoja contigua de La Plaza a la superficie de cabalgamiento basal de esta Unidad y afecta a varias áreas sinformales de trazado algo distinto que se han formado en relación con las Escamas de Robledo y Belmonte, prolongándose a continuación, hacia el E, por el Manto de Bodón. Estos sinclinales presentan una dirección NNO-SSE que posteriormente se reorienta hacia E-O durante el acortamiento tardío N-S, que da lugar al Sinclinal de Torrebarrio.

Mención aparte merece el anticlinal que da lugar a la Semiventana de Huergas, este pliegue coincide con un cambio brusco en dirección del cabalgamiento basal del Manto de Somiedo, que BASTIDA *et al.* (1984) relacionan con la presencia de una rampa lateral cabalgada de esta unidad; esta estructura sería la causante de la brusca terminación hacia el S de los sinclinales de Vega de los Viejos y La Cueta (Fig. 13). Esta posibilidad no invalida el que esta Semiventana pueda deberse al plegamiento posterior del cabalgamiento de Somiedo por el Anticlinal de Villasecino (ALONSO *et al.*, *op. cit.*) producido como «estructura de revestimiento lateral» del Manto de Bodón. Este pliegue posiblemente ha sido de nuevo rejugado durante el acortamiento N-S, que da lugar a la Falla de los Grajos, ya que aparecen afectando al núcleo de este anticlinal y a la Semiventana de Huergas.

4.7. MANTO DE BODÓN

Dentro de lo que se considera la Unidad de la Sobia-Bodón (MARCOS, 1968), al NE de esta Hoja se encuentra el Manto de Bodón, el cual ya fue puesto de manifiesto por COMTE en 1959, destacándose los trabajos posteriores realizados por SITTER (1962) y MARCOS (1968). Este manto es el autóctono relativo de las otras dos grandes unidades alóctonas de la zona, los Mantos de Somiedo y Correcilla.

En general, la estructura interna de este manto es simple, salvo en su sector más occidental (ver Esquema regional). En la presente Hoja sólo se observa una parte de esta lámina, por lo que para la mejor comprensión del Manto de Bodón es necesario una visión más amplia, que se obtiene estudiando conjuntamente esta Hoja con la vecina de Pola de Gordón (N.º 103), aunque aquí sólo se describirán con detalle las estructuras que se enmarquen en esta Hoja.

En el Mapa Geológico y en los Cortes I-I' y III-III' se observan dos cabalgamientos importantes que hemos denominado: Cabalgamiento de Pinos al N y el Cabalgamiento de Villafeliz más al S.

El Cabalgamiento de Pinos (ver Esquema Tectónico, Cortes geológicos y Fig. 14) se sitúa por delante del cabalgamiento basal del Manto de Somiedo, dentro de la Formación San

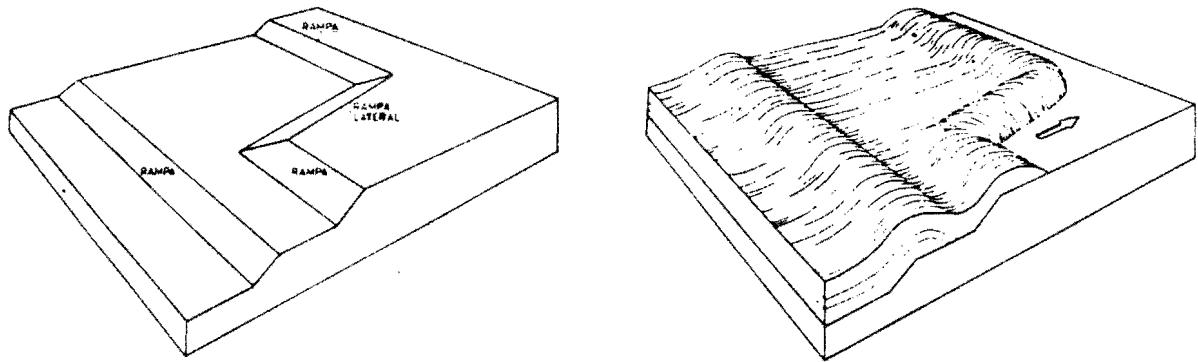


Figura 13. Esquema tridimensional del Manto de Somiedo, con la posición aproximada de las estructuras laterales y frontales. Según BASTIDA et al. (1984).

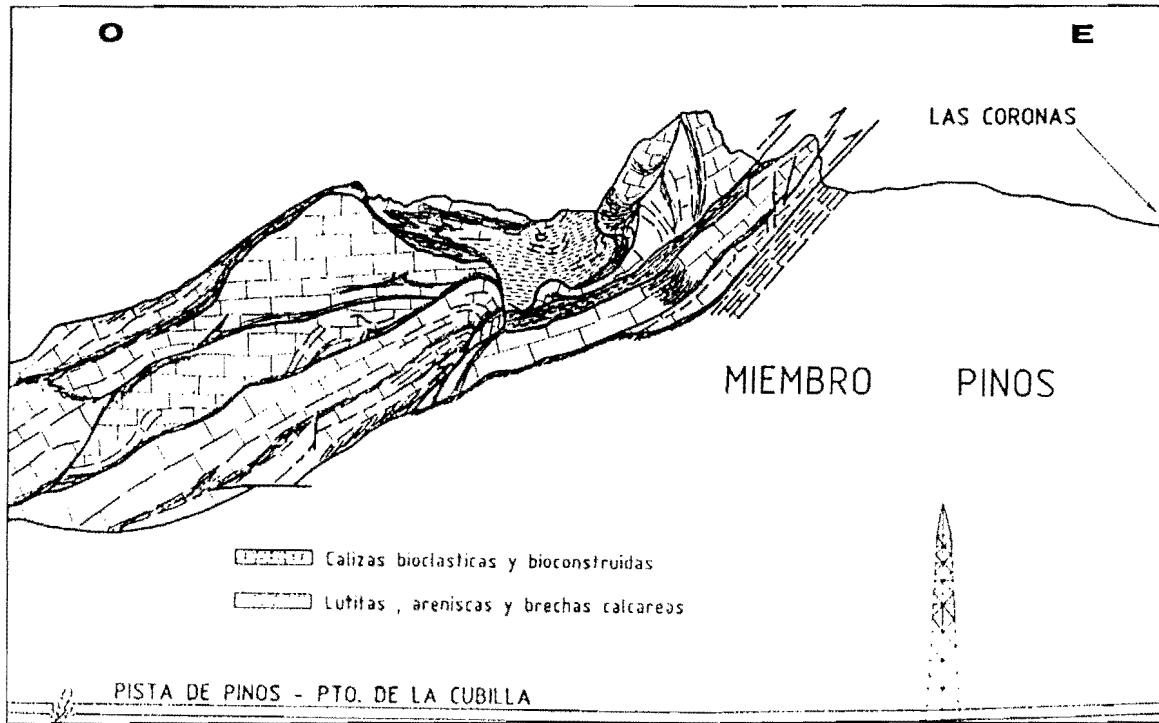


Figura 14. Vista panorámica del cabalgamiento de Pinos afectando a la Formación San Emiliano.
Pista de Pinos al Puerto de la Cubilla. Según A. SUAREZ.

Emiliano, excepto un pequeño sector en las proximidades de Peña Ubiña, donde se superpone a ésta la Formación Barcaliente. Geométricamente es bastante plano, ya que predominan las zonas de rellanos sobre las de rampa, las cuales se restringen exclusivamente a una única rampa cabalgada que aflora en las proximidades de las localidades de Pinos y Cospedal. Esta rampa cabalgada se produce como consecuencia de una bifurcación del cabalgamiento de Pinos, que individualiza dos láminas, de las cuales la superior asciende sobre la sucesión estratigráfica de la inferior, en la que queda individualizada una pequeña área informal por debajo del cabalgamiento superior, S de Cospedal y La Majúa. Las líneas de corte obtenidas en el Cabalgamiento de Pinos se disponen aproximadamente NE-SO, lo que indicaría que esta rampa y probablemente la bifurcación de las dos láminas se corresponderían con estructuras laterales de la Unidad de Bodón, cuyo emplazamiento se realizaría en dirección NE (ALONSO *et al.*, *op. cit.*).

Al S de la Falla de Los Grajos aflora una nueva superficie de cabalgamiento que se ha denominado: Cabalgamiento de Villafeliz (Fig. 15) (Corte III-III'), el cual superpone la Formación Valdeteja sobre la Fm. San Emiliano, observándose dos zonas de rampa cabalgada, una al E de Villafeliz, que por su posición podría interpretarse como lateral, y otra al S de Caldas de Luna.

Existen además gran número de despegues de menor importancia (Fig. 15), que afectan sobre todo a las calizas de la Formación San Emiliano, las cuales presentan en el muro de sus capas síntomas de mecanización (pliegues, cuñas, «rocas de falla», etc.).

Los pliegues de primer orden que aparecen en la Hoja tienen una dirección axial general OSO-ENE y una vergencia hacia el S más o menos marcada, y son de N a S: Sinclinal de Pajares, Anticlinal de Villasecino, Sinclinal de Sena y el Anticlinal del Cueto Negro (Esquema Tectónico).

El Sinclinal de Pajares (ver Esquema Tectónico) es la prolongación del Sinclinal de Torrebarrio (JULIVERT *et al.*, 1968) situado en el Manto de Somiedo, aunque la continuidad se rompe al N de La Majúa. En el área entre Pinos y el Puerto de la Cubilla presenta un fondo bastante plano y su morfología es subredondeada. La dirección del plano axial que presenta en general es O-E, siendo subvertical, con una ligera vergencia hacia el S.

El Anticlinal de Villasecino (Esquema Tectónico y Corte III-III') es un pliegue con una dirección axial que cambia de O-E a OSO-ENE y se encuentra afectado por una de las fallas tardías más importantes de la Hoja, la Falla de Los Grajos, la cual complica extraordinariamente su geometría. Este anticlinal se continúa por el O hasta la zona de Huergas, condicionando en parte la aparición de la Semiventana del mismo nombre, en la que pliega claramente al Manto de Somiedo, como ya vimos en el capítulo dedicado a este manto.

El Anticlinal de Cueto Negro está situado en la parte Nororiental de la Hoja, aflorando en su núcleo (dentro de la Hoja de Pola de Gordón) el autóctono relativo de este manto merced a una estructura singular, conocida como la Ventana Tectónica del Cueto Negro (MARTINEZ ALVAREZ *et al.*, 1968). Este pliegue tiene una dirección axial de SO-NE a O-E.

Entre los dos anticinales anteriormente mencionados se encuentra el Sinclinal de Sena, se observa desde Sena de Luna hasta la cabecera del Arroyo de Valgrande en la Hoja vecina

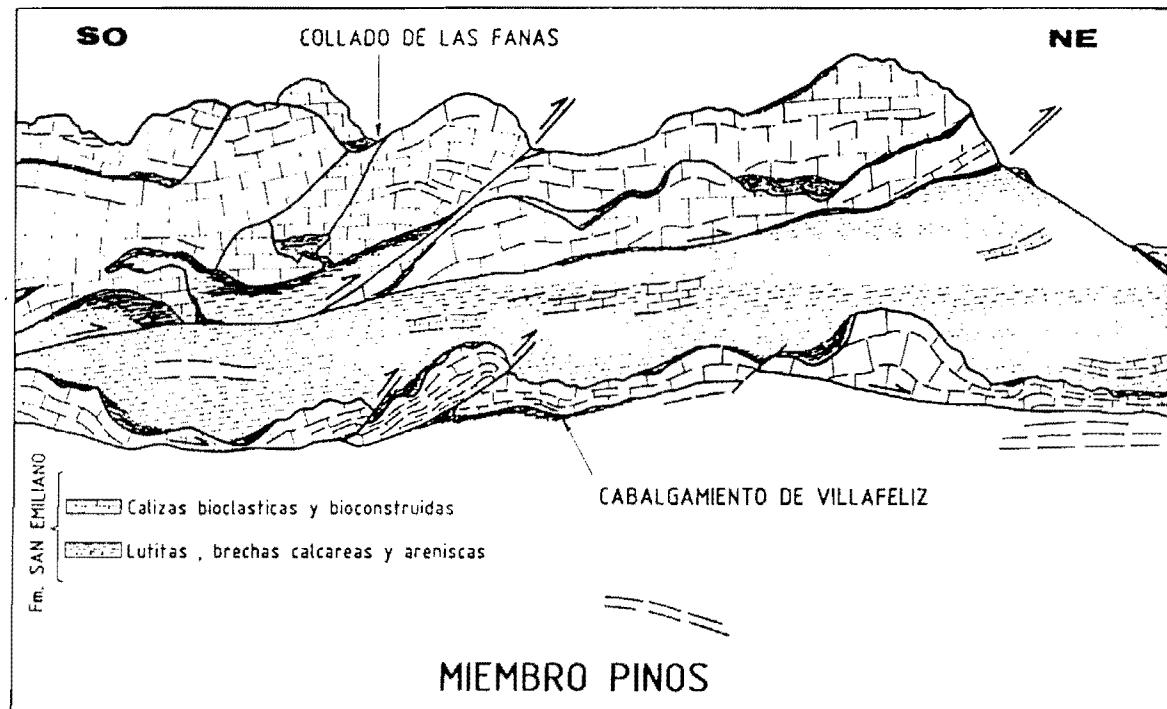


Figura 15. Vista panorámica del Cabalgamiento de Villafeliz en una dirección oblicua al sentido de avance. Valle del Río de la Fontana al N. de Robledo de Caldas. Según A. SUAREZ.

de Pola de Gordón y presenta siempre un plano axial bastante verticalizado (Corte III-III'). Esta estructura no parece afectar al cabalgamiento basal del Manto de Correcillas, cuyo trazado es en los alrededores de Sena de Luna bastante rectilíneo, lo que parece indicar que este sinclinal estaría exclusivamente relacionado con el Manto de Bodón.

Los pliegues hasta ahora descritos deben estar relacionados con la geometría de las superficies de cabalgamientos del manto, situadas a un nivel inferior. Si aceptamos, tal como propone ALONSO *et al.* (*op. cit.*) que la dirección de transporte tectónico de la Unidad de Bodón se ha realizado en dirección NE, y así parecen corroborarlo todos los criterios cinemáticos, nos encontramos con que todos los pliegues cartográficos hasta ahora descritos, deben de estar relacionados con estructuras laterales, ya que sus trazas axiales son subparalelas a esa dirección, variando entre O-E a OSO-ENE.

A lo largo de todo el Manto de Bodón existe una red de pequeñas fracturas con direcciones generales NNE-SSO y NNO-SSE, con desplazamiento en general pequeño cuya componente mayor es de fallas normales en la mayoría de los casos, siendo posiblemente el resultado de reajuste de las estructuras de esta Unidad durante el acortamiento N-S.

Además, en esta Hoja existen otras fracturas de gran extensión lateral, que cortan a estructuras previas no sólo de la Unidad de Bodón, sino también en la Unidad de Somiedo, como es la Falla de Los Grajos (citada por BOSCH en 1969), la cual da lugar (como ya se ha comentado en el capítulo de esta última unidad) a que en el Valle de Babia no sean perfectamente correlacionables las estructuras menores a ambos lados de la falla. Tiene un trazado OSO-ENE, y es prácticamente vertical (Esquema Tectónico), levanta en general el bloque N y también tiene componentes aparentes de desgarre sinestral. No es en realidad una falla única, sino que a lo largo de ella tiene varias bifurcaciones o «splays» secundarios, con zonas en forma de huso, siendo en general complejo su movimiento.

Asimismo, en la dirección O-E existen otras fallas que cortan en el S de Truébano al cabalgamiento basal de la Escama de Villar-Robledo (Unidad de Somiedo) y que afectan también al Cabalgamiento de Villafeliz en el Manto de Bodón. Tienen componentes aparentes de fallas normales y de desgarre.

4.8. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS: EL ACORTAMIENTO N-S

Para establecer la edad del emplazamiento de los Mantos hemos de tener en cuenta que la Unidad de Somiedo-Correcilla cabalga a las series sinorogénicas del Manto de Bodón, cuya edad máxima es Westfaliense B y que el Estefaniense se encuentra fosilizando la superficies de cabalgamiento, pero está claramente afectado por las estructuras posteriores (o por sus rejuegos), que hemos descrito como «fuera de secuencia». Además de esto también hemos de tener en cuenta que la edad de los sedimentos sinorogénicos es sucesivamente más antigua hacia el S, de forma que en la prolongación oriental del Manto de Correcilla, en la vecina Hoja de Pola de Gordón, los primeros depósitos sinorogénicos que revelan el relleno de un surco subsidente se dan ya en el Namuriense A (Formación Olleros en el Sinclinal de Alba). Con estos elementos podemos establecer que la génesis de los primeros relieves positivos, producidos por el apilamiento de láminas y el consiguiente

engrosamiento litosférico se produjo en el Namuriense A en un área situada al S del Manto de Correcilla, en lo que actualmente es la Zona Asturoccidental-Leonesa o el Antiforme del Narcea. El final del emplazamiento de la Unidad de Somiedo-Correcilla debe producirse poco después del Westfaliense B y algo más tarde el Manto de Bodón.

El hecho de que los materiales estefanienses estan deformados indica una reactivación de las estructuras previas y puede ser relacionada con un acortamiento general N-S. Este acortamiento produce una reorientación de las estructuras frontales y laterales previas de los mantes, de forma que han perdido su disposición original más o menos perpendicular y se disponen actualmente de forma acusadamente oblicua, con los ángulos obtusos abiertos hacia el N y S y los agudos hacia el E y O (ALONSO *et al.*, *op. cit.*).

Durante este acortamiento se produce, asimismo, el reapretamiento del Sinforme de Abelgas y del Apilamiento Antiformal del Narcea, que adquieren su disposición actual, así como de los demás pliegues relacionados con los cabalgamientos. Todas las estructuras adquieren la actual vergencia hacia el S, de forma que los cabalgamientos llegan a aparecer invertidos en los flancos N de los sinformes (ver Cortes Geológicos).

Durante la deformación alpina se produce el cabalgamiento de toda la Cordillera Cantábrica hacia el S con el desarrollo de una importante falla inversa en el contacto con los materiales mesozoicos y terciarios situados al SO (fuera de la Hoja) y la elevación de todo el conjunto, con la consiguiente reactivación del relieve. No se puede descartar, sin embargo, el rejuego de algunas estructuras, aspecto este difícil de probar al carecer de registro sedimentario.

5. ROCAS IGNEAS

5.1. INTRODUCCION

Las rocas ígneas en la Hoja de Los Barrios de Luna son escasas y constituyen afloramientos de muy pequeñas dimensiones. Corresponden mayoritariamente a manifestaciones volcánicas y/o subvolcánicas relacionadas con las formaciones Oville, Barrios y Furada-San Pedro, concentradas en el ángulo noroeste de la Hoja, concretamente en la Sierra de Los Grajos y en los alrededores del Puerto de La Cubilla; con carácter muy restringido existe también algún nivel volcánico de escaso espesor interestratificado en las formaciones Mora y Láncara. Por otro lado, se encuentran algunas rocas ígneas emplazadas en sedimentos carboníferos, al este de Villafeliz y en el sector occidental de la Hoja.

De todo este conjunto de rocas únicamente adquieren cierta importancia volumétrica las manifestaciones volcánicas y subvolcánicas de las formaciones Oville, Barrios y Furada-San Pedro, las cuales se correlacionan con un episodio volcánico, que aunque escasamente representado en este área, adquiere un importante desarrollo en el sector sur de la Zona Cantábrica, dando lugar a numerosos afloramientos concentrados en Hojas próximas a ésta, principalmente Pola de Gordón, Boñar y Riaño entre otras.

La existencia de estas rocas volcánicas en el sector sur de la Zona Cantábrica ya era conocida por MALLADA (1896) y COMTE (1937 a) y posteriormente han sido citadas y cartografiadas por numerosos autores (COMTE, 1959; SITTER, 1962; RUPKE, 1965; EVERE, 1967;

SJERP, 1967; SAAVEDRA, 1967; MARCOS, 1968; PARGA PEINADOR, 1969; BOSCH, 1969; VILAS, 1971; STAALDUINEN, 1973), considerándolas en general como doleritas y tobas del Paleozoico Inferior.

Hasta años muy recientes, sin embargo, este vulcanismo no ha sido objeto de estudios específicos (LOESCHKE Y ZEIDLER, 1982; HEINZ, 1984; VAVRA, 1984; HEINZ *et al.*, 1985), a pesar de su representación a escala regional en la ZC, y más importante aún, de las implicaciones que su desarrollo ha tenido en la sedimentación de los materiales paleozoicos suprayacentes. En este sentido, las influencias del vulcanismo sobre la paleotopografía de la cuenca en la que se depositaron los materiales ordovícico-silúricos (formaciones Getino, Viodo y Furada-San Pedro) ha condicionado muy probablemente la distribución de sedimentos y facies, así como notables variaciones de espesor incluso en áreas muy próximas entre sí (ARAMBURU y GARCIA RAMOS, 1988; ARAMBURU, 1989; SUAREZ DE CENTI, 1988). Por otro lado, se han relacionado con este vulcanismo el origen de los niveles ferruginosos de la formación Getino (ARAMBURU, *op. cit.*) y de las acumulaciones ferruginosas de la formación Furada (RUPKE, *op. cit.*; EVERIS, *op.cit.*; SUAREZ DE CENTI, *op. cit.*; GARCIA RAMOS *et al.*, 1987). Asimismo GARCIA-RAMOS *et al.* (1984 a) y ARAMBURU (1989) asignan un origen volcánico para los tonstein de caolín intercalados en la Formación Barrios en diferentes sectores de la Zona Cantábrica.

En lo referente a las manifestaciones volcánicas de las formaciones Mora y Láncara, su carácter local y estado de alteración impide cualquier tipo de caracterización o correlación, mientras que las rocas carboníferas, aunque de desarrollo local en el ámbito de la Hoja se pueden relacionar muy probablemente con una actividad magmática tardihercínica relativamente importante en algunos sectores de la Zona Cantábrica.

5.2. ROCAS VOLCANICAS

5.2.1. Formaciones Mora y Láncara

En la parte meridional de la Hoja, al NO de Salce, se ha observado un nivel volcánico de unos 16 cm. de espesor, representado en la columna estratigráfica correspondiente a la sección de Salce (Fig. 2), interestratificado en las pizarras de la Formación Mora, de edad precámbrica. Se trata de una roca de color verde y grano fino afectada por una intensa alteración hidrotermal que enmascara buena parte de sus caracteres texturales y todos los componentes mineralógicos originales. La textura de la roca es porfídica seriada a glomeroporfídica; la mesostasis está constituida principalmente por plagioclasas de escaso tamaño y hábitos largos, totalmente transformadas a sericitia-moscovita, las cuales muestran evidencias de flujo amoldándose a los microfenocristales. El resto de los componentes de la mesostasis son minerales secundarios producto de alteración de los máficos, principalmente carbonatos, clorita, óxidos y/o hidróxidos de Fe. Los microfenocristales o asociaciones glomeroporfídicas corresponden a plagioclasas totalmente alteradas y seudomorfos constituidos por carbonatos, clorita y cuarzo a los que pueden asociarse opacos, óxidos de Fe y pequeños cristales que podrían pertenecer al grupo de las espinelas. Por la forma que conservan parecen corresponder a microfenocristales de piroxeno.

Si bien en la Hoja de Los Barrios de Luna sólo se ha reconocido este nivel volcánico interestratificado en las pizarras de la Formación Mora, es posible que la actividad volcánica adquiera cierta significación en algunos materiales precámbricos ya que, por ejemplo, en la Hoja contigua de Rielo MARTIN PARRA (1989) cita una elevada participación volcánica en niveles de composición arenosa de la formación Mora, en los que se reconocen numerosos fragmentos volcánicos reemplazados por carbonatos entre sus constituyentes.

En relación con la Griotte Formación de la Láncara existe algún nivel volcánico al sur de Riolago, aunque, como en el caso anterior, de ámbito local y de difícil caracterización o correlación. BOSCH (1969) las describe como rocas de color verde afectadas por una intensa alteración, lo que impide discernir a qué tipo de roca corresponde. Según este autor sus constituyentes son moscovita idiomorfa, cristales de cuarzo idiomorfos y clinozoisita, en una mesostasis de sericitia y clorita microcristalina.

5.2.2. Formaciones Oville, Barrios y Furada-San Pedro

Como se ha dicho en la introducción el mayor número de rocas volcánicas se encuentran en relación con las Formaciones Oville, Barrios y Furada-San Pedro, pudiendo distinguirse dos tipos de manifestaciones: *a) sills* de diabasas emplazados en la Formación Oville y *b)* rocas volcanoclásticas relacionadas con las Formaciones Barrios, y principalmente Furada-San Pedro. Ambos tipos de manifestaciones aparecen asociadas en las áreas del sector sur de la Zona Cantábrica, en las que se desarrolla este vulcanismo.

A escala regional los *sills* suelen estar emplazados en los miembros Adrados y La Barca de la Formación Oville (ARAMBURU y GARCIA RAMOS, 1988; ARAMBURU, *op. cit.*), en afloramientos discontinuos, pero que en conjunto tienen una gran extensión lateral, extendiéndose a lo largo de grandes distancias. Las rocas volcanoclásticas, al contrario de lo que ocurre en la Hoja de Los Barrios de Luna, se encuentran mayoritariamente relacionadas, según los autores anteriores, con los miembros La Matosa y Tanes de la Formación Barrios, llenando diversas chimeneas y cráteres volcánicos cuya parte superior suele estar unos metros por debajo del techo de la cuarcita.

De acuerdo con esta posición estratigráfica la mayor parte de los autores citados en la introducción han asignado una edad ordovícica para el desarrollo de la actividad volcánica, pero considerando la edad atribuida recientemente por ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (*op.cit.*) a las Formaciones Oville y Barrios en este sector de la ZC, la mayor actividad volcánica se restringe al Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior ARAMBURU *et al.* (1988). De todas formas, HEINZ *et al.* (*op.cit.*) opinan que es muy probable que su acción se continúe en algunos sectores hasta el Silúrico Superior.

En cuanto a las relaciones de temporalidad entre los *sills* y las rocas volcanoclásticas, aunque en este área son más difíciles de establecer, en la Hoja contigua de Pola de Gordón y en la de Riaño se observa que las chimeneas y cráteres emplazados en la Formación Barrios cortan a los *sills* y los engloban como enclaves, por lo que su emplazamiento es generalmente anterior al desarrollo de las chimeneas y cráteres y, por tanto, aunque existan excepciones, una gran parte de ellos han debido emplazarse durante el Cámbrico medio (ARAMBURU *et al.*, *op. cit.*).

a) Los *sills de diabasa* son rocas de color gris oscuro, aunque frecuentemente muestran tonalidades pardo-verdosas debido a la alteración hidrotermal que les afecta. Están emplazados concordantemente con la estratificación de los sedimentos encajantes, muestran una escasa extensión lateral y espesores variables, pero que raramente exceden los 100 m. No parecen ejercer ningun efecto térmico de contacto en los sedimentos encajantes y muestran zonas centrales de grano medio a grueso con zonas de borde de grano más fino características de un enfriamiento rápido. Aunque de emplazamiento subvolcánico, han sido consideradas dentro del conjunto de rocas volcánicas por LOESCHKE y ZEIDLER (*op.cit.*) por suponer que su nivel de emplazamiento es muy superficial, con un escaso espesor de sedimentos depositados por encima.

Petrográficamente se caracterizan por desarrollar una textura dolerítica o intersertal a intergranular, en ocasiones de tendencia subofítica. Están afectados por intensas alteraciones hidrotermales, de manera que en ocasiones, de sus constituyentes minerales sólo se conservan parcialmente frescas plagioclasas acompañadas de diferentes minerales secundarios, producto de la alteración de los máficos. Cuando están poco alteradas su composición mineralógica consiste mayoritariamente de plagioclasa y clinopiroxeno con cantidades menores de biotita, opacos (magnetita) y como accesorios apatito y rutilo. También pueden contener fragmentos de vidrio volcánico cloritizado, pero no se han observado feldespatoídes, los cuales son citados por LOESCHKE y ZEIDLER (*op.cit.*) como un componente mayoritario en algunos sills de otros sectores.

Las plagioclasas suelen ser el componente que alcanza los mayores tamaños, muestra hábitos prismáticos largos y una disposición palmeada que determina una especie de enrejado en cuyos huecos se situarían los máficos (mayoritariamente clinopiroxeno), minerales secundarios de alteración de los anteriores y en ocasiones porciones de vidrio volcánico cloritizado. Una excepción a esta disposición textural son las variedades subofíticas u ofíticas en las que el clinopiroxeno, augita diopsídica o titanoaugita (LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*), alcanza tamaños superiores al resto de los componentes de la roca y muestra un carácter poiquilítico por la abundancia de inclusiones de opacos, plagioclasa, así como seudomorfos de otros piroxenos de menor tamaño u olivino, que engloba. Las plagioclasas están parcialmente alteradas y pueden mostrar zonado concéntrico normal; la biotita se encuentra como cristales de pequeño tamaño, generalmente asociada a los opacos, y entre los accesorios, además de opacos parcialmente alterados a rutilo-leucoxeno, son frecuentes apatitos que pueden mostrar hábitos prismáticos cortos o elevadas relaciones longitud/anchura. Como minerales de origen secundario son frecuentes carbonatos, clorita, serpentinas, bastita, rutilo-leucoxeno, limonita, feldespato potásico y sericitia, formando agregados dispersos en la roca o constituyendo seudomorfos algunos de los cuales corresponden muy probablemente, por la forma que conservan, a cristales de olivino.

LOESCHKE y ZEIDLER (*op. cit.*) clasifican geoquímicalemente los sills como basanitas, mugearitas, latitas olivínicas y latitas con feldespatoídes a partir de la norma de RITTMANN (1973), mientras que en el diagrama de clasificación de FLOYD y WINCHESTER (1978), en base a elementos considerados geoquímicalemente inmóviles (Ti y Zr), corresponden mayoritariamente a basaltos subalcalinos o alcalinos, hawaítas, mugearitas y traquibasaltos. En conjunto, a excepción de algún término más diferenciado de composición traquíctica, su contenido en SiO_2 es similar al de rocas de composición basáltica, aunque difieren de los basaltos

toleíticos y alcalinos por su menor contenido en CaO y contenidos mayores de K₂O, P₂O₅, TiO₂ y Zr, siendo comparables a rocas básicas alcalinas de tipo traquibasáltico (ver LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*).

b) Las rocas *volcanoclásticas* corresponden mayoritariamente, de acuerdo con la clasificación de FISHER y SCHMINCKE (1984) basada en la de SCHMID (1981), a areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica (*wackes* con fragmentos de rocas volcánicas y volcancarenitas, en la terminología de FOLK, 1968), raramente se desarrollan tobas holovolcánicas o con participación detritica accesoria en las que el porcentaje de fragmentos volcánicos superan un 75 % de la roca. En algunos afloramientos son frecuentes bombas volcánicas englobadas en las rocas *volcanoclásticas*.

Para su estudio petrográfico, además de muestras previas pertenecientes al ITGE, se ha realizado un estudio de muestras seriadas de muro a techo en algunos afloramientos del Puerto de la Cubilla, parte de los cuales, debido a sus mejores condiciones de afloramiento, corresponden a la Hoja contigua de La Plaza. En conjunto, estas rocas están constituidas por:

- *Cuarzo* en un porcentaje que varía desde un 20-25 % hasta un 70-80 %. Se distinguen tanto cuarzo sedimentario como de naturaleza volcánica, con formas desde angulosas a bien redondeadas y tamaño de grano variable entre limo y arena muy fina a media. La clasificación es desde muy mala a moderadamente buena, aumentando tanto la clasificación como la redondez al aumentar el porcentaje de cuarzo.
- *Feldespatos* en porcentajes inferiores al 1 % y en contadas muestras; corresponden tanto a feldespato potásico como plagioclasas.
- *Fragmentos de rocas volcánicas*; generalmente constituyen entre un 10-50 % de la roca, salvo en escasos niveles en los que superan el 75 % correspondientes a tobas de *lapilli* (*lapilli tuffs*) holovolcánicas o con participación detritica accesoria. Predominan los fragmentos vítreos de tamaño *lapilli* y en menor proporción de ceniza, muy vesiculares y cloritizados adquiriendo la roca tonalidades verdosas. Existen además algunos niveles en los que los fragmentos son muy ricos en leucoxeno o en material hematítico, mostrando entonces la roca tonalidades grises o rojizas, respectivamente.

Presentan morfologías irregulares o elongadas con bordes cuspados debido al escape de gases de las vesículas más externas del fragmento y en algunos casos presentan formas cóncavas típicas de «glass shard». Están reemplazados casi totalmente por clorita y en otros casos por carbonatos, y suelen mostrar bordes Enriquecidos en opacos o leucoxeno; son muy frecuentes también fragmentos constituidos mayoritariamente por opacos y leucoxeno. Las vesículas son esféricas o elongadas, coincidiendo su forma con la del fragmento, están llenas de clorita, carbonatos, cuarzo, feldespato potásico, opacos, leucoxeno y, las más externas, de matriz; suelen mostrar una corona externa de opacos y leucoxeno o varias coronas concéntricas. En ocasiones destacan en tamaño seudomorfos cloríticos, que podrían corresponder a microfenocristales de piroxeno u olivino. Existen evidencias de un estado viscoso de los fragmentos durante su depósito, ya que una buena parte de ellos aparecen elongados y se amoldan unos a otros o a los granos más competentes de la matriz; asimismo, las vesículas se deforman elongándose y aplastándose, y suelen mostrar texturas fluidales alrededor de microfenocristales o granos englobados en el fragmento.

Con carácter subordinado se encuentran fragmentos de textura porfídica o traquítica, con formas más redondeadas, escasamente vesiculares y de matriz vítreo o microcristalina, en la que se distinguen pequeños microlitos feldespáticos y seudomorfos cloríticos que reemplazan microfenocristales de piroxenos u olivino. Al igual que ocurría en los fragmentos anteriores, pueden estar constituidos mayoritariamente por opacos, entre los que se distinguen únicamente los seudomorfos cloríticos y escasas vesículas.

- *Fragmentos de rocas sedimentarias*, principalmente pizarras (< 1 %) y areniscas (1-2 %), que a su vez pueden tener participación volcánica; están presentes en escasas muestras. Además, se han observado algunos ooides de óxidos y/o hidróxidos de Fe con un núcleo constituido por un grano de opaco y estructura concéntrica.
- Como *accesorios* se encuentran turmalina y circón en porcentajes inferiores al 1 % en las muestras más ricas en cuarzo.
- *Matriz*: constituye porcentajes entre un 5-50 %, es de naturaleza volcánica, posiblemente cenizas volcánicas de grano muy fino transformadas a minerales arcillosos.
- *Cemento de cuarzo*, en una proporción inferior al 10 %; sustituye en algunos casos a la matriz volcánica. En las muestras más ricas en cuarzo aparece en un porcentaje inferior al 1 %.
- *Bombas volcánicas*; son petrográficamente muy similares a los fragmentos microporfídicos y traquílicos descritos en las areniscas tobáceas y tobas, pudiendo clasificarse como basaltos olivínicos. La mesostasis es microlítica fluidal, constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa, opacos, leucoxeno y óxidos y/o hidróxidos de Fe. Los microfenocristales están totalmente transformados, apareciendo como seudomorfos constituidos por clorita, serpentinas y carbonatos, a los que suelen acompañar leucoxeno y óxidos de Fe, que reemplazan a los máficos presentes en la roca, muy probablemente olivino, clinopiroxeno y plagioclásas. Geoquímicamente, son rocas con un alto contenido en álcalis y enriquecidas en P_2O_5 y TiO_2 correspondientes a basaltos olivínicos alcalinos y traquibasaltos alterados hidrotermalmente (HEINZ *et al.*, *op.cit.*).

En cuanto a las estructuras observadas en láminas delgadas seriadas, hacia el muro las rocas presentan una distribución homogénea de los componentes principales, cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas, correspondiendo en el campo con tramos de aspecto masivo; hacia el techo existen variaciones en el porcentaje de fragmentos volcánicos y en el tamaño de grano del cuarzo o gradaciones positivas definidas por el tamaño y porcentaje de fragmentos volcánicos y el tamaño de grano del cuarzo, que dan lugar en ambos casos al desarrollo de láminaciones paralelas. Por otra parte, parece existir una correlación entre los niveles ferruginosos de la Fm. Furada y la riqueza de opacos en las rocas volcanoclásticas, de manera que mientras los opacos no suelen superar el 1 % en la matriz de las mismas, en las proximidades de los niveles de acumulación de hierro, el porcentaje aumenta hasta aproximadamente un 15 %, apareciendo como material de grano arena fina-media bien redondeado. Esta mayor presencia de opacos en la matriz se corresponde, asimismo, con una mayor riqueza de los fragmentos volcánicos en opacos, tanto en los bordes como en su interior, apareciendo como granos muy finos o de tamaño arena fina-media.

Por ultimo, el desarrollo de este vulcanismo ha sido relacionado con procesos de adelgaza-

miento cortical y desarrollo de «rifts» continentales durante el Ordovícico en la ZC (HEINZ *et al.*, *op.cit.*), lo que queda reflejado en el diagrama de PEARCE y CANN (1973) utilizado por LOESCHKE y ZEIDLER (*op. cit.*), en el que la mayoría de las muestras caen dentro o cerca del campo de los basaltos intraplaca. El magma basáltico olivínico alcalino, originado probablemente en el manto superior o en la parte baja de la corteza ($Rb/Sr = 0,003-0,008$, LOESCHKE y ZEIDLER *op. cit.*), intruiría en la corteza por zonas de fractura en sedimentos débilmente compactados y ricos en agua emplazándose como sills a una profundidad en la que no sería posible su vesiculación ni explosión freatomagmática (HEINZ *et al.*, *op.cit.*). Este magma sufriría procesos de cristalización fraccionada que dan lugar a productos diferenciados fuertemente alcalinos.

Otras porciones de magma rico en volátiles, dada la alta vesicularidad de los fragmentos de ceniza y lapilli, llegarían a la superficie por diversos conductos de emisión o chimeneas vesiculándose por un descenso de la presión hidroestática y dando lugar, al entrar en contacto con el agua del mar, a fuertes explosiones freatomagmáticas subacuáticas, las cuales provocarían la formación de cráteres en el fondo del mismo y abundante material piroclástico de proyección subaérea depositado dentro y fuera de las chimeneas y cráteres (HEINZ *et al.*, *op. cit.*). Para el caso de las rocas volcanoclásticas relacionadas con la Formación Barrios, ARAMBURU (*op. cit.*) supone que si bien puede haber una escasa lámina de agua, los depósitos que tienen lugar durante la actividad volcánica son de tipo aluvial o marinos litorales, por lo que las explosiones freatomagmáticas serían subaéreas y de mayor energía, originándose por interacción del magma con aguas subterráneas y dando lugar a la formación de cráteres subaéreos de tipo «maar», en los que son característicos los depósitos monogénicos o sin mezcla de lavas (WOHLETZ y SHERIDAN, 1983; FISHER y SCHMINCKE, 1984; SILLITOE *et al.*, 1984; CAS y WRIGHT, 1988).

Una amplia descripción sobre el modelo de evolución de estas erupciones, la morfología de las chimeneas y cráteres desarrollados en el sector sur de la ZC, fuera de la Hoja, y la forma de depósito del material volcanoclástico que las rellenan, pueden encontrarse en el trabajo de HEINZ *et al.* (*op.cit.*) y en las memorias de los Mapas Geológicos E. 1:50.000 de Pola de Gordón y Riaño.

5.3. ROCAS CARBONIFERAS

Al este de Villafeliz afloran tres rocas ígneas emplazadas concordantemente (aunque una de ellas corta parcialmente a la estratificación) a diferentes niveles en las pizarras de la Formación San Emiliano. Los dos sills inferiores tienen espesores de 2-3 m y están separados por unos 100 m. de pizarras; el nivel superior tiene unos 5 cm de espesor, está separado del nivel medio por unos 80 cm de pizarras interestratificadas de aspecto más compacto y muestra inyecciones de pizarras en la base.

Los dos niveles inferiores están constituidos por rocas de color gris oscuro, con tonalidades verdes debido a alteración, de grano fino y aspecto microporfídico destacando en tamaño plagioclasas y máficos de 1-2 mm. En ambos casos existen variaciones en el tamaño de grano de la mesostasis de las partes centrales a los contactos en los que presenta un aspecto vítreo y un carácter porfidíco más acusado. El nivel superior muestra una mesostasis

claramente vítreo de color verde claro en la que además de microfenocristales y agregados glomeroporfídicos de minerales máficos y plagioclásas, más individualizados que en los niveles inferiores, destacan en tamaño abundantes vesículas llenas de carbonatos. Así pues, son rocas de emplazamiento muy superficial de tipo subvolcánico e incluso es muy probable que al menos el nivel superior pueda constituir una fina colada basáltica.

Petrográficamente se caracterizan por presentar texturas porfídicas de tipo seriada o glomeroporfídica y además en el nivel superior vesicular. La mesostasis puede ser vítreo, con un escaso desarrollo de microlitos de plagioclasa que pueden mostrar evidencias de flujo alrededor de los microfenocristales y está parcialmente alterada a clorita y carbonatos. En las partes centrales está constituida mayoritariamente por finos cristales de plagioclásas de hábitos alargados, opacos, rutilo-leucoxeno, pequeños cristales de biotita mal cristalizados, clinopiroxenos y minerales de alteración secundaria, principalmente carbonatos y clorita.

De la mesostasis destacan cristales de tamaños seriados y asociaciones glomeroporfídicas de plagioclasa y clinopiroxeno así como seudomorfos que reemplazan a los anteriores y muy posiblemente a olivino. Las plagioclásas pueden mostrar zonados concéntricos, aunque generalmente están totalmente transformadas a carbonatos, clorita y en algún caso a feldespato potásico. El clinopiroxeno es de tendencia idiomorfa y presenta zonados concéntricos múltiples; suele estar alterado a serpentinas y/o carbonatos, opacos y quizás minerales del grupo de las espinelas; en el nivel superior parece estar transformado a bastita, conservándose vestigios de los zonados concéntricos. También se han observado casos en los que los piroxenos están rodeados y sustituidos, siguiendo sus trazas de exfoliación, por biotita. Los olivinos podrían ser más abundantes en el nivel superior, en el que se encuentran totalmente transformados a carbonatos, aunque es posible que en los niveles inferiores algunos seudomorfos constituidos por serpentinas y/o carbonatos correspondan asimismo a este mineral.

Si bien en la Hoja de Los Barrios de Luna sólo se han observado estos tres afloramientos de rocas básicas, en la Hoja contigua de Pola de Gordón existen rocas, muy similares petrográficamente a las de Villafeliz, emplazadas asimismo en la Formación San Emiliano en el puerto de Aralla, y además, WAGNER y ARTIEDA (1970) y MENDEZ CECILIA (1985) describen numerosos diques y sills de rocas de naturaleza básica-intermedia y afinidades subvolcánicas emplazados en sedimentos de edad Estefaniense dentro de la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana.

Por otra parte, existen en la Hoja algunas rocas ácidas emplazadas a favor del cabalgamiento basal de la Escama Aralla-Rozo, que BOSCH (1969) compara con numerosos sills interestratificados en sedimentos estefanienses de la cuenca de Villablino, en la Hoja contigua del mismo nombre. Estas rocas son descritas por NAVARRO VAZQUEZ (1982) como pórfidos leucograníticos afectados por una intensa alteración sericitico-moscovítica. Están constituidos por fenocristales de feldespato potásico y cuarzo en una mesostasis de textura gráfica de feldespato potásico y cuarzo, micas blancas, sericitita, minerales de Fe y círcón.

Tanto por la edad de los sedimentos en los que intruyen, Westfaliense-Estefaniense, como por sus características petrográficas y modo de emplazamiento, todas estas rocas es muy probable que se correlacionen con una actividad magmática tardihercínica de relativa importancia en algunos sectores de la Zona Cantábrica, sobre todo en su parte más externa,

es decir, en la Unidad del Pisuerga Carrión, en la que se conocen hasta ahora alrededor de 250 afloramientos de muy escasas dimensiones. A grandes rasgos, las características más destacables de este magmatismo pueden resumirse en:

- 1) Desarrollo mayoritario de diques emplazados a favor de grandes fracturas, sills y un numero reducido de pequeños *stocks*, encajados en sedimentos carboníferos (Namuriense-Estefaniense).
- 2) Afinidad subvolcánica de buena parte de las rocas y gran variedad petrográfica (gabros, dioritas y cuarzodioritas, monzogabros, monzodioritas, tonalitas, granodioritas y términos leucogránticos) y textural de las mismas (hipidiomórficas, microporfídicas, porfiríticas, ofíticas, etc.).
- 3) Desarrollo de intensas alteraciones hidrotermales, metamorfismo de contacto ocasional y mineralizaciones asociadas de cierto interés.
- 4) Serie calcoalcalina mesocrática y cafémica con una alta participación de material básico profundo en su génesis, contaminado con material cortical durante su evolución.

Descripciones más detalladas sobre las características petrográficas, geoquímicas, modo de emplazamiento, significado geotectónico y correlación con las rocas carboníferas presentes en otras zonas de la ZC (principalmente en la parte más occidental de la ZC y alrededores de Infiesto) pueden encontrarse en los trabajos de LOESCHKE (1982), CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ y CORRETGE (1987), CORRETGE y SUAREZ (1990), GALLASTEGUI *et al.* (1990), RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1989) y en las memorias del Mapa Geológico E. 1:50.000 de Burón y Riaño, entre los más recientes.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los depósitos más antiguos que afloran dentro del ámbito de esta Hoja corresponden a la Formación Mora del Precámbrico, que presenta las características típicas de los abanicos submarinos. Sobre éstos, y mediante una clara discordancia angular (discordancia asintótica), se disponen materiales de la Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior), donde se diferencia un miembro inferior y superior depositado en un medio marino somero y un miembro medio depositado en un ambiente fluvial trenzado de alta energía (probablemente canales *braided*). El resto de la sedimentación cambro-ordovícica está representada por la Formación Láncara (plataforma carbonatada somera) y las formaciones Oville y Barrios (correspondientes a una progradación de sistemas deltaicos trenzados o de llanura deltaica trenzada). Dentro de la sucesión cambro-ordovícica, se sitúan dos discordancias, una en la base del miembro superior de la Formación Láncara (límite Cámbrico-Inferior-Medio) y otro en la base del Miembro Ligüeria, de la Formación Barrios, en el Arenig. Localmente se depositan a techo de esta última formación, las formaciones Getino y Luarca, con una edad, respectivamente, Cámbrico Superior y Llandeilo. La Cuenca Cantábrica, durante el Cámbrico-Ordovícico, sufrió en su interior una cierta tectónica extensiva sinsedimentaria, como lo atestigua por un lado los grandes cambios de espesor en la mayoría de las formaciones, llegando incluso a desaparecer algunas de ellas, y, por otro lado, la actividad volcánica contemporánea.

La sedimentación durante el Silúrico y Devónico presenta características de aguas poco profundas, con alternancias de terrígenos y carbonatos, presentando facies arrecifales de llanuras intermareales y facies terrígenas de aguas someras, todas con fauna bentónica, pistas y estructuras sedimentarias de poca profundidad. Por lo tanto, hasta el final del Devónico la Zona Cantábrica se comportó, en general, como un área de plataforma, de aguas poco profundas y bien oxigenadas, con una subsidencia moderada pero bastante uniforme. Se advierte una falta progresiva de formaciones hacia las unidades situadas más al norte; así, en la Unidad de la Sobia-Bodón se observa la falta de las formaciones Huergas, Portilla, Nocedo y Fueyo; esto se puede explicar considerando que la sedimentación devónica en su conjunto fue regresiva. La Formación Ermita es netamente transgresiva, y corta en bisel a las formaciones inferiores como consecuencia de un suave abombamiento de la corteza, no observándose discordancia angular.

El origen de este período transgresivo parece estar asociado a un importante cambio en la dirección de los aportes de la cuenca, que pasarían a tener una procedencia suroccidental a partir de este momento. Este hecho está relacionado con la elevación y engrosamiento cortical que las primeras manifestaciones hercínicas producen en sectores más occidentales de la Cadena Variscá (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) y el consiguiente reajuste isostático del área ocupada por la Zona Cantábrica que determina el hundimiento generalizado de toda esta y la implantación de condiciones ambientales marinas durante el Carbonífero Inferior.

El registro sedimentario durante el Carbonífero Inferior revela condiciones de tranquilidad tectónica y escasez de aportes que determinan el depósito de series condensadas de gran extensión lateral en un ambiente de plataforma, somera a veces restringida y/o lagoon. (Formaciones Vegamián y Alba).

A partir del Namuriense, se instala una plataforma carbonatada en las áreas ocupadas por la Unidad de la Sobia-Bodón y el Manto de Somiedo. En sectores más meridionales, como en el área de Correcilla se originan los primeros depósitos siliciclásticos característicos del rellano de un surco subsidente, tal como se puede observar en el Sinclinal de Alba, en la vecina Hoja de Pola de Gordón. Esto nos revela que los primeros relieves positivos generados por el apilamiento de láminas y el consiguiente engrosamiento litosférico se produjo en un área situada al sur del Manto de Correcilla en lo que hoy es la Zona Asturoccidental-Leonesa o el Antiforme del Narcea, durante el Namuriense. El relleno del «surco de antepaís» generado en la parte frontal de estos mantos es contemporáneo con el desarrollo de una plataforma carbonatada (Formación Barcaliente) en el margen pasivo del antepaís situado mas al Norte.

Durante el Westfaliense, las condiciones de sedimentación sinorogénica, características del relleno de una «cuenca de antepaís», se generalizan a todas las áreas paleogeográficas. Así, la Formación Valdeteja presenta formas cartográficas de base plana y techo monticular que ilustran perfectamente el diacronismo de su techo, observándose claramente el paso lateral a los materiales, fundamentalmente detríticos de la Formación San Emiliano. Esta formación representa una típica secuencia de relleno de un surco de antepaís con ambientes marinos de cuenca profunda en la base (Miembro Pinos), alternancia de depósitos de plataforma terrígena y carbonatada con intercalaciones de sistemas deltaicos hacia el techo

(Miembros La Majúa y Candemuela), que conforman, en conjunto, una megasecuencia de somerización. El final del emplazamiento de la Unidad de Somiedo-Correcilla se debe producir después del Westfaliense B, edad más joven de los depósitos de la Formación San Emiliano, y algo más tarde en la Unidad de La Sobia-Bodón.

Los depósitos más jóvenes aflorantes en esta Hoja son de edad al Estefaniense, correspondiendo a depósitos desarrollados sobre áreas tectónicamente activas, con la presencia de importantes sistemas de canales fluviales, llanuras de inundación y pantanos con una o dos transgresiones marinas a lo largo de su historia.

Estos materiales están deformados por el rejuego de estructuras previas que pueden relacionarse con un acortamiento general N-S. Este acortamiento provoca un reapretamiento y reorientación de las estructuras anteriores de tal forma que el reapretamiento del Apilamiento Antiformal de Villabandín provoca el rejuego de las superficies de cabalgamiento originales por «flexural-slip» y el cobijamiento de los sedimentos estefanienses situados sobre él. Este acortamiento es asimismo responsable de la actual disposición invertida de los cabalgamientos originales y de la aparente vergencia Sur que se aprecia en los pliegues con ellos relacionados.

Durante la deformación alpina se produce el cabalgamiento de toda la Cordillera Cantábrica hacia el Sur, con el desarrollo de una importante falla inversa en el contacto con los materiales mesozoicos y terciarios situados al SO (fuera del ámbito de la Hoja) y el consiguiente rejuvenecimiento del relieve que provoca el encajamiento de la red hidrográfica durante el Cuaternario.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja número 102 (Los Barrios de Luna) presenta en cuanto a su geología económica, dos tipos de mineralizaciones. El primer tipo corresponde a yacimientos de carácter no energético, ligados a acumulaciones epigenéticas de metales en los sedimentos paleozoicos de los mantos de Bodón, Somiedo y Correcilla, y en menor medida el Precámbrico del Antiforme del Narcea (Formación Mora). Estos yacimientos no registran actividad extractiva en la actualidad y en ellos se benefició fundamentalmente Ba, Fe, Pb, Zn, Cu, Hg y Sb. El segundo corresponde a mineralizaciones de carácter energético, ligadas a los depósitos de carbón de edad Estefaniense y son objeto de actividad económica en la actualidad. Como es común en la mayor parte del noroeste de la Península Ibérica, los primeros testimonios de actividad minera significativa se refieren (con dudas) a la época romana, existiendo al sureste de la Hoja una antigua explotación supuestamente romana al norte del pueblo de Curueña. Con posterioridad el apogeo de la minería tuvo lugar entre finales del siglo xix y primera mitad del siglo xx, siendo las explotaciones de pequeño volumen y carácter bastante anárquico. Dadas las características de las mineralizaciones observadas no parece asequible a corto y medio plazo su rentabilización.

7.1. MINERIA NO ENERGETICA (METALICA)

Dado el conocimiento que en la actualidad se tiene de estos yacimientos, la única modelización viable ha de ser genético-descriptiva. En base a los metales de interés económico, a la litología asociada más característica y a su génesis (PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, 1989) las mineralizaciones estudiadas en esta Hoja se pueden clasificar según el siguiente esquema:

1. Epitermales de Ba-Pb-Zn-Cu ligados a rocas carbonatadas.
2. Epitermales de Hg-(As-Sb) en rocas carbonatadas.
3. Sedimentario-exhalativos de Fe-Mn ligados a limolitas y arenitas.
4. Epitermales de Fe-Mn ligados a rocas carbonatadas.
5. Mesoepitermales de Sb en rocas pelíticas-metapelíticas.

A continuación se describe cada uno de estos tipos.

7.1.1. **Epitermales de Ba-Pb-Zn-Cu ligados a rocas carbonatadas.**

Sinónimos aproximados.—Yacimientos de Pb-Zn de tipo alpino, de tipo apalachense, de tipo irlandés.

Descripción general.—Venas y diseminaciones de Ba-Pb-Zn-Cu en rocas carbonatadas controladas estructuralmente por fracturas de alto ángulo.

Localización en la Hoja.—Los indicios de esta tipología reconocidos en la Hoja se sitúan en torno a una línea que atraviesa en diagonal la Hoja de esquina a esquina en dirección WNW-ESE. Se han reconocido mineralizaciones en el entorno de las localidades de Torre de Babia, Riologo, Villasecino, Rabanal, Sena de Luna y Los Barrios de Luna.

Referencias generales y locales.—LAZNICKA (1985), BRISKEY (1986), PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA (1989).

Entorno geológico

Rocas asociadas.—Series carbonatadas de edad Cámbrico Inferior-Medio o Carbonífero Inferior. Intercalaciones carbonatadas en series dominanteamente siliciclásticas.

Edad.—Si se asume que todos sean contemporáneos, necesariamente tardí o posthercínica.

Ambiente deposicional.—La mineralización se deposita como consecuencia de la circulación de fluidos hidrotermales de baja temperatura a través de discontinuidades y zonas de alta permeabilidad en el encajante carbonatado.

Situación tectónica.—Áreas distales de zonas influidas por eventos tectónicos distensivos. En este caso correspondería a las manifestaciones más alejadas del foco térmico en relación con el/los sistemas hidrotermales asociados a las fallas tardihercínicas, especialmente las fallas de León y de Los Grajos.

Mineralizaciones asociadas.—Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en rocas carbonatadas, epi-

termales de Cu-Co-Ni-U en rocas carbonatadas (no reconocidas en esta Hoja, pero presentes en la Hoja vecina número 103, Pola de Gordón).

Descripción del yacimiento

Mineralogía.—Estadio precoz formado por pirita de grano fino. Estadio tardío a veces complejo, con episodios superpuestos. La secuencia completa implica una primera generación de esfalerita roja oculta de grano muy fino y galena de grano fino, asociadas a una ganga de tipo jaspeoide y muy brechificada, con presencia local de calcopirita y ocasionalmente tetraedrita o calcosina-digenita, seguida de una segunda generación, probablemente por removilización de la primera, de esfalerita clara y galena de grano grueso, localmente acompañada de barita y escasa fluorita, en ganga carbonatada. La alteración supergénica da lugar a covellina y digenita, óxidos y carbonatos de Cu, Pb y Zn, y sulfatos de Pb, así como presencia ocasional de greenockita.

Textura y estructura.—La paragénesis precoz forma diseminaciones en el encajante hidrotermalizado. La paragénesis tardía forma bolsas, venas y, en general, relleno de zonas brechificadas. Estos yacimientos registran una fuerte zonación, con una zona superior rica en Zn y una zona inferior rica en Pb, a la que se asocia fundamentalmente el Cu cuando está presente.

Alteración.—Dolomitización y silicificación del encajante carbonatado.

Controles de la mena.—El encajante carbonatado es el control fundamental. El control estructural puede no ser bien visible, por ser generalmente no tan importante como en los tipos descritos anteriormente y estar sometida la roca encajante a fuertes procesos endo y exocársticos que trazan una morfología irregular del yacimiento.

Rasgos geoquímicos característicos.—Correlación inversa Zn-Pb debida al zonado. Correlación positiva Zn-Cd y Pb-Ag. Cuando aparecen además Cu y As, normalmente se detectan débiles anomalías auríferas y mercuríferas.

Condiciones fisicoquímicas de formación.—Estos yacimientos están formados a temperaturas bajas (120-160 C) y presiones moderadas (1-200 bar), en condiciones de pH de ligeramente ácido a ligeramente alcalino. La fugacidad de oxígeno es baja ($\log aO_2 < -50$ atm) y la fugacidad de azufre relativamente alta ($-18 \log aS_2 > -22$ atm). Los ejemplos observados en esta Hoja responden a manifestaciones de carácter entre epitermal y teletermal. En otras Hojas de la zona las manifestaciones son netamente epitermales.

7.1.2. Epitermales de Hg-(As-Sb) en rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados.—Venas de Hg.

Descripción general.—Venas y diseminaciones de cinabrio, acompañado localmente por sulfuros de arsénico, en rocas carbonatadas.

Localización en la Hoja.—En esta Hoja se han reconocido dos mineralizaciones de esta

tipología, una en el arroyo de los Cabreros, entre Los Barrios de Luna y Aralla, y la otra próxima a Cacabillas, con acceso desde el Puerto de la Cubilla.

Referencias generales y locales.—LAZNICKA (1985), RYTUBA (1986), SPYCHER y REED (1989), LOREDO *et al.* (1988), LUQUE (1985).

Entorno geológico

Rocas asociadas.—Series carbonatadas de edad Namuriense.

Edad.—No se conoce con exactitud, pero dado que la mineralización es claramente epigeética asociada a fracturas tardihercínicas, ha de ser Estefaniense o más reciente.

Ambiente deposicional.—El depósito se produce a raíz de la actividad hidrotermal ligada a las fracturas tardihercínicas.

Situación tectónica.—Áreas tectonizadas en relación con fracturas de alto ángulo, en las inmediaciones de la Falla de Los Grajos y el frente de la Unidad de Correcilla.

Mineralizaciones asociadas.—Epitermales de Ba-Cu-Pb-Zn en rocas carbonatadas; epitermales de Cu-Co-Ni en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía.—Paragénesis precoz formada por pirita y escasamente arsenopirita y esfalerita. Paragénesis tardía formada por cinabrio dominante, con presencia local de rejalar, oropimente y getchellita. Fluorita y barita pueden estar presentes como fases más tardías.

Textura y estructura.—En general, la mineralización aparece en forma de bolsas, venas, diseminaciones y cualquier forma de relleno de brechas y cavidades en la caliza del encanjante.

Alteración.—En general, decarbonatización precoz, silicificación y calcitización tardías.

Controles de la mena.—La litología calcárea y la presencia de fracturas distensivas de alto ángulo son los únicos controles aparentemente generales para estas mineralizaciones.

Rasgos geoquímicos característicos.—El Hg alcanza valores entre <0,1 y <5 %; el As presenta valores muy variables, desde pocas ppm hasta localmente >1 %. No existe correlación apreciable entre As y Hg. No se han reconocido anomalías significativas de Au. Los demás elementos no se presentan en concentraciones significativas.

Condiciones fisicoquímicas de formación.—Estas mineralizaciones se han formado en condiciones epitermales subsuperficiales, a temperaturas entre 120 y 150 °C, presiones generalmente menores de 500 bares, pero a menudo más próximas al rango de 1 a 50 bares, a partir de fluidos de salinidad moderada a alta (10-25 % eq. NaCl). La abundancia de inclusiones gaseosas en el cinabrio sugiere un transporte importante de Hg en fase vapor,

mientras que As y Sb son transportados más eficazmente en fase líquida. Esto explica la zonación en sentido vertical, con predominio de Hg en las zonas más superficiales.

7.1.3. Sedimentario-exhalativos de Fe-Mn ligados a limolitas y arenitas.

Sinónimos aproximados.—Fe sedimentario, Mn sedimentario, yacimientos tipo Lago Superior, Fe oolítico.

Descripción general.—Yacimientos estratoligados de óxidos de Fe en rocas detríticas, esencialmente arenitas y limolitas.

Localización en la Hoja.—En esta Hoja se han reconocido cuatro mineralizaciones de esta tipología, una en los Sierros de la Mina, cerca del viaducto de la Autopista del Huerna sobre el embalse de Los Barrios de Luna, y tres en el área del Cueto Negro.

Referencias generales y locales.—LAZNICKA (1985), CANNON (1986), GARCIA RAMOS et al. (1987).

Entorno geológico

Rocas asociadas.—Series detríticas y pelíticas paleozoicas, especialmente de edad Silúrica. Vulcanismo freatomagnético bastante básico en el entorno.

Edad.—Varía de Ordovícico a Devónico, aunque las explotaciones se realizaron sobre materiales silúricos de la Formación San Pedro.

Ambiente deposicional.—El depósito se produce en un medio marino somero de plataforma continental o cuenca intracratónica.

Situación tectónica.—Preservados en la actualidad a nivel general en zonas de antepaís de cinturones orogénicos hercínicos, están genéticamente relacionados con las acumulaciones de óxidos de Fe y Mn en las cuencas oceánicas actuales.

Mineralizaciones asociadas.—Niveles fosfatados sedimentarios.

Descripción del yacimiento

Mineralogía.—La mena está constituida esencialmente por hematites, magnetita, siderita, y más escasamente clorita y apatito en matriz de cuarzo dominante.

Textura y estructura.—Bandeados centimétricos a decímetrados de nódulos de estructura oolítica y cemento a menudo también ferruginoso. En ocasiones se evidencia removilización y redepósito.

Alteración.—Ninguna en relación directa con el yacimiento. Lixiviación y enriquecimiento supergénico. En otras áreas se observa metamorfismo o metasomatismo en grado variable.

Controles de la mena.—Ninguno, salvo el control litológico que ejercen las formaciones detríticas del Paleozoico Inferior.

Rasgos geoquímicos característicos.—Correlación positiva del hierro con elementos mantélicos y localmente fósforo.

Condiciones fisicoquímicas de formación.—Estos yacimientos derivan de la precipitación sinsedimentaria de coloides enriquecidos en Fe y/o Mn de origen hidrogénico a hidrotermal.

7.1.4. Epitermales de Fe-Mn ligados a rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados.—Venas de Fe.

Descripción general.—Venas y diseminaciones de óxidos de Fe y Mn, acompañadas localmente por sulfuros, en rocas carbonatadas.

Localización en la Hoja número 102 (Los Barrios de Luna).—En esta Hoja se ha reconocido una mineralización de esta tipología en el Alto de la Almagrera, próximo al Puerto de la Cubilla.

Referencias generales y locales.—LAZNICKA, (1985).

Entorno geológico

Rocas asociadas.—Series carbonatadas de edad Namuriense.

Edad.—No se conoce con exactitud, pero dado que la mineralización es claramente epigeética asociada a fracturas tardihercínicas, ha de ser Estefaniense o más reciente.

Ambiente deposicional.—El depósito se produce a raíz de la actividad hidrotermal ligada a las fracturas tardihercínicas.

Situación tectónica.—Áreas tectonizadas en relación con fracturas de alto ángulo, en las inmediaciones de la Falla de Los Grajos.

Mineralizaciones asociadas.—Epitermales de Ba-Cu-Pb-Zn en rocas carbonatadas; epitermales de Cu-Co-Ni en rocas carbonatadas, epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas, sedimentario-exhalativos de Fe.

Descripción del yacimiento

Mineralogía.—Muy simple, formada por óxidos de Fe y Mn con calcita y dolomita.

Textura y estructura.—En general, la mineralización aparece en forma de bolsas, venas, diseminaciones y cualquier forma de relleno de brechas y cavidades en la caliza del encajante.

Alteración.—En general, decarbonatización precoz, silificación y carbonatización tardías.

Controles de la mena.—La litología calcárea y la presencia de fracturas distensivas de alto ángulo son los únicos controles aparentemente generales para estas mineralizaciones.

Rasgos geoquímicos característicos.—Anomalías discretas de metales de transición.

Condiciones fisicoquímicas de formación.—Estas mineralizaciones se han formado en condiciones epitermales subsuperficiales, a temperaturas entre 120 y 150 °C, presiones generalmente menores de 500 bares.

7.1.5. Mesoepitermales de Sb en rocas pelíticas-metapelíticas

Sinónimos aproximados.—Venas de antimonio, diseminaciones de antimonio.

Descripción general.—Venas y diseminaciones de Sb en rocas pelíticas-metapelíticas, con empobrecimiento en arsénico.

Localización en la Hoja.—En esta Hoja se ha reconocido un solo yacimiento de esta tipología, próximo a Salce, al sur de la Hoja.

Referencias generales y locales.—BONNEMAISON y MARCOUX (1987), (1990); BLISS y ORRIS (1986); PANIAGUA *et al.* (1989).

Entorno geológico

Rocas asociadas.—Series sedimentarias fundamentalmente siliciclásticas, bastante tectonizadas.

Edad.—El encajante es de edad Precámbrico, pero la mineralización es posterior, posiblemente Pérmico o más reciente.

Ambiente deposicional.—La mineralización se deposita en relación con la actividad hidrotermal ligada a las estructuras tardihercínicas de la zona.

Situación tectónica.—Zonas distensivas en relación con fallas subverticales o rejueglos de sistemas asociados a frentes de unidades alóctonas que rejuegan tardíamente como zonas de cizalla o distensión local en el entorno de las grandes fallas tardías del área.

Mineralizaciones asociadas.—Epitermales de Ba-Cu-Pb-Zn, venas de As-Au, Epitermales de Hg-As.

Descripción del yacimiento

Mineralogía.—Paragénesis precoz escasa y poco significativa, formada por pirita arsenical y más raramente arsenopirita. Paragénesis tardía formada por berthierita y estibina esenciales, con algunas sulfosales de Pb-Sb, y pirita.

Textura y estructura.—La paragénesis precoz, cuando está presente, forma diseminaciones en el encajante silificado. La paragénesis tardía forma venas, relleno de zonas de brechificación, bolsas y diseminaciones, desarrollando en ocasiones cristales centimétricos a decímetricos en ganga de cuarzo y calcita.

Alteración.—Silicificación y más raramente argilitización del encajante. Calcitización tardía.

Controles de la mena.—El control estructural se liga a fracturas distensivas de alto ángulo.

Rasgos geoquímicos característicos.—Sb dominante, con valores que superan el 1 % normalmente. As escaso, generalmente por debajo de 0,1 %.

Condiciones fisicoquímicas de formación.—En el estadio dominante la mena se depositó a temperaturas que oscilaron entre 120 y 220 °C, con un máximo a 160-180 °C. La presión, en general inferior a 500 bares, y presiones parciales de O₂ y S₂ similares al estadio tardío del tipo 1.

7.2. MINERIA NO ENERGETICA (NO METALICA)

Dentro de la presente Hoja se localizan dos indicios de caolín, sin labores mineras, que se encuentran en los alrededores de Los Barrios de Luna y Pobladura de Luna. El caolín se intercala dentro de la Formación Barrios, en un nivel que presenta gran continuidad lateral y una pequeña potencia (no supera el metro), aunque muy constante, lo que lo convierte en un extraordinario nivel guía.

ARAMBURU (1989), distingue por su posición estratigráfica y distribución geográfica, dos capas distintas de caolín a las que denominó: Capa Pedroso y Capa Valverde, ambas reconocidas en las unidades de Somiedo-Correcilla y Sobia-Bodón de la ZC.

La Capa Pedroso se localiza en la rama norte de estas unidades; es la que presenta mayor espesor (entre 50-80 cm) y extensión (1.800 km²), siendo la única que se beneficia actualmente.

La Capa Valverde aflora en la parte más occidental de la rama sur de estas mismas unidades; fundamentalmente en la Hojas de Los Barrios de Luna y Pola de Gordón. Presenta un menor espesor, que varía para esta zona entre los 17 cm de Pobladura y los 30 cm de la Sección de Los Barrios de Luna, oscilando generalmente entre 30-35 cm en el resto de afloramientos (ARAMBURU, 1989).

Su posición estratigráfica está muy bien definida, situándose en la parte alta del Miembro la Matosa de la Formación Barrios. En todos los casos se encuentra entre alternancias de cuarzoarenitas y pizarras con abundantes *Skolithos*. Estos icnofósiles son conocidos por los mineros con el nombre de «botones», los cuales utilizan estos tramos como niveles guía en el reconocimiento del caolín (ARAMBURU, 1989).

Dentro del caolín aparecen dos variedades, a las que GARCIA RAMOS *et al.* (1984) denominaron de tipo G o «caolín de grano grueso», y de tipo F o «caolín de grano fino», entre los que existen en ocasiones pasos graduales, siendo más abundante el de tipo F, que llega en algunos puntos a representar el 80 % de la totalidad de la capa.

Composicionalmente está compuesto, según estos mismos autores, por granos de cuarzo y caolinita, de tamaño arena media-fina, en la variedad gruesa, incluidos en una matriz caolinitica de grano fino bien ordenada. Son frecuentes también las piritas, bien framboidales o formando, junto con minerales pesados, pequeñas alineaciones que dan lugar a una discreta laminación horizontal.

En cuanto a su génesis sería un «ortotonstein» (WILLIAMSON, 1970) formado a partir de una toba de cenizas volcánicas ácidas, transportadas eólicamente, que se alteró *in situ* en la etapa diagenética temprana. La procedencia de estas cenizas se situaría probablemente en un foco volcánico distante, situado fuera de la ZC y no aflorante en la actualidad, o bien podría proceder de las tobas que rellenan las chimeneas volcánicas de la Formación Barrios descritas en el Capítulo 5 de esta Memoria. (ARAMBURU, 1989).

7.3. MINERIA ENERGETICA

Está representada por la explotación de varios yacimientos de carbón ligados a dos «cuenca» carboníferas con características distintas. La Cuenca de Villablino y las Cuencas de Teverga-San Emilio y Carmen-Villamanín, de las que sólo la primera de éstas presenta, en el marco de esta Hoja, explotaciones activas.

7.3.1. Cuenca de Villablino

Está formada por sedimentos siliciclásticos discordantes (conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón) de edad Estefaniense B-C. Unicamente aflora su parte más oriental; representada por el sector de Cerro Corona al sur de Quintanilla de Babia y dos afloramientos aislados situados en el Alto de la Curiscada y en las proximidades de Rodicol, este último de pequeño tamaño y sin actividad minera. Actualmente las explotaciones se concentran en el sector del Cerro Corona, habiendo existido una pequeña explotación en el Cerro de la Curiscada, que en la actualidad se encuentra abandonada.

Los carbones son predominantemente antracitas de alto poder calorífico, que se utilizan, sobre todo, con fines térmicos (calefacciones y centrales térmicas).

La actividad minera actual se localiza, como ya hemos dicho, en la zona del Cerro Corona, en la que existen varias explotaciones a cielo abierto que benefician algunas de las 15 capas de carbón y carboneros que han sido identificadas en esta zona y que presentan una potencia global de 7,5 m, variando en cada caso entre 0,5 y 2 m.

Según datos del IGME (1985), la Cuenca de Villablino presenta, en conjunto, unos recursos totales explotables en torno a las 310×10^6 tm, de las cuales aproximadamente 225×10^6 tm son hipotéticas y 35×10^6 tm muy probables, concentrándose casi todos estos recursos en la zona centro-oriental de la Cuenca (Hoja de Villablino), en la que la mayor parte de las concesiones y explotaciones pertenecen a la Minero Siderúrgica de Ponferrada, S. A., que obtiene el 92 % del carbón de esta cuenca, y en menor medida a Hulleras de Coto Cortés, S. A., que explota únicamente en el sector más oriental (Puerto de Cerredo).

7.3.2. Cuencas de Teverga-San Emiliano y Cármenes-Villamanán

Aunque desde el punto de vista minero son cuencas diferentes que aparecen separadas por el Anticlinal de Villasecino, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural pueden considerarse la misma cuenca, ligada a la Unidad de la Sobia- Bodón.

Tienen una edad que abarca desde el Namuriense al Westfaliense B; la misma que abarca la Formación San Emiliano o productivo de ambas cuencas, formado por una alternancia de lutitas, calizas, areniscas y capas de carbón. Los carbones son fundamentalmente húllas, en ocasiones arcillosas y con alto contenido en carbonatos y volátiles.

No presenta en la actualidad ninguna mina activa, si bien hasta hace poco tiempo se explotaron varias capas a cielo abierto en los alrededores de Truébanos (Mina Rosario), situados un poco por encima del techo de la Formación Valdeteja y, por lo tanto, en la base del productivo (Formación San Emiliano). De estas capas, la inferior presenta un espesor medio de 3-6 m. y una corrida de 2.000 m.

El resto de las explotaciones se concentran en su mayor parte en la Cuenca de Teverga-San Emiliano, y más concretamente en el miembro Pinos de la Fm. San Emiliano, que presenta las capas de carbón más importantes. En la zona de Candemuela se situaba la explotación más importante del área (Mina Aurora), en la que se beneficiaron dos capas con bastante continuidad lateral (casi 4 Km.), que presentaban una potencia inferior a 1 m, aunque localmente llegaban a alcanzar entre 1,5 a 2 m. (RUIZ et al., 1981).

En el resto de la zona ocupada por el miembro Pinos aparecen varias capas de carbón situadas en muchos casos entre niveles de calizas y con pequeño espesor, únicamente en el área sinformal que discurre entre Cospedal y La Majúa, cobijada por uno de los cabalgamientos de Pinos, y en niveles equivalentes a los de Candemuela, aparecen capas de carbón de cierta entidad que fueron parcialmente beneficiados en una pequeña mina en las proximidades de Cospedal.

Según datos del IGME (1985) solamente la Cuenca de Teverga-San Emiliano presenta recursos de carbón explotables, que se concentran casi todos en el área de Teverga (Hoja de la Plaza); cifrándose estos en el área de San Emiliano en 18 x 106 de tm. de las cuales 14 x 106 tm. son hipotéticas y únicamente 1'5 x 106 tm. muy probables.

7.4. ROCAS INDUSTRIALES

En el conjunto de la Hoja existen un amplio y diversificado tipo de rocas y depósitos susceptibles de utilización industrial: calizas, cuarcitas, arenas y gravas; sin embargo sólo las calizas como rocas ornamentales y en mucha mayor medida como aridos para la construcción han sido explotadas con bastante intensidad.

Los niveles calcáreos que tradicionalmente han sido explotados son las formaciones: Láncara Barcaliente, Valdeteja y Santa Lucía y en menor medida: La Víd, Alba y Portilla.

Las Formaciones Alba y miembro superior de la Formación Láncara han sido objeto de explotaciones muy restringidas, utilizándose como piedras ornamentales por su carácter tableado y coloración rojiza.

El resto de las formaciones se han utilizado sobre todo en obras públicas de las que las más importantes han sido la Presa de Los Barrios de Luna y la Autopista Campomanes-León. Esta última todavía explota, en la cola del embalse del Luna, una cantera en la Formación Valdeteja; próxima a ésta, y en la vertiente sur del mismo crestón calcáreo, extrae también esporádicamente áridos a partir de un canchal bastante potente y poco cementado.

8. HIDROGEOLOGIA

La región estudiada presenta un clima continental extremado, con precipitaciones pluvio-nivales que suelen superar los 1.000 mm anuales. Estas constituyen la principal recarga de los acuíferos presentes en el área.

Las características hidrogeológicas de la zona están condicionadas por la naturaleza y estructura de las formaciones existentes. En general, no se puede hablar de unidades acuíferas mayores, ya que la compleja disposición estratigráfica y tectónica de las formaciones sólo permite la existencia de acuíferos locales aislados o con escasa comunicación hídrica entre sí.

Las formaciones precámbricas y paleozoicas que ocupan la mayor extensión superficial de afloramiento dentro de la Hoja se consideran como impermeables, desde el punto de vista textural. Tan sólo puede hablarse de materiales permeables al considerar los depósitos cuaternarios que, en forma de coluviones, llanuras aluviales o morrenas glaciares, recubren áreas importantes, sobre todo en la mitad N de la Hoja. La porosidad en los materiales del Precámbrico y Paleozoico viene determinada, en términos generales, por la fracturación originada durante las sucesivas fases tectónicas que han sufrido, y en lo referente a las rocas carbonáticas, por su karstificación, que condiciona la dinámica de la circulación subterránea.

Los materiales precámbricos (Formación Mora) constituyen un sustrato impermeable (acuífugo), como lo demuestra la casi total ausencia de surgencias en sus escarpes. Esto se debe al intenso grado de metamorfismo que presentan. Sólo se encuentran pequeñas fuentes ligadas a fallas, o frentes de cabalgamiento. El resto del agua que reciben se pierde en forma de escorrentía superficial, a través de los diversos arroyos y barrancos que drenan los sectores S y SW de la Hoja.

Las series paleozoicas, compuestas por materiales siliciclásticos, constituyen «acuíferos» aislados y anisótropos, debido a la desigual distribución de la fracturación. Dentro de ellos hay que destacar las formaciones que presentan alternancias o intercalaciones de cuarcitas y lutitas, en las cuales, las primeras, debido a su comportamiento diferencial frente a la fisuración, constituirán franjas acuíferas de cierto interés (Formaciones Barrios y Getino, Formación Furada-San Pedro, etc.).

Las formaciones calcáreas y dolomíticas del Devónico y Carbonífero son los que muestran mayor interés hidrogeológico debido a su potencia (hasta 500 m en la Formación Barcaliente), fracturación y karstificación, factores que pueden dar lugar al almacenamiento de grandes volúmenes de agua. Las manifestaciones principales del fenómeno kárstico son

los numerosos manantiales que afloran en los sectores N y NE de la Hoja (Manantiales de la Vega, de la Barrera, de Añaz, etc.). Estas surgencias vierten sus aguas a los diferentes arroyos y ríos que drenan la zona, entre los que destaca el Luna, que con una circulación en dirección W-SE ejerce como colector principal.

Un fenómeno a destacar es la existencia de manantiales con aguas termales, de entre los que destaca el de Caldas de Luna, que aporta un caudal superior a 10 m³/h. a una temperatura constante de 26 ° C. Sus aguas se encuentran muy mineralizadas (están clasificadas como sulfídricas cálcicas) y se las ha considerado históricamente minero-medicinales. La causa de estos fenómenos puede hallarse en la infiltración de agua hasta zonas profundas y el funcionamiento tardío de fracturas tardihercínicas profundas.

Por último, hay que tener en cuenta los numerosos acuíferos libres superficiales ligados a los depósitos cuaternarios. Ejemplos de éstos son los rellenos morrénicos y coluviales, que pueden recibir aguas procedentes de las formaciones adyacentes, dando lugar a fuentes de escaso caudal, y duración estacional (período invierno-primavera). Por otra parte, destacan las llanuras aluviales y terrazas constituidas por materiales detriticos muy permeables y transmisivos que almacenan aguas subáreas relacionadas con los cauces de los ríos y arroyos principales, sobresaliendo por su amplitud al del río Luna.

Los métodos de explotación más adecuados para los acuíferos descritos serían: captaciones mediante galerías, para los materiales paleozoicos (sobre todo si se trata de calizas karstificadas) y sondeos poco profundos (generalmente hasta 100 m), perforados a percusión o rotopercusión en zonas de rocas consolidadas con alta densidad de fracturación. Los acuíferos detriticos cuaternarios pueden aportar caudales importantes por medio de pozos ordinarios o con drenes radiales excavados en las llanuras aluviales y a través de zanjas de drenaje longitudinales en los valles llenos por coluviones y morrenas.

9. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. y JUNQUERA, G. (1916): Criaderos de hierro de España. T. II, Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 676 pp.
- ADRICHEN BOOGAERT, H. A. van. (1967): Devonian and lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 129-192.
- AGUEDA, J. A.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, F. J.; BARBA, P.; COLMENERO, J. R.; FERNANDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I., y VERA, C. (*in litt.*): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull. Soc. Géol. France*.
- ALMELA, A.; GARCIA FUENTES, S., y RIOS, J. M. (1956): *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 núm. 52 (Proaza)*. Primera serie. IGME, pp. 1-81.
- ALONSO, J. L.; ALVAREZ-MARRÓN, J., y PULGAR, J. A. (*in litt.*): Mapa Geológico de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, p. 18.
- ALONSO, J. L. (1987): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica. NO de España)*. Diputación Provincial de León. Instituto Fray Bernardino de Sahagún, pp. 1-275.
- ALONSO, V. (1986): *Geomorfología y sedimentología del valle de Degaña (SO de Asturias)*. Tesis de licenciatura, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- ALONSO HERRERO, E. (1987): Huellas de glaciarismo cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. (León). *Cuat. Geomorf.*, 1, pp. 49-59.
- ALVAREZ-MARRÓN, J. (1985): Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 15, pp. 189-202.
- ARAMBURU, C. (1987): Descubrimiento de Graptolitos arenigenses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, pp. 221-223.
- ARAMBURU, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctorado, Univ. de Oviedo. Tomo I, 531 pp. (Inédita).
- ARAMBURU, C.; GALLÁSTEGUI, G.; SUÁREZ, O.; CORRETGE, L. G.; BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): El vulcanismo Cambro-Ordovícico en la Zona Cantábrica. X Reunión de Xeoxia e Minería do NW Peninsular: Paleovulcanismo en el Macizo Hespérico. O Castro-Coruña. *Resúmenes Lab. Xeol Laxe*, pp. 49-51.
- ARAMBURU, C., y GARCIA RAMOS, J. C. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, pp. 11-13.
- ARBIZU, M. (1972): El Devónico inferior de la costa Asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Ast.*, XVI, 3, pp. 33-48.
- ARBOLEYA, M. L. (1981): La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Geol. Min.*, XCII -I, pp. 19-40.

- BALDWIN, C. T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In: *Trace fossils* 2. T. P. CRIMES y J. C. HARPER (eds.). *Geol. Jour. Spec. Iss.*, 9, pp. 9-40.
- BARDAJÍ, T. (1989): *Mapa Geomorfológico y Geomorfología de la Hoja del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 núm. 128 (Riello)*. Segunda Serie-Primera edición (MAGNA). ITGE.
- BARROS, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 pp.
- BASTIDA, F. (1980): Las estructuras de la primera fase hercíniana de deformación en la rama N de la Zona Asturoccidental-Leonesa (NW. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, pp. 173-176.
- BASTIDA, F. (1981): La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, pp. 35-54.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Geol. Min.*, XCV-VI, pp. 517-739.
- BEAUMONT, C. (1981): Foreland basins. *Geoph. Jour. R. Astron. Soc.*, 65, pp. 291-329.
- BECKARY, S. (1988): *Etude anatomique des vegetaux des coal balls carbonifères du site de Truébano provinde de León, Espagne*. Thèse Université des Sciences et Techniques de Lille, 403 pp. (Inédita).
- BLISS, J. D., y ORRIS, G. J. (1986): Descriptive model of simple Sb deposits. In: *Mineral deposit models*. COX, D. P.; BARTON, P. B., y SINGER, D. A. (eds). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1693, p. 183.
- BONNEMaison, M., y MARCOUX, E. (1987): Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. *Chron. Rech. Min.*, 488, pp. 29-42.
- BONNEMaison, M., y MARCOUX, E. (1990): Auriferous mineralization in some shear-zones: a three-stage model of metallogenesis. *Mineral. Deposita.*, 25-2, pp. 96-104.
- BOSCH, W. J. van den (1969): Geology of the Luna-Sil-Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, pp. 137-225.
- BOWMAN, M. B. J. (1979): The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sediment. Geol.*, 24, pp. 25-43.
- BOWMAN, M. B. J. (1980): *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield. (Inédita).
- BOWMAN, M. B. J. (1982): The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships

to other Namurian/Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, pp. 23-35.

BOWMAN, M. B. J. (1983): The genesis of algal nodule limestones from the Upper Carboniferous (San Emiliano Formation) of NW Spain. In: *Coated Grains*. T.M. PERYT (ed.). Springer-Verlag, pp. 409-423.

BOWMAN, M. B. J. (1985): The sedimentology and palaeogeographic setting of Late Namurian-Westphalian A basin-fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW León, Cantabrian Mts., NW Spain. In: *Papers on the carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)*. M. J. LEMOS DE SOUSA y R. H. WAGNER (eds.). An. Facul. Cin. Univ. Porto, Spec. Vol. Suppl. Vol. 64 (1983), pp. 117-168.

BOYER, S. E., y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. *Amer. Asocc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, pp. 1196-1230.

BRISKEY, J. A. (1986): Descriptive model of appalachian Zn. In: *Mineral deposit models*. Cox, D. P.; BARTON, P. B., y SINGER, D. A. (eds). U.S. Geol. Surv. Bull., 1693, pp. 222-223.

BROUWER, A. (1964a): Devonian biostromes and bioherms of the southern Cantabrian Mountains. In: *Deltaic and shallow marine deposits*. M.J.U. van STRAATEN (ed.). *Developments in Sedimentology*, 1, pp. 48-53.

BROUWER, A. (1964b): Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Ast.*, VIII (1-4), pp. 3-10.

BUDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964): Zur Frage von sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 7, pp. 414-429.

CACHAN, C. J. (1978): Palinoflora del Westfaliense A superior y B inferior de la cuenca hullera de Teverga (Oviedo, España). *Palinología*, 1, pp. 103-113.

CANNON, W. F. (1986): Descriptive model of Superior Fe. In: *Mineral deposit models*. D. P. Cox; P. B. BARTON y D. A. SINGER (eds.). U.S. Geol. Sur. Bull., 1693, 228 pp.

CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; VALLADARES, I.; NAVAL, A.; RUIZ, F.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ, C.; SÁNCHEZ DE POSADA, C., & TRUYOLS, J. (1985): Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cordillera Cantábrica) en su área-tipo. *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*, 1, pp. 345-362.

CAS, R. A. F., y WRIGHT, J. V. (1988): *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London, 528 pp.

COLMENERO, J. R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. (Inédita).

COLMENERO, J. R.; AGUEDA, J. A.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I.; BAHAMONDE, J. R., y BARBA,

- P. (1988a): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, NW Spain. In: *Fan-Deltas. Sedimentology and tectonic settings*. W. NEMEC y R. J. STEEL (eds.). Blackie & Son. Glasgow. pp. 267-285.
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P., y VERA, C. (1988b): *Informe estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente para la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) a escala 1:50.000*. Fondo Documental del I.T.G.E. 93 pp. (Inédito).
- COMTE, P. (1936a): La série dévonienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, pp. 237-239.
- COMTE, P. (1936b): Le Dévonien inférieur du León (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- COMTE, P. (1936c): Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne) *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, pp. 1198-1200.
- COMTE, P. (1936d): Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne). *C. R. Soc. Geol. France.*, 8-9, pp. 138-139.
- COMTE, P. (1937a): La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606.
- COMTE, P. (1937b): Les grès rouges de San Pedro (León). *Ann. soc. Geol. Nord*, 62(13), pp. 60-68.
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *C. R. 71ème Congrès Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, 440 pp.
- COO, J. C. M. DE (1974): *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía limestones in León, Spain*. Doctoral Thesis Univ. Est. Leiden. (Inédita).
- COO, J. C. M. DE; DEELMAN, J. C., y DER BAAN, D. van (1971): Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Emsian-Couvinian) in León and Asturias, Spain. *Geol. Mijnb.*, 50, 3, pp. 359-366.
- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALÁN, G.; MONTERO, P.; RODRIGUEZ PEVIDA, L. S.; SUÁREZ, O., y VILLA, L. (1987): Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). Actas e Comunicações, IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto. *Mem. Univ. Porto*, 1, pp. 469-498.
- CORRETGE, L. G., y SUÁREZ, O. (1990): Igneous rocks of the Cantabrian/Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). Springer-Verlag, pp. 72- 79.
- CRAMER, F. H. (1964): Some Acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnien) of the Cantabric Mountains in Spain. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 73 (1), pp. 33-38.

- CRESPO ZAMORANO, A. (1982): *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 núm. 76 (Pola de Somiedo)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 51 pp.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A., y ARBOLEYA, M. (1977): Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: T. P. CRIMES y J. C. HARPER (Eds.), *Trace fossils 2. Geol. Jour. Spec. Iss.*, 9, pp. 91-138.
- CRIMES, T. P., y MARCOS, A. (1976): Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain. *Geol. Mag.*, 113, pp. 350-356
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1970): Sur la découverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, XIV (1), pp. 1-11.
- DELEPINE, G. (1928): Sur l'age des grès du Naranco (Asturias). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 187, pp. 239-241.
- DELEPINE, G. (1932): Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturias. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 195, pp. 1401-1402.
- DENNIS, J. G.; PRICE, R. A.; SALES, K. K.; HATCHER, R.; BALLY, A. W.; PERRY, H. P.; LAUBSCHER, R. E.; WILLIAMS, R. E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D. K.; HUTTON, D. W., y EMMETT, T. (1981): What is a Thrust? In: *Thrust and Nappe Tectonics* (K. Mc Clay and R. H. Price Eds.) *Spec. Publ. Geol. Soc. London*. Núm. 9, pp. 7-9.
- DOZY, J. J. (1983): La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.*, T. XCIV-V, pp. 383-414.
- EICHMILLER, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, pp. 45-154.
- EICHMILLER, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, XCVII-V, pp. 590-607.
- EICHMILLER, K., y SEIBERT, P. (1984): Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, pp. 163-191.
- ENADIMSA (1981): *Investigación geológico-minera de hullas-antracitas en Teverga-Puerto Ventana*. Fondo Documental del I.T.G.E.
- EVERS, H. J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, pp. 83-151.
- FERNÁNDEZ, L. P. (1990): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. 322 pp. (inédita).
- FERNÁNDEZ, L. P.; AGUEDA, J. A.; COLMENERO, J. R.; SALVADOR, C. I., y BARBA, P. (1988): A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-

type fan deltas. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. W. NEMEC y R. J. STEEL (eds.) Blackie & Son, Glasgow, pp. 287-302.

FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ-ARANGO, R.; ALONSO REGUERA, F.; PEÓN PELÁEZ, A., & RODRÍGUEZ SUÁREZ, R. (1981): *Prospección general de la Cuenca Carbonífera de Quirós (Asturias, zona S)*. Fondo Documental I.T.G.E.

FISHER, R. V., y SCHMINCKE, H. U. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 472 pp.

FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geol.*, 21, pp. 291-306.

FOLK, R. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Ed. Hemphill's, Austin. 170 pp.

FRANKENFELD, H. (1982): Das Ende des devonischen Riff-Fazies im nordspanischen variszikum. *N. Jahrb. Geol. Abh.*, 39, pp. 1-91.

FÜHRER, J. (1982): Die San Pedro-Formation. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), pp. 1973-1975.

GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y CUESTA, A. (1990): El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 15, pp. 203-217

GANDL, J. (1977): Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 2) Die Trilobiten der Alba-Schichten (Unter-Visé bis Namur A). *Senckenber. Leth.*, 58, 1-3, pp. 113-217.

GANDL, J. (1980): Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gerbirges (NW-Spanien). 3. Trilobiten mit «kulm-charakter» aus dem Namur B. *Senckenberg Leth.*, 60, pp. 291-351.

GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A. (1976): Les faunes pelagiques du Devonien Moyen de Leon (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. de L'Espagne. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, vol. 96, p. 4.

GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LÓPEZ, S., y MÉNDEZ-BEDIA, I. (1979): Meeting of the International Subcomision on Devonian Stratigraphy. Guide book of the field trip. *Serv. Publ. Univ. de Oviedo*. 41 pp.

GARCÍA-ALCALDE, J. L., y RACHEBOEUF, P. R. (1978): Nouveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de L'Espagne). *Geobios*, 11, 6, pp. 835-865.

GARCÍA-RAMOS, J. C. (1977): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las series detríticas del Devónico medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.

GARCÍA RAMOS, J. C. (1978): Estudio e interpretacion de las principales facies sedimentarias

comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 10, pp. 195-226.

GARCÍA RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C., y BRIME, C. (1984): Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, pp. 27-33.

GARCÍA RAMOS, J. C.; SUÁREZ DE CENTI, C.; PANIAGUA, A., y VALENZUELA, M. (1987): Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, pp. 38-40.

GARCÍA-RAMOS, J. C.; SUÁREZ DE CENTI, C.; VALENZUELA, M., y ARAMBURU, C. (1986): Sedimentología de los depósitos de hierro oolítico del Silúrico y Devónico de la Cordillera Cantábrica. *Abastr. XI Congreso Español de Sedimentología*, Barcelona, 85 pp.

GARCÍA SÁNCHEZ, M.; LORENZO, L. S.; NAVAL, A., y RUIZ, F. (1981): *Cartografía geológico-minera del área de Robledo de Caldas-Cármenes (León)*. Fondo Documental del IGME. (Inédito).

GIETELINK, G. (1973): Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 125-144.

GINKEL, A. C. van. (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 225 pp.

GINKEL, A. C. van (1987): Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, Nw Spain). *Prod. Kon. Ned. Akad. Wet.*, Ser. B, 90, pp. 189-276.

GÓMEZ DE LLARENA, J.; RODRÍGUEZ ARANGO (1948): Datos para el estudio geológico de la Bahía Baja (León). *Bol. Geol. Min.* 61, pp. 72-206.

GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, pp. 249-265.

GUTIÉRREZ ALONSO, G., y VILLAR ALONSO, P.M. (1989): *Estudio Geológico del Precámbrico del Antiforme del Narcea*. Fondo Documental del ITGE, 108 pp. (Inédito).

GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral Univ. Complutense de Madrid. (Inédita).

GUTIÉRREZ MARCO, J. C., y RODRÍGUEZ, L. (1987): Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, pp. 209-220.

HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G., y WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge Earth Sci. Series, Cambridge University Press, 131 pp.

HEINZ, W. (1984): *Kartierung Altpaleozoischer Schichten und Beschreibung des Phreatomag-*

matischen Vulkanismus im Ordovizium des Südlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz León, Spanien). Dipl. Arbeit., Univ. Tübingen, 161 pp. (Inédita).

HEINZ, W.; LOESCHKE, J.; VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rundschau*, 74/3, pp. 623-639.

HELMIG, H. M. (1965): The geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 75-149.

HEMLEBEN, Ch., y REUTHER, C. D. (1980): Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, pp. 225-255.

HERAIL, (1984): *Geomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du nord-ouest de l'Espagne.* Thèse d'Etat. Editions du CNRS, Paris.

HEREDIA, N. (1984): La estructura de la Escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica) *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, pp. 65-78.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1961): La pequeña cuenca glaciar de Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 59, pp. 191-205.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): Explicación el nuevo Mapa Geológico de España. Tomo II: El sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, II (1), pp. 3-592.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO y ALMELA (1947): Fauna carbonífera de Villablino (León). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 17, pp. 1-24.

HEWARD, A. P. (1978): Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, pp. 451-488.

HIGGINS, A. C. (1971): Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 3, pp. 179-192.

HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T. y WAGNER, R. H. (1964): Basal Carboniferous strata in part Northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. Bel. Geol.*, 72, 2, pp. 205-248.

HORVATH, V. (1985): *Apports de la palynologie à la stratigraphie du Carbonifère moyen de l'Unité structurale de La Sobia-Bodón (Zone Cantabrique-Espagne).* Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques de Lille (Inédita).

I.G.M.E. (1985): *Actualización del inventario de Recursos de Carbón.* Inst. Geol. Min. España. 217 pp.

IRWIN, M. L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 49/4, pp. 445-459.

- JARITZ, W., y WALTER, R. (1970): Faziesuntersuchungen in Altapalaeozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552.
- JULIVERT, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 1, pp. 39-46.
- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1976): La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, Univ de Oviedo, 8, pp. 203-309.
- JULIVERT, M. (1983): La estructura de la Zona Cantábrica. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, Tomo I, pp. 339-381.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., y PÉREZ ESTAUN, A. (1977): La structure de la chaîne hercynienne dans le secteur ibérique et l'arc ibero-armoricain. In: *La Chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*. Coll. Internat. C.N.R.S. Rennes, 243, pp. 429-440.
- JULIVERT, M., y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1967): 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 herciniana. *Acta Geol. Hisp.*, 2(5), pp. 107-110.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., y FERNÁNDEZ-GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, 1-43.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1972): La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du NW de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España*. IGME, I, pp. 192-246.
- KEGEL, W. (1929): Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Z. dt geol. Ges.*, 81, pp. 35-62.
- KRANS, T. F. (1982): Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lowe Devonian of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), pp. 163-172.
- KULLMANN, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- KULLMANN, J. (1963): Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoides de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, pp. 205-241.
- LAZNICKA, P. (1985): *Empirical metallogenesis*. Elsevier.
- LEWEKE, B. (1980): The transition from sandy to carbonate sedimentation in the Lower Devonian of the Southern Cantabrian Mountains (La Vid Formation). Rundgespräch «Subsidenz Entwicklung», Tübingen. *Beitrag Nt.*, 8, pp. 188-192.

- LEYVA, F.; MATAS, J., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. 2.ª Serie MAGNA.* IGME, 98 pp.
- LOESCHKE, J. (1982): Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163,2, pp. 260-271.
- LOESCHKE, J., y ZEIDLER, N. (1982): Early Palaeozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, pp. 419-439.
- LÓPEZ-DÍAZ, F. (1984): *La estructura de la Unidad de Abelgas (Manto de Correcilla, Zona Cantábrica, León).* Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo, 66 pp. (Inédita).
- LOREDO, J., LUQUE, C., y GARCIA IGLESIAS, J. (1988): Conditions of formation of mercury deposits from the Cantabrian Zone (N Spain). *Bull. Mineral.*, 111, pp. 393-400.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 1-12. (Trad. por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, pp. 149-166).
- LOTZE, F. (1956): Das Praekambriums Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8, pp. 373-380.
- LOTZE, F. (1961): Das Kambrium Spaniens, Teil: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6, pp. 1-216 (283-498). (Trad. en Mem. Inst. Geol. España, 1975, pp. 1-256).
- LOTZE, F. (1962): Über pleistozäne Vergletscherungen in der Valnera Gruppe (stliches Kantabriches Gebirge). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 7, pp. 377-381.
- LUQUE, C. (1985): *Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica.* Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédita).
- LLOPIS LLADO, N. (1960): Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, Mostayal y Montsacro. *Brev. Geol. Ast.*, IV (3/4), pp. 3-132.
- LLOPIS LLADO, N. (1967): Sur le Dévonien inférieur des Asturias (Espagne). *Mem. BRGM*, 33, pp. 265-278.
- MALLADA, L. (1896): Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, t. 2, 1, 515 pp.
- MANJÓN, M. (1973): *Sedimentología de la Formación Santa Lucía, Cordillera Cantábrica, España.* Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédito).
- MARCOS, A. (1968): La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, pp. 59-87.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 6, pp. 3-113.
- MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of

- the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of Nw Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), pp. 256-260.
- MARTÍN PARRA, L. M. (1989): Memoria del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, núm. 128 (RIELLO). 2.^a Serie (MAGNA). I.T.G.E., 119 pp.
- MARTÍN SERRANO, A. (1985): *El relieve de la región occidental zamorana. Evolución geomorfológica del un borde del Macizo Hespérico*. Inst. Estud. Zamoranos, Diput. de Zamora-CSIC. 311 pp.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A.; CARPIO, V.; GUTIÉRREZ CLAVEROL, M.; MARCOS, A., y VARGAS, I. (1968): Nota sobre las características estructurales de la zona del Cueto Negro (Cordillera Cantábrica). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, 2, 25-28.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa). *Corp. Geol. Gallicae*, serie II, 291 pp.
- MARTÍNEZ DÍAZ, C.; GRANADOS, L. F.; LEYVA, F.; LAVEINE, J. P.; SOLOVIEVA, M. N.; REITLINGER, E. A.; GERVILLA, M.; LOBOZIAK, S.; BROUSMICHE, C.; CANDILIER, A. M.; PENDAS, F. Y HORVATH, V. (1985): Aportaciones a la cronoestratigrafía del Carbonífero medio de Asturias y nuevos datos para un intento de correlación de las escalas marinas y continentales. *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*. 1983, 1, pp. 269-280.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E., y ARENILLAS, M. (1979): Algunos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Act. Geol. Hisp.*, 14, pp. 445-450.
- MATAS, J.; ABEJARO, V.; FERNÁNDEZ, L., y FERNÁNDEZ PELLO, J. (1982): Memoria del mapa Geológico de España. E. 1:50.000, núm. 127 (NOCEDA). 2.^a Serie MAGNA-Primera edición, ITGE, 63 pp.
- MATAS, J.; FERNANDEZ, L.; (1982): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 127 (Noceda) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. 2.^a Serie MAGNA*. IGME. 63 pp.
- MATTE, Ph. (1968): Precision sur le Precambrien schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies, comparaisons avec les autres affleurements precambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne. *Rev. Geol. Phys. Geol. Dyn.*, 10, pp. 205-211.
- MEER MOHR, C. G. van der (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 233-316.
- MEER MOHR, C. G. van der (1983): The Lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrión Province in the Cantabrian zone of Northwest Spain. *ITC Journal*, 3, pp. 205-213.
- MEER MOHR, C. G. van der.; KUIJPER, R. P.; VAN CALSTEREN, P. W. X. (1981): The Hesperian Massif: from Iapetus Aulacogen to ensialic orogen. A model for its development. *Geol. Rundschau*, 70, pp. 459-472.
- MEER MOHR, C. G. van der, y SCHREUDER, G. A. N. H. (1967): On the petrography of the Láncara Formation from the Sierra de la Filera (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 38, pp. 185-189.

- MÉNDEZ BEDIA, I. (1971): Nota sobre las microfacies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España). *Breviora Geol. Asturica*, 15, 2, pp. 17-32.
- MÉNDEZ BEDIA, I. (1976): Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 9, pp. 1-93.
- MÉNDEZ CECILIA, A. F. (1985): *Estudio de la evolución de los carbones de la cuenca Ciñera-Matallana, León*. Tesis de Doctorado, Univ. de Oviedo. 269 pp. (inédita).
- MENÉNDEZ, J. R. (1978): Conodontos de la Formación Genicera en el corte de Entrago (Teverga-Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, 22 (4).
- MOHANTI, M. (1972): The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, Prov. León, NW Spain. Carbonate facies and Rhynchonellid palaeontology. *Leidse Geol. Meded.*, 48, pp. 135-205.
- MONTESINOS, J. R. (1981): El Ordovícico Medio en el área de Cabo Peñas. Correlación con Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe, Geol.*, 2, pp. 175-185.
- MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R. H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971): The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 3, pp. 307-363.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11. IX Int. Sediment. Congr.*, Nice, pp. 21-36.
- NAVAL, A.; RODRÍGUEZ-SUÁREZ, R., y RUIZ, F. (1981): *Prospección previa del Carbonífero de la Cuenca de San Emiliano*. Fondo Documental del IGME, 141 pp. (Inédito).
- NAVARRO VÁZQUEZ, D. (1982): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 101 (Villablino)*. 2^a serie MAGNA, 1.^a edición. IGME, 56 pp.
- NEVES, R. (1964): The stratigraphic significance of the small spore assemblages of the La Camocha mine, Gijón, N. Spain. *C. R. V Int. Congr. Strat. Geol. Carb.* Paris, III, pp. 1229-1238.
- NUSSBAUM, F., y GIGAX, F. (1953): La glaciaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Est. Geográficos*, 51, pp. 261-270.
- OELE, E. (1964): Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, 100 pp.
- PANIAGUA, A., y RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S. (1989): A gold metallogenic province related to late-hercynian deep faults in the southern part of the Cantabrian Zone, Northern Spain. *Symp. «Gold'89 in Europe»*, Toulouse.
- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S., y GUTIÉRREZ VILLARIAS, J. L. (1989): Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au-(Pb-Zn-Cu-Ag) mineralizations rela-

ted to mafic-intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian Zone, North Spain. *Symp. «Gold'89 in Europe»*, Toulouse.

PARGA PEINADOR, J. R. (1969): *Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO de la Península Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo. Oviedo. 34 pp. (Inédita).

PARGA, J. R., y LUQUE, C. (1971): Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXII (III-IV), pp. 310-320.

PEARCE, J. A., y CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.

PELLO, J. (1968): *Sobre la existencia del devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo*. Brev. Geol. Ast., XII (3), pp. 11-16.

PELLO, J. (1972): *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Inédita).

PELLO, J. (1976): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 52 (Proaza) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Segunda serie (MAGNA)-Primera edición. IGME, 53 pp.

PELLO, J., y PHILIPPOT, A. (1967): Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (Zone orientale des Asturias, NO. de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 4, pp. 156-157.

PÉREZ-ESTAUN, A. (1971): La Ventana Tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.*, 15, (1), pp. 7-13.

PÉREZ-ESTAUN, A. (1973): Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, 17 (1), pp. 5-16.

PÉREZ-ESTAUN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturooccidental-Leonesa, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 149 pp.

PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRON, J.; MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorian Arc.). *Tectonics*, 7(3), pp. 517-537.

PÉREZ GARCIA, L. C. (1977): *Los sedimentos auríferos del NO de la cuenca del Duero (Provincia de León, España)*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédita).

POL, C. (1976): *Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Las Mazas (Morcín)*. Tesis de Licenciatura.

POLL, K. (1963): Zur Stratigraphie des Altpalaozoikums von Belmonte (Asturien/Nord-spa-nien). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, t. 117, pp. 235-250.

PRADO, C. DE (1857): Lettre à M. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturias, *Bull. Soc. Geol. France*, 2.^a ser., 15, pp. 91-93.

- PRADO, C. DE, y VERNEUIL, E. DE (1850): Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Sol. Geol. Fr.*, 2.^a ser., VII, pp. 137-155.
- PULGAR, J. A. (1980): *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-Leonesa (Cord. Hercínica, NW. España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo. 334 pp. (Inédita).
- RADIG, F. (1962): Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, 51(1), 249-267. (Trad. por: J.M. RIOS, 1963. *Estratigrafía del Devoniano en Asturias. Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 72, pp. 105-127.)
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc-Graw Hill Co. New York, 568 pp.
- RAMSAY, J. G.; CASEY, M., y KLIGFIELD, R. (1983): Role of shear in developement of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11, pp. 439-422.
- RAVEN, J. G. M. (1983): Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, pp. 265-339.
- REIJERS, T. J. A. (1972): Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the embalse del Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, pp. 163-249.
- REUTHER, C. D. (1977): Das Namur im sdlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). Krustenbewegunden und faziesdifferencierung im ubergang Geosinklinale-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- RICH, J. L. (1934): Mechanics of low angle overthrusting fultings as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *Bull. Amer. Asoc. Petr. Geol.*, 18, pp. 1584-1596.
- RIDING, R. E. (1979): Donezella bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3, pp. 787-794.
- rittmann, A. (1973): *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag. Berlin. 262 pp.
- RODRÍGUEZ, R. M. (1979): *Palinoestratigrafía por medio de miosporas acritarcos, de las formaciones San Pedro, Furada y Carazo (Silúrico superior-Devónico inferior; Cordillera Cantábrica) en las provincias de León, Oviedo y Palencia*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 476 pp. (Inédita).
- RODRÍGUEZ-ARANGO, R., y NAVAL, A. (1984): *Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, Zona Norte)*. Fondo documental ITGE, 120 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Evolución estrucutral de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, pp. 151-162.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1985a): La

sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el sinclinal de Alba (León, N.O. de España). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, pp. 133-144.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; GALLASTEGUI, G.; VILLA, E., y LEYVA, F. (1989): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1: 50.000* núm. 54 (Rioseco). Segunda serie MAGNA-Primera edición. ITGE, 108 pp.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L., y VELANDO, F. (1985): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000* núm. 106 (Camporredondo de Alba). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 98 pp.

RUIZ, F.; NAVAL, A., y RODRÍGUEZ SUÁREZ, R. (1981): *Prospección previa de la cuenca carbonífera de San Emiliano (El Bierzo-Villablino)*. Fondo Documental del IGME, 141 pp. (Inédito).

RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 1-74.

RYTUBA, J. J. (1986): Descriptive model of hot-spring Hg. In: *Mineral deposit models*. Cox, D. P.; BARTON, P. B., y SINGER, D. A. (eds.). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1693, pp. 178-179.

SAAVEDRA, J. L. (1967): Características y edad de una roca piroclástica en el valle de río Torío (Prov. de León). *Bol. Geol. Min.* pp. 103-104, pp. 88-92.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983a): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, pp. 133-150.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983b): *Libro guía de la excursión F. Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica*. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid, 154 pp.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; VERA DE LA PUENTE, C.; SUÁREZ DE CENTI, C., y AGUEDA VILLAR, J. A. (1984): Facies y ambientes sedimentarios del Silúrico y Devónico inferior en la región central de Asturias. In: *Homenaje a Luis SÁNCHEZ DE LA TORRE*, Publ. Geol., Univ. Auton. Barcelona, 20, pp. 57-71.

SAVAGE, J. F., y BOSCHMA, D. (1980): Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse, Geol. Meded.* 50 pp. 75-114.

SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, pp. 41-43.

SOZUY, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, pp. 7-8, pp. 217-408 (499-690).

SDZUY, K. (1967): Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 1, pp. 77-133.

- SDZUY, K. (1968): Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, pp. 45-57.
- SDZUY, K. (1971): La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *C.R. I Congr. Hispano-Luso-American de Geol. Econ., Sec. 1 Geol.*, 2, pp. 769-782.
- SHACKLETON, L.V. (1958): Downward-facing structures of the Highland border. *Quart. Jour. Geol. Soc. Lond.*, 113, pp. 361-392.
- SILLITOE, R. H.; BAKER, E. M., y BROOK, W. A. (1984): Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, 79, pp. 638-655.
- SMITS, J. (1965): The Caldas Formation, a new Devonian Unit in Leon (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31 pp.
- SITTER, L. U. DE (1961): Le Précambrien dans le Chaine Cantabrique. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.* (9). 253 pp.
- SITTER, L. U. DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Geological map with section scale 1:100.000. *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 255-264.
- SITTER, L. U. DE, y BOSCH, W. J. van den (1968): The structure of the SW part of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 213-216.
- SJERP, N. (1967): *The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)*. *Leidse. Geol. Meded.*, 39, pp. 55-128.
- SPYCHER, N. S., y REED, M. H. (1989): Evolution of a Broadland-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals. *Econ. Geology*, 84, pp. 328-359.
- STAALDUINEN, C. J. van (1973): Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 167-205.
- SUÁREZ, O., y CORRETGE, L. G. (1987): Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. 13-25. In: *Geología de los granitoídes y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda. Madrid. 542 pp.
- SUÁREZ DE CENTI, C. (1988): *Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Fm. Furada/San Pedro (Silúrico Sup.-Devónico Inf.). Zona Cantábrica, cuenca Astur-leonesa*. In: Estudio de los sedimentos precarboníferos, la estructura y evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. Informe núm. 7, Estratigrafía y sedimentología. Fondo documental ITGE, 273 pp. (Inédito).
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend-folding. *Am. Jour. Sci.*, 283, pp. 684-721.
- TANKARD, A. J. (1986): On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure.

examples from the Appalachian and Rocky Mountain basin. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 8, pp. 369-392.

TOYOS, J. M. (1988): *Estructura del extremo Noroccidental del manto de Correcillas (Zona Cantábrica, NW España)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo, 41 pp. (Inédita).

TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; GARCIA-ALCALDE, J. L.; GARCIA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; TRUYOLS-MASSONI, M.; VILLA, E.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; ALLER, J., & LORENZO, P. (1982): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 77 (La Plaza) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Inst. Geol. Min. España.

TRUYOLS, J., y JULIVERT, M. (1976): La sucesión paleozoica entre el Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 8, pp. 5-30.

TRUYOLS, J., y JULIVERT, M. (1983): El Silúrico en el Macizo Ibérico. In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España*. IGME, 1, pp. 246-265.

TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A., y JULIVERT, M. (1974): Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Geol. France*, 16(1), pp. 23-25.

TRUYOLS, J., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1983): El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, pp. 37-59.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., jr., y THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, Ch. E. (ed.), *Seismic stratigraphy -applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., 26, pp. 83-97.

VAVRA, G. (1984): *Kartierung paläozoischer schichten und phreatomagmatischen vulkanismus im Ordovizium des südlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz. León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit, Univ. Tübingen, 139 pp.

VERA, C. (1975): Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Sograndio (Proaza, Asturias). *Tesis de Licenciatura*.

VERA, C. (1988): Estratigrafía y Sedimentología de los grupos Rañeces y la Vid en la Cordillera Cantábrica, (Asturias y León) *Tesis Doctoral*, Univ. de Oviedo. (Inédita).

VIDAL BOX, C. (1958): Algunos datos sobre morfología y depósitos cuaternarios en la región montañosa de Laciana y Babia Alta (Provincia e León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 61, pp. 143-168.

VILAS, L. (1971): El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 80, 169 pp.

VILLA, E. (1982): Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su localidad tipo. *Revista Española de Micropaleontología*, XIV, pp. 63-72.

VILLA, E.; HORVATH, V.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1988): Datos

paleontológicos y edad de la sección de Villamanín (Carbonífero, C. Cantábrica NW de España). En: *II Congreso Geológico de España, Granada: Comunicaciones*, Vol 1, pp. 337-341.

WAGNER, R. H. (1959): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estudios Geol.*, XV, pp. 398-420.

WAGNER, R. H. (1963): A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74, pp. 171-334.

WAGNER, R. H. (1965): Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers, III: Callipteridium and Alethopteris. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 78, pp. 5-70.

WAGNER, R. H., y ARTIEDA, J. I. (1970): *La Cuenca Minera de Ciñera-Matallana*. Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa. 289 pp.

WAGNER, R. H., y BOWMAN, M. B. J. (1983): The position of the Bashirian/Moscovian boundary in West European chronostratigraphy. *Newsl. Stratigra.* 12(3), pp. 132-161.

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, pp. 5-23.

WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. J., y RIDING, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 4, pp. 603-663.

WALKER, R. G. (1978): *Facies Models, Second Edition*. Ed. R. G. WALKER. Geological Association of Canada Publications.

WALTER, R. (1966): Resultado de las investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO de España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 89, pp. 7-16.

WALTER, R. (1968): Die geologie in der Nordstlischen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27, pp. 3-70.

WILLIAMSON, I. A. (1970): Tonsteins: their nature, origins and uses. *Mining Mag.*, 122, pp. 203-211.

WINKLER PRINS, C. J. (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.

WOHLETZ, K. H., y SHERIDAN, M. F. (1983): Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff ring and tuff cones. *Am. Jour. Sci.*, pp. 283-413.

ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. España) y su distribución geográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 5, pp. 3-118.

ZAMARREÑO, I. (1975): Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In: *Tidal*

deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts. R. N. GINSBURG (ed.) Springer-Verlag, pp. 323-332.

ZAMARREÑO, I. (1978): Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico, tomo homen. I. Parga Pondal*. Ed. del Castro, La Coruña, pp. 287-311.

ZAMARREÑO, I. (1981): Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their paleoenvironmental significance. In: *Phanerozoic stromatolites*. C. L. MONTY (ed.) Springer-Verlag, pp. 5-18.

ZAMARREÑO, I. (1983): El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España*. IGME, I, pp. 117-191.

ZAMARREÑO, I., y JULIVERT, M. (1967): Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, pp. 135-163.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID