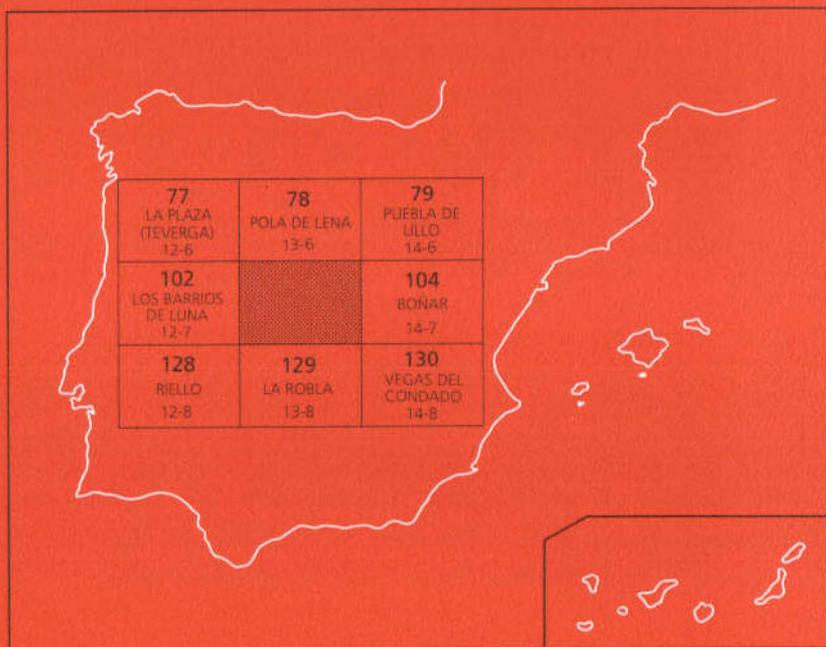




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



LA POLA DE GORDÓN

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270 / 1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LA POLA DE GORDÓN

Primera edición

MADRID, 1990

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Pola de Gordón han sido realizados por el Servicio de Geología del I.T.G.E. en colaboración con la Universidad de Oviedo y el Servicio Geológico de la Sociedad Hullera Vasco Leonesa (S.H.V.L.); habiendo participado en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico

- J. L. Alonso (Univ. de Oviedo), A. Suárez Rodríguez (I.T.G.E.), L. R. Rodríguez Fernández (I.T.G.E.), P. Farias (Univ. de Oviedo) y F. Villegas (S.H.V.L.).

Mapa Geomorfológico

- J. Marquín, R. A. Menéndez Duarte y M. Jiménez (Univ. de Oviedo)

Memoria

- Introducción y antecedentes: J. L. Alonso (Univ. de Oviedo), y L. R. Rodríguez Fernández (I.T.G.E.).
- Estratigrafía: P. Barba y L. P. Fernández (I.T.G.E.).
- Geomorfología: J. Marquín, R. A. Menéndez Duarte y M. Jiménez (Univ. de Oviedo).
- Tectónica: J. L. Alonso (Univ. de Oviedo), A. Suárez Rodríguez (I.T.G.E.).
- Rocas Igneas: G. Gallastegui (I.T.G.E.).
- Historia Geológica: J. L. Alonso (Univ. de Oviedo).
- Geología Económica: A. Paniagua (Univ. de Oviedo), N. Heredia (I.T.G.E.), F. Villegas (S.H.V.L.), J. A. Martínez Álvarez (Univ. de Oviedo) y M. Torres Alonso (C.S.I.C.).
- Hidrogeología: L. Galán (I.T.G.E.).

Asimismo, han colaborado en aspectos parciales:

Paleontología: E. Villa (Univ. de León) en Fusulináceos.

Estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central: F. J. Barba (Univ. Oviedo).

Trabajos de campo y gabinete: A. García González, C. Salvador Alonso e I. Bravo Fernández (Univ. de Oviedo).

Dirección del Estudio

- L. R. Rodríguez Fernández.

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	7
1.1. Situación y Generalidades	7
1.2. Antecedentes	8
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. Formación Herrería (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)	10
2.2. Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio)	12
2.3. Formación Oville (Cámbrico Medio)	15
2.4. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)	18
2.5. «Capas de Transición»: Formaciones Getino, Luarca y Viodo	21
2.5.1. Formación Getino (Cámbrico Superior Llandovery)	21
2.5.2. Formación Pizarras de Luarca (Llanvirn)	22
2.5.3. Formación Viodo (Asghill)	24
2.6. Silúrico	24
2.6.1. Formación Formigoso (Llandovery Medio-Wenlockiense inferior)	24
2.6.2. Formación San Pedro-Furada (Wenlockiense Superior-Gediniense Inferior)	25
2.7. Devónico	29
2.7.1. Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)	29
2.7.2. Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior-Eifaliense)	32
2.7.3. Formación Pizarras de Hurgas (Eifaliense-Givetiense)	35
2.7.4. Formación Caliza de Portilla (Givetiense-Frasniense)	38
2.7.5. Las areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocado, Pizarras de Fueyo y Areniscas de La Ermita) (Frasniense-Tournaisiense Inferior)	40
2.8. Carbonífero	44
2.8.1. Formación Baleas (Tournaisiense)	44

2.8.2.	Formación Vegamian (Tournaisiense Medio-Superior)	45
2.8.3.	Formación Alba (o Genicera) (Viseense)	46
2.8.4.	Formación Barcaliente (Serpujoviense)	48
2.8.5.	Series Namurienses de los Sinclinales de Alba y Pedroso	50
	2.8.5.1. Formación Cuevas (Sinclinal Alba)	50
	2.8.5.2. Las Series detríticas del Sinclinal del Pedroso	52
2.8.6.	Formación Valdeteja (Bashkiriense)	52
2.8.7.	Formación San Emiliano (Bashkiriense–Moscoviense Inferior) .	55
2.8.8.	Grupo Lena y Sama de la Cuenca Carbonífera Central	62
	2.8.8.1. La Sucesión Carbonífera en La Escama de Forcada .	65
2.8.9.	Estefaniense: Cuenca de Ciñera-Matallana	67
2.8.10.	Sedimentos estefanienses de Canseco y de Rucayo	71
2.9.	Cretácico	73
	2.9.1. Formación Utrillas (Albiense-Turonense)	73
3.	GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS	74
3.1.	El sistema fluvial	74
3.2.	Los procesos de dinámica de laderas	75
3.3.	Procesos kársticos	78
3.4.	Formas y depósitos antrópicos	79
4.	TECTONICA	79
4.1.	Introducción	79
4.2.	La unidad de Correcillas	80
	4.2.1. La Escama de Correcillas	80
	4.2.2. La Escama de Rozo	82
	4.2.3. La Escama de Bregón	84
4.3.	La Unidad de Bodón	84
	4.3.1. La Escama de Gayo	85
	4.3.2. El Manto de Bodón	85
	4.3.3. El Apilamiento Antiformal del Cueto Negro	85
	4.3.4. La Escama de Forcada	86
4.4.	La Cuenca Carbonífera Central	86
4.5.	La relación entre cabalgamientos y pliegues	86
5.	ROCAS IGNEAS	89
5.1.	Introducción	89
5.2.	Rocas volcánicas	91
	5.2.1. Chimeneas y cráteres volcánicos	91
	5.2.2. Sills de Diabasa	96
	5.2.3. Consideraciones genéticas y encuadre geotectónico	97
5.3.	Rocas intrusivas	98
6.	HISTORIA GEOLOGICA	104
7.	GEOLOGIA ECONOMICA	105

7.1.	Minería no energética (Metálica)	106
7.1.1.	Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au en rocas carbonatadas	106
7.1.2.	Epitermales de Cu-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas	108
7.1.3.	Epitermales de Pb-Zn-Ba-(Cu) en rocas carbonatadas	109
7.1.4.	Epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas	110
7.1.5.	Epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatas	112
7.1.6.	Sedimentario-Exhalativos de Fe-Mn ligados a areniscas y limolitas	113
7.2.	Minería no energética (no metálica)	114
7.3.	Minería energética	115
7.3.1.	La Cuenca Carbonífera Central	115
7.3.2.	La Cuenca de Canseco-Rucayo	116
7.3.3.	La Cuenca de Ciñera-Matallana	116
7.4.	Rocas Industriales	118
7.4.1.	Calizas	119
7.4.2.	Cuarcitas	119
7.4.3.	Arenas	120
7.4.4.	Gravas	120
8.	HIDROGEOLOGIA	120
9.	BIBLIOGRAFIA	122

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION Y GENERALIDADES

Desde el punto de vista geográfico, la Hoja de Pola de Gordón se sitúa fundamentalmente en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, al N de la provincia de León, con excepción del ángulo NO de la hoja, que pertenece a la vertiente N y al Principado de Asturias. El relieve es montañoso en todo el área, con altitudes que oscilan entre los 1.000 y 2.000 m. En la vertiente S ocupa parte de las cuencas de los ríos Luna, Bernesga y Torío, que pertenecen a la cuenca del Esla; la vertiente N corresponde a la cabecera del río Pajares, perteneciente a la cuenca del Nalón.

El fuerte encajamiento de la red hidrográfica, especialmente en la vertiente N, determina que el relieve tenga un carácter relativamente juvenil. La disposición geométrica de las formaciones geológicas, en alineaciones con marcado carácter E- O, hace que el relieve tenga un fuerte control litológico, con cordales alineados predominantemente en esa dirección y una red fluvial cuyos cauces mayores cortan transversalmente a esas alineaciones y los cauces menores, así como numerosos tramos de los mayores; muestran una disposición subsecuente, excavando sus valles en las formaciones menos resistentes.

La actividad económica del área se centra en la ganadería y en la minería del carbón, esta última localizada en el ángulo SE de la hoja (Cuenca Carbonífera de Ciñera-Matallana) y en el borde septentrional (Cuenca Carbonífera Central).

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Pola de Gordón se sitúa en la Zona Cantábrica (ZC), que es la más externa de las zonas en que se divide el Orógeno Herciniano en el NO de la Península Ibérica (LOTZE, 1954; JULIVERT *et al.*, 1972). La ZC se caracteriza por la ausencia de metamorfismo y por el escaso y esporádico desarrollo de foliaciones tectónicas, en contraste con zonas occidentales en donde ambos fenómenos están generalizados; las estructuras más características son cabalgamientos y pliegues asociados, en relación con una tectónica de despegue.

La Hoja de Pola de Gordón se sitúa en la parte S de la Zona Cantábrica ZC y comprende parte de dos grandes unidades alóctonas de dicha zona: La Unidad de la Sobia-Bodón

(MARCOS, 1968) y la Unidad de Somiedo-Correcilla (JULIVERT *et al.*, 1968). Mas escasamente representada, en el borde septentrional de la hoja, se presenta otra unidad de la ZC denominada Cuenca Carbonífera Central (JULIVERT, 1967) (ver esquema tectónico y Fig. 1). En la hoja afloran casi exclusivamente materiales paleozoicos; únicamente en el ángulo SE del mapa se presenta un pequeño afloramiento de materiales cretácicos. Las unidades alóctonas están constituidas por una sucesión sedimentaria que abarca desde el Cámbrico hasta el Westfaliense, y que presenta lagunas estratigráficas, así como materiales volcánicos y subvolcánicos incluidos en la sucesión Cámbrico-Ordovícica. El Estefaniense se dispone discordante, fosilizando las superficies de cabalgamiento, aunque también está afectado por la deformación (Fig. 1).

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 sinorogénica típicas del relleno de una cuenca de antepaís durante el Namuriense y Westfaliense y a condiciones subaéreas, en cuencas intramontañosas durante el Estefaniense.

1.2. ANTECEDENTES

Dejando aparte los primeros mapas generales de la ZC (ADARO y JUNQUERA, 1916) y algún trabajo de carácter local dedicado al Carbonífero productivo (MALLADA, 1887), las primeras publicaciones en donde se establece sobre bases firmes la estratigrafía y estructura del área de esta hoja, apoyadas en la elaboración de una excelente cartografía básica, se deben a COMTE (1936, 1937 a y b, 1938, 1959). En 1959 este autor publica un mapa que incluye la mayor parte del área de esta hoja y sectores mas occidentales; en dicho mapa están representados los rasgos básicos de la distribución de las distintas formaciones estratigráficas y las estructuras tectónicas mayores.

Mas tarde, SITTER (1962) publica otro mapa que amplía considerablemente la cartografía de COMTE y da mayores precisiones para la sucesión carbonífera. Posteriormente, sus discípulos continuaron su labor con mapas más detallados, algunos de los cuales (EVERS, 1967; STAALDUINEN, 1973) incluyen parte de la Hoja de Pola de Gordón.

A partir de la década de los 60 debe destacarse también la labor cartográfica de la Universidad de Oviedo, que comienza con los trabajos de MARTINEZ ALVAREZ *et al.* (1968) y MARCOS (1968) en la Unidad de la Sobia Bodón, en donde se da a conocer la Ventana Tectónica de Cueto Negro. Esta labor se prosigue más tarde con los trabajos de TARRIO (1972), ORTEGA (1977) y ALVAREZ MARRON (1985) en la Unidad de Somiedo-Correcilla, y con un mapa del sector meridional de ambas unidades recientemente publicado (ALONSO *et al.*, 1989).

Referido casi exclusivamente al carbonífero productivo, debe destacarse el mapa de WAGNER y ARTIEDA (1970) sobre la Cuenca Estefaniense de Ciñera-Matallana.

Respecto a otros trabajos previos de índole mas específica, sea estratigráfica o estructural, nos referiremos a ellos en los capítulos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFIA

La sucesión paleozoica de esta hoja, al igual que la del resto de la ZC, puede considerarse dividida en dos grandes unidades; una preorogénica y otra sinorogénica. En esta hoja la unidad preorogénica abarca desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Inferior y está constituida por formaciones carbonatadas y siliciclásticas depositadas en una plataforma marina generalmente estable; algunos tramos de la sucesión han sido interpretados recientemente como depósitos fluviales. Esta sucesión preorogénica presenta dos lagunas: una abarca el Ordovícico Medio y Superior (COMTE, 1959) y se presenta casi generalizada; únicamente en el ángulo SO de la hoja se han reconocido depósitos de esta edad (LEYVA *et al.*, 1984); otra es de edad pre-Famenienense Superior, y su lapso de tiempo se incrementa progresivamente hacia el NE, de modo que en este ángulo de la hoja llegan a faltar las formaciones del Devónico Medio y Superior; mientras que en el sector SO de la hoja la sucesión es prácticamente completa (COMTE, *op cit*; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985).

Las formaciones del Carbonífero Superior son sinorogénicas, con elevadas tasas de sedimentación, fuertes diaconismos y rápidos cambios laterales de facies. Estos cambios laterales se identifican en el mapa como digitaciones entre las formaciones de edad Namuriense-Westfaliense. Los materiales de esta edad se encuentran concordantes con la sucesión preorogénica, e involucrados en la tectónica de cabalgamientos, presentando facies marinas y de transición; se presentan por delante de los cabalgamientos mayores (Correcillas, Gayo, Bodón y Forcada, Fig. 1) y en el núcleo de algunos sinformales de la Unidad de Correcillas. Por el contrario, los depósitos más tardíos, de edad Estefaniense, se encuentran discordantes sobre las superficies de cabalgamiento y son de carácter exclusivamente continental; se presentan en un gran sinclinorio situado en el sector SE de la hoja y en un afloramiento de mucha menor extensión situado por delante del cabalgamiento de Forcada.

2.1. FORMACION HERRERIA (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior)

Corresponde al nivel más antiguo que aflora en esta hoja. Esta formación definida por COMTE (1938), se dispone por medio de una discordancia angular sobre las pizarras de bajo grado metamórfico de la Formación Mora (LOTZE, 1956; SITTER, 1961; PEREZ ESTAUN, 1971, 1978; entre otros), de edad Precámbrico Superior como se puede observar en la vecina Hoja de Barrios de Luna.

Dentro de esta formación en la Zona Cantábrica se separan informalmente 3 miembros:

— El miembro inferior consiste en una alternancia de areniscas, lutitas y capas de dolomía. Son frecuentes en él ripples de oleaje y granos de glauconita. Contiene icnofauna del techo del Precámbrico, Ediacareense (DOZY, 1984).

— El miembro medio está formado por un paquete espeso de areniscas de grano grueso y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones cruzadas de un marcado carácter unidireccional. La parte superior podría, al menos localmente, formar una megasecuencia granodecreciente.

— El miembro superior se compone, como el inferior, de alternancias de areniscas, lutitas y dolomías. Ha sido denominado «Capa de Transición» o «Barrios Schichten» (Capas de Barrios) por LOTZE (1961).

En esta hoja, la Formación Herrería aflora en el Manto de Bodón y justo al sur de la Unidad de Correcillas, en el ángulo SO de la hoja; la potencia máxima apreciada por MARCOS (1968) es de 500 m (Cumbre de Carbajosa). Este autor observa que se trata de un conjunto muy uniforme de areniscas feldespáticas de tono rosado o blanco lechoso, grano grueso o muy grueso, y con lentejones de conglomerados con clastos de cuarzo —muy bien redondeados— generalmente de más de 5 cm de diámetro. Son frecuentes los niveles con más estratificación o laminación cruzada y granoclasificación (grosera). Asimismo; no se encuentra en todo el sector entre el Puerto Pajares y la Sierra de Cueto Negro, ningún nivel dolomítico dentro de la sucesión. Los niveles pizarrosos son escasos; la formación comienza con un delgado espesor de pizarras arenosas amarillentas y sólo en la superficie de cabalgamiento del manto en la zona del Cueto Negro y arroyo de Vildeo, afloran unos metros de pizarrillas granates muy micáceas y arenosas, sobre los que se sitúa un nivel de conglomerados de matriz rojiza.

La Formación Herrería ha sido interpretada en su conjunto como depósitos marinos someros (COMTE, 1959; OELE, 1964; RUPKE, 1965; SJERP, 1967; EVERS, 1967; VILAS, 1971; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) con influencia mareal (LEGG, en CRIMES *et al.*, 1977). Ciertos autores piensan que algún tramo pudiera corresponder a un ambiente deltaico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; SAVAGE y BOSCHMA, 1980) o incluso ¿fluvial trenzado? (BOSCH, 1969; MEER MOHR, 1981, 1983).

ARAMBURU (1989) considera 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.

La Formación Herrería presenta un contenido fósil más bien escaso, habiéndose reconocido en ella trilobites (LOTZE, 1961; SDZUY, 1961, 1971; TRUYOLS, 1969) e icnofósiles (MEER MOHR, 1969, BOSCH, 1969; SEILACHER, 1970; CRIMES *ET AL.*, 1977).

Los trilobites se han recolectado en la sucesión de Barrios de Luna (Hoja de Los Barrios de Luna) en los 65 m de la parte más alta de la sucesión (Capa de Barrios, de LOTZE, 1961) donde se ha reconocido *Dolerolenus*, *Anadoxides* y *Lunulenus*, los dos primeros en un nivel muy cerca del techo de la formación y *Lunulenus* a unos 12 m, por debajo del techo y cerca de la base de las Capas de Barrios, e incluso algo por debajo de ella (TRUYOLS, 1969). Estos hallazgos indican una edad Cámbrico inferior bajo (Piso Ovetiense de SDZUY 1977) y con base en ella se ha atribuido esta edad a la Formación Herrería de toda la Zona Cantábrica. El nivel de *Dolerolenus* y *Anadoxides* ha suministrado también *Astropolithon* (SEILACHER, en LOTZE, 1961). Posteriormente el hallazgo de una gran diversidad de icnofauna en la localidad de Los Barrios de Luna (Hoja de Los Barrios de Luna) y en el embalse del Porma (Hoja de Boñar), han aportado mayores precisiones (CRIMES *et al.*, 1977) según este autor la mayor parte de la formación en la sucesión de Barrios de Luna corresponde al Tommotiense, aunque tal vez, esté representado el Vendicense en la parte más baja, tal como había señalado BOSCH (1969).

2.2 FORMACION LANCARA (Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio)

La Formación Láncara fue definida por COMTE (1937) como «Calcaires de Láncara» para la sucesión suprayacente de la Formación Herrería en la vertiente sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo en la Hoja 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 (Bodón) y la de Carangas (Manto del Ponga).

La Formación Láncara ha sido objeto de varias subdivisiones litológicas (COMTE, 1959; LOTZE, 1961; MEER MOHR y SCHREUDER, 1967, quienes le dieron el rango de formación; MEER MOHR, 1969, reflejando todas ellas la existencia de un intervalo inferior dolomítico, un intervalo medio de calizas grises y otro superior de calizas rojas nodulosas con abundantes intercalaciones de lutitas rojas. Son MEER MOHR (1969) y ZAMARREÑO (1972, 1975, 1978, 1981, 1983) quienes realizan un estudio en detalle de dicha formación.

Aflora tanto en la Unidad de la Sobia-Bodón como en la de Somiedo-Correcillas. Según MARCOS (1968) la Formación Láncara presenta en el Cueto Negro (Sobia-Bodón) características algo diferentes 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.

Las potencias máximas en esta hoja dadas por ZAMARREÑO (1972) son de unos 70 m en la sección de La Almuzara (Fig. 2), cuya sucesión de muro a techo es la siguiente:

- 49,8 m del miembro inferior de dolomías amarillas con laminaciones y brechas hacia el techo.
- 19,3 m de diámetro superior donde se separan tres tramos:
 - a) 5,9 m de dolomías de color marrón.
 - b) 7,4 m de calizas rojas nodulosas con intercalaciones de lutitas rojas.
 - c) 6 m calizas nodulosas moradas y amarillas con intercalaciones de lutitas verdes.

Techo: *Formación Oville*.

ZAMARREÑO (1972) en base a 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. De forma general está formado por dolomías a las que en ciertas ocasiones se les superponen calizas grises con «birdeseyes».

— Miembro superior. Formado por biomicritas. En base a las secciones estudiadas, y especialmente a la de Los Barrios de Luna, ZAMARREÑO (1972) establece una serie de microfacies. En el miembro inferior predominan las dolomías amarillas con laminaciones, dentro de éstas las inorgánicas predominan hacia la base y las orgánicas (mallas de algas), hacia el techo. Esta disposición junto con la presencia de la facies de calizas con «birdeseyes» en la parte superior del miembro caracteriza la facies Barrios del mismo. La facies Barrios

LA ALMUZARA

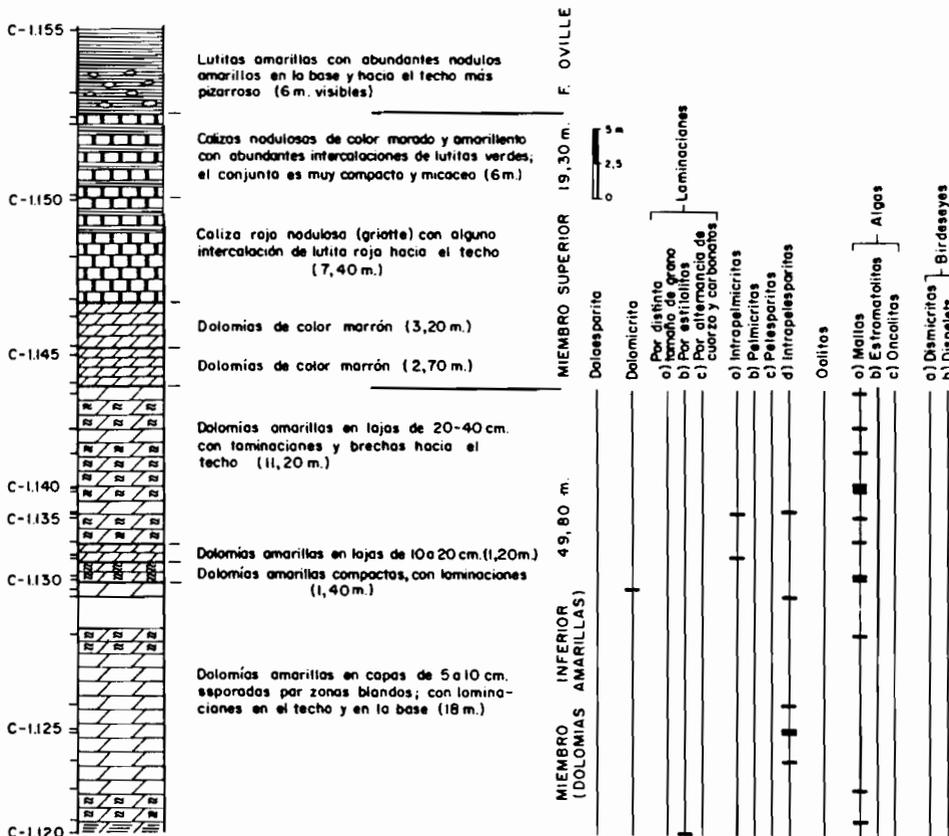


Figura 2. Columna sintética de la Formación Láncara en la localidad de La Almuzara, según ZAMARREÑO (1972)

del miembro superior se caracteriza por las facies de biomicritas glauconíticas, biomicritas con estromatactis y biomicritas nodulosas rojas.

En la Unidad de la Sobia-Bodón el miembro inferior pertenece a la facies de Arintero, localidad situada en el área del Pto. de Vegarada (fuera de esta hoja). Esta facies se distingue de la facies de Barrios (ZAMARREÑO, 1972), en que las calizas grises con «birdeseyes» están ausentes, con lo que todo el miembro inferior está formado por dolomías, predominantemente laminadas por algas. El miembro superior se presenta en la facies de Barrios definida en la Unidad de Somiedo-Correcilla.

BOSCH (1969) sugiere, para el miembro inferior, la existencia de periodos supramareales en un medio salino, con posible desarrollo de «sebkhas» (calizas con «birdeseyes»). MEER MOHR (1969) 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 «birdeseyes» representarían para este momento áreas sub a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que se identifica en Los Barrios de Luna e Irede, sugiriendo una etapa de emersión y ausencia de sedimentación, previa a la disconformidad del límite Cámbrico Inferior-Medio (ZAMARREÑO 1978, 1983). ZAMARREÑO (1972) 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» (en sentido de READ 1982, 1985) de pendiente extremadamente baja hacia el oeste, este autor cuestiona también la existencia de mareas en los márgenes, de mares con dichas pendientes, y asignan 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, 1964, (bajo el nivel de ola para BOSCH, 1969). ZAMARREÑO (1972) 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, 1964), 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, 1964).

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, en las Capas de Transición infrayacentes es LOTZE (1954) quien en la localidad de Barrios de Luna descubre fauna del Cámbrico Inferior. Por otro lado el miembro inferior dolomítico es muy escaso en fauna, el hallazgo de arqueociatos en la parte alta de dicho miembro en la localidad de Valdoré (Hoja de Riaño) permite atribuirlo al Mariniense-Bilbiniense DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1970; SDZUY, 1971) que se corresponden aproximadamente con el Leniense (HARLAND *et al.*, 1982). Por tanto atendiendo a la edad de la base y del miembro superior, se ha concluido (ZAMARREÑO, 1972) una edad Cámbrico Inferior-Medio para este miembro, pudiéndose afirmar que al menos en la localidad de Valdoré todo él corresponde al Cámbrico Inferior.

El miembro superior ha librado, en cambio, una fauna abundante de trilobites que, junto con la que aparece en los niveles basales de la Formación Oville, ha permitido una zonación muy precisa (SDZUY, 1967, 1968, 1971). La edad de la base de este miembro se sitúa en el Cámbrico Medio bajo y aunque no se dispone de muchos datos SDZUY (1968) señala su diacronía; MEER MOHR (1969) en base a criterios puramente sedimentológicos concluye también en el área de Barrios de Luna un carácter diacrónico para la base del miembro superior que sería disconforme sobre el inferior.

La edad del techo está abundantemente documentada, se observa una edad más antigua en el Manto del Ponga, mientras que hacia el oeste el final de la sedimentación del miembro superior se verifica progresivamente edades cada vez más altas (ZAMARREÑO, 1972). De este modo y utilizando los pisos de SDZUY (1971), el techo de la formación se sitúa en la parte más alta del piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*) (subpiso de *Acadolenus*) en todo el Manto del Ponga, excepto en las escamas más orientales donde se sitúa en el subpiso de *Pardailhania* (piso de *Solenopleuropsidae*). En la Unidad de la Sobia-Bodón su techo varía desde la misma que para el Manto del Ponga en la parte más oriental hasta el subpiso de *Pardailhania* en La Almuzara. Finalmente en la Unidad de Somiedo-Correcilla se sitúa ya en el subpiso de *Solenopleuropsis* (parte superior del piso de *Solenopleuropsidae*) cerca del nivel del *Solenopleuropsis simula* («Arenisca de Simula» de la Formación Oville de SDZUY, 1968).

2.3. FORMACION OVILLE (CAMBRICO MEDIO)

La Formación Oville definida por COMTE (1937, 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 también neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios. Compuesta de sedimentos siliciclásticos, localmente en su parte baja presenta niveles con nódulos calcáreos.

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 *Simula*» (SDZUY, 1968). Por encima, el porcentaje de areniscas se incrementa hacia el techo de la serie, aunque con algunas recurrencias a término 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 aparición importante de areniscas glauconíticas (BOSCH, 1969).

ARAMBURU (1989) separa cinco dominios dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovicio 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 de ordenación secuencial:

Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites, disperos 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 *Simula*».

Miembro Adrados. Alternancias de pizarras, limolitas bioturbadas y areniscas glauconíticas formando varias mesosecuencias grano y estrato crecientes menos potentes hacia el techo. Esta unidad pasa gradualmente hacia el Miembro Genestosa, estando situado el contacto en la base de la mesosecuencia. 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, 1989).

El espesor medio de esta formación dentro de la hoja es de 250- 270 m, según ARAMBURU (*op. cit.*). En la Fig. 3 se presenta la Serie de el Tueiro (Villamanín) obtenida por este autor.

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (1969) 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 disconformidad, 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), ésta evoluciona desde condiciones de plataforma hasta depósitos de talud deltaico y, finalmente, depósitos mareales 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 Matosa de la Formación Barrios o (en la zona N de su Dominio I) en el techo del Miembro La Barca de la Formación Oville, su equivalente lateral. Este autor discrepa de los modelos sedimentarios propuestos por BOSCH (*op. cit.*) y GIETELINK (*op. cit.*) y propone un sistema

SERIE DE EL TUEIRO (VILLAMANIN)

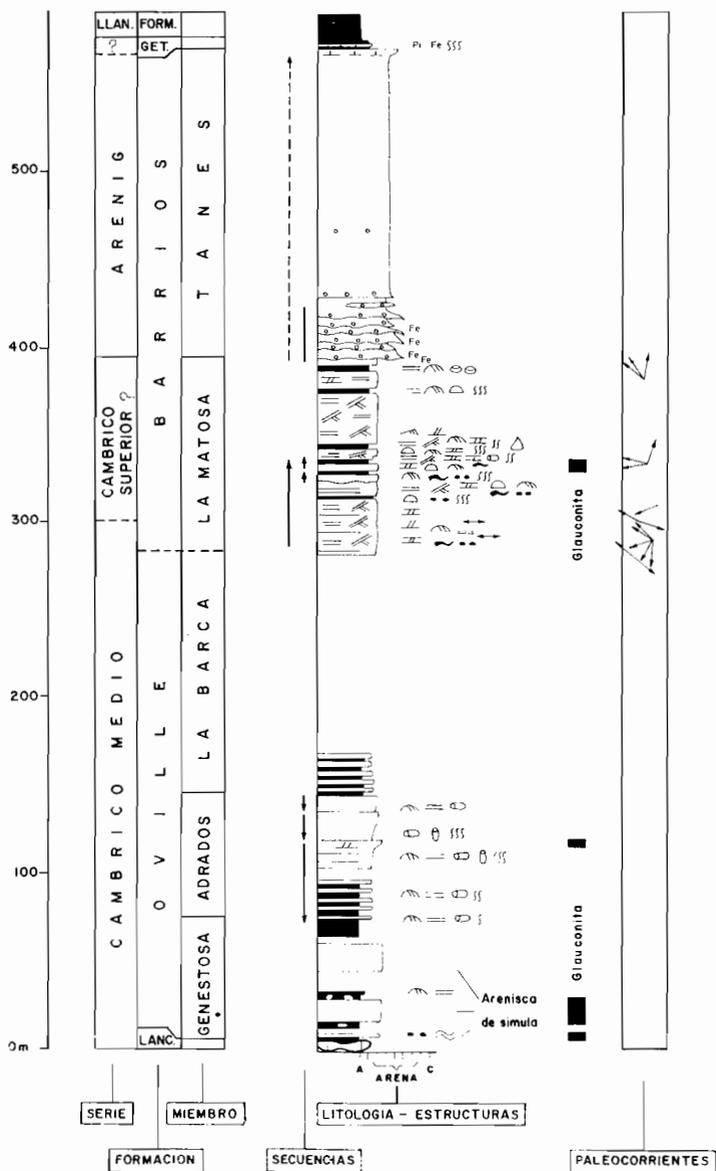


Figura 3. Columna sintética de las Formaciones Oville, Barrios y Getino en la localidad de El Tueiro (Villamanin), según ARAMBURU (1989)

deltaico trenzado («braid delta») o de llanura deltaica trenzada («braidplain delta»). Basándose en las asociaciones de facies y en las paleocorrientes considera 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 de 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 Agradados 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 estos autores señalan un área fuente en el NNE.

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), observándose 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 todo el Manto del Ponga, excepto en las escamas más orientales (subpiso de *Pardailhania*, piso de *Solenopleuropsidae*). 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 *Solenopleuropsidae*) cerca del nivel de *Solenopleuropsis simula* («Arenisca de *Simula*» 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 (ZAMARREÑO, 1972).

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 su parte alta es equivalente lateral de la parte baja (Miembro La Matosa) de la Formación Barrios.

2.4 FORMACION BARRIOS (Cámbrico Medio-Arenig)

Esta formación, definida por COMTE (1937, 1959) en las cercanías de Barrios de Luna está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes.

La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente (BOSCH, 1969; GIETELINK, 1973) pero sin representar ninguna discontinuidad importante (ARAMBURU, 1989).

En la Zona Cantábrica sobre el techo de la formación existe normalmente una laguna hasta el Silúrico, presentando aquél en algunos casos una zona de meteorización (BOSCH, 1969).

La formación ha sido estudiada por OELE (1964), BOSCH (1969), GIETELINK (1973), ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1984, 1988) y finalmente ARAMBURU (1989). Este último autor distingue tres miembros para todo el ámbito de la Zona Cantábrica, y señala por primera vez la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación, en base a las cuales establecen los límites entre los diferentes miembros:

Miembros La Matosa. Cuarzoarenitas blancas con aumento del tamaño de grano hacia el techo. En algunas localidades ha librado lingúlidos y acritarcos (además de icnofósiles). Presenta intercalaciones volcánicas. Se identifica a lo largo de toda la ZC; en la parte más occidental pasa lateralmente a la parte alta de la Formación Oville.

Miembros Ligüeria. Formado por conglomerados, areniscas y lutitas. Este miembro esta presente únicamente en la parte oriental de la ZC (Dominio IV), desapareciendo progresivamente hacia el oeste 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 oeste) por la discontinuidad mayor.

El espesor de la Formación Barrios aumenta de modo marcado desde el borde O de la Zona Cantábrica (más de 700 m, ARAMBURU, *op. cit.*) hacia la concavidad del arco donde, salvo en los casos de espesor nulo provocado por la erosión pre-famenense, alcanza los 1020 m (Siera del Sueve, ARAMBURU, com. personal). Al igual que para la Formación Oville existe una zona intermedia de espesores mínimos (84 m en Pobladura de Luna, ARAMBURU, com. personal) correspondiente a un umbral y localizada en los Dominios II y III. En el área de la hoja el espesor varía entre los 364 m visibles de Valverdín y los 54 m de Pontedo. En la Fig. 3 se expone la columna sintética de esta formación en la localidad de El Tueiro (Villamanín), según ARAMBURU (1989).

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 interestratificados dentro del Miembro La Matosa (Capa de Valverdín) y 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 vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación. Las rocas vulcanoderivadas presentan cotenidos variables en fragmentos volcánico, existiendo todos los términos intermedios entre tufitas y litarenitas con fragmentos de roca volcánicos. El espesor de estos intervalos es variable; no obstante en el caso de su máximo desarrollo vertical, siempre aparecen restringidas al Miembro La Matosa. Buenos ejemplos de estas intercalaciones aparecen dentro de la hoja en Camplogo y Valverdín-Getino, entre otros. En el Capítulo de Rocas Igneas, se estudian con mayor detalle estos.

Los materiales de esta formación han sido interpretados como depositados en un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, *op. cit.*), en un proceso que sería conti-

nuación 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 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, 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 interpreta la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado («braid delta») o de llanura trenzada («braidplain delta»). Este autor por otra parte señala la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, que considera correlacionable con la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligüeria o del Miembro Tanes cuando aquel no existe. 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 transiciones.

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 a 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. La base de la formación se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la ZC 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 ZC 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.

2.5 «CAPAS DE TRANSICION»: FORMACIONES GETINO, LUARCA Y VIODO

2.5.1. 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 (Fig. 3), situando el estratotipo en la localidad de Getino.

La sucesión con un espesor de 8,9 m ha sido descrita someramente por EVERS (1967) y VILAS (1971), quienes la sitúan en la parte baja de la Formación Formigoso. En la base se observan pequeños canales rellenos de brechas polimícticas, incluyendo cantos redondeados de cuarzo. Siguen 1,1 m de areniscas glauconíticas. A continuación 3,4 m de areniscas y limolitas rojas ferruginosas y glauconíticas 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 sideríticas. En la parte media de estas alternancias se encuentran algunos protooides y ooides ferruginosos dispersos. Destaca también un bloque de 40 m 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 gradual con la superior Viodo o neto con la Formación Formigoso.

Estos materiales han sido descritos por diversos autores. BOSCH (1969) en su estudio del área del Luna, los separa de la Formación Barrios y establece con ellos una unidad litoestratigráfica a la que denomina «transitional beds»; de hecho, la compara con las Capas de Transición de la Formación Luarca en la Zona Astur Occidental Leonesa. En realidad, bajo el término de «transitional beds» este autor engloba diversos tipos de sucesiones (GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987; ARAMBURU (*op. cit.*)); correspondientes al techo de la Formación Barrios en el borde O de la Zona Cantábrica, o a la Formación Luarca (Miembro Peñas) cuando la sucesión es de lutitas, generalmente negras, y areniscas o cuarcitas. Finalmente, en los Dominios II y III, las sucesiones que aparecen son mucho más arenosas (limolitas y areniscas) y constituyen la Formación Getino.

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 ARAMBURU, *op. cit.*) 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 este autor como umbral, cuyo funcionamiento empieza a registrarse en el Cámbrico Medio y que tras varias etapas de actividad posterior 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 *Calymene* sp., *Leonaspis* sp., *Cornulites* sp., *Pristiograptus* aff. *hughesi*, *Rastrites* sp. y *Monograptus* sp., indicando una edad probable Llandovery Medio y Superior.

2.5.2 Formación Pizarras de Luarca (Llanvirn)

Las Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882) constituyen una sucesión predominantemente lutítica que se dispone sobre la Serie de los Cabos en la ZAOL, donde su presencia es casi generalizada, y sobre la Formación Barrios en la Zona Cantábrica, donde ella o niveles equivalentes aparecen localmente (Barrios de Luna) con espesores generalmente reducidos, lo que hace difícil su diferenciación cartográfica. El contacto es brusco con la Formación Barrios (ARAMBURU 1989). En cualquier caso, en su parte baja, se delimita un intervalo de alternancias de lutitas y areniscas, Capas de Transición.

La formación está constituida por pizarras negras, ricas en piritita 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 de Peñas. Litológicamente está constituido 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 (1981) en Cabo de 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 (1989) 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 de ARAMBURU (*op. cit.*), 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 para denominarlas; y en su lugar proponen el de Formación Getino.

En una sección próxima a Barrios de Luna consta de 9,6 m de lutitas grises y negras con una rica fauna de graptolites y trilobites del Ordovícico Medio (ARAMBURU, com. personal). Algo más al E en Portilla de Luna, existe una sucesión interpretada por LEYVA *et al.* (1984) como equivalente a las Formaciones Luarca y Agüeira, en cuya parte baja existe un nivel de calizas datado por GUTIERREZ MARCO (1986) como de edad Asghill; en base a esta edad ya las facies, ARAMBURU (1989) interpretan que la Formación Luarca, probablemente su parte baja, se halla representada por el intervalo situado bajo la caliza, a la que consideran como Formación Viodo, mientras que, el resto de la sucesión pertenecería ya a la Formación Formigoso. GUTIERREZ MARCO (1986) compara esta caliza con la de la Aquiana (PEREZ-ESTAUN, 1978) del Dominio de Peñalba y apunta la posibilidad de que el intervalo situado bajo ella represente el Llanvirn-Asghill Inferior.

Según ello la sucesión en Portilla de Luna sería la siguiente (descripción litológica a partir de LEYVA *et al.*, 1984):

Muro: Fm. Barrios.

1. 80 m (82,6 m según ARAMBURU, en GUTIERREZ MARCO, 1986). Formación Luarca. Alternancia de cuarcitas, fangolitas y lutitas negras en capas de 15 a 25 cm las cuarcitas y de 5 a 60 cm las lutitas. La abundancia de detríticos gruesos disminuye hacia el techo. Las cuarcitas presentan mayor porcentaje de arcillas hacia el techo. Presentan estratificación lenticular, cruzada planar y ripples de oscilación. Las lutitas y fangolitas presentan laminación paralela, estratificación «pillow» con disyunción en bolos.

2. 3,5 m (Formación Viodo según ARAMBURU, 1989 y 10 m de potencia). Biomicrorruditas arenosas con estratificación masiva o difusa. Dolomitización y silicificación escasa. Zonas lumaquéllicas. Fauna de cistoideos, branquiópodos, fragmentos de trilobites y otros restos no identificables. (GUTIERREZ MARCO, 1986 cita también briozoos en base a hallazgos de ARAMBURU.

Techo: Fm. Formigoso según ARAMBURU (com. personal).

Las características de las pizarras de esta formación: color negro, contenido en piritita y materia orgánica, ausencia de material clástico grueso, de carbonatos, y de organismos (salvo en horizontes concretos y muy localizados) han sido interpretados como reflejo de un medio euxínico (MARCOS, 1973), productos quizás de la existencia de umbrales que impidieron una circulación normal (MATAS y FERNANDEZ, 1982; NAVARRO VAZQUEZ, 1982). Para ENRILE ALBIR *et al.* (1987) la ausencia de depósitos gruesos se debe probablemente a un cese en los aportes desde el continente.

Finalmente, para ARAMBURU (1989) el medio de depósito habría sido una plataforma externa, generalmente bajo el nivel de ola de tormenta.

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 TRUVOLS, 1972), concretamente del Llanvirn Inferior (GUTIERREZ MARCO, 1986). Fauna recogida en Barrios de Luna corresponde a una edad Llanvirn a Llandeilo Inferior según COCKS (en ARAMBURU 1989).

2.5.3. Formación Viodo (Asghill)

ARAMBURU (1989) denomina Formación Viodo a las calizas bioclásticas que se encuentran en el corte del Cabo Peñas, constituyendo la parte terminal de la Sucesión Vulcanodetrítica (Complejo Vulcanodetrítico de Castro); el resto de esta unidad es elevada al rango de formación (Formación Castro). A techo de la Formación Viodo se encuentra la Formación Formigoso.

Esta caliza ha sido datada como Asghill?-Silúrico basal en Cabo Peñas (JULIVERT y TRUYOLS, 1972; GUTIERREZ MARCO, 1986) mientras que en Portilla de Luna su edad es Asghill y en Felmín es Silúrico basal (GUTIERREZ MARCO, 1986). Es comparada con la Caliza de la Aquiana del Dominio de Peñalba (atribuida al Asghill por NOLLAU, 1968 en JULIVERT y TRUYOLS, 1983) y con las calizas del Asghill que existen en otros puntos del Macizo Hespérico.

Esta unidad se dispone sobre diferentes niveles del Ordovícico: en Cabo Peñas (JULIVERT y TRUYOLS, 1972) aparece sobre la Formación Castro de edad Caradoc; mientras que, en Portilla de Luna aparece sobre la Formación Luarca (ARAMBURU).

Según ARAMBURU (1989) se habría depositado en una plataforma marina somera, posiblemente en forma de barras bioclásticas, discrepando del origen arrecifal que otros autores le han atribuido en base a la fauna y a su geometría lenticular.

2.6. SILURICO

Lo integran dos formaciones: Las Pizarras de Formigoso y las Areniscas de San Pedro. Ambos 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 areniscas ferruginosas

2.6.1. Formación Formigoso (Llandovery Medio-Wenlockiense Inferior)

La Formación Formigoso es definida por COMTE (1937). Litológicamente está constituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta, constituyendo una macrosecuencia grano y estratocreciente. La base es disconforme y está situada sobre una laguna estratigráfica de extensión variable en la Zona Cantábrica, salvo en el Cabo Peñas donde se ha supuesto una sedimentación más o menos continua entre el Ordovícico y el Silúrico, mientras que el límite superior (Formación San Pedro) es gradual, situando COMTE (*op. cit.*) el límite entre las formaciones al muro de la primera ocurrencia de capas de cuarcita potentes; otro criterio siguió 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 (1969) sea el más conveniente a la hora de delimitar el techo (SUAREZ de CENTI, com. personal).

Dentro de la formación, KEGEL (1929) distinguió dos miembros:

—Pizarras del Bernesga, consistentes en pizarras negras con abundantes fauna de graptolites.

—Capas de Villasimpliz, contituidas por pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

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 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. SUAREZ de CENTI (1988) señala la existencia de estratificación tipo «hummocky» o «swaley» en las capas de arenisca más potentes y ripples de ola en las más delgadas. Por su parte BOSCH (*op. cit.*) cita la presencia de ooides de chamosita y hematites.

Para BOSCH (1969) el medio, de profundidad no determinable, era reductor y hacia el techo se registraría un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano, bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita). SUAREZ de CENTI (*op. cit.*) 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.

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.*(1959), COMTE (1959), TRUYOLS *et al.*(1974), TRUYOLS *et al.*(1982), PELLO (1976) indican para ella una edad Llandovery Medio y parte más alta del Llandovery Inferior. La parte más alta de las Pizarras de Bernesga ha proporcionado fauna del Llandovery Superior (TRUYOLS *et al.*, *op. cit.*); estos autores proponen para las Capas de Villasimpliz una edad Llandovery terminal-Wenlockiense Inferior para este miembro.

2.6.2. Formación San Pedro-Furada (Wenlockiense Superior- Gedinense Inferior)

La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937) 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 N (Asturias). Aparece en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. 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 tres miembros: el basal constituido por potentes areniscas rojas oolíticas; el medio por alternancias de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes; y el superior por alternancias 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 (Hoja de Los Barrios de Luna) existe una zona de mínimos con espesores menores de 50 m (BOSCH, 1969), 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, areniscas a veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

SUAREZ de CENTI (*op. cit.*) destaca la existencia de varias secciones dentro del ámbito de esta hoja: Aralla, Millaró, Villasimpliz, La Gotera, La Vid, Beberino (Fig. 4). Este autor también constata que a pesar de los cambios en facies, litologías y espesores, puede proponerse una columna general, cuyos términos son identificados salvo en los afloramientos más proximales:

Tramo 1. Base neta. Areniscas rojizas, en capas potentes, a veces con base canalizada con estratificación cruzada y areniscas cuarcíticas. Esta parte baja de la formación sería comparable 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 granocrecientes. 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 formada por areniscas rojas o verdes, a veces canalizadas, con laminación paralela y estratificación cruzada, 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 granocrecientes.

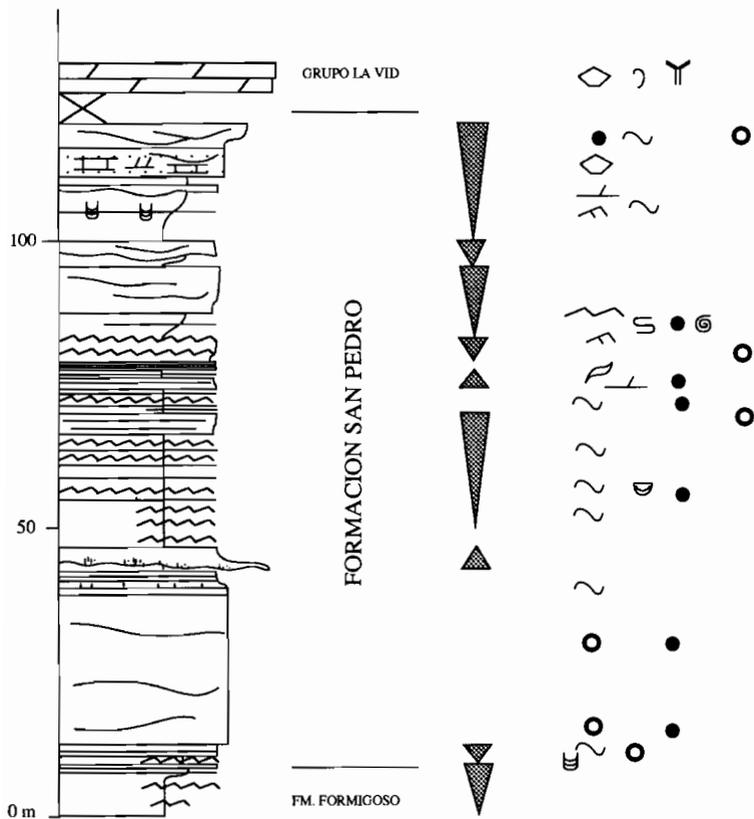
Tramo 4. Heterolítico, de características similares al tramo 2.

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 granocrecientes.

Tramo 6. Dominan las areniscas beigeas 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 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,



- | | | | | | |
|--|----------------------------|--|----------------------|--|------------|
| | BIOTURBACION | | OOLITOS FERRUGINOSOS | | CRINOIDEOS |
| | PISTAS | | CANTOS DE FOSFATO | | OSTRACODOS |
| | PILLOWS | | | | BRIOZOOS |
| | DESLIZAMIENTOS | | | | BIOCLASTOS |
| | ESTRATIFICACION
CRUZADA | | | | |
| | LAMINACION DE
RIPPLES | | | | |
| | LAMINACION
LENTICULAR | | | | |

Figura 4. Columna sintética de la Formación San Pedro en la localidad de Beberino, según SUAREZ DE CENTI (1988)

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 (FUHRER, 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 «rifting» 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 HELMING (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 de la formación, caracterizada por la presencia 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 subsistencia del Blóque 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 influida 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 tempestícticos.

2. Etapa de aportación arenosa limitada. Durante estas etapas el modelo anterior sería sustituido por una extensa plataforma mareal con «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 forman los ooides proviene 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 paleotopografía 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 Puertos de La Cubilla y Pajares representó en aquellos momentos una zona de fondos e irregulares asociada a la actividad volcánica y a una zona de fractura.

COMTE (1937) fue el primer autor en atribuir esta formación al Silúrico datando su base como del Ludlow 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.

2.7. DEVONICO

2.7.1. Grupo La Vid (Gediniense-Emsiense Superior)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior, que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a y b, 1937 a y b, 1938, 1959) define la unidad litológica de La Vid como «Schistes et calcaires de la Vid» en el pueblo de La Vid.

COMTE (*op. cit.*) reconocía la existencia constante de 4 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) y BOSCH (1969) tratan este complejo como formación. VILAS (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 (1979) consideren a La Vid como un grupo donde se diferencian dos o más formaciones y cuatro unidades respectivamente. VERA (1988) diferencia 4 formaciones con los nombres de: Dolomías de Felmín, Calizas de La Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla. En el Mapa Geológico se han agrupado en dos unidades litoestratigráficas, una inferior predominantemente carbonatada y otra superior más pizarrosa.

En el Grupo La Vid, las Dolomías de Felmín están formadas por dolomías grises o amarillentas, mudstone wackestone y en menor medida packstone de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldspato. 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 realiza varias secciones del Grupo de La Vid dentro de la Hoja de Pola de Gordón. Dos en la Unidad de Somiedo-Correcillas (La Vid y Felmín) y una en la Unidad de la Sobia-Bodón (Millaró). La serie de La Vid se encuentra situada en la carretera de La Vid a Vegacervera (Fig. 5) y corresponde a la serie tipo de COMTE (1936),

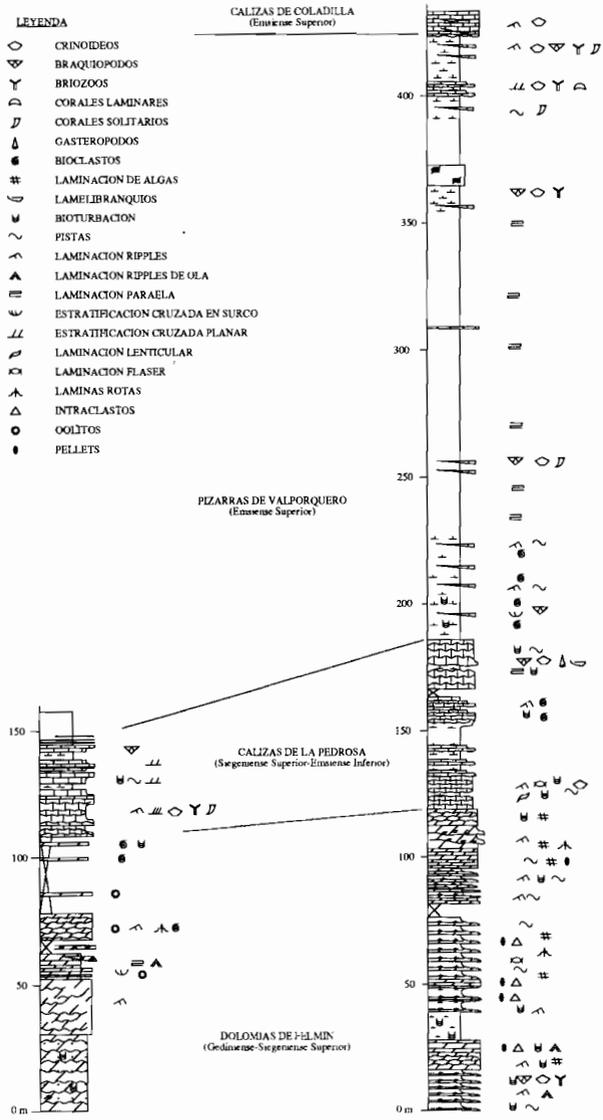


Figura 5. Columna sintética del Grupo La Vid en las localidades de La Vid (Unidad de Somiedo-Correcillas) y Millaró (Unidad de la Sobia-Bodón), según VERA (1988)

el tránsito con la formación anterior Areniscas de San Pedro y con la posterior Calizas de Santa Lucía, es gradual. Consta de 427,5 m de los cuales 16 m son de dolomías, en parte arenosas y margas; 100 m de dolomías y margas con algunos niveles de brechas; 107,5 m de calizas margosas y pizarras; 169 m fundamentalmente pizarrosas, aunque el espesor es aproximado por estar bastante tectonizadas, con algunos niveles calcáreos hacia el techo; y 35 m de calizas y margas. En la serie de Felmín el contacto con las Areniscas de San Pedro es gradual, mientras que con las Calizas de Santa Lucía se puede considerar neto. Tiene un espesor de 218 m, con los primeros 31 m de dolomías arenosas y margas; 83 m de dolomías y margas con niveles de brechas, 28 m de calizas y margas, 54 m de pizarras y 22 m de calizas y margas.

En la serie de Millaró (Fig. 5) la base presenta tránsito gradual con las Areniscas de San Pedro, sin embargo, el techo se encuentra cortado erosivamente por las Areniscas del Devónico Superior, por lo que sólo se han podido medir 156 m de ellos, 77 m son de dolomías; 30 m poco visibles con algunos lentes bioclásticos y 49 m de calizas, margas y pizarras.

El medio de depósito de estos materiales ha sido considerado como marino somero intermareal y sublitoral (ARBIZU, 1972; VERA, 1975; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1983), 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 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 se 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 una rampa profunda.

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).

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 mareales 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.

Según VERA (*op. cit.*) en la mayoría de las series estudiadas en esta hoja, se observa una primera etapa regresiva que da lugar a la instalación de una llanura de mareas predominantemente carbonatada, con frecuentes secuencias de somerización sedimentos propios de zona supramareal, exposiciones subaéreas, esporádicas inundaciones y sedimentos intermareales y submareales de baja energía. A continuación se inicia una etapa transgresiva que nos lleva desde una llanura de mareas al desarrollo de facies de plataforma, más o menos diferenciada y de diversa amplitud según la localidad; de manera general se instalan en primer lugar facies carbonatadas con depósitos de barras y canales mareales, tempestitas y de plataforma marina somera de energía moderada; pasando a continuación a lutitas típicas de zonas de plataforma más externa.

A partir de aquí se vuelve a condiciones regresivas, con la instalación de nuevo de la plataforma carbonatada, fundamentalmente depósitos de barras y canales mareales. 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 Gediniese-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 de este Grupo. Según GARCIA-ALCALDE *et al.* (*op. cit.*) las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gediniese 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 Gediniese (probablemente Superior) para la parte basal de este 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 antiguas son 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 corresponden netamente al Emsiense Superior.

2.7.2. Formación Calizas de Santa Lucía (Emsiense Superior- Eifeliense)

La formación Calizas de Santa Lucía, fue definida por COMTE (1936) 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. 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. 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 (esta característica es ya puesta de manifiesto por BROWER, 1964; VILAS, 1971; entre otros) compuesta por calizas grises claras, algunos tramos dolomíticos 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 brioestratigráfico (con abundante contenido faunístico de braquiópodos, corales, crinoideos, ostrácodos, briozoos,...; como sedimentológicos y de facies. BOSCH (1969) distinguió cinco miembros; COO *et al.* (1971, 1974) separa tres grandes grupos de facies en la vertiente Sur; 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 packstone 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 Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la *zona más interna* del arco facies supra e intermareales, con calizas «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 bioclásticas 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.

Dentro de esta hoja las sucesiones corresponden al tipo Las Ventas (Unidad de la Sobia-Bodón). La sucesión tipo San Pedro no aparece y la de tipo de la ensenada de Moniello aparece en las Unidades de Correcillas. Según COO (1974) existen facies de mar abierto (facies grainstone) en el flanco sur del Sinclinal de Alba, por lo que según MENDEZ BEDIA (1974) podría establecerse tal vez un cuarto tipo de sucesión por el sur y tal vez por el oeste, las del tipo ensenada de Moniello.

MANJON(1973) estudia en la Hoja de Pola de Gordón diversas secciones, destacando la de Vega de Gordón (Fig. 6), donde diferencia un tramo inferior rojizo en capas de 10 a 50 cm de calizas bioclásticas muy ricas en crinoideos de diversos tamaños y corales, braquiópodos y briozoos siendo escasos los fragmentos de gasterópodos. Un tramo medio inferior caracterizado por la presencia de gran cantidad de fósiles en posición de vida formando verdaderos «boundstones», como estromatopóridos, corales, briozoos y otros como braquiópodos, lamelibranquios, algas y gasterópodos; presentan abundantes nódulos de chert negro y algún «burrows». Por encima dentro de este tramo medio inferior se distinguen calizas masivas con fauna escasa, teniendo aspecto de calizas brechificadas. El tramo medio superior contiene calizas con estratificación muy diversa y con intercalaciones de margas grises o negruzcas. La fauna es muy abundante diferenciándose crinoideos, corales y bra-

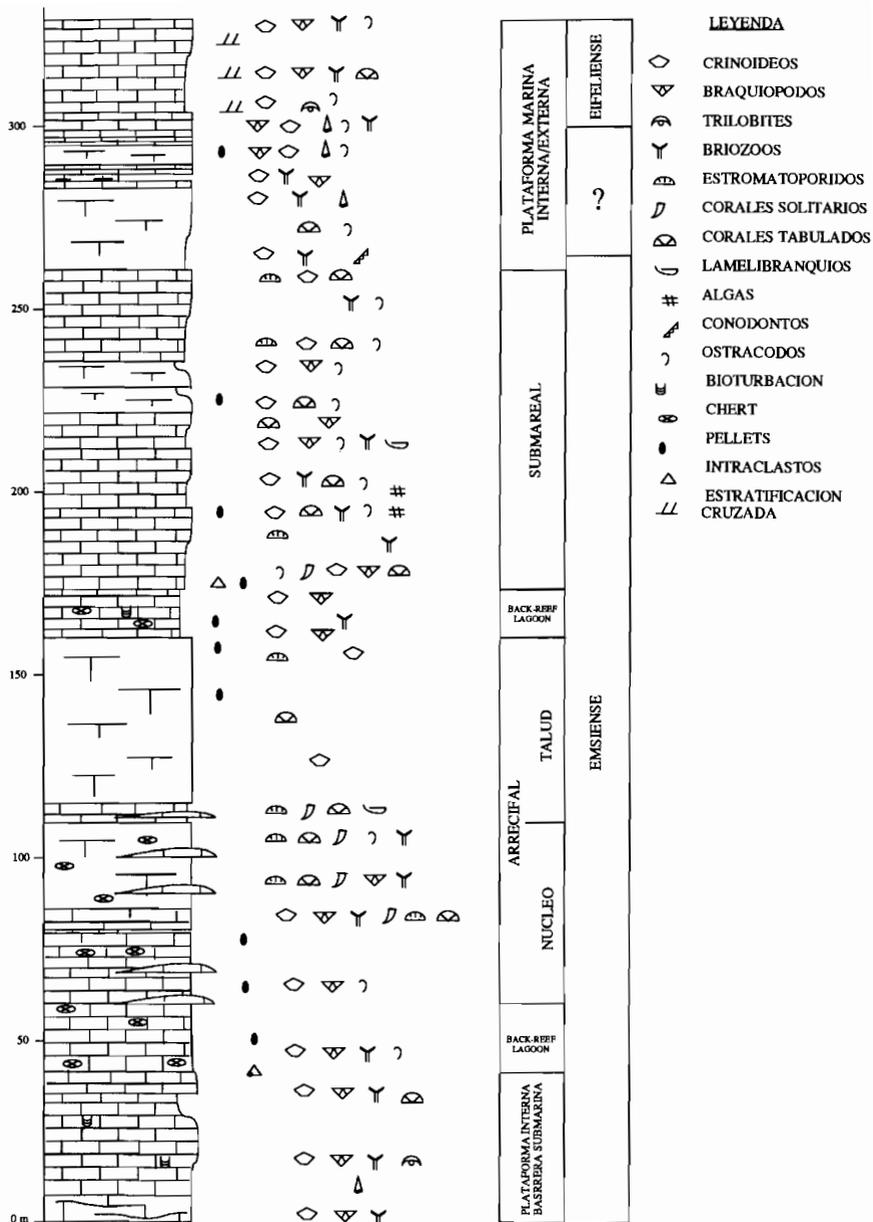


Figura 6. Columna sintética de la Formación Santa Lucía en la localidad de Vega de Gordón, según MANJON (1978)

quíopodos. El tramo superior está formado por calizas bioclásticas de color rojizo intercaladas con margas rojizas y verdosas, con fauna abundante de braquiópodos, briozoos, crionoideos y trilobites.

En el Manto de Bodón la zona de Caldas de Luna (límite de las hojas de Los Barrios de Luna y La Pola de Gordón) 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, crionoideos y algas; destacando burrows, «mud-cras» y laminaciones. El miembro calcáreo es característico de la parte superior, y es de destacar en él, las calizas grises con capas de 10 a 50 cm con contacto erosivo. La fauna en estas capas es abundante y de gran tamaño. 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 rellenas por las areniscas con cantos. Esta zona de desarrollo de la Formación Caldas constituyó, según MANJON (1973), una fuente 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-Couviniense. Estudios posteriores de GARCIA ALCALDE *et al.*, 1979; TRUYOLS *et al.* 1984; GARCIA ALCALDE *et al.* (en LEYVA *et al.*, 1974) entre otros demuestran que prácticamente toda la sucesión pertenece al Eifaliense Inferior salvo los tramos basales que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.

2.7.3. Formación Pizarras de Huergas (Eifeliense-Givetiense)

La Formación Pizarras de Huergas, fue definida originariamente como Areniscas y Pizarras de Huergas por COMTE (1936), estableciendo el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón (Hoja de La 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) demuestran 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-Correcillas, destacando en el terreno por sus tonos característicos, así como, por la depresión del relieve debido al contraste entre formaciones calcáreas más competentes (Santa Lucía y Portilla). 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 flexibles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecer con exactitud su base.

GARCIA RAMOS (1978) da una potencia de menos de 100 m para esta formación en la localidad de Ciñera (Fig. 7) y las siguientes características:

— 35,1 m. Secuencia grano y estratocreciente de alternancias de lutitas gris-verdosas, bioturbadas y areniscas verdosas ligeramente dolomíticas, de grano medio con fauna. En la base estratos centimétricos de dolomía packstone, arenoso- bioclástica.

— 17,3 m. Secuencia grano y estratocreciente desde limolitas pardo-verdosas bioturbadas a areniscas de grano medio con bandas de color rojo y verde, e internamente, estratificación cruzada planar de media escala.

— 13,1 m. Secuencia grano y estratodecreciente de areniscas gris-verdosas, bioturbadas, hacia el techo con estratificación «flaser».

— 6,6 m. Secuencia grano y estratocreciente de alternancias de lutitas bioturbadas y areniscas gris-verdosas dolomíticas, hacia el techo algún estrato con estratificación cruzada de mediana escala y con fauna variada.

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 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 movilizarse 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, quizá 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 esparcen sobre un área amplia 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.*, 1984b). 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, lamelibránquios, goniatites, tentaculites, etc., que permiten establecer una datación para 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

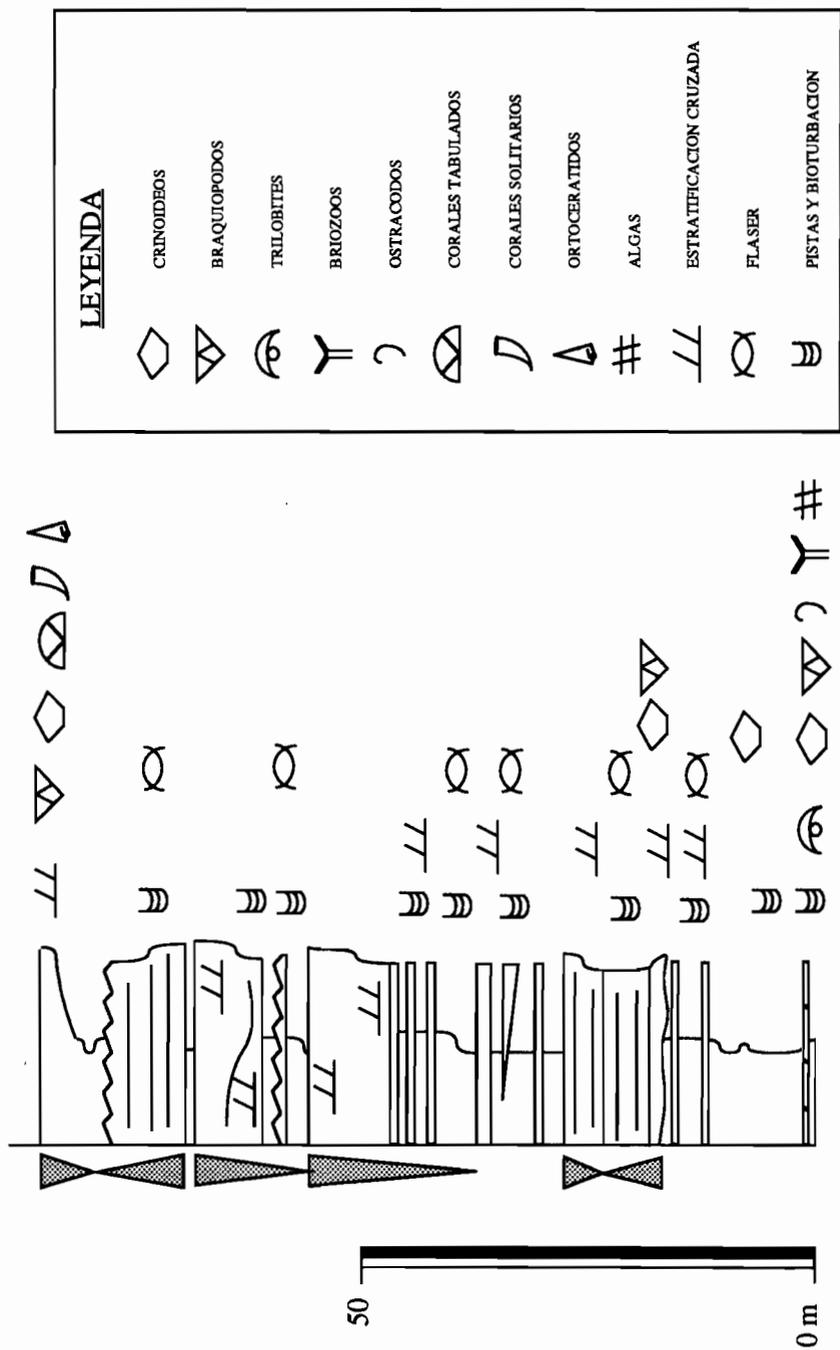


Figura 7. Columna sintética de la Formación Huergas en la localidad de Ciñera, según GARCIA-RAMOS (1978)

presentan una fauna todavía Eifeliense y algo más arriba indicaría ya la proximidad del límite por el Givetiense. El límite Eifeliense-Givetiense discurre, pues, por el interior de la Formación, como señalaba 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.

2.7.4. Formación Caliza de Portilla (Givetiense-Frasniense)

Definida por COMTE, (1936 a); este autor en 1959, señala la existencia en el Sinclinal del Alba de un potente nivel calcáreo en la parte baja de la formación suprayacente (Formación Nocedo), al que domina Caliza de Valdoré, indicando la dificultad que conlleva a veces su separación de la Formación Portilla por encontrarse casi directamente a techo de ésta; posteriormente este nivel fue incorporado a la Formación Portilla por ADRICHEM BOOGAERT (1964); BOSCH (1969); MOHANTI (1972); y REIJERS (1972).

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 distinguen cuatro miembros informales (miembros A a D) en la cual el miembro A correspondería al inferior de los citados anteriormente, el B al medio y el C al superior; mientras que, el miembro D correspondería a las Calizas de Valdoré. MOHANTI (*op. cit.*) 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 (*op. cit.*) distingue cuatro miembros (Miembros A o Miembro Veneros, B, C y D) que coinciden básicamente con los dados por BOSCH (*op. cit.*).

El techo es neto o gradual según las localidades, y ligeramente erosivo localmente MOHANTI (*op. cit.*) en su estudio en el Sinclinal de Alba describe la desaparición gradual hacia el E y SE del miembro superior y de parte del miembro medio.

En la figura 8 se expone la columna sintética de esta formación en la localidad de Vega de Gordón, según MENDEZ BEDIA y SOTO (com. personal).

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 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

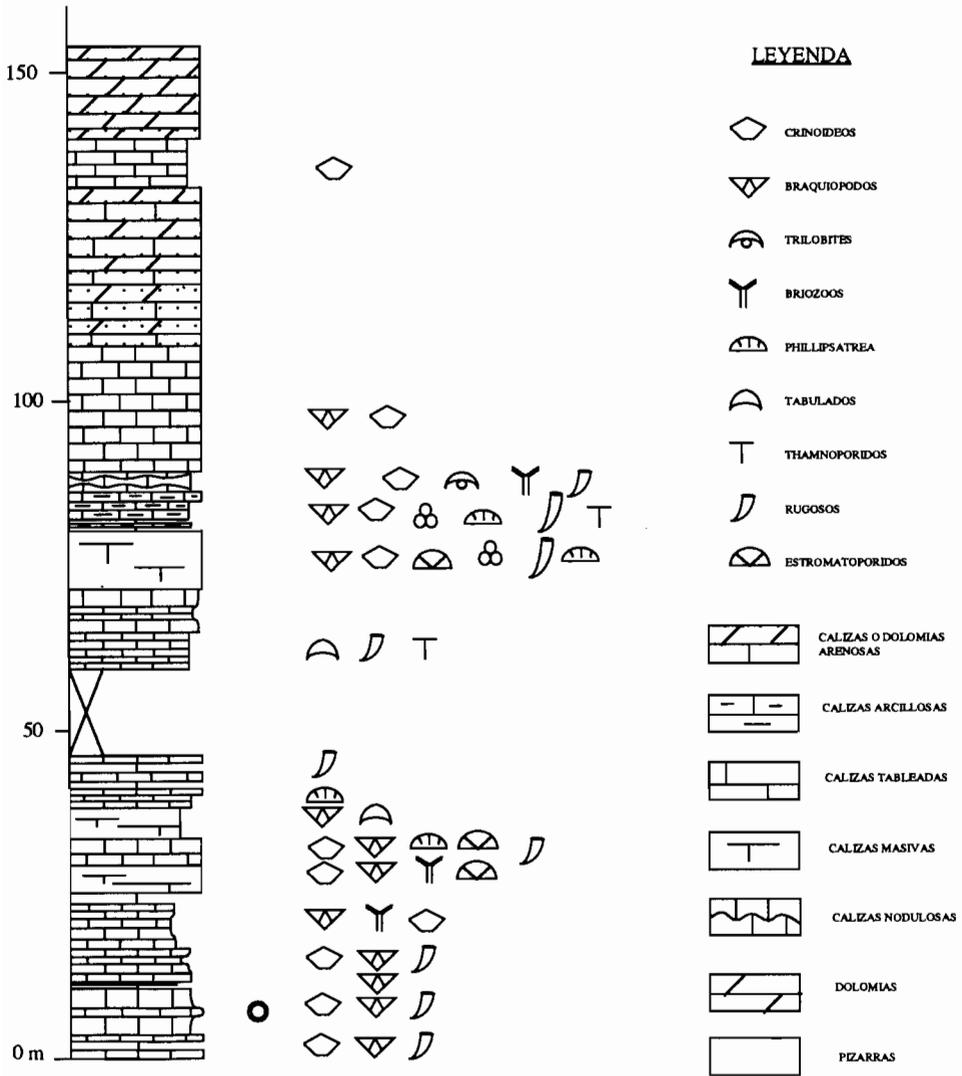


Figura 8. Columna sintética de la Formación Portilla en la localidad de Vega de Gordón, según MENDEZ BEDIA y SOTO (com. personal)

aportes siliciclásticos (MOHANTI *op. cit.*), este autor atribuye las 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 periodo 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 (BOSCH, *op. cit.*) periodos de no 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 Sobía, 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 Givetiense en su mayor parte, encontrándose el Frasniese en la parte superior (20-25 últimos m). En León COMTE (1936 a) obtuvo una edad Givetiense-Frasniese, GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976) precisan la base como Givetiense Superior y GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) consideran que en la sección de Hurgas de Gordón es más vieja que la base de la Caliza de Candás de Perán (costa asturiana); sobre este punto, ya 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 Givetiense Superior en la región occidental del Sinclinal de Alba; mientras que, en la oriental RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985) en base a braquiópodos sitúan el límite Givetiense-Frasniese en la base de la Caliza de Valdoré. La edad Givetiense-Frasniese 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-Givetiense; esta datación es rechazada por casi todos los autores posteriores; únicamente REIJERS (*op. cit.*) estima una posible edad Eifeliense para la base en la localidad tipo de Matallana.

2.7.5. Las Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Areniscas de La Ermita). (Frasniese-Tournaisiense Inferior)

La sedimentación devónica acaba en la parte más externa de la Zona Cantábrica con estas unidades eminentemente detríticas 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 existentes para el Devónico en la ZC, se hace aquí más acusada siendo el confusiónismo 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, COMTE (1936) distinguió sobre la Formación Portilla tres formacio-

nes: 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 la parte más meridional de la Unidad de Somiedo-Correcillas. 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 del Devónico Superior; en la mayor parte de la Unidad de Somiedo-Correcillas 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) utilizaran el término informal de «Areniscas del Devónico Superior» para referirse al conjunto.

RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985) describe estas formaciones en el sinclinal de Alba con las siguientes características:

Formación Areniscas de Nocedo. Constituida por areniscas con estratificación cruzada planar y abundante porosidad móldica, lutitas con estratificación flaser, esporádicas cuñas de areniscas con fuerte bioturbación y uno o varios tramos carbonatados, casi siempre originados por barras bioclásticas y canales, con estratificación «herringbone». La potencia de la formación varía entre 270 y 300 m. sedimentariamente se encuentra ordenada en dos secuencias regresivas que LOEVEZIJN (1983) y LOEVEZIJN y RAVEN (1983) denominan miembros: Gordón y Millar. Estos autores incluyen en el Miembro Millar parte de la Formación Fueyo.

Formación Fueyo. Constituida por lutitas con nódulos, areniscas en estratos finos y conglomerados polimícticos de base canaliforme. Su potencia oscila entre 120 y 150 m LEYVA *et al.* (1984) (en la Hoja de La Robla) distingue en la formación dos tramos, el tramo basal está constituido por lutitas con nódulos e intercalaciones esporádicas de delgados niveles de conglomerados polimícticos de 15 a 25 m de potencia, con clastos silíceos bien redondeados, de tamaño centimétrico y cemento silíceo, presenta estratificación cruzada planar y en surco y gradación inversa, localmente encuentran costras ferruginosas y brechas polimícticas con clastos de lutitas y matriz ferruginosa, cuyo origen podría estar en suelos ferralíticos removilizados. El tramo superior es una alternancia de areniscas y lutitas con estratificación flaser y lenticular, ripples de oscilación e impresión de grietas de desecación y gotas de lluvia. La aparición de fragmentos de rocas anfibólicas (FRANKENFELD, 1982) y clastos en el conglomerado polimíctico con deformación y metamorfismo pre-Devónico Superior RODRIGUEZ-FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*), parecen indicar un área fuente al oeste y suroeste de la Cordillera Cantábrica.

Formación Ermita. Constituida por areniscas, cuarcitas, areniscas ferruginosas y microconglomerados polimícticos, con intercalaciones de limolitas y lutitas intensamente bioturbadas y delgados lentejones de bioalcarenitas, desarrollados sobre todo hacia el techo. En los niveles groseros es frecuente la estratificación cruzada planar y en surco y la «herringbone». La potencia oscila, por término medio, entre 50 y 70 m. Todo el conjunto está ordenado en una secuencia regresiva.

En Vega de Gordón y Beberino (Sinclinal del Pedroso la Formación Ermita está representada por menos de 5 m de areniscas y cuñas de calizas bioclásticas hacia el techo que podría corresponder parcialmente a la formación suprayacente (Formación Baleas) (Fig. 9, la facies b en el techo de la Formación Ermita en la Sección de Beberino corresponde a la Formación Baleas).

COLMENERO (*op. cit.*) en el Manto de Bodón describe dos series:

— Camplongo, caracterizada por que las Areniscas poseen un espesor aproximado de 3 m y se apoyan sobre las calizas y dolomías de La Vid, litológicamente son areniscas amarillentas de grano fino, muy fosilizadas (Fig. 9).

— Millaró, estando las areniscas del Devónico Superior apoyadas sobre el Grupo La Vid, mediante un contacto irregular (*¿hard-ground*), ocupa un espesor de 5,8 m y prácticamente en su totalidad son cuarcitas muy compactas de grano fino, con estratos paralelos discontinuos y frecuentes niveles de porosidad móldica, únicamente, cerca del techo aparece estratificación cruzada en surco de migración de ripples.

Dentro de la localidad de Getino en la Escama de Gayo las Areniscas tienen un espesor de 12 m, se apoyan erosivamente sobre el Grupo La Vid y, litológicamente, son areniscas calcáreas, localmente ferruginosas de grano fino a medio, hacia el techo con fauna de equinodermos y braquiópodos, siendo comunes estratificación cruzada planar y superficies erosivas.

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 calizos (COLMENERO, *op. cit.*; LOEVEJIN y RAVEN, *op. cit.*; LEYVA *op. cit.*, y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*).

La Formación Fueyo, representa para COLMENERO (*op. cit.*) un episodio transgresivo en el que se pasa al depósito de turbiditas proximales y lutitas de plataforma externa y talud con depósito de conglomerados resedimentados. Esta interpretación es rechazada por LEYVA *et al.* (*op. cit.*), LOEVEJIN (*op. cit.*), LOEVEJIN 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.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un carácter regresivo y esta 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.

La Formación Nocedo ha proporcionado una edad Frasnense (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, *op. cit.*). Estos autores en el sinclinal de Alba dan una edad Givetiense Superior para la base, constituida por la Caliza de Valdoré. TRUYOLS *et al.* (1982) encuentran bajo el límite que se supone separa Nocedo de Ermita fauna del Frasnense Superior. La Formación Fueyo es asignada por RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*) en el Sinclinal de Alba al Frasnense terminal-Femaniense Inferior, encontrándose el límite entre ambos pisos en la parte más baja de la formación.

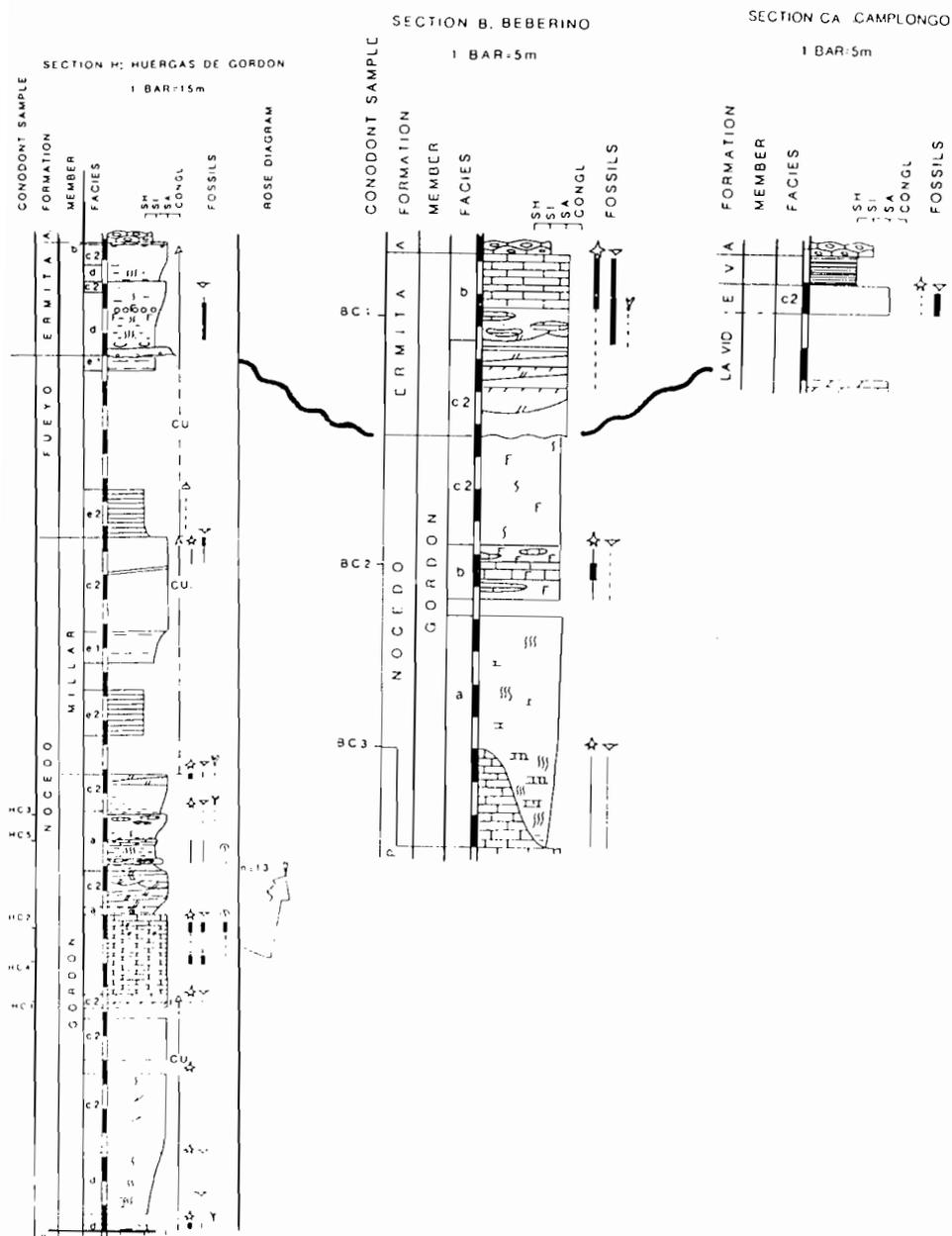


Figura 9. Correlación entre diversas secciones de las areniscas del Devónico Superior, las de Huergas de Gordón y Beberino en la Unidad de Somiedo-Correcillas, la de Camplongo en la Unidad de la Sobia-Bodón, según LOEVEZIJN (1983)

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 fauna hallada en una caliza bioclástica (0,5 m) situada inmediatamente en el muro de la Formación Alba; ésta 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. GARCIA-ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ (1988) en base a conodontos obtienen una edad Fameniense Superior-Tournaisiense Inferior para esta formación en una sección situada en el Sinclinal de Alba al norte de La Robla (hoja del mismo nombre); mientras que en la cantera de Baleas, dentro del Sinclinal el Pedroso, obtienen una edad exclusivamente Fameniense Superior.

2.8. CARBONIFERO

2.8.1. Formación Baleas (Tournaisiense)

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

SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983) describen como características generales en la localidad tipo: la parte inferior son calizas packstone muy bioclásticas, con disminución del tamaño de bioclastos hacia el techo (principalmente crinoideos y briozoos), algunos terrígenos, cuarzo y glauconita tamaño arena fina, y abundantes superficies estilolíticas. La parte media, la constituyen calizas rosadas y blancas, packstone, con crinoideos, briozoos y braquiópodos, algunos terrígenos y superficies estilolíticas. En la parte alta predominan las calizas blancas, packstone, con crinoideos, briozoos y braquiópodos —notable aumento de crinoideos sobre el resto de bioclastos— escasos terrígenos y frecuentes superficies estilolíticas. El tránsito, según estos autores, con la Formación Alba (Genicera) se realiza rápidamente, en menos de 5 cm, sobre una zona bioturbada y soldada con el término superior. El cambio es neto en la textura y en el contenido en bioclastos, con predominio de goniatites, gasterópodos y planctónicos, permanencia de crinoideos y escasos briozoos. El espesor de esta formación en este punto es de unos 6 m.

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.*, 1983 y GARCIA-ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988). LEYVA *et al.* (1984) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985) 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 Mampodre de SJERP, 1967); otros en cambio (WAGNER *et al.*, *op. cit.*; COLMENERO, *et al.*; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, *op. cit.* entre otros) han separado estas dos unidades en base a distintos criterios entre los que COLMENERO (1976) 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 Vegamian, 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 Tournaisiense para esta formación abarcando desde el Inferior (Tn 1b) hasta el superior (Tn 3) según las zonas, e incluyendo formas del Tournaisiense Medio (Tn 2c). Idéntica edad obtienen GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ (1988) en esta sección, mientras que en la cantera de Baleas sitúan el límite Devónico-Carbonífero (Fameniense Superior-Tournaisiense Inferior) dentro de esta formación).

RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (*op. cit.*) indican que los datos cronoestratigráficos referentes a las Formaciones Ermita (Miembro Mampodre), Baleas y Vegamian tienden a indicar que, lateralmente unas se indentan con 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 Vegamian contienen faunas que indican un mismo horizonte bioestratigráfico en secciones distintas pero próximas.

2.8.2. Formación Vegamian (Tournaisiense Medio-Superior)

La Formación Pizarras de Vegamian fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de «Couches de Vegamian». La Formación Vegamian aparece bien representada en la región oriental de la Zona Catábrica, siendo (como hemos visto) un equivalente lateral de la Formación Baleas y aún de la Formación Ermita. Su espesor es, en general, muy reducido; oscilando entre 4 m y unos pocos decímetros. En la localidad tipo situada en la Hoja de Boñar tiene 15 m de potencia.

Litológicamente está constituida por pizarras gris oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert, localmente aparecen delgados niveles areniscosos y lentejones carbo-

natados (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* 1983). Los límites son en general netos, si bien, el paso a la Formación Alba (Genicera) puede ser transicional.

El medio de depósito invocado para estos materiales es de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones anóxicas. RAVEN (1983) considera que estas condiciones se habrían producido, tras una transgresión, en las zonas más profundas de la plataforma carbonatada y en sus áreas adyacentes. La profundidad no debió ser muy grande, ocasionándose la ausencia de oxígeno por una circulación restringida (ADRICHEM BOOGAERT, 1967); RAVEN (1983) precisa unos valores en torno a los 50 m de profundidad.

Por lo dicho anteriormente, la edad de esta formación coincide, en parte, con la de la Formación Baleas. En base a los trabajos de HIGGINS *et al.* (1964), WAGNER *et al.* (1971), HIGGINS (1971, 1974) y RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1983) la edad de la Formación Vegamian oscila entre el Tournaisiense Medio- Superior.

2.8.3 Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan de forma neta una 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 (1858) 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). 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 *et al.* (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, situando su localidad tipo en la Hoja de Boñar y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

En el Sinclinal de Alba sobre la Formación Alba o Genicera no existen calizas sino que se dispone una serie terrígena (Formación Cuevas), el límite entre ambas es gradual estando constituido por un intervalo de pizarras y margas rojas, verdes y grises conocidas como «Capas de Olaja» «WAGNER» *et al.* (1971).

SANCHEZ de la TORRE *et al.* (1983) describen la Formación Genicera en la cantera Baleas. Siendo el tránsito con la Formación Baleas, tanto en textura, como en contenido de 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 plantónicos, ostrácodos, gioniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos apareciendo algún interestrato 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 radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas, hacia el techo disminuyendo las radiolaritas, aumentando las pizarras y relativamente el fango calcáreo. Los bioclastos son fundamentalmente rediolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento de sílice 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 algunas calizas bioclásticas wackestone, de organismos plactónicos, 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 aquí es de unos 28 m, si bien, puede ser de unos pocos metros en algunas localidades.

La Formación Genicera según SANCHEZ de la TORRE *et al.* (*op. cit.*) representa el comienzo de uniformización 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, serie condensadas, a otro de condiciones normales de plataforma carbonatada, representado por la Formación Barcaliente. El carácter condensado de esta formación indica la existencia de 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 (1983) 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 (sinse-
dimentario) de los procesos de disolución y cementación dada la baja intensidad de sedimen-
tación 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 distribu-
ción más restringida acuñándose y desapareciendo hacia el S (HIGGINS *et al.*, 1964; WAG-
NER *et al.*, 1971; LEYVA *et al.*, 1984).

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 conodontos de la zona *anchoralis* (HIGGINS *et al.* 1964; BUDINGER y KULLMAN,
1964; ADRICHEN BOOGAERT, 1967; HIGGINS, 1971, 1974). 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 Pisuega- Carrión ADRICHEN
BOOGAERT (1967) da una edad para la base de Visense 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 cubre el resto del Viseense.

La macrofauna encontrada es muy importante especialmente los goniatites, HIGGINS *et al.*,
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).

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

La Formación Alba Comprende en esta hoja, por tanto, todo el Viseense. Los materiales
que coronan la formación y que tiene diversos aspectos según localidades llegan al Namu-
riense A Inferior (E2), esta misma edad dan las «Capas de Olaja», tránsito a la Formación
Cuevas.

2.8.4. Formación Barcaliente (Serpujoviense)

La Formación Barcaliente fue establecida formalmente por WAGNER *et al.* (1971), siendo
su tránsito gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que puede ser neto o
gradual bajo la Formación Valdeteja, siendo siempre neto bajo los materiales terrígenos
que sustituyen a esta Formación en el Sinclinal del Pedroso. 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 afloramientos. Consta de calizas gris oscuras en estratos decimétricos a
centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedi-
mentarias 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, calciesferas, equinodermos y lamelibranquios de concha fina 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 pseudomorfos 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 la hoja. 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.

En el Sinclinal del Pedroso REUTHER (1977) y HEMLEBER y REUTHER (1980) han descrito la serie de Fonfría, al sur de Cabornera. Sobre unos 13 m de calizas claras nodulosas sigue una serie de 120 m de calizas oscuras tableadas en estratos de hasta 20 m, localmente constituyendo niveles masivos métricos, hacia la parte baja existen niveles slumpizados así como gradaciones dentro de cada estrato mientras que hacia el techo son frecuentes las laminaciones y bioturbaciones. A este tramo se le superponen 16,5 m de lutitas laminadas e intensamente bioturbadas localmente. Por encima 183,5 m de calizas negras, tableadas en estratos de hasta 20 cm de potencia, con bioturbaciones y laminaciones. Los últimos 12,5 m de la Formación Barcaliente en esta localidad están constituidos por la brecha del Porma con calizas de algas tanto en la base como intercaladas en este nivel.

GONZALEZ LASTRA (1978) 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 EICHMLLER (1986) relaciona estas brechas con procesos 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 desarrollados 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 este de la región de Mantos. Finalmente HEMLEBER y REUTHER (1980) en su estudio del área comprendida entre los ríos Luna y Cea consideran que la formación está constituida por calizas alodápicas

asimilables a turbiditas distales, que en la parte alta pasarían a medio somero. EICHMLLER 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 este de la Cuenca Carbonífera Central, Manto del Ponga y Picos de Europa) bordeada por O y S (Región de Pliegues y Mantos) por una rampa con calizas alodápicas que finalmente enlazaría con las zonas más profundas de cuenca cuyos sedimentos son predominantemente 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; EICHMLLER y SEIBERT, *op. cit.*; EICHMLLER, *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 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. EICHMLLER y SEIBERT (*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 EICHMLLER y SEIBERT, *op. cit.*); EICHMLLER (*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, atribuyen una edad R1 a niveles situados por encima de la Formación Barcaliente.

2.8.5. Series Namurienses de los Sinclinales de Alba y Pedroso

2.8.5.1. Formación Cuevas (Sinclinal de Alba)

En el Sinclinal de Alba sobre la Formación Genicera, se desarrolla la denominada Formación Cuevas definida informalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), donde se pueden distinguir tres «miembros»: uno basal en tránsito gradual con las «Capas de Olaja», compuesto por una alternancia de lutitas, areniscas, microconglomerados, y calizas micríticas, con estructuras típicas de facies turbidíticas.

WAGNER *et al.* (1971) definen formalmente el miembro basal como la Formación Olleros, situando, el estratotipo en el arroyo de San Martín en la vecina Hoja de la Robla. Estos depósitos fueron denominados como «Facies Culm» por SITTER (1962) y RUPKE (1965), por otro lado EVERS (1967) las denomina «Facies Flysch». SANCHEZ de la TORRE *et al.* (1983) en la localidad tipo de esta Formación, (con un espesor de 518,4 m), diferencian los siguientes tramos:

1. 147 m de pizarras, limolitas y areniscas grises y verdosas ordenadas en secuencias Tc-e y ocasionalmente Tb-e con intercalaciones de areniscas amarillentas con restos vegetales con base erosiva, son frecuentes las capas y nodulos de siderita, y estructuras de corrientes («flute» y «groove marks») en la base de las capas, que indican aporte de sedimentos

desde el SO y O. Estas mismas direcciones de aportes se obtienen en el flanco norte del Sinclinal de Alba.

2. 145 m de areniscas de grano grueso a medio ordenadas en secuencias positivas, con bases erosivas de areniscas de grano muy grueso y microconglomerados.

3. 218,4 m constituido por areniscas de grano grueso a medio ordenadas en secuencia positiva de base erosiva, hacia techo limos y pizarras intercaladas en niveles de menos de 10 m de margas y calizas margosas, fétidas, lajosa, muy bioturbadas. Lateralmente estos niveles pueden ser cartografiables.

4. 8 m brecha de matriz margosa y clastos redondeados de hasta 2 m de diámetro, formadas por calizas micríticas y bioclásticas, en parte orientados en la matriz.

Para los autores antes mencionados el tramo 1 representa la acumulación en un «basin plain» situado por delante de un abanico submarino. Las estructuras de corriente indican un origen suroccidental, opuesto al relleno que se produjo durante la mayor parte del Devónico. Esto prueba que durante el Namuriense más bajo, existía un área levantada en la parte sur y oeste de la cuenca, que funcionaba como área madre, aportando sedimentos siliciclásticos. Los tramos 2 y 3 parecen corresponder a sistemas de abanicos turbidíticos de baja eficacia de transporte. Las calizas intercaladas se han formado en medios de baja energía, relativamente profundos, la icnofauna presente indica, asimismo, una facies profunda. La brecha final representa un «debrisflow», de cantos ya litificados, cuyo origen es un sedimento carbonatado de características diferentes a las intercalaciones calcáreas. Su depósito tuvo lugar en relación con un talud deposicional.

El segundo «miembro» lo constituyen calizas tableadas muy replegadas y que WAGNER *et al.* (1971) identifican con la Formación Barcaliente; presentando estructuras de deslizamiento a mayor o menor escala a las que se superpone una fuerte deformación pospliegues de origen tectónico. El inferior de este tramo es variable siendo superior a los 100 m pudiendo llegar a los 300 m. Lateralmente (hacia el este) y fuera del ámbito de la hoja es sustituido por varios horizontes carbonatados con intercalaciones lutíticas.

El tercer «miembro» está constituido por: lutitas gris oscuras en niveles de espesor variable; niveles de hasta 10 m de paraconglomerados en secuencia normal, con clastos de menos de 2 cm de cuarcita y lilitas redondeados con matriz de areniscas; sublitareníticas de grano fino; «pebbly mudstone» con clastos de calizas subangulosos y de litarenita en matriz lutítica; estos niveles forman secuencias normales gradando hacia el techo a niveles de calclititas; niveles de calizas similares a las del miembro 2, micríticas, laminadas, bioturbadas y en estratos de menos de 10 cm; alternancias de lutitas y litarenitas en una proporción 1:1 con secuencias de Bouma Tc-e, Tb-e, fundamentalmente, pudiendo culminar las secuencias en delgados niveles centimétricos de calizas micríticas, y niveles de litarenitas de grano fino y medio masivos, en estratos métricos. Las características litológicas y estructuras indican la continuación del relleno del surco turbidítico representado por los miembros 1 y 2.

En el Sinclinal de Alba, las «Capas de Olaja» (de la Formación Alba-Genicera) han suministrado fauna de tipo pelágico con goniatites del piso *Eumorphoceras* (WAGNER *et al.*, *op. cit.*; BECKER *et al.*, 1975); ostrácodos (BECKER, 1976) y trilobites (GANDL, 1977) que

confirman la edad Namuriense A (E1) para la base. El contenido paleontológico de la Formación Olleros es en general, muy escaso; WAGNER y FERNANDEZ GARCIA (1971) citan flora clasificada como Namuriense A-B y en WAGNER *et al.* (*op. cit.*) se citan esporas que indican el Namuriense B por debajo de la sucesión carbonatada. Por otro lado MENENDEZ-ALVAREZ (en TRUYOLS y SANCHEZ POSADAS, 1983) encuentra en la base del nivel carbonatado de la sección de Olleros fauna de edad anterior al R1. Por lo que para este autor la Formación Olleros debería tener la misma edad que las capas de Olaja (E2).

2.8.5.2. *Las Series Detríticas del Sinclinal del Pedroso*

En el Sinclinal del Pedroso por encima de la Formación Genicera (Miembro Canalón) y de forma gradual se pasa a la Formación Barcaliente, por encima de la cual se desarrolla una serie detrítica con un espesor de 106 m visibles, la base de esta sucesión es gradual con lutitas margosas laminadas y algunas intercalaciones de calizas micríticas gris oscuras, en estratos de hasta 10 cm. El resto de la serie está constituida por alternancias de lutitas más o menos limosas y areniscas con secuencias de Bouma Tb-e, Tc-e y Td-e, las secuencias presentan espesores de hasta 70 cm siendo más frecuentes los inferiores a 20 cm, con base erosiva, estructuras de arrastre y erosión; dando direcciones de paleocorrientes desde el SO y O, dentro del tramo b pueden aparecer restos vegetales y pequeños cuantos lutíticos; el tramo c puede presentar «convolute lamination», localmente a techo de las secuencias aparecen pequeños niveles de hasta 5 cm de calizas micríticas laminadas. Las secuencias de Bouma pueden presentarse ordenadas en secuencias mayores grano y estratocreciente y en menor número de caso grano y estratodecreciente.

MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), interpretan depósitos con características litológicas similares: espesores de capa de arena, proporción de arena-lutita, secuencia de Bouma presentes, secuencias grano y estratocrecientes como progradación de lóbulos turbidíticos en sus partes más distales, en área de «basin plain». Las secuencias grano y estratodecrecientes se interpretan como rellenos de canales submarinos también en áreas muy distales como indican su reducido espesor.

En el Sinclinal del Pedroso el techo de la Formación Genicera ha proporcionado fauna de goniatites de edad E2, Namuriense A Inferior. En la base de la serie terrígena dentro del mismo sinclinal WAGNER *et al.* (1971) y KULLMAN (1979) citan goniatites del piso R1 namuriense B Inferior.

2.8.6. **Formación Valdeteja (Bashkiriense)**

La Formación Valdeteja definida por WAGNER *et al.* (1971), presenta una distribución más restringida que la Formación Barcaliente, encontrándose de modo discontinuo en la mitad oriental y septentrional de la Región de Pliegues y Mantos y en la de Picos de Europa, además de en los afloramientos septentrionales de la Cuenca Carbonífera Central y de la Región de Mantos. En el ámbito de esta hoja, aparece sobre la Formación Barcaliente en todos los afloramientos, menos en los Sinclinales de Alba y del Pedroso como se ha visto anteriormente. 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 materiales detríticos. Esta geometría es particularmente ejemplar entre el embalse de Barrios de Luna (Hoja de Los Barrios de Luna) y la localidad de Valdeteja (Hoja de Boñar), en una banda situada en las escamas de Bodón y Gayo. Por tanto, el espesor de la Formación Valdeteja varía grandemente incluso en distancias del orden de algunos kilómetros.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas 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 reed mounds según este autor); calizas (mudstone a grainstone) bioclásicas; fosilíferas; oolíticas; peloidales; oncolíticas; con espiculitas; y varios depósitos de brechas calcáreas (Fig. 10).

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, correspondientes a un medio somero y con una tasa de sedimentación alta. EICHMÜLLER (1985) considera que esta formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno. Diferencia distintos ambientes desde lagoon (grainstones de peloides, wackestone de oncoides, estromatolitos y mudstones con seudomorfos de evaporitas), cuenca de intraplataforma (calizas oscuras y tableadas: wackestones de espículas con slumps) y plataforma marina abierta con construcciones algales (mounds). Los márgenes de plataforma estarían constituidos por barras de calcarenitas y construcciones (reef mounds) algales y en dirección a la cuenca pasarían a depósitos de talud (hemipelagitas, 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 basal, y zonas elevadas donde se desarrollarían las plataformas carbonatadas.

JULIVERT (1978), SANCHEZ de la TORRE *et al.* (1983) y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) señalan la existencia de un surco externo a esta plataforma que ya se habría iniciado durante los tiempos del Barcaliente (Formación Cuevas) 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.*, 1991).

La base de la formación es considerada isócrona (TRUYOLS *et al.*, 1982) situándose en el Namuriense A-B (E2 ó E2-R1). El techo de la formación es en cambio fuertemente diacrónico,

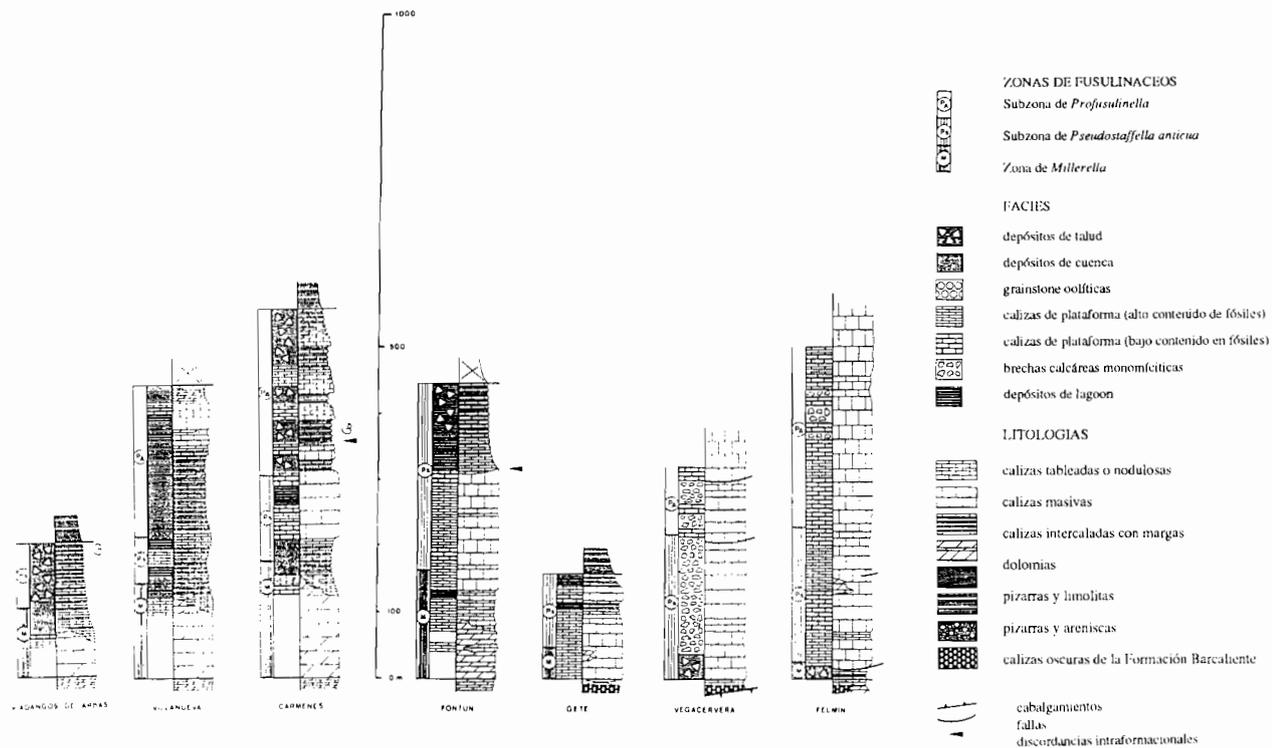


Figura 10. Correlación entre diversas secciones de la Formación Valdeteja, según EICHMÜLLER (1985)

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 Viadanos (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 este autor, encuentra una edad Namuriense C (Yeadoniense, G1) para los tramos basales de esta formación. 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 Moscoviense más bajo para el techo.

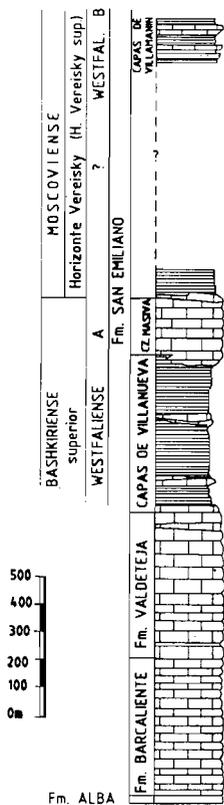
2.8.7. Formación San Emiliano (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

En la Unidad de la Sobia-Bodón, sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja se desarrolla una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas y capas de carbón más o menos abundantes. Esta sucesión se encuentra en las llamadas «cuencas carboníferas» de Teverga y San Emiliano y en la rama sur de la Unidad de la Sobia-Bodón donde forman parte del Manto de Bodón, de la escama de Gayo y de la lámina de Villafeliz.

En el área de San Emiliano (Hoja de Los Barrios de Luna) BROUWER y GINKEL (1964) denominaron a esta sucesión Formación San Emiliano y extendieron la denominación a las sucesiones de todas las áreas antes citadas. Este criterio es el seguido por la mayoría de los autores subsiguientes. Posteriormente; BOWMAN (1980, 1982) definió la formación de modo formal en su área tipo, separó en ella tres miembros (Pinos, La Majúa y Candemuela) y limitó su extensión a las «cuencas carboníferas» de San Emiliano y Teverga. Este autor rechazó la denominación de Formación San Emiliano para la sucesión aflorante en la rama sur de la Unidad de la Sobia-Bodón en base a consideraciones bioestratigráficas. En su lugar separa dos unidades dentro de esta sucesión (Fig. 11):

Una inferior a la que denomina Capas de Villanueva y sobre 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 con 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 del conjunto de ambas unidades 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 y dada la identidad entre las Capas de Villanueva y el Miembro Pinos extiende a aquellas esta denominación.



- CALIZAS
- ARENISCAS
- LUTITAS
- CARBON

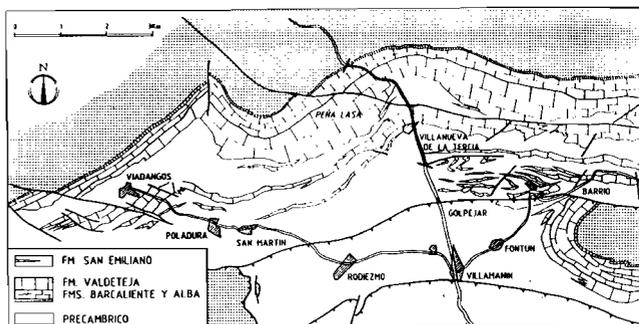


Figura 11. Columna sintética de la Formación San Emiliano en la Unidad de Bodón según MOORE et al. (1971), ligeramente modificado y esquema cartográfico

Por tanto los afloramientos de la Formación San Emiliano de esta hoja aparecen en la rama sur de la Unidad de La Sobia-Bodón y concretamente forman parte del Manto de Bodón y de la escama de Gayo.

En el ámbito de la Hoja de La Pola de Gordón, la Formación San Emiliano aflora en el Manto de Bodón, en la lámina de Villafeliz y en la escama de Gayo formando una banda que se extiende desde Villafeliz y Truébano en la Hoja de Los Barrios de Luna situada al oeste hasta el área de Valdeteja en la Hoja de Boñar situada al este. Su espesor es difícil de cuantificar por la complicación tectónica y porque su techo no es visible en ningún punto al estar cortado por superficies de cabalgamiento.

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 (=Miembro Pinos) y capas de Villamanín respectivamente.

Las capas de Villanueva constituyen el intervalo inferior de la formación. Su espesor es variable, los valores máximos en el ámbito de la hoja oscilan en torno a 500 m en las secciones de Villanueva de la Tercia (470 m según BOWMAN, 1980) y Viadangos de Arbás (FERNANDEZ, *op. cit.*). En otros puntos son sustituidas parcialmente por la Formación Valdeteja, así en la sección de Peña Lasa su espesor se reduce aproximadamente a 300 m (MOORE *et al.*, *op. cit.*). En la sección de Villanueva de la Tercia (BOWMAN, 1980) 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 esta es la sucesión litológica más frecuente; se observa como de unas secciones a otras, las intercalaciones presentan grados de importancia variables y así en la vecina Hoja de Los Barrios de Luna, se aprecia como en la sección de Villafeliz la parte baja y media carece de intercalaciones turbidíticas, mientras que en otros puntos (Robledo de Caldas) las turbiditas y debris flows calcáreos adquieren gran desarrollo (BOSCH, 1969; BOWMAN, *op. cit.*; CARBALLEIRA *et al.*, 1985).

Al sureste de Villanueva de Tercia, en la escama de Gayo, se ha levantado una sección (Gete) de los materiales que se disponen sobre la Formación Valdeteja y que son atribuibles a las capas de Villanueva (Fig. 12).

Las capas de Villamanín constituyen el intervalo superior de la formación. En su base aparece un nivel calcáreo, la «caliza masiva» de MOORE *et al.* (*op. cit.*). Este nivel, cuyo espesor máximo es de unos 250 m, es lateralmente discontinuo existiendo sectores donde se acuña entre los terrígenos circundantes (el caso más claramente visible ocurre en el sector comprendido entre Viadangos de Arbás y Casares de Arbás). MOORE *et al.* (*op. cit.*) en la sección del Valle de El Ejío encuentran que está formada por dos niveles, el inferior compuesto de calizas con intercalaciones de pizarras calcáreas, contiene crinoideos y braquiópodos; mientras que, el superior es lenticular y masivo y está cubierto por un delgado intervalo tableado. Estos autores señalan la existencia de niveles arrecifales masivos. RIDING (1979) considera que está formada por un complejo de montículos (mounds) con *Donezella*, lenticulares y masivos separados por intervalos tableados.

El resto de la sucesión de las capas de Villamanín tiene un espesor desconocido pues su

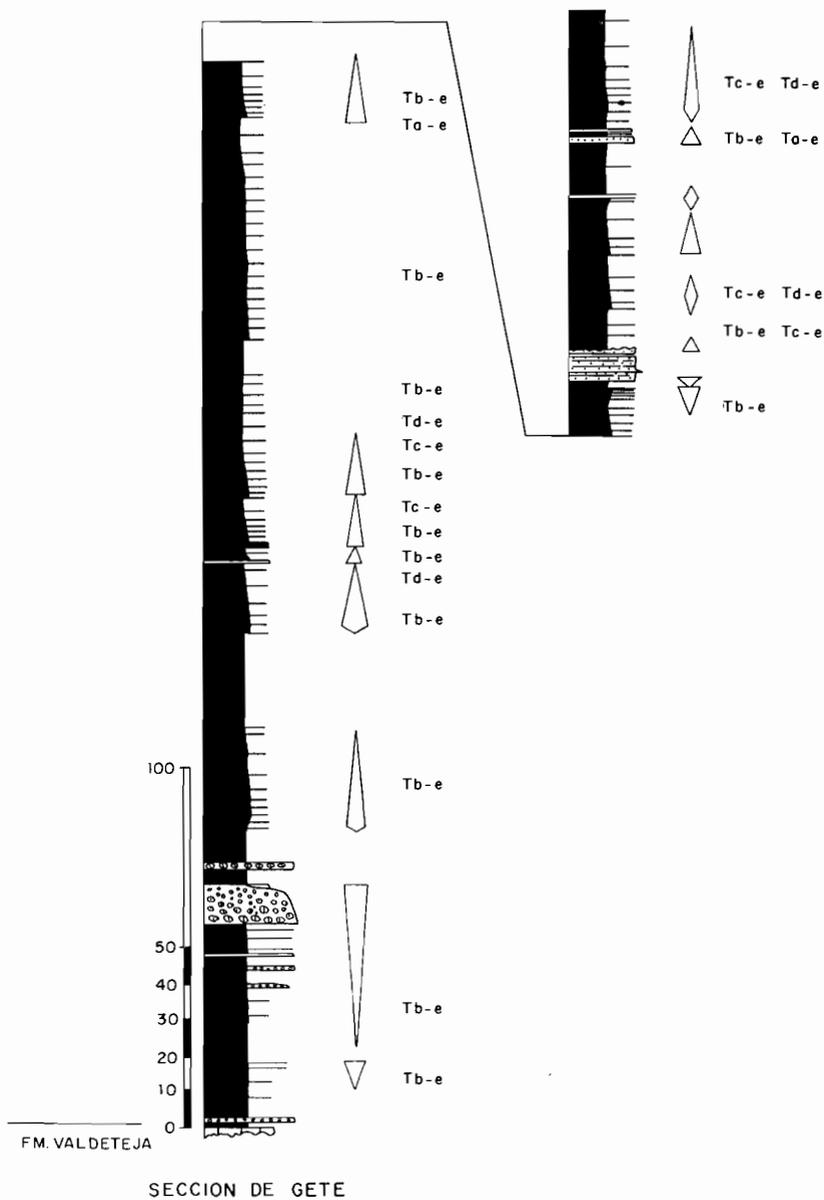


Figura 12. Columna sintética de la Formación San Emiliano (Capas de Villanueva) en la localidad de Gete

techo aparece cortado por la escama de Gayo o por el frente de cabalgamiento de la Unidad de Somiedo-Correcilla. La complicación tectónica que le afecta hace que además su estratigrafía sea poco conocida. Básicamente está formado por una sucesión terrígena con niveles calcáreos más o menos abundantes y alguna capa de carbón intercalada. En sus afloramientos más orientales, ya fuera de esta hoja, la sucesión es predominantemente pizarrosa con escasas intercalaciones calcáreas.

Una sucesión típica puede obtenerse a partir de las secciones de Peña Lasa-Valle de El Ejío (MOORE *et al.*, *op. cit.*, Fig. 2) y de Villanueva de la Tercia-Villamanín (MOORE *et al.*, *op. cit.*; FERNANDEZ, *op. cit.*). Sobre la «caliza masiva» aparece un intervalo con un espesor aproximado de 500 m que está formado por alternancias de lutitas y areniscas con alguna intercalación calcárea. Los intervalos terrígenos forman frecuentemente secuencias negativas, a veces culminadas por calizas. En la parte alta de ambas secciones aparecen una y dos capas de carbón respectivamente; en la sección de Villanueva de la Tercia-Villamanín se encuentran a techo de dos niveles areniscos canalizados y sobre un suelo de vegetación. Los niveles calcáreos, que en estas dos secciones son generalmente delgados, presentan un mayor desarrollo hacia el este hasta aproximadamente la Collada de Valdeteja, ya en la vecina Hoja de Boñar. En este sector con mayor abundancia de calizas se ha estudiado una sección (sección de Valverdín, Fig. 13) cuya posición estratigráfica respecto a las anteriores no ha podido ser determinada aunque aparentemente corresponde a tramos bastante altos de la formación.

Un hecho remarcable y no citado hasta ahora es la presencia de rocas ígneas intercaladas en la Formación San Emiliano. Estos niveles han sido detectados en el área de Villafeliz (Hoja de Los Barrios de Luna).

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante desde un medio de cuenca profunda-talud 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 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). 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 con dos procedencias: desde la plataforma carbonatada (Formación Valdeteja) que bordeaba la cuenca profunda por su margen externo, se producen aportes calcáreos bajo la forma de coladas de debris flow, turbiditas y olistolitos. Procedentes del margen opuesto también llegaban aportes terrígenos que se organizaban en lóbulos turbidíticos de pequeño tamaño (BOWMAN, 1980, 1985; FERNANDEZ, *op. cit.*) y que representan la progradación de una costa clásica. El incremento en la entrada de

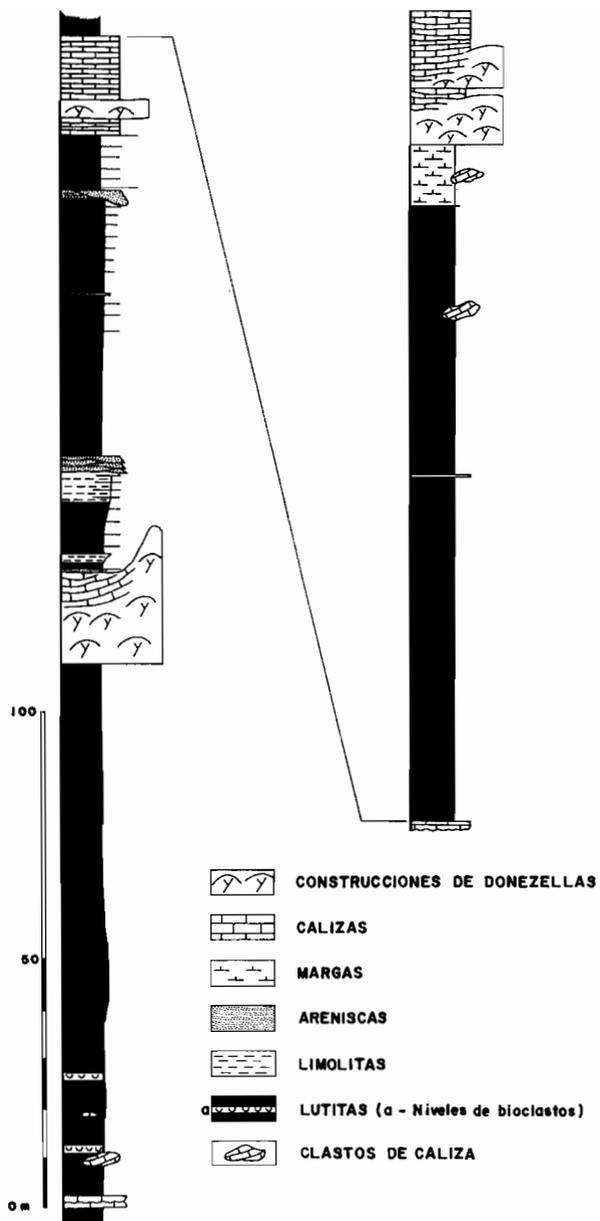


Figura 13. Columna sintética de la Formación San Emiliano (Capas de Villamanín) en la localidad de Valverdín

terrágenos, 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 frecuentes de inestabilidad (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 norte y este (Formación Valdeteja) (BOWMAN, 1980, 1985). El modelo que BOWMAN (1979, 1980, 1985) estableció en el área tipo es extensible con ligeras modificaciones a todos los niveles calcáreos que hemos reconocido, y posiblemente también a la «caliza masiva» en la que RIDING (*op. cit.*) encuentra facies similares. 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 oncoides 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).

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 (cuenclas), 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 se tiene actualmente sobre la evolución tectono-sedimentaria de la ZC durante el Carbonífero (JULIVERT, 1978; MARCOS y PULGAR, 1982; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1983 a, b; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983; EICHMÜLLER, *op. cit.*; FERNANDEZ, *op. cit.*; ...) parece más razonable considerar que la Formación San Emiliano se originó en una cuenca de antepaís (BEAUMONT, 1981) ligada a un cinturón orogénico. 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.

En los afloramientos de la hoja, la base de la formación se sitúa entre el Namuriense B Superior (horizonte R2) en Viadangos de Arbás y el Westfaliense A basal en Villanueva de la Tercia (MOORE *et al.*, 1971). 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.) confirma 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.*).

2.8.8. Grupo Lena y Sama de la Cuenca Carbonífera Central (Moscoviense)

Desde BARROIS (1982) la sucesión presente en la Cuenca Carbonífera Central se ha dividido en dos unidades litoestratigráficas (Lena y Sama). Posteriormente, GINKEL (1964) les asigna

categoría de formaciones, siendo ALLER (1986) quien los denomina grupos, diferenciando dentro del Grupo Lena varias unidades. La separación entre ambos grupos se basa en la presencia de calizas en el inferior mientras que en el superior aparecen mayor número de capas de carbón. Dentro de esta hoja no se ha diferenciado en el Mapa Geológico el límite entre ambas, dado que debido a la posición paleogeográfica que ocupa este área aquí presente dentro de la cuenca carbonífera se observa la existencia de niveles carbonatados hasta el Myachkovsky por lo que cualquier límite que se ponga ha de ser totalmente arbitrario.

Estratigráficamente predominan los materiales lutíticos, entre los que se intercalan en proporciones bien diferentes otros siliciclásticos, fundamentalmente litarenitas, así como algunos carbonatos y, excepcionalmente, algunos carboneros cuyo estudio exploratorio ha sido objeto de un reciente proyecto del I.T.G.E. para el P.E.N., denominado «Exploración de nuevas áreas carboníferas en la cuenca del Cellón» (1985) y que ha sido realizado tanto por miembros del propio Instituto como del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y de la Empresa IMINSA, algunas de cuyas memorias vienen presentadas por ARQUER *et al.* (1988), FERNANDEZ ARANGO y NAVAL BALBIN (1985, 1987). Otras aportaciones al conocimiento de la sucesión estratigráfica de la región se deben a BARBA REGIDOR (1984), BARBA y SANCHEZ de la TORRE (1985) y más recientemente BARBA REGIDOR (1990), en donde se establecen los primeros criterios sedimentológicos para el área del Cellón, en cuyo contexto se sitúa el de la región estudiada.

En la figura 14 se da una serie parcial en Camplongo. Según BARBA REGIDOR y SANCHEZ de la TORRE (*op. cit.*) y BARBA REGIDOR (*op. cit.*), los materiales implicados en la sucesión descrita corresponden a una plataforma siliciclástica con facies de llanuras mareales desahalladas en relación con aquellas, y que venían dadas por la aparición de barras y otros tipos de cordones arenosos más o menos cercanos a la línea de costa, que condicionaban la aparición de lagoones probablemente conectados con la plataforma, habida cuenta, entre otras razones, de la rápida transición de algunos de los subambientes protegidos (barismas) hacia condiciones más abiertas con la formación incluso de apilamientos de blockstones en zonas de mayor productividad de carbonatos, durante episodios de menor entrada en la cuenca de siliciclásticos más gruesos, esencialmente arenas, definiendo seguramente la existencia de bancos bioclásticos submareales, incapaces, además de determinar la formación de lagoones *s.str.* hacia la línea de costa.

En esta hoja se reinterpretan algunas de las secuencias presentes en dicha sección; así como lo que se refiere a otras equivalentes en las secciones de las inmediaciones del área del Cellón, en la cual se circunscribe ésta de Camplongo. La figura 2 muestra un esquema de la ordenación de una secuencia de naturaleza eminentemente deltaica sobre facies probablemente de estero de marea («tidal inlet») constituidas por areniscas cuarzosas de grano muy fino, con base erosiva, estratificación ondulante y restos de fauna en la base. En esta secuencia las condiciones deltaicas se inician a partir de lutitas de prodelta, en las que se intercalan algunas delgadas capas areniscosas con señales de deslizamientos, que son consecuencia de la existencia de movimientos en el interior de la masa sedimentaria; las frentes deltáico, erosivas en la base, se caracterizan por el desarrollo de una barra distal que, a medida que decrecen los aportes de arenas, éstas adquieren un aspecto acintado intercalándose entre unos porcentajes variables de lutitas. Inmediatamente, con la ruptura

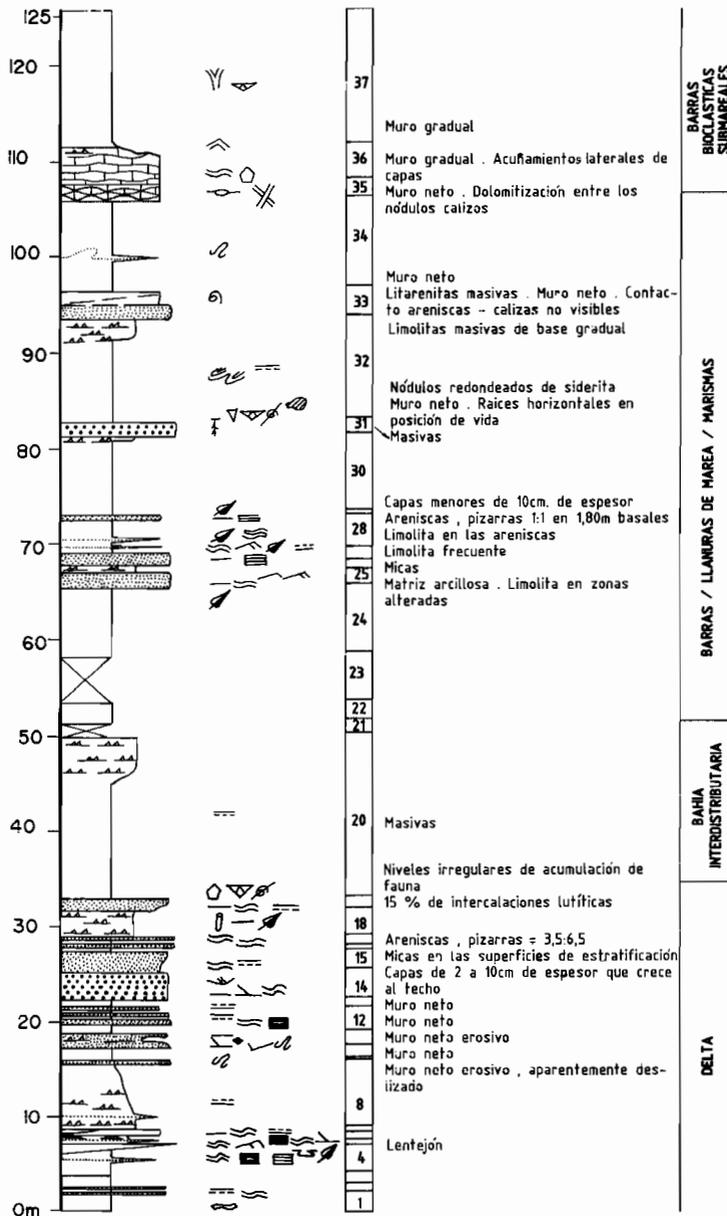


Figura 14. Columna parcial de la sucesión de la Cuenca Carbonífera Central aflorante dentro de esta hoja

de este equilibrio arenas/lutitas por progradación del delta, las primeras se instalan en la cuenca en condiciones de barra de desembocadura en areniscas cuarzosas que representarían un cierto lavado por la acción del oleaje que evolucionan a barra somera y a intertributarios, respectivamente, sobre las cuales se instalan a su vez términos de desbordamiento debidos a la rotura de diques que separan los canales de sus márgenes. La secuencia finaliza con lutitas, en cuya base hay restos de fauna —crinoideos y braquiópodos principalmente—, que representarían a los depósitos de bahía de intertributarios.

A partir de estas salidas deltaicas tendría lugar la introducción de las arenas cuya disposición sobre la plataforma y posterior reorganización daría lugar a algunas de las otras facies, anteriores ya mencionadas (barras arenosas, llanuras mareales, marismas, etc.)

En áreas aledañas, siempre en torno a las vertientes de El Cellón, este esquema parece válido. Ahora bien; algunos de estos cordones arenosos progradantes, de escaso desarrollo vertical, y más o menos paralelos a la costa, desarrollados a partir de la dispersión y reorganización de las arenas en la plataforma lutítica, definidos por BARBA REGIDOR y SANCHEZ de la TORRE, *op. cit.*, como correspondientes a una facies tipo «chenier»; graduales en la base, y hacia donde presentan estratificación horizontal ondulante que a techo se hace cruzada tangencial; y habida cuenta de las diferencias de organización interna entre los cuerpos descritos y los clásicamente definidos como tales «chenier» en la literatura sedimentológica (OTVOS y PRICE, 1979; AUGUSTINUS, 1980; entre otros); determina hoy, la consideración de aquellos simplemente como cuerpos arenosos progradantes en la plataforma. Por otra parte, ignoramos si las facies de «chenier» citadas por ARQUER *et al.* (1988) en la misma zona se corresponden a las descritas en BARBA REGIDOR y SANCHEZ de la TORRE (*op. cit.*).

Igualmente, BARBA REGIDOR y SANCHEZ de la TORRE (*op. cit.*), citan la existencia de grandes deslizamientos que interesan a bloques carbonatados, que son así introducidos en la plataforma lutítica, entre cuyos sedimentos aparecen intercalados. Este tipo de estructuras representaría la inestabilidad que caracteriza a estos ambientes como consecuencia de compactaciones diferenciales, así como a la subsistencia regional.

En lo que se refiere a la aparición de niveles con carbón, se trata de capas de algunas decenas de centímetros de espesor, con suelo de raíces a muro y que se localizan preferentemente en relación con cambientes protegidos de barra arenosas y aún (Serie de Pajares) con los de la llanura deltáica a techo de las facies de barra de desembocadura, representando el abandono y posterior colonización de las plantas cuyos restos habrán de desarrollar el correspondiente nivel con carbón.

En cuanto a la edad de esta sucesión, los datos son escasos. VILLA (det.) en base a Fusulinidos obtiene en las proximidades de Canseco una edad máxima para esta sucesión del Myachkovsky (Moscoviense Superior)

2.8.8.1 La Sucesión Carbonífera en La Escama de Forcada

La escama de Forcada constituye la lámina más externa de la rama sur de la Unidad de La Sobia-Bodón. Se halla cabalgada por el manto de Bodón y su autóctono relativo viene constituido por la Cuenca Carbonífera Central.

La sucesión carbonífera terrígena de esta escama es la siguiente (EVERS, 1967):

Muro: Caliza de Montaña. Aquel autor señala el escaso espesor que alcanza la Formación Valdeteja (miembro bioesparítico superior en su nomenclatura) y la presencia en el techo de la Caliza de Montaña de calizas rojo-púrpuras manganesíferas.

1. A su techo se dispone un intervalo de arcillitas marrón- amarillentas con nódulos de chert, concrecciones de piritita y fragmentos angulosos de calizas.

2. Finalmente y hasta el techo visible aparece una sucesión de pizarras con intercalaciones de areniscas. Su espesor debe ser menor de 400 m. Al SE de Tolibia de 350 m de la base se intercala un nivel calcáreo.

1. La parte alta de la Formación Barcaliente presenta el aspecto típico de la formación. Consta de calizas mudstone grises oscuras, en estratos centimétricos a decimétricos con laminación paralela y en algunos tramos con seudomorfos de evaporitas. El techo está constituido por un nivel de brechas con clastos angulosos de hasta 50 cm englobados en una matriz micrítica. Este nivel presenta base erosiva y en él se discriminan varias capas con gradación normal. El espesor de este nivel de techo es de 11 m. En las inmediaciones de Valdehuesa en cambio su espesor, aunque no ha sido cuantificado, es sensiblemente mayor.

2. La Formación Valdeteja (según FERNANDEZ, 1990; para EICHMLLER, 1985, estas calizas serían asignables a la Formación Ricacabiello) se halla representada por 24 m de calizas mudstone gris oscuras; hacia arriba se vuelven algo margosas, contienen bioclastos y presentan interestratos margosos en proporción creciente. Aparecen en estratos menores de 20 cm con laminación paralela y de ripples de corriente; en la parte alta están bioturbadas.

3. Sobre ella y con tránsito no visible, aparece una sucesión de 28 m de espesor compuesta por pizarras violáceas y rojizas con nódulos de manganeso que ocasionalmente contienen lamelibranchios. En la parte alta se intercalan niveles de pizarras gris oscuras a negras en proporción creciente hasta dar paso gradual al tramo siguiente; en esta parte alta aparecen algunas capas menores de 3 cm de arenisca de grano fino, con base neta y techo con ripples.

4. Con techo no visible y espesor mínimo de 10 m la sucesión consta de pizarras gris oscuras a negras. Se intercalan areniscas formando una secuencia granocreciente. Estas areniscas aparecen en capas menores de 20 cm, con límites netos o techo gradual. Son tabulares o con ripples en los techos; internamente presentan gradación positiva o laminación paralela y de ripples de corriente. Dentro de la secuencia general aparecen organizadas en secuencias granodecrecientes de espesor menor de 60 cm.

La inclusión, desde un punto de vista estructural, de esta escama dentro de la Unidad de La Sobia-Bodón contrasta; sin embargo, con las diferencias que su sucesión estratigráfica presenta con la Formación San Emiliano. Estas diferencias ya habían sido notadas por EVERS (*op. cit.*) quién; sin embargo, incluyó la sucesión dentro de la mencionada formación. Posteriormente este criterio ha seguido siendo aceptado por autores posteriores (TRUYOLS *et al.*, 1984).

Según FERNANDEZ (*op. cit.*) la serie arriba descrita presenta mayores semejanzas con la de la Cuenca Carbonífera Central y, hasta cierto punto, con la de la Región de Mantos. Este autor rechaza su inclusión en la Formación San Emiliano en base a la presencia de las lutitas rojas y violáceas en la parte inferior de la sucesión (tramo 3). De acuerdo con EVERS (*op. cit.*) considera que estos materiales constituyen una serie condensada similar a la Formación Ricacabiello de SJERP (1967). Su presencia implica, por tanto, algún tipo de restricción en la cuenca sedimentaria, restricción que atribuye a la plataforma carbonatada de la Formación Valdeteja. Por tanto, concluye que la sucesión de la escama de Forcada corresponde a un sector de la cuenca sedimentaria que estaba situado por detrás del umbral constituido por la Formación Valdeteja y, protegido por él de los aportes. Esta localización paleogeográfica es similar a la que presentan la Cuenca Carbonífera Central y Región de Mantos y claramente diferente a la de la Formación San Emiliano, cuya parte baja representa el relleno de un surco situado entre el área madre (representada por el orógeno en elevación) y el umbral de la Formación Valdeteja y que por tanto no estaba protegido de los aportes (ver discusión sobre la Formación San Emiliano).

La edad de la sucesión de la escama de Forcada queda acotada entre el Namuriense B Inferior (horizonte R1) de las pizarras condensadas (REUTHER, 1977) y el Vereysky de la intercalación calcárea situada en su parte alta (RACZ, en EVERS, *op. cit.*).

2.8.9. Estefaniense: Cuenca de Ciñera-Matallana.

La Cuenca de Ciñera-Matallana aparece en un gran sinclinatorio de 15 km de longitud en sentido este-oeste y 5 km en el norte-sur. La sucesión está constituida por un conjunto de materiales que alcanzan de 1.000 a 1.500 km de espesor, apareciendo discordantes (discordancia Astúrica) de WAGNER (1959, 1965) sobre el sustrato pre-Estefaniense, siendo el relleno de esta cuenca con direcciones E-O.

Su conocimiento de él se inició hacia 1950 siendo de destacar los trabajos de GOMEZ de LLARENA, 1950; AMERON y DELLEWIJN, 1963; EVERS, 1967; WAGNER, 1963, 1964, 1965, 1966, 1971, 1985; EAGAR y WEIR, 1971; HEWARD, 1978; EAGAR, 1985; MENDEZ, 1985.

WAGNER y ARTEIDA (1970) y WAGNER (1971) establecen la existencia de siete paquetes en la sucesión, a los que dan consistencia de formaciones, que de muro a techo son: Fm. San Francisco, Fm. Pastora, Fm. Cascajo, Fm. Roguera, Fm. San José, Fm. Bienvenidas, Fm. Matallana (Fig. 15). Los datos de estas formaciones que insertamos a continuación proceden de WAGNER (1971).

Como niveles guía se utilizan niveles de lutitas lacustres con fauna de bivalvos o artrópodos y capas de carbón con una asociación florística determinada.

Formación San Francisco

Tiene un espesor de 0-400 m, con un espesor máximo en la zona este de la cuenca (Hoja de Boñar), en la zona oeste puede llegar a faltar, encontrándose la Formación Pastora directamente sobre el zócalo Paleozoico. Constituida por orto a paraconglomerados, calcá-

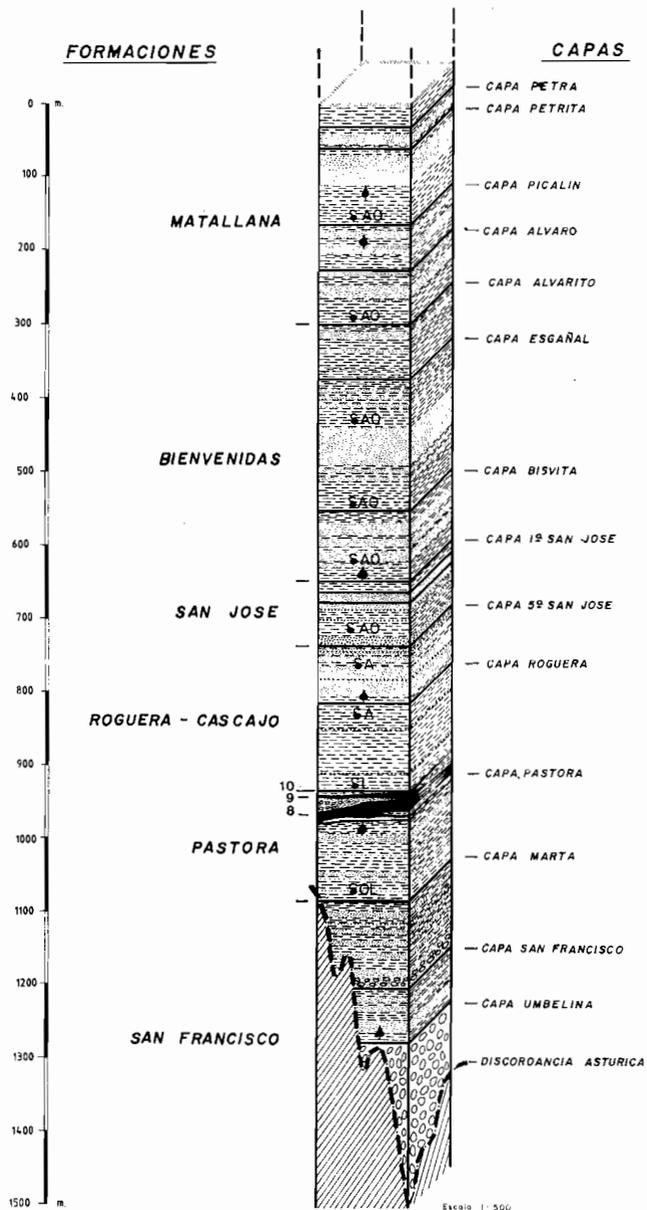


Figura 15. Columna esquemática mostrando las siete formaciones diferenciadas de la cuenca minera Ciñera-Matallana (VILLEGAS, com. personal)

reos, con una matriz de areniscas de grano grueso. Se observan capas de 10 cm a 20 m de espesor, definidas por diferencias de tamaño de clastos o soporte de matriz/clastos, estando separados por interestratos arenosos con estratificación cruzada indicando transporte desde el norte. En algunos horizontes lutitas rojizas bioturbadas por raíces. Los conglomerados aparecen ordenados en groseras secuencias de 15 a 65 m de espesor, donde el espesor de estratos y tamaño máximo de clastos decrecen hacia el techo. En algunas ocasiones estas secuencias pueden organizarse en secuencias grano y estrato decrecientes. A techo de las secuencias pueden aparecer capas de carbón.

Todo ello parece indicar la existencia de un paleorrelieve preexistente representando esta formación depósitos de relleno de valle. HEWARD (1978) interpreta esta formación como una sucesión de abanico aluvial.

Formación Pastora

Tiene un espesor entre 85 y 200 m. El límite entre ambas formaciones viene marcado por la capa Norte de la Formación San Francisco y el Horizonte Tablizo suprayacente de la Formación Pastora que son lutitas con fauna de *Leaia* y *Carbonita*, por encima de este nivel localmente existen depósitos calcáreos fétidos. Por encima lutitas, arenas, y areniscas de grano fino con restos vegetales y localmente niveles de lutitas con fauna lacustre. En la parte superior de la formación aparecen suelos de vegetación con capas de carbón de espesor considerable, que presentan potencias máximas hacia el oeste y en el Sinclinal de Matallana (Hoja de Boñar); en general en este grupo de capas se les denomina «Andres de Pastora» siendo la formación productiva de esta cuenca. Dentro de la Hoja de La Pola de Gordón el desarrollo de las capas de carbón quedan abortados por la entrada de conglomerados fluviales. La distribución de las facies de esta formación, según WAGNER (1971), parecen corresponder a un lago central con una alineación NO-SE, que da lugar a la formación de lutitas finamente lajadas con fauna lacustre. En sus bordes se desarrollaría una facies pantanosa con la formación de carbones a partir de vegetación «in situ» y restos vegetales flotados. Según MENDEZ (1985) se pasaría hacia un dominio fluvial con formación de materiales clásticos gruesos alternando con la presencia de lutitas lacustres.

HEWARD (1978) interpreta esta formación como perteneciente a la parte distal de un abanico aluvial.

DABRIO (1984) en el Sinclinal de Matallana (dentro de la Hoja de Boñar) describe el modelo sedimentario como una cuenca lacustre en donde se acumula el carbón en las zonas marginales de las entradas de aportes terrígenos, adosado a los flancos de los lóbulos detríticos, durante los períodos de abandono de estos y cubiertos posteriormente por depósitos lacustres como consecuencia de transgresiones locales. Esto daría lugar a la disposición sigmoidal de las capas de carbón, es decir, lentejones inclinados que se adaptan a la pendiente de los lóbulos y con una continuidad lateral restringida.

Formación Cascajo

Tiene una potencia de 90-100 m compuesta por lutitas arenosas y areniscas de grano fino formando una secuencia grano creciente. La base de esta formación se fija en un nivel de lutitas con *Leaia*, *Anthraconauta*, escamas de peces y plantas flotadas. El pequeño lago existente durante la formación de los carbones de la Formación Pastora fue creciendo y ensanchando los bordes pantanosos, dando lugar a sedimentos típicamente lacustres con fauna. Este nivel es muy constante a lo largo de la cuenca y sin cambio importante en las condiciones de sedimentación. A unos 10 m hacia el techo se vuelve a encontrar otro nivel característico, con *Leaia*, *Anthraconauta* y *Carbonita*. Las areniscas hacia el techo de la formación presentan estratificación plano paralela y cruzada indicando una facies fluvial.

Formación Roguera

Con un espesor de 60-70 m comienza con dos niveles de suelos de vegetación y alguna capa de carbón, en ocasiones explotables. Esta formación está constituida por una serie lutítica y areniscosa, con suelo de vegetación y carboneros. Intercalados aparecen localmente nivel con *Anthraconauta*, *Carbonita* y *Leaia*. Esta formación presenta fuertes cambios laterales de forma, hacia el E y S aparecen areniscas con estratificaciones cruzadas, mientras que hacia el N dominan las series lutíticas.

Formación San José

Tiene una potencia de 75-90 m. Presenta 5 capas de carbón y 2 carboneros, con algunos carboneros menores. Estas capas desaparecen paulatinamente hacia el N. Son frecuentes las intercalaciones de lutitas lacustre con *Leaia*, *Anthraconauta*, *Leaia* y *Estheria* y de color gris oscuro casi negro.

Formación Bienvenidas

En esta formación continua el régimen pantanoso con intercalaciones fluviales y lacustres de la formación anterior, aunque se presentan aquí espesores mayores de areniscas de base canaliforme con restos vegetales arrastrados y conglomerados fluviales. Contiene varias capas de carbón explotadas. La potencia de esta Formación es de 350-380 m.

Formación Matallana

Con una potencia cercana a los 300 m, consta de una alternancia de lutitas carbonosas, suelos de vegetación y carbones (localmente explotables) muy continuos, con niveles de areniscas de grano grueso, continuos lateralmente y de decenas de metros de espesor, internamente presentan superficies erosivas con acumulación de restos vegetales arrastrados. Existen también niveles lacustres intercalados con fauna.

La sedimentación, por tanto, es exclusivamente continental, originada en medios distales (torrencial, fluvial, lacustre). EVERS (1967) indica la existencia de pequeños ciclotemas que

revelarían ritmos en la sedimentación y HEWARD (1978) ha descrito secuencias y megasecuencias a lo largo de la serie, aunque en la base la sedimentación es irregular.

El contenido paleontológico de estos depósitos está representado por la fauna de las capas lacustres y por la flora presente en los niveles carbonosos, en las pizarras y hasta en las areniscas fluviales (raíces, troncos). La fauna de agua dulce (EAGAR y WEIR, 1971; EAGAR, 1985) está constituida por filópodos, ostrácodos y bivalvos que dan información sobre el medio de depósito pero no sobre la edad.

La flora de la que WAGNER (1971) ha señalado hasta un centenar de especies, corresponde íntegramente al Estefaniense B, señalando la parte del Estefaniense B hasta la Formación Roguera y a partir de esta, la parte superior del Estefaniense B.

2.8.10. Sedimentos Estefaniense de Canseco y de Rucayo

Siguiendo el trazado de la falla de León existe una estrecha banda de sedimentos detríticos carboníferos sobre todos los sedimentos paleozoicos anteriores. Esta banda ha sido denominada Cuenca Carbonífera de Canseco-Rucayo-Reyero-Salamón, y si bien, a escala regional y desde el punto de vista litológico, se puede considerar como un conjunto uniforme, a mayor detalle se pueden distinguir dos subáreas con características diferentes. La más occidental (Canseco-Rucayo), aflora en esta hoja en su sector más occidental (área de Canseco).

Una serie levantada en la Investigación Geológico-Minera de este área (Identificación Geológico Minera del Estefaniense de los sectores de Canseco-Rucayo y Reyero-Salamón, 1.ª y 2.ª fases) realizada por el I.G.M.E. (1987) en el transversal general de Minas de Pontedo (Fig. 16), corresponde a una potencia real de 213 m discordante sobre depósitos westfalienses. Litológicamente está formada por conglomerados, areniscas, lutitas y carbón, que se ordenan en secuencias generalmente grano y estrato decrecientes y que pueden agruparse a su vez en tres secuencias:

La *primera megasecuencia* con unos 79 m de potencia, está formada por secuencias grano decrecientes del tipo Gm-Sh de MIALL (1977). Las facies Gm corresponden a conglomerados cuarcíticos de base erosiva, clastosoportados, claramente bimodales, con una moda de 30 cm y otra de 10 cm; la matriz es microconglomerática. Las facies Sh aparecen subordinadas y están formadas por niveles arenosos discontinuos y masivos.

La *segunda megasecuencia* de aproximadamente 56,5 m de potencia, está formada por secuencias grano decrecientes del tipo St-Fl, aunque en ocasiones se intercalan facies Sh, Sr y L. Las facies Sh son muy escasas y están constituidas por niveles de areniscas de grano fino. Las facies Sr están formadas por areniscas de grano fino a medio, con ripples y localmente estratificación flaser. Las facies L, corresponden a niveles de areniscas finas o lutitas arenosas, en los que se observan concreciones carbonatadas centimétricas. Las facies Fl están constituidas por lutitas más o menos arenosas con laminación paralela y frecuentes restos vegetales, a estas facies se asocian las capas de carbón.

La *tercera megasecuencia* con una potencia de unos 82,5 m, presenta ordenación grano

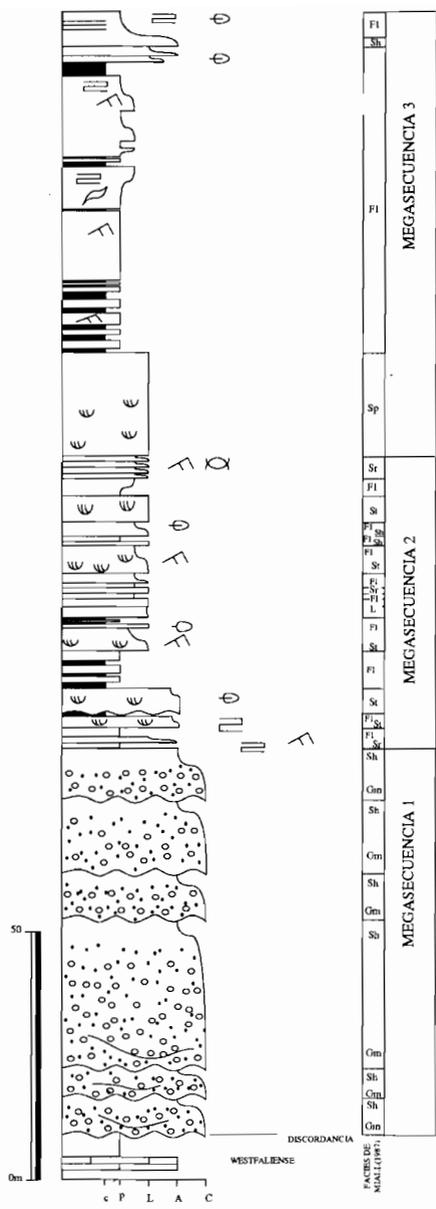


Figura 16. Columna sintética del Estefaniense de la cuenca de Canseco-Rucayo, según NAVARRO et al. (1987)

decreciente menos marcada que las anteriores, con gran desarrollo de facies Fl. La megasecuencia se inicia con un potente tramo arenoso en facies Sp, claramente estrato decreciente, al que se superpone un conjunto lutítico en el que se desarrollan capas de carbón.

SANTOS (en el informe antes mencionado) interpreta estos depósitos como característicos de un abanico aluvial, originado como consecuencia de la reactivación del área fuente (o bien de la subsidencia de la cuenca), que progresivamente se va amortiguando, con la consiguiente deposición de materiales cada vez más finos y, el desarrollo de zonas favorables para la formación de carbón.

Las dataciones realizadas por microflora por HORVATH en la «Investigación Geológico-Minera del Estefaniense de los sectores Canseco-Rucayo y Reyero-Salamón (León) 2.ª Fase», han proporcionado una edad zona I (LIABEUF *et al.*, 1967), equivalente al Estefaniense B inferior, si bien la disminución del porcentaje del género *Densosporites*, así como la del género *Punctatosporites* y el aumento en el número de individuos que representan el género *Thymospora*, en muestras del área de Rucayo, lleva a pensar a esta autora en una edad algo más moderna para estas muestras (zona II de LIABEUF *et al.*, 1967).

2.9. CRETACICO

2.9.1. Formación Utrillas (Albiense-Turonense)

El estudio del Cretácico al sur de la Cordillera Cantábrica ha sido abordado por varios autores. CYRY (1936-39); ALMELA (1949); PASTOR GOMEZ (1963); AMERON (1965); EVERS (1967); CARBALLEIRA (1969); JONG (1971); JONKER (1972); LEYVA *et al.* (1984) entre otros.

Estos depósitos aparecen en esta hoja en el borde sureste, discordantes sobre materiales paleozoicos. EVERS (1967), denomina a estos depósitos como Formación Voznuevo, dando una potencia de 150 a 550 m.

Litológicamente está constituido por materiales detríticos consolidados, formando una macrosecuencia grano decreciente. La serie comienza por conglomerados y microconglomerados, de clastos cuarcíticos, en general de menos de 6 cm; subredondeados a angulosos, siendo la matriz arenoso-caolinífera, gradualmente disminuye el tamaño de grano hasta arenas de tonos blanco- amarillento, constituida fundamentalmente por granos de cuarzo subangulosos a subredondeados, con feldespatos (localmente en porcentajes de hasta un 20 por 100). La matriz en las arenas es de caolinita e inferior a un 15 por 100 y como minerales accesorios aparecen: turmalina, circón, rutilo, estauroлита y opacos. Como estructuras son frecuentes los paleocanales y, estratificaciones cruzadas. Las arcillas aparecen en lentes, siendo más frecuentes hacia el techo, dominan los tonos gris y rojo.

Las características estratigráficas que presentan estos depósitos han llevado a interpretar desde antiguo como originados en medios fluviales, bajo clima de templado a cálido con elevada pluviometría.

AMERON (1965) determina asociaciones de polen en localidades situadas más hacia el este dentro de la Hoja de Boñar, indicando para la parte superior de la Formación Voznuevo

de EVERS (*op. cit.*) una edad Albiense-Cenomaniense, si bien presenta un fuerte diacronismo, siendo más modernos estos depósitos hacia el oeste donde podrían alcanzar al Turo-niense.

Dado el rango de edad y características sedimentológicas puede asimilarse a la Formación Utrillas de la Cordillera Ibérica.

3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

La Hoja de La Pola de Gordón se ubica mayoritariamente en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, pudiendo distinguirse tres subcuencas principales dentro de la vertiente atlántica del río Esla: la del río Bernesga, la del Torio y la del Luna (Fig. 16). En su extremo NO se incluye también la cabecera del río Pajares, perteneciente a la Cuenca del Nalón ya en la Vertiente Cantábrica.

Las alturas de la hoja oscilan entre 800 m en el Valle de Pajares y más de 2.000 m, que se alcanzan en las cumbres de Brañacaballo, entre las cabeceras del Bernesga y el Torio.

El fuerte encajamiento de la red hidrográfica y la elevada pendiente de las laderas permiten caracterizar al relieve de la hoja como un relieve juvenil en cuyas líneas principales se evidencia un importante control litológico, que es impuesto por la diversidad de formaciones geológicas en el sustrato y las marcadas diferencias de resistencia frente a los procesos erosivos que existe entre dichas formaciones.

El análisis geomorfológico de la Hoja de La Pola de Gordón permite reconocer evidencias de la actuación de un variado conjunto de procesos que han dado lugar a multitud de formas erosivas y depósitos superficiales cuya distribución se muestra en el Mapa Geomorfológico.

Las formas y los depósitos representados en esta mapa se han agrupado en cuatro grandes categorías para facilitar la comprensión y la exposición sistemática de los datos:

- El sistema fluvial.
- Los procesos de dinámica de las laderas.
- Procesos glaciares, periglaciares y nivales.
- Procesos kársticos.

3.1. EL SISTEMA FLUVIAL

Los cauces de la zona son de tipo recto, con una sinuosidad muy baja y muestran un fuerte encajamiento, discurriendo en muchos casos por valles estrechos y, generalmente, con ausencia de depósitos de origen fluvial. En el Mapa Geomorfológico se señalan los cauces activos, que en algunos casos corresponden a cauces permanentes con cierta entidad mientras que en otros se trata de arroyos con un funcionamiento estacional.

La red hidrográfica tiene una densidad baja y su morfología muestra una tendencia ortogonal, donde los cauces mayores (ríos Bernesga y Torio) se disponen en dirección N-S, transversalmente a las capas, mientras que los cauces menores se orientan E-O, subsecuente a las direcciones del sustrato.

En relación con el sistema fluvial se distinguen varios tipos de depósitos cuya extensión es en general reducida, alcanzando cierta importancia únicamente en los fondos de los valles principales, como son los de los ríos Bernesga y Torio. Sólo en estos valles las llanuras aluviales aparecen como un depósito más o menos continuo que constituye un fondo de valle plano por el que discurre el cauce.

En relación con los ríos menores no llega a desarrollarse una llanura aluvial importante y en ningún caso aparece un depósito continuo a lo largo del valle, sino pequeños depósitos formados en algunos lugares favorables, como son zonas con disminución local de la pendiente, aguas arriba de movimientos en masa y avalanchas de rocas o en las zonas bajas de los cauces ya próximas a la desembocadura en cauces mayores.

Otro tipo de depósito relacionado con la dinámica fluvial son las terrazas fluviales y proglaciares correspondientes a depósitos aluviales antiguos en los que se han encajado los sistemas fluviales actuales. La falta de un estudio más detallado ha aconsejado que en la cartografía y leyenda del mapa se hayan considerado juntas las terrazas con un origen exclusivamente fluvial y las de origen fluvioglacial, es decir, relacionadas con las etapas de glaciario pleistoceno y constituidas a partir de antiguas llanuras proglaciares.

El último grupo de depósitos diferenciados son los abanicos aluviales y torrenciales, dentro de los cuales se han incluido depósitos localizados en la parte terminal de algunos cauces y sistemas torrenciales, al disminuir bruscamente su capacidad de transporte. En los casos en que se reconocen sistemas torrenciales claros, sus límites han sido señalados en la cartografía con la denominación de cuenca de torrente.

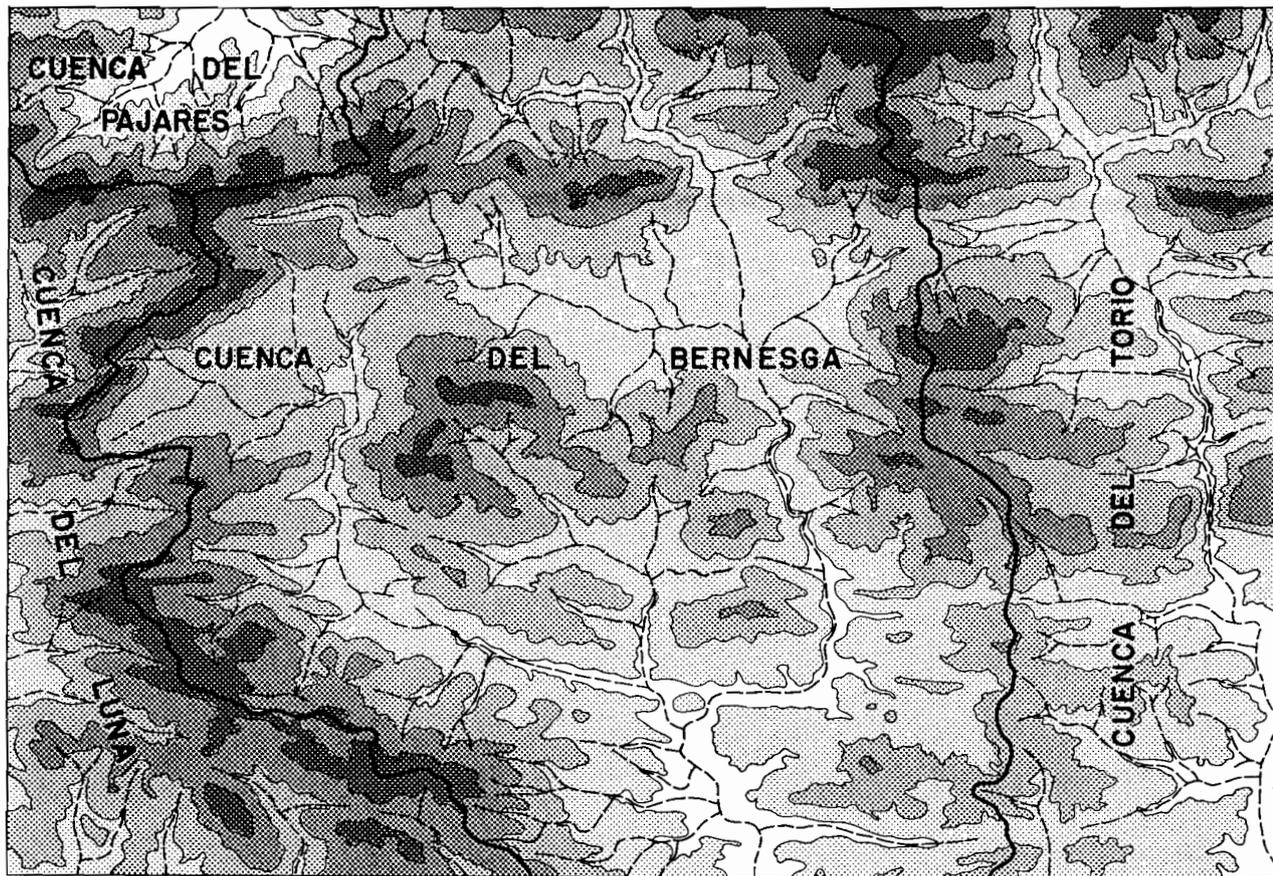
3.2. LOS PROCESOS DE DINAMICA DE LADERAS

El carácter juvenil del relieve de la zona también se pone de manifiesto en la morfología de las laderas desarrolladas en la misma. En general, se trata de laderas con fuerte pendiente y de gran longitud, en las que con mucha frecuencia se conservan escarpes rocosos en relación con las litologías más competentes.

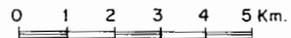
La evolución de estas laderas está relacionada con distintos procesos geomorfológicos cuya actuación se pone de manifiesto por la presencia de un conjunto de formas erosivas y depósitos característicos.

El primer proceso generalizado en los escarpes rocosos de la zona es la caída de rocas o «rock-fall», que constituye uno de los principales factores responsables del retroceso de los escarpes, dando lugar a acumulaciones de clastos en taludes estratificados de acuerdo con la pendiente de reposo del material. Estas acumulaciones de clastos se han cartografiado como canchales y derrubios de ladera, según se consideren depósitos activos en la actualidad o inactivos, al cesar o disminuir la intensidad de la caída de rocas y ser el depósito colonizado por la vegetación.

Figura 17 Cuencas hidrográficas



--- Cauces principales — Divisorias hidrograficas



En el retroceso de los escarpes rocosos de la zona y especialmente en los escarpes de naturaleza calcárea, muy abundantes en el ámbito de la hoja, también son importantes las avalanchas de rocas. Mientras que la caída de rocas supone la liberación de fragmentos aislados de material, por meteorización física de la superficie de los escarpes, las avalanchas de rocas se producen al definirse una zona de fractura más profunda, con la desestabilización y caída de un gran volumen de material. Las formaciones superficiales derivadas de este proceso se han denominado igualmente avalanchas de rocas, y se caracterizan por ser depósitos fuertemente desordenados y heterométricos, con una morfología muy irregular.

Los movimientos en masa en las laderas, generados a partir de una zona de fractura cóncava, son también un tipo de proceso frecuente en la hoja, asociándose preferentemente a determinadas litologías, como son las alternancias de areniscas y pizarras.

La mayor parte de ellos corresponden a movimientos del tipo flujo, en los cuales la masa que ha colapsado presenta una deformación interna alta, dando formas de depósito lingüiformes y formas en abanico con fuerte pendiente en la base de la ladera. En otros casos la deformación interna del material es menor, reconociéndose movimientos mixtos entre deslizamientos y flujos. Entre los dos tipos de movimientos descritos existen todos los tipos transicionales, por lo que en la cartografía se han considerado en un mismo grupo, denominándolos flujos y movimientos en masa mixtos.

Aparte de los procesos descritos hasta el momento, en la evolución de las laderas de la zona actúan y han actuado procesos de arroyada y procesos de reptación del suelo o creep del suelo.

La actuación de la arroyada se pone de manifiesto por la presencia de acanaladuras en la superficie de algunas laderas, especialmente sobre sustratos constituidos por pizarras y lutitas.

Estos canales de arroyada pueden evolucionar hasta constituir sistemas torrenciales de cierta entidad.

En cuanto a la reptación, existen igualmente evidencias de su actuación como son los desplazamientos y vuelco de infraestructuras, la curvatura basal en troncos de árboles o las irregularidades y terracitas que se aprecian ocasionalmente en la superficie de las laderas.

La actuación conjunta de los procesos de arroyada y de reptación genera unos depósitos en la parte basal de las laderas, en algunas zonas intermedias de las mismas en las que se registra una disminución de la pendiente y en fondos de valles, donde se producen acumulaciones del material transportado. Como depósitos con este origen, en el Mapa Geomorfológico se han cartografiado en una misma unidad los coluviones y depósitos de fondo de valle que, aunque pueden tener una génesis compleja, los procesos de arroyada y reptación del suelo han intervenido de modo destacado.

3.3. PROCESOS GLACIARES, PERIGLACIARES Y NIVALES

Además de los procesos característicos del dominio climático templado-húmedo, en la hoja, como en el resto de la Cordillera Cantábrica, se reconocen abundantes evidencias de la actividad glaciaria pleistocena. Los ejemplos más claros se observan en la mitad norte de la hoja, especialmente en las zonas de cabecera de las cuencas del Pajares y Bernesga, aunque dadas las altitudes de la hoja, entre 1.000 y 2.000 m, se conservan evidencias de glaciario, tanto formas erosivas como formas de depósito, en numerosos puntos.

Las formas de erosión cartografiadas son circos, glaciares, «horns» y valles en artesa. Los circos, que pueden tener un origen glaciario y/o nival, aparecen desarrollados únicamente en laderas orientadas al N de cordales que superan los 1.700 m, en la zona del Brañilín y Collada de Cármenes, tratándose generalmente de circos simples de tipo abierto, que carecen de umbral. En cuanto a los valles de origen glaciario, sólo se ha señalado como valle en artesa algún caso claro, como el Valle de Viadangos, ya que en otros valles probablemente glaciares la actividad fluvial y de evolución de las laderas no ha permitido una buena conservación del modelado glaciario.

Entre los depósitos a los que se ha atribuido un origen glaciario, se han distinguido unos depósitos glaciares, dentro de los cuales se han cartografiado las crestas morrénicas y, por otra parte, las llanuras y depósitos proglaciares. Los primeros son depósitos de tipo till, sin ningún ordenamiento aparente y con una granulometría muy heterométrica, en la que destacan cantos y bloques de naturaleza variable y con signos de abrasión glaciario, embebidos en una matriz arcilloso-limosa que aparece en porcentajes igualmente variables. Los depósitos glaciares aparecen rellenando zonas que estuvieron ocupadas por el hielo, sin presentar una forma de depósito característica, a excepción de las crestas morrénicas, laterales y frontales, que constituyen un elemento morfológico destacado.

Las llanuras y depósitos proglaciares se encuentran ocupando las zonas más bajas de algunos fondos de valles glaciares, habiéndose asignado a este grupo los extensos depósitos del valle de Casares por encontrarse claramente ubicados en un ambiente proglaciario.

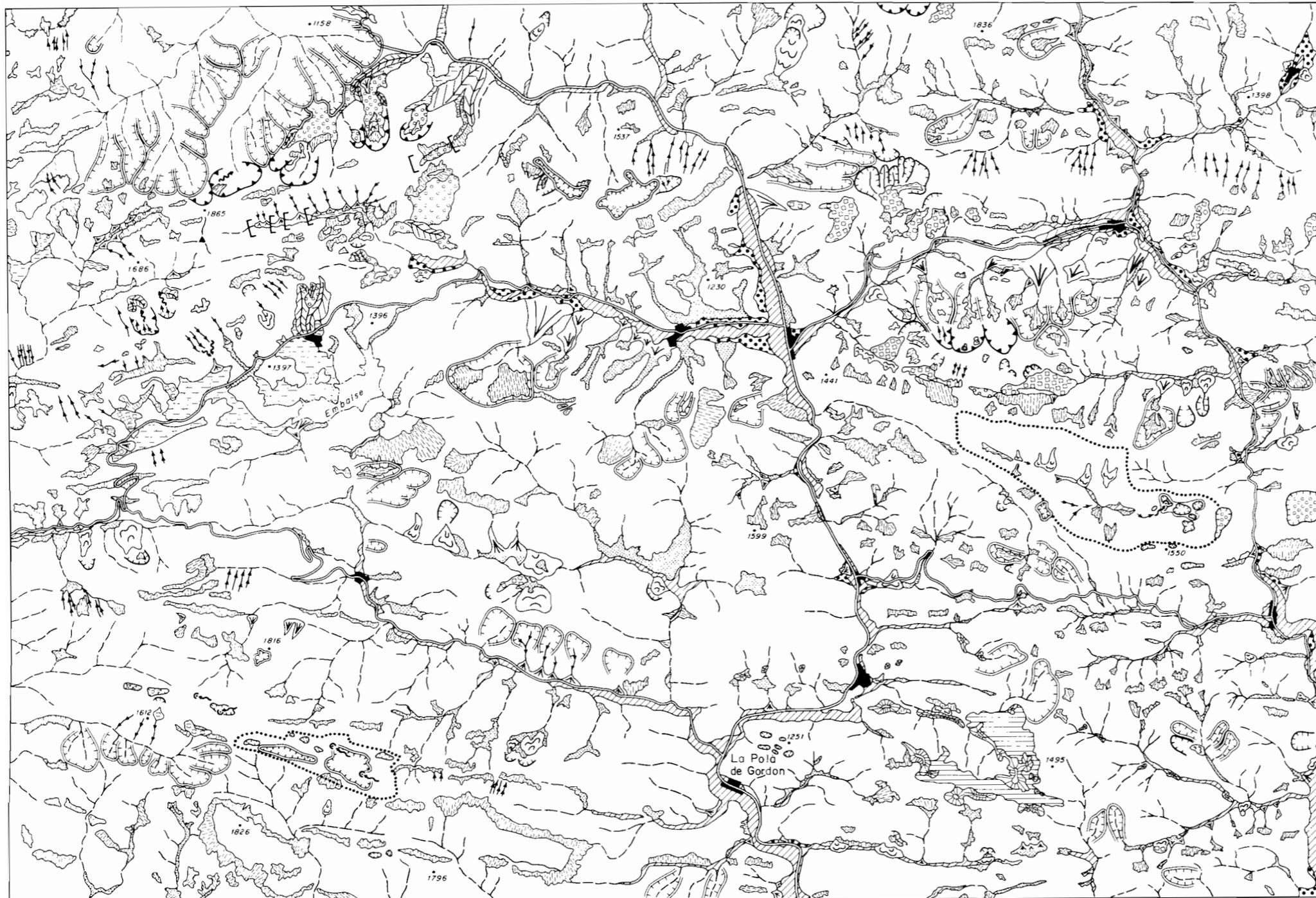
Finalmente, en las laderas más altas se encuentran frecuentemente canales originados por la erosión de los aludes de nieve, en cuya base aparecen a veces pequeños depósitos en forma de abanico.

3.4. PROCESOS KARSTICOS

La relativa abundancia de las formaciones carbonatadas en el substrato de la hoja hace que se encuentren numerosas muestras de la actuación de los procesos kársticos. En este sentido, pueden reconocerse evidencias de disolución y formas de micromodelado kárstico (lapiaz) en la mayor parte de los afloramientos de calizas lo que, debido a este carácter prácticamente omnipresente, no ha sido señalado en el mapa geomorfológico.

Las formas mayores son; no obstante, más escasas, lo que puede ser debido a que los afloramientos de calizas forman bandas estrechas y con fuertes relieves, que inhiben el desarrollo de las características depresiones kársticas y de las zonas con drenaje subterráneo.

Entre las formas mayores más importantes se destacan las depresiones excavadas en las



TOPOGRAFIA

• 1836 Cotas en metros

FORMAS FLUVIALES

- ▨ Llanuras aluviales
- Terrazas fluviales y proglaciares
- ▲ Abanicos aluviales y torrenciales
- ◡ Cuenca de torrente
- Cauces activos

FORMAS DE LADERA

- ▨ Canchales y derrubios de ladera
- Avalanchas de rocas
- ◡ Flujos y movimientos en masa mixtos
- ▨ Coluviones y depositos de fondo de valle
- ◡ Cicatriz de movimiento en masa

FORMAS GLACIARES Y PERIGLACIARES

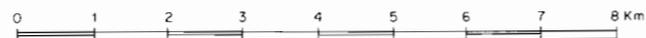
- ▨ Depósitos glaciares
- ▨ Crestas morrenicas
- ▨ Llanuras y depósitos proglaciares
- ▨ Abanicos de aludes
- Canal de aludes
- ◡ Circo glaciar
- ▲ Horn
- ◡ Valle en artesa

FORMAS KARSTICAS

- ◡ Dolina
- ◡ Campo de dolinas
- ◡ Uvalos
- Sumidero
- Cuenca de drenaje subterráneo

FORMAS ANTROPICAS

- ◡ Escombrera
- ▨ Superficie fuertemente removida por el hombre (Mineria a cielo abierto)
- ▨ Nucleo urbano
- ▨ Carretera



AUTORES: Jorge Marañez García
 Rosa Ana Menéndez Duarte
 Monserrat Jimenez Sanchez | Universidad de Oviedo

plataformas kársticas de Valporquero y en los alrededores de los Amargones, además de algunas depresiones más aisladas, como las que se encuentran al NE de Pola de Gordón o al SO de Geras (Mapa Geomorfológico).

La plataforma Kárstica de Valporquero se desarrolla sobre la Caliza de Montaña y se encuentra disectada por el río Torio, encontrándose modelada al O de este valle, por una agrupación de colinas que forman un extenso campo que se prolonga hacia la Hoja vecina de Boñar. Al E del Torio se encuentra la gran uvala de Valporquero, en la que se sitúa la cueva del mismo nombre, donde se sume el arroyo procedente del Collado de Formigoso, originándose una gran valle ciego y la mayor cuenca con drenaje subterráneo de la hoja.

Por su parte, en la zona de los Amargones existen dos extensas depresiones kársticas con drenaje subterráneo que han sido excavadas en una alternancia de calizas y pizarras devónicas, engrosada debido a la repetición de las formaciones por fracturas y escamas subparalelas a las capas.

3.5. FORMAS Y DEPOSITOS ANTROPICOS

Además de las formas y depósitos que se han descrito, existen en la hoja un conjunto de excavaciones y escombreras asociadas a una actividad minera que ha tenido una notable importancia en esta zona. Como puede verse en el Mapa Geomorfológico, la zona más afectada es la situada al SE de Santa Lucía, en la se encuentran las principales excavaciones y escombreras que se relacionan con la minería del carbón.

4. TECTONICA

4.1. INTRODUCCION

Al igual que ocurre en otros sectores de la ZC, las principales estructuras observables en el mapa son cabalgamientos y pliegues. En este sector de la ZC los cabalgamientos se presentan siempre en posición invertida, con apariencia de fallas directas; este aspecto llamó poderosamente la atención de los geólogos del siglo pasado (MALLADA y BUITRAGO, 1878), quienes atribuyen las repeticiones sucesivas de una sucesión estratigráfica invertida, a lo largo del río Bernesga, a la «inversión de los estratos después de haber sido rasgados por diferentes fallas paralelas». Esta interpretación solamente difiere de la actual en que dichos autores consideraron que tales fallas eran inicialmente verticales, mientras ahora se considera que se trata de cabalgamientos con una trayectoria en escalera compuesta de rampas oblicuas a la estratificación y zonas de despegue paralelas a la misma. Estas zonas de despegue, caracterizadas por el paralelismo entre los cabalgamientos y la estratificación, son bien visibles en el mapa; la más espectacular es la que discurre junto a la localidad de Villamanín, en donde la Formación Láncara se sitúa sobre la superficie de cabalgamiento a lo largo de casi todo su trazado. La Formación Láncara constituye, en efecto, el nivel más importante de despegue, como ocurre en el resto de la ZC (JULIVERT, 1971), aunque también existen otras superficies de despegue, localizadas preferentemente en niveles pizarrosos o margosos de la sucesión paleozoica, tal como se describirá más adelante.

En la hoja existen dos cabalgamientos mayores (Bodón y Correcillas), que conllevan la mayor separación estratigráfica (materiales cámbricos sobre westfalienses) y que constituyen los límites de las grandes unidades tectónicas mencionadas en la Introducción (ver esquema tectónico). Estas grandes unidades están constituidas por otras unidades menores, cuya nomenclatura figura en el esquema estructural de la figura 18. Algunos de los pliegues que presentan estas unidades deforman a los cabalgamientos, mientras otros están cortados por los cabalgamientos. No obstante, tal como se verá en la descripción individualizada de las diferentes unidades alóctonas que sigue a continuación, puede deducirse una estrecha relación genética entre ambos tipos de estructuras.

4.2. LA UNIDAD DE CORRECILLAS

Su estructura interna consiste básicamente en un sistema imbricado de cabalgamientos, que surgen del despegue situado en la Formación Láncara y delimitan diferentes escamas (Fig. 18). Otro rasgo estructural destacable de esta unidad es la existencia de un gran sinformal situado en el ángulo SW de la hoja (Sinclinal de Alba); en la vecina hoja de Los Barrios de Luna, situada al O, puede observarse que este sinformal está plegando a algunos de los cabalgamientos de la Unidad de Correcillas (LOPEZ DIAZ, 1984).

4.2.1 La Escama de Correcillas

En el área de esta hoja, el Cabalgamiento de Correcillas consiste en un despegue cabalgante de Formación Láncara en la mayor parte de su trazado, excepto en el extremo oriental de la hoja, en donde el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta la Formación Barrios. Sobre esta rampa se desarrolla un anticlinal con un pequeño cabalgamiento en su flanco inverso. Respecto a los materiales cabalgados, el cabalgamiento discurre sobre un despegue situado en la Formación San Emiliano (corte), excepto en el sector de Villamanín, en donde quizás exista una ligera rampa cabalgada.

Por el interior de la Escama de Correcillas discurre otro cabalgamiento, al que denominaremos de Valporquero (Fig. 18) el cual, en su extremo occidental, presenta una rampa cabalgante que asciende, de E a O, desde la Formación Barrios hasta la Formación Huergas; a partir de esta última formación hasta el extremo oriental del mapa, el cabalgamiento consiste en un despegue cabalgante situado en la base de la Formación Alba. Respecto al bloque cabalgado, el cabalgamiento de Valporquero también presenta una rampa en su extremo O, que más al E pasa a un despegue situado sobre la Formación Huergas. Sobre la rampa cabalgante del Cabalgamiento de Valporquero se desarrollan un conjunto de pliegues, de los cuales los más importantes son el anticlinal de la Sierra de la Tuña y el Sinclinal de Valporquero (Fig. 19); la traza axial de este último desaparece en la línea de transición rampa-despegue cabalgantes.

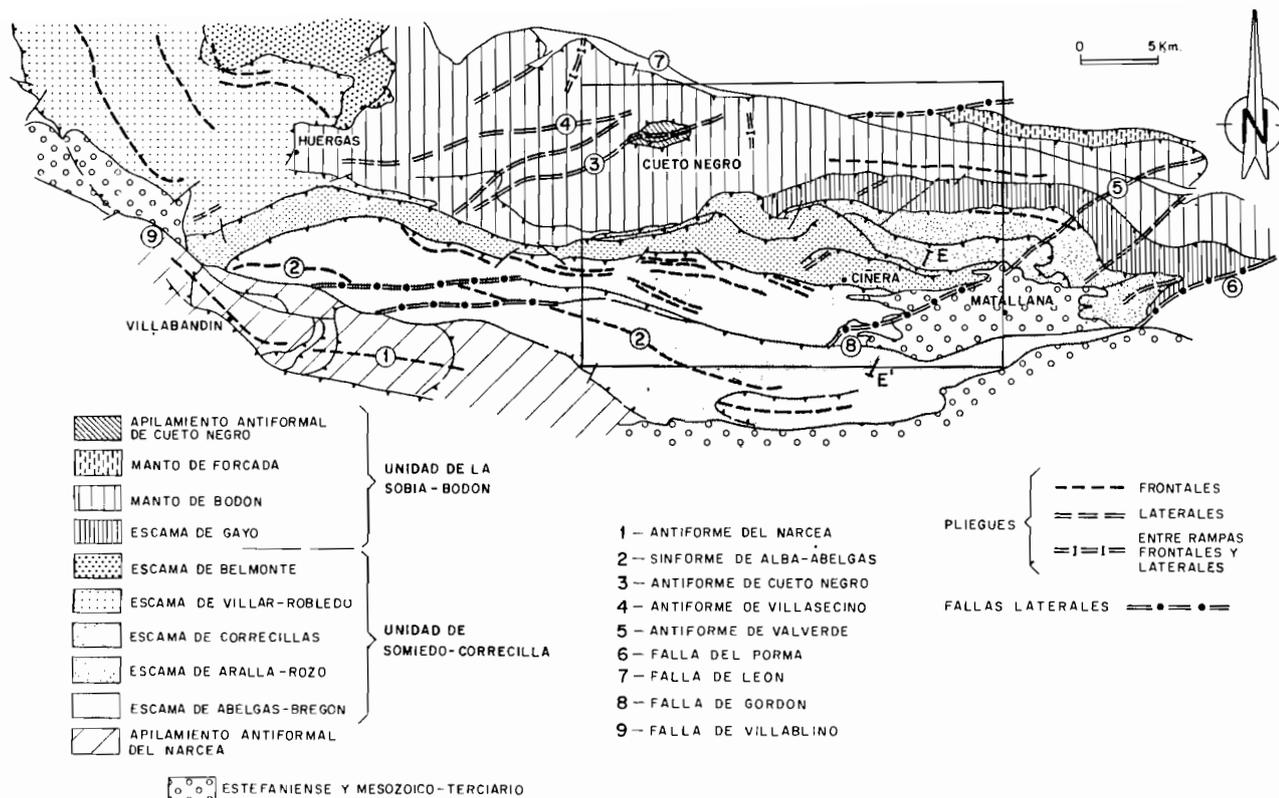


Figura 18. Esquema estructural de la Rama Sur de la Zona Cantábrica, según ALONSO *et al.* (1989)

4.2.2. Escama de Rozo

En el sector occidental de la hoja, este cabalgamiento presenta un despegue cabalgante situado en la Formación Láncara, la cual se dispone sobre la Formación San Emiliano, probablemente en despegue cabalgado o con rampa de bajo ángulo. En este sector, situado al sur de la localidad de Casares y Cubillas de Arbás, el cabalgamiento de Rozo está cortado en fuera de secuencia por otro cabalgamiento que denominaremos del Collado de Alcedo (Fig. 19) y que coloca a la sucesión westfaliense, cabalgada por la Escama de Rozo, sobre las formaciones cámbricas de dicha escama (ver corte), dando lugar al Klippe de Peñas Bermejas (ver Fig. 19 y esquema estructural). Más al E, en el sector situado al norte de Buiza, el cabalgamiento del Collado de Alcedo presenta una rampa cabalgante y otra cabalgada que ascienden ambas desde los materiales westfalienses cabalgados por la Escama de Rozo hasta la Formación Barrios de esta escama; a partir del techo de la Formación Barrios el cabalgamiento discurre como despegue por la Formación Formigoso, la cual aparece, al N de Buiza como un despegue cabalgado bajo la rampa cabalgante antes mencionada.

A partir de un área situada aproximadamente 2 km al sur de la localidad de Rodiezmo, el cabalgamiento de Rozo deja de situarse sobre la Formación San Emiliano y pasa hacia el oeste a colocarse sobre la Escama de Correcilla, aunque la línea de bifurcación entre ambos cabalgamientos no es claramente visible al estar enmascarada por una falla transversal a los mismos. Desde el sur de Rodiezmo hasta el extremo oriental del mapa, sobre el cabalgamiento de Rozo se sitúan alternativamente la Formación Láncara y la parte basal de la Formación Oville, por lo que se trata esencialmente de un rellano cabalgante con pequeñas rampas que afectan exclusivamente a la Formación Láncara. Respecto a las relaciones del cabalgamiento de Rozo con los materiales cabalgados de la Escama de Correcilla, en el sector más occidental de esta escama el cabalgamiento de Rozo se sitúa sobre un rellano en la parte basal de la Formación Oville, y hacia el oeste presenta una rampa cabalgada que asciende hasta el Grupo la Vid, a partir de este punto hacia el este dicho cabalgamiento corta los pliegues situados sobre la rampa cabalgante del cabalgamiento de Valporquero, siendo particularmente bien visible el truncamiento de los dos flancos del Anticlinal de la Sierra de la Tuña. Justo en el extremo oriental de la hoja, el cabalgamiento de Rozo queda fosilizado por la sucesión estefaniense de la cuenca de Ciñera-Matallana.

La Escama de Rozo presenta, al sur de Villasimpliz, un importante cabalgamiento denominado de Pozo (EVERS, 1967); este cabalgamiento presenta al este del río Bernesga un rellano cabalgante situado en la base de la Formación Oville, la cual cabalga a un sinclinal en cuyo núcleo aflora el Grupo La Vid; hacia el oeste se presenta un anticlinal sobre la rampa cabalgante, que se dispone sobre un rellano cabalgado a techo de dicho grupo.

Además de los dos pliegues que se acaban de mencionar, junto al cabalgamiento de Pozo, la Escama de Rozo presenta otros dos pliegues de dimensiones kilométricas, que vamos a denominar de Valdeagustín y de Rodiezmo (Fig. 19). El de Rodiezmo es un antiformal que afecta también a la sucesión westfaliense de la Escama de Gayo y se sitúa sobre una rampa cabalgante de este último cabalgamiento; el de Valdeagustín es un sinclinal colocado en posición antiformal, y su traza axial coincide con la transición rellano cabalgado-rampa cabalgada del cabalgamiento de Rozo. Otros pliegues menores de escala cartográfica se desarrollan en algunos tramos del Grupo La Vid (norte de la localidad de este nombre y de las localidades de Villasimpliz, Geras, Buiza y Aralla) y en la Formación Santa Lucía al norte de Ciñera; estos pliegues se desarrollan sobre una superficie de despegue situada

en la base del Grupo La Vid, la cual representan un cabalgamiento basal del que surgen pequeños cabalgamientos imbricados.

4.2.3. La Escama de Bregón

En su extremo oriental este cabalgamiento aparece fosilizado por la discordancia de los materiales estefanienses de la Cuenca de Ciñera-Matallana. A lo largo de todo su trazado, el cabalgamiento es siempre oblicuo a la estratificación del bloque cabalgante; los materiales más antiguos situados en este bloque pertenecen a la Formación Láncara y afloran en el sector más oriental, hacia el oeste, el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta la Formación San Pedro y desde este punto hasta el extremo occidental del mapa se sitúan alternativamente la Formación San Pedro y el Grupo La Vid sobre la superficie de cabalgamiento. A lo largo de todo el bloque cabalgante se desarrolla una banda de pliegues de entre 1 y 2 km de anchura, que bordea por el Sur a la superficie de cabalgamiento; en las formaciones cambro-ordovícicas estos pliegues son de dimensiones de hasta decenas de metros y en las formaciones silúrico- devónicas los pliegues mayores alcanzan dimensiones de centenares de metros.

Respecto al bloque cabalgado el cabalgamiento de Rozo se dispone sobre un despegue situado en el techo del grupo La Vid en la mayor parte de su trazado, excepto en el sector más oriental, en donde asciende en rampa sobre la Formación Santa Lucía y aún más al E se dispone en rellano sobre las pizarras de Hurgas.

Además de la banda de pliegues ya mencionada situada sobre el cabalgamiento de Bregón, las estructuras tectónicas más importantes situadas en el interior de la escama del mismo nombre son el cabalgamiento de Beberino, el Sinclinal del Pedroso, el Anticlinal del Alto de Sañedo y el Sinclinal de Alba (Fig. 19).

El cabalgamiento de Beberino discurre desde el extremo occidental de la hoja hasta unos 2 km al este del río Bernesga en donde queda fosilizado por la sucesión estefaniense; este cabalgamiento se dispone en rampa tanto cabalgante como cabalgada con mayor o menor ángulo a lo largo de la mayor parte de su trazado, con excepción de un tramo de despegue en la base de la Formación Santa Lucía.

El denominado Anticlinal de Alto de Sañedo (ALVAREZ MARRON, 1985) es un antiformal vergente al N que pliega varios cabalgamientos que repiten las formaciones de Santa Lucía y La Vid; estos cabalgamientos están cortados por otros que se desarrollan en el flanco N del antiformal y que omiten parte de la sucesión perteneciente a dicho flanco (corte).

Al sur del Sinclinal de Alba, el accidente tectónico de mayor importancia es la denominada Falla de Piedrasecha. Se trata de una falla inclinada al N, que omite parte de la sucesión devónica.

4.3. LA UNIDAD DE BODON

En el sector representado en la hoja, la Unidad de Bodón consiste en tres láminas alóctonas con una estructura interna bastante simple (Gayo, Bodón y Forcada, Fig. 18) más un

conjunto de láminas menores que afloran en ventana tectónica en la Estructura Antiformal de Cueto Negro (ver esquema estructural).

4.3.1. **La Escama de Gayo**

En su parte oriental, el cabalgamiento de Gayo muestra un rellano cabalgante de Formación Láncara, que se dispone sobre el flanco sur del Sinclinal de Cármenes (EVERS, 1967) (Fig. 19), desarrollado en la sucesión westfaliense del bloque cabalgado. Hacia el O, el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta los materiales westfalienses, rampa que se dispone también sobre el Sinclinal de Cármenes y más al O sobre un conjunto de pliegues situados entre Barrio de la Tercia y el río Bernesga. Sobre la rampa cabalgante se desarrolla un anticlinal, cuya traza axial se acaba junto al cabalgamiento en la transición rampa-rellano. Al O del río Bernesga, el cabalgamiento de Gayo discurre entre materiales westfalienses. Entre dicho río y la localidad de Rodiezmo el cabalgamiento parece disponerse paralelamente a la estratificación de los bloques cabalgante y cabalgado; al oeste de dicha localidad muestra una fuerte rampa cabalgante y más al oeste empalma con el cabalgamiento de Rozo. Sobre dicha rampa se desarrolla un antiforme que pliega el cabalgamiento de Rozo.

4.3.2. **El Manto de Bodón**

En esta hoja, el cabalgamiento de Bodón muestra, en la mayor parte de su trazado, un rellano cabalgante situado en la Formación Herrería. Este rellano es bien visible desde el extremo oriental del mapa hasta el río Torío; desde este río hasta Camplongo la superficie de cabalgamiento está cortada por fallas posteriores; a partir de esta localidad hacia el O el trazado del cabalgamiento es problemático y aún no bien establecido, dado que coloca en ocasiones a la Formación Herrería sobre sí misma; en este sector el cabalgamiento debe de estar plegado por el antiforme de Cueto Negro y hacia el N debe ascender en rampa hasta el rellano cabalgante de la Formación Láncara que se observa en el sector más septentrional de la hoja. El Manto de Bodón presenta varios pliegues de grandes dimensiones: el Antiforme del Cueto Negro, ya mencionado, el Sinclinal de Cacabillas, el Anticlinal de Villasecino y el Sinclinal del Puerto de la Cubilla (Fig. 19). El Anticlinal de Villasecino parece afectar exclusivamente a las formaciones situadas encima de la Formación Herrería, por lo que parece un pliegue despegado. Respecto al Sinclinal del Puerto de la Cubilla su traza axial se acaba junto a la superficie de cabalgamiento en el sector en donde dicha superficie pasa desde la Formación Herrería al despegue de la Formación Láncara. En el interior del Manto de Bodón se ha dibujado, por otra parte, un despegue de la Formación Láncara, sin que exista aparentemente una superposición estratigráfica anormal; la presencia de este despegue se puede argumentar mediante los numerosos pliegues menores despegados y la presencia habitual de rocas de falla observados en la parte basal de dicha formación.

4.3.3. **El Apilamiento Antiformal del Cueto Negro**

Este antiforme da lugar a una ventana tectónica (MARCOS, 1968) (véase corte), en donde afloran varias escamas constituidas por diversas formaciones cambro-ordovícicas. Al norte

de la ventana aparecen varias repeticiones de las Formaciones Láncara y Herrería, que han sido atribuidas a la existencia de cabalgamientos cuyo trazado no es bien conocido, y que tal vez configuren una ventana más amplia.

4.3.4. La Escama de Forcada

Al NE del Manto de Bodón se sitúa el Manto de Forcada, que en esta hoja aparece escasamente representado, en el ángulo NE de la misma. Puede observarse la presencia de un rellano cabalgante de la Formación Láncara y que hacia el O el cabalgamiento asciende en rampa cabalgante hasta la sucesión carbonífera. Sobre esta rampa aparece un pliegue antiformal que deforma al cabalgamiento de Bodón.

4.4. LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

De la unidad conocida como Cuenca Carbonífera Central (JULIVERT, 1967) sólo aparece representado un pequeño sector situado en el borde norte de la hoja. La estructura de la Cuenca Carbonífera Central en este sector consiste en pliegues; algunos de ellos, como los que se sitúan al norte de las localidades de Canseco y Busdongo están cortados por las fallas que también cortan el cabalgamiento de Bodón. Estas fallas enmascaran las relaciones originales entre dicho cabalgamiento y el bloque cabalgado que representa la Cuenca Carbonífera Central.

4.5. LA RELACION ENTRE CABALGAMIENTOS Y PLIEGUES

Como habrá podido deducirse de la descripción anterior, existen unas relaciones geométricas entre cabalgamientos y pliegues que se repiten en las diferentes unidades alóctonas de la hoja, y que se ajustan bien a los modelos de «fault bend folds» de RICH (1934) y SUPPE (1983) o a los trenes de pliegues «buckling» situados en los flancos de culminación frontal y atribuidos a la deformación por cizalla que afecta a la unidad alóctona durante su transporte (RAMSAY *et al.*, 1983) (Fig. 20).

Los «fault bend folds» son pliegues originados por la acomodación de la lámina que desplaza a la trayectoria en escalera, con rampas y rellanos, de los cabalgamientos (Figura 20B). No afectan al bloque cabalgado y sus trazas axiales se acaban junto al cabalgamiento en los puntos de transición entre rampa-rellano; buenos ejemplos de pliegues de este tipo, relacionados con la transición entre rampas y rellanos cabalgantes, son los anticlinales de Getino y Fontún y el Sinclinal de Valporquero; un buen ejemplo de pliegue relacionado con el paso de un rellano a una rampa cabalgada es el Sinclinal de Valdeagustín. En la descripción individualizada de las diferentes unidades alóctonas se han citado otros pliegues como el Sinclinal del Puerto de la Cubilla o el antiforme situado al sur de Rodiezmo que pueden interpretarse también como «fault bend folds», aunque en esos casos la transición rampa-rellano no sea tan evidente en la cartografía.

En ocasiones los «fault bend folds» no están relacionados con una sola rampa, sino que

se deben al apilamiento de láminas cuando sus rampas se sitúan unas sobre otras dando lugar a estructuras denominadas apilamientos antiformales (BOYER y ELLIOT, 1982) que se manifiestan habitualmente en cartografía como ventanas tectónicas; así puede interpretarse el Antiforme del Cuento Negro, en donde el apilamiento de láminas que se observa en la ventana puede ser responsable del desarrollo del antiforme.

El Sinclinal de Alba puede interpretarse también como una estructura «bending» relacionada con la geometría de los cabalgamientos (ALONSO *et al.*, 1989); su flanco S puede significar la acomodación de la sucesión paleozoica al apilamiento de láminas en la ventana tectónica de Villabandín (PEREZ ESTAUN, 1971), situado al SO de la hoja; su flanco N puede relacionarse con la rampa cabalgada mediante la cual el cabalgamiento basal de la Unidad de Correcillas asciende desde la Formación Láncara hasta la Formación San Emiliano (Fig. 21). El significado del Sinclinal de Alba sería por tanto similar al del Sinclinal de Aguasalío en la Región del Manto del Esla (ALONSO, 1987).

El Anticlinal del Alto de Sañedo y el Sinclinal del Pedroso pueden considerarse el resultado de la actuación de un cabalgamiento fuera de secuencia con otros menores asociados que se sitúan en el flanco delantero del antiformal (corte). Tanto este cabalgamiento como los de Pozo y Gayo presentan un importante sinclinal desarrollado en algún tramo de la rampa cabalgada, lo que suele ser característico de los pliegues asociados a fallas denominados «fault propagation folds» (SUPPE y MEDWEDEFF, 1983); puede interpretarse que en esos tramos de la sucesión los cabalgamientos tuvieron dificultades para propagarse, de modo que se desarrolló un par anticlinal-sinclinal por delante de la línea terminal del cabalgamiento, y más tarde dicho cabalgamiento continuó su propagación a través del flanco común a ambos pliegues (Fig. 20A).

Finalmente quedan por mencionar los pliegues que pueden atribuirse a una deformación por cizalla simple afectando a los flancos de culminación frontal (Fig. 20C). Algunos de los pliegues de este tipo alcanzan dimensiones hectométricas y contribuyen decisivamente a la configuración del trazado cartográfico, como por ejemplo los pliegues menores desarrollados en el flanco compartido por el Sinclinal de Valporquero y el Anticlinal de la Sierra de la Tuña, y los que conforman la banda de pliegues que bordea por el S el cabalgamiento de Bregón; otros de menor entidad también están presentes en las diversas rampas cabalgantes de la hoja.

En el esquema estructural de la figura 19 puede verse que las trazas axiales de los pliegues presentes en la hoja se disponen en dos direcciones: ONO-ESE y ENE-OSO. Esta última dirección es coincidente con la dirección de transporte tectónico establecida en el área vecina del Esla (ARBOLEYA, 1978; ALONSO, 1987), por lo que los pliegues que presentan esa orientación pueden interpretarse en relación con rampas laterales de los mantos y los que presentan la otra orientación pueden considerarse estructuras frontales (ALONSO *et al.*, 1989).

Habrà podido observarse que las estructuras consideradas frontales y laterales no son perpendiculares sino oblicuas. Dicha disposición puede atribuirse a un acortamiento N-S que ocurrió después del emplazamiento de los mantos y que se describirá a continuación.

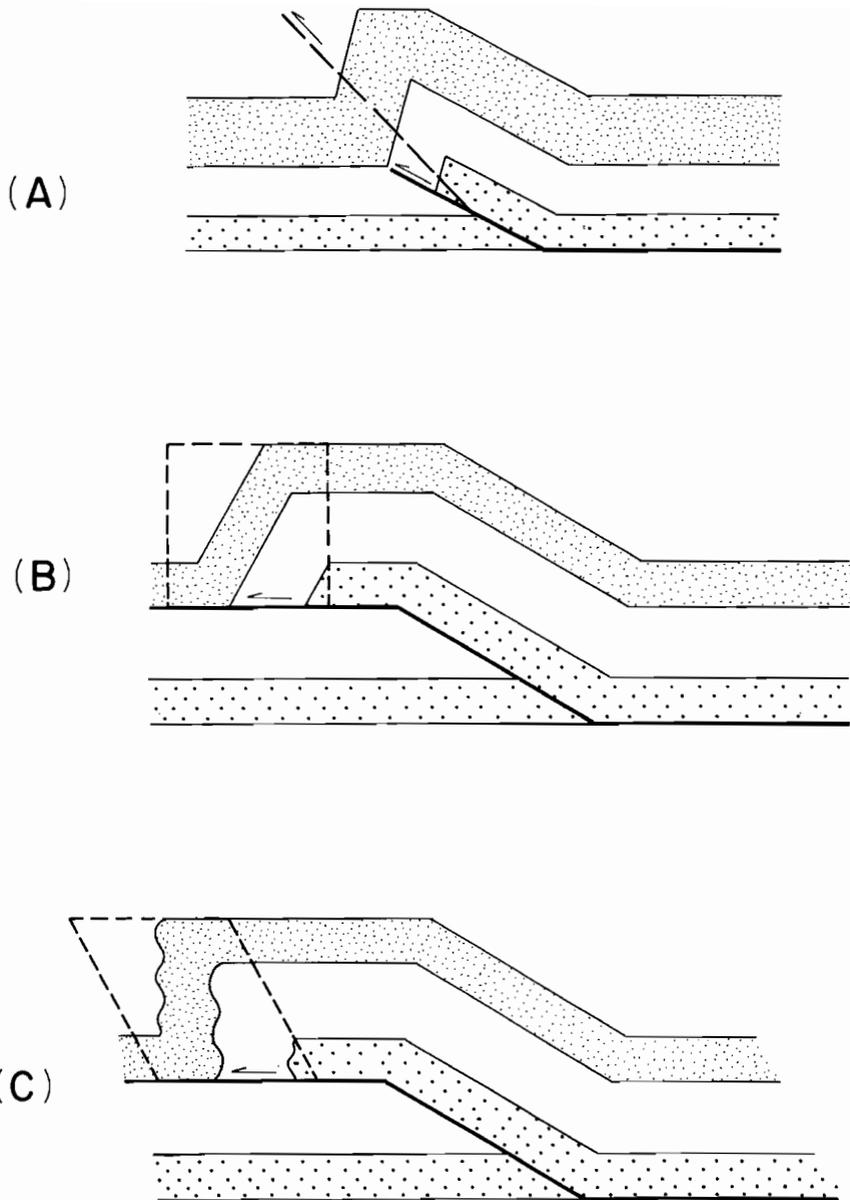


Figura 20. Formación de A: «fault propagation folds», B: «fault bend folds» y C: pliegues «buckling» sobre flancos de culminación frontal. Basado en SUPPE (1985) y RAMSAY *et al.* (1983)

Las deformaciones post-mantos

Respecto a la edad de emplazamiento de los mantos debe tenerse en cuenta que la Unidad de Correcillas cabalga a una sucesión sinorogénica que alcanza hasta el Westfaliense B (VILLA *et al.*, 1988) y que, en el ángulo SE de la hoja, puede observarse a la sucesión estefaniense de la Cuenca de Ciñera-Matallana en disposición discordante fosilizando las superficies de cabalgamiento. No obstante, la sucesión estefaniense está también deformada, lo que implica que la deformación prosiguió después del emplazamiento de los mantos. Es necesario, por tanto, describir la estructura de los materiales estefanienses y señalar el papel que jugó el basamento durante la deformación de los materiales discordantes.

La estructura de la Cuenca de Ciñera-Matallana consiste básicamente en un conjunto de pliegues de dirección E-O y algunas fallas longitudinales a los mismos (Fig. 19); la falla más importante es un cabalgamiento que discurre junto a la localidad de Pola de Gordón y cobija materiales estefanienses, cabalgamiento cuya posición ha sido controlada con precisión en las labores mineras del Sinclinal de Matallana (VILLEGAS y PARICIO, 1988).

Los pliegues desarrollados en los materiales discordantes se disponen sobre un basamento con estructura homoclinal, en donde la sucesión está repetida por el cabalgamiento de Bregón (Fig.21). Por otra parte se observa que el ángulo de discordancia depende de la naturaleza litológica de las formaciones del basamento, lo que puede atribuirse a la modificación del ángulo de discordancia original mediante diversos mecanismos de plegamiento, dependientes de la litología, durante el proceso de reapretamiento del Sinclinal de Alba (ALONSO, 1989). El reapretamiento de los pliegues asociados a los cabalgamientos, después de que estos últimos fueran fosilizados, es mucho más evidente en la vecina región del Esla, en donde los materiales discordantes se disponen sobre ambos flancos de varios pliegues del basamento (ALONSO *op. cit.*). En resumen, se puede concluir que los pliegues relacionados con los cabalgamientos se reapretaron durante la deformación post-estefaniense, a la vez que debieron reorientar su trazado y adquirir una vergencia S, de modo que los cabalgamientos aparecen invertidos en los flancos N de los sinformes. Algunos cabalgamientos, como el Forcada o el situado al norte de Pola de Gordón, aparecen cobijando materiales estefanienses, lo que puede atribuirse a la reactivación de dichos cabalgamientos como fallas de «flexural slip» durante el reapretamiento de los pliegues.

5. ROCAS IGNEAS

5.1 INTRODUCCION

De las rocas ígneas presentes en el Hoja de La Pola de Gordón tiene especial interés: 1) un conjunto volcánico representado por un número relativamente importante de afloramientos asociados mayoritariamente a las formaciones Oville y Barrios y 2) un conjunto intrusivo representado por diques y sels emplazados en materiales carboníferos estefanienses, que salvo excepciones no están representados en la cartografía debido a sus escasas dimensiones.

Estos dos conjuntos ígneos están relacionados con dos de las etapas de actividad magmática más importantes a escala regional en la Zona Cantábrica, la primera de ellas, sobre todo, en el sector sur de la misma, en el que da lugar al desarrollo de un gran número de

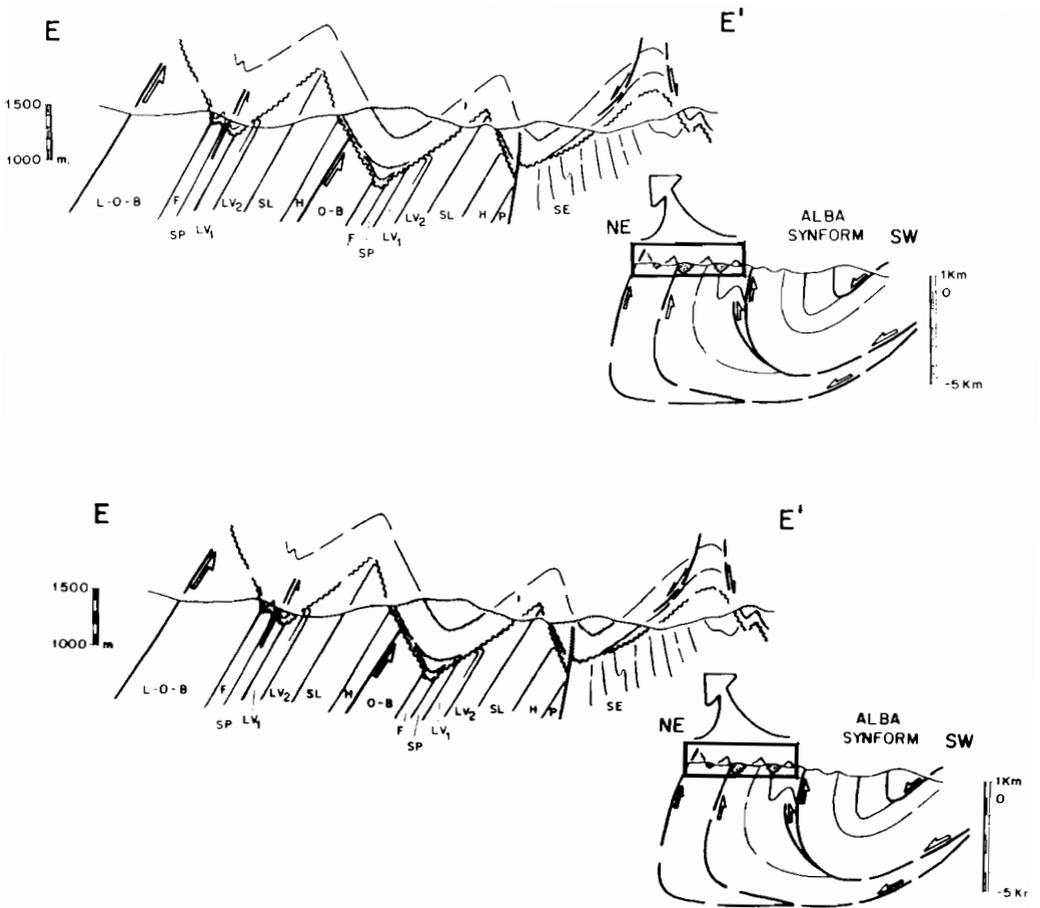


Figura 21. Corte geológico mostrando la estructura profunda y sus relaciones con los materiales discordantes de la Cuenca Ciñera-Matallana (según ALONSO, 1989)

afloramientos concentrados en esta hoja y otras próximas como las de Boñar, Riaño y Los Barrios de Luna, entre otras. Por su parte, las rocas ígneas carboníferas, aunque constituyen afloramientos de escasas dimensiones, son relativamente frecuentes en hojas próximas a ésta y en algunos sectores de la ZC llegan a tener una cierta importancia volumétrica.

5.2. ROCAS VOLCANICAS

Se localizan en la mitad septentrional de la hoja, en las escamas Gayo y Bodón de la Unidad de la Sobia-Bodón. Están emplazadas mayoritariamente en las Formaciones Oville y Barrios, en las que se distinguen diferentes afloramientos individualizados, correspondientes a chimeneas y cráteres volcánicos rellenos por rocas volcanoclásticas. Además, las rocas volcánicas son muy abundantes en la zona del Cueto Negro, al NO de la hoja, pero no se ha realizado un intento de individualización debido a la dificultad provocada por la complejidad tectónica en dicha zona.

Relacionados espacial y genéticamente con las chimeneas y cráteres existen algunos sills de diabasas emplazados en la Formación Oville generalmente de escaso espesor, aunque en casos aislados pueden llegar a tener 200 m de diámetro.

Ambos tipos de manifestaciones aparecen sistemáticamente asociadas en el sector S de la ZC y aunque su existencia ya era conocida por MALLADA (1896) y COMTE (1937) y han sido citadas y cartografiadas por numerosos autores (COMTE, 1959; SITTER, 1962; RUPKE, 1965; EVERS, 1967; SJERP, 1967; SAAVEDRA, 1967; MARCOS, 1968; PARGA PEINADOR, 1969; BOSCH, 1969; VILAS, 1971; STAALDUINEN, 1973), clasificándolas como doleritas y tobas del Paleozoico Inferior, hasta años muy recientes no han sido objeto de estudios más específicos (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982; HEINZ, 1984; VAVRA, 1984; HEINZ *et al.*, 1985).

5.2.1. Chimeneas y Cráteres Volcánicos

Dada la existencia de un muestreo previo de la mayor parte de los afloramientos presentes en la hoja se ha realizado un estudio más detallado de algunas chimeneas y cráteres para lo que se han elegido los cráteres de Camplongo y Valverdín-Getino ya que sus condiciones de afloramiento han permitido un muestreo sistemático desde la chimenea o conducto de emisión hasta el techo del cráter, así como el levantamiento de columnas estratigráficas en las rocas volcanoclásticas que los rellenan. Por otra parte la morfología que presenta el afloramiento de Camplongo (Fig. 22) constituye un buen ejemplo de la forma que muestran la mayor parte de los cráteres emplazados en la Formación Barrios a lo largo del sector sur de la ZC.

Concretamente las rocas volcanoclásticas de Camplongo han sido descritas por MARCOS (*op. cit.*) y las situadas entre las localidades de Valverdín-Getino por SAAVEDRA (*op. cit.*) como en general todos los afloramientos localizados en la Formación Barrios, las rocas volcanoclásticas rellenan chimeneas y cráteres que muestran formas de «embudo» y contactos netos y discordantes respecto a la estratificación de la cuarcita. A veces estas formas desarrolladas se encuentran modificadas por fallas posteriores a su formación y relleno.

Sus dimensiones son muy variables, llegando a superar 1 km de longitud y 500 m de espesor. La parte superior de los cráteres suele encontrarse, en este sector, unos metros por debajo del techo de la Formación Oville cortando en ocasiones a los sills de diabasa, que además son englobados como enclaves por las rocas volcanoclásticas que rellenan los cráteres de Camplongo y Valverdín-Getino, entre otros. Así pues, su desarrollo en la Hoja de La Pola de Gordón es posterior al emplazamiento de los sills y puede limitarse, teniendo siempre en cuenta la edad asignada por ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (*op. cit.*) a las Formaciones Oville y Barrios, al Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, aunque en opinión de HEINZ *et al.* (*op. cit.*) es muy probable que la actividad volcánica se continúe hasta el Silúrico Superior.

En la parte inferior y media los contactos son netos y oblicuos respecto a la estratificación de la cuarcita, con tramos en los que el contacto son pequeñas fallas que no se continúan hacia arriba por lo que deben desarrollarse simultáneamente con la formación del cráter. Hacia la parte superior algunos cráteres muestran contactos indentados con la Formación Barrios y la mayor parte de ellos culminan con el desarrollo o asimétrico, y de extensión lateral variable entre cientos de metros a varios kilómetros pudiendo conectar varios cráteres próximos entre sí.

El relleno está constituido mayoritariamente por rocas volcanoclásticas masivas aunque en algunos casos se desarrollan planos de estratificación buzando hacia las partes internas del cráter concordantes con los contactos externos del mismo, es decir, oblicuos a la estratificación de la cuarcita, mientras que hacia la parte superior cuando se desarrollan planos de estratificación suelen ser horizontales. Englobados en las rocas volcanoclásticas se encuentran a veces, como ocurre en el afloramiento de Camplongo y en otros localizados fuera de la hoja, grandes bloques de la Formación Barrios con disposiciones al azar que posiblemente representan fragmentos arrancados de las paredes del cráter durante las explosiones volcánicas.

Aunque en porcentajes muy variables de unos cráteres a otros, las rocas volcanoclásticas pueden englobar xenolitos de materiales encajantes, areniscas, limolitas, pizarras, calizas, y según HEINZ *et al.* (*op. cit.*) describen un pitón de basalto olivínico alcalino.

En base a las columnas realizadas, como la que se representa en la figura 22, las rocas volcanoclásticas que forman la práctica totalidad del relleno y los niveles superiores conformes con la estratificación pueden separarse, según su estratificación y tipo de ordenamiento interno, en cuatro facies principales para el cráter de Camplongo, aunque en otros puede faltar alguna de ellas.

— Facies 1. Tobas y areniscas tobáceas masivas. Forman niveles masivos de espesor métrico a decamétrico.

— Facies 2. Areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica estratificadas y gradadas inversamente. Se disponen en capas métricas, de base neta e internamente con gradación inversa del tamaño de los fragmentos de roca volcánicos.

— Facies 3. Areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica estratificadas y gradadas normalmente, aparecen dispuestas en capas métricas a decimétricas con base

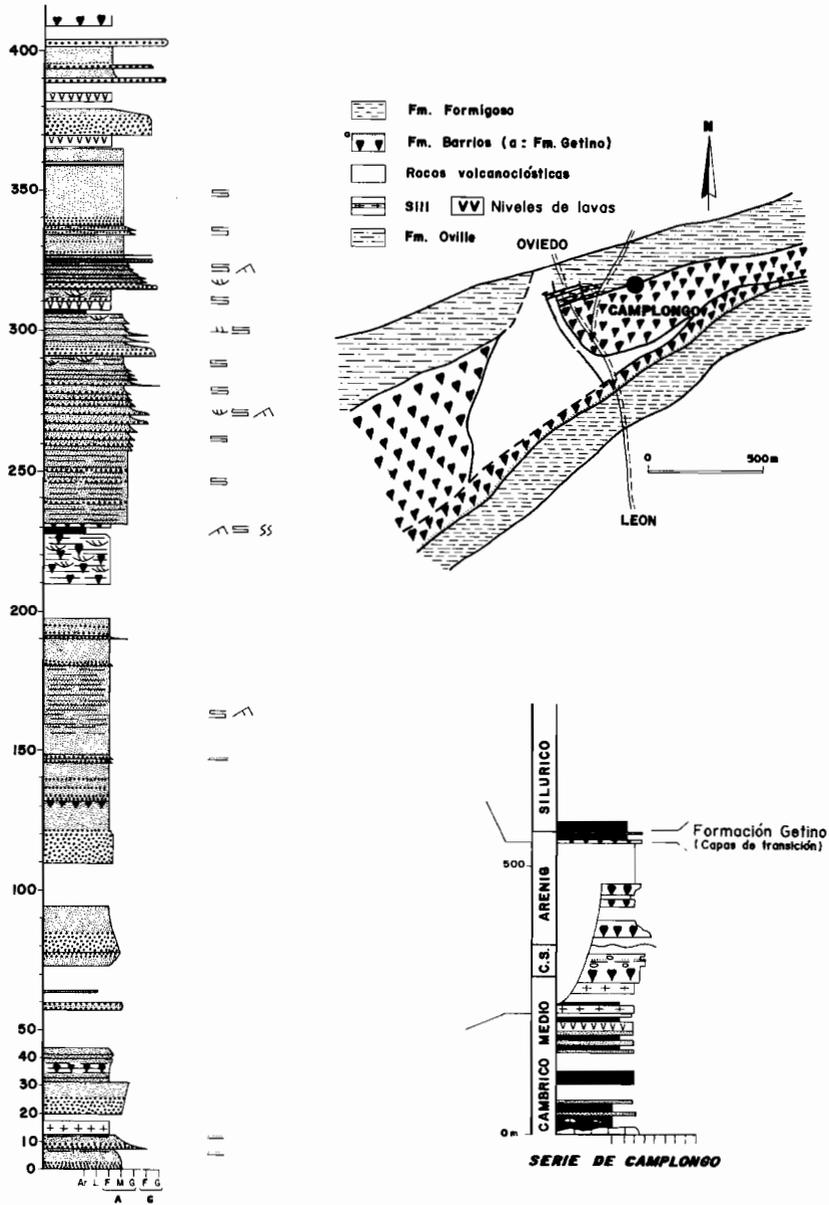


Figura 22. Esquema cartográfico del cráter volcánico situado en las proximidades de la localidad de Camplongo y columna estratigráfica representativa de las rocas volcánoclasticas que constituyen el relleno del mismo

neta, erosiva planar o suavemente curvada. Presentan gradación normal del tamaño de los clastos volcánicos.

Estos aparecen generalmente desordenados en la parte baja y hacia techo de la capa pasan a estar paralelos a la estratificación, desarrollándose en ocasiones laminación paralela más o menos grosera o cruzada. También hacia el techo de las capas se verifica un aumento de la madurez.

— **Facies 4.** Areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica, con estratificación cruzada. Aparecen en capas decimétricas internamente con estratificación cruzada en surco o planar y laminación paralela.

La facies 1 es la dominante en el relleno de las chimeneas y entre ella se intercalan intervalos de las facies 2 y 3. En la parte superior de las secuencias comienzan a intercalarse términos de la facies 4. Los niveles estratificados que culminan los intervalos del relleno de las chimeneas aparecen constituidos, en cambio, por secuencias grano decrecientes formadas por las facies 3 y 4, con algunos episodios intercalados de la facies 1 y algunos niveles de la lava de escaso espesor.

Petrográficamente, de acuerdo con la terminología de FISHER y SCHMINCKE (1984) basada en la de SCHMID (1981), dentro del material volcanoclástico pueden distinguirse dos grupos:

I. Areniscas tobáceas y areniscas con participación volcánica, wackes con fragmentos volcánicos, volcaniarenitas y sublitarenitas con fragmentos volcánicos (según la terminología de FOLK, 1968) que acaban gradando a cuarcitas. Sus componentes son:

Cuarzo, en un porcentaje entre el 25 y el 75 por 100, que aparece como cuarzo sedimentario en granos desde angulosos a bien redondeados, y cuarzo volcánico en granos redondeados e idiomorfos con golfos de corrosión. El primero es el más abundante aunque en determinadas muestras la práctica totalidad es atribuible a cuarzo volcánico. Generalmente cuanto mayor es el porcentaje de cuarzo, mayor es la proporción del sedimentario frente al volcánico.

Feldespato, componente prácticamente omnipresente aunque su porcentaje no suele superar el 5 por 100.

Fragmentos de rocas volcánicas, son dominantes o incluso exclusivos los fragmentos vítreos vesiculares intensamente cloritizados de tamaño lapilli o ceniza volcánica, aunque en menor proporción se encuentran fragmentos de texturas porfídicas o traquíticas.

Fragmentos de rocas sedimentarias. Aparecen raramente y con porcentajes inferiores al 2 por 100. Corresponden a fragmentos de areniscas, limolitas y pizarras.

Accesorios. En general aparecen en todas las muestras micas detríticas (moscovita) y minerales pesados detríticos (turmalina, circón). Excepcionalmente aparecen ooides con cubiertas ferruginosas.

Matriz. Aparece en un porcentaje de un 5 a 15 por 100 y corresponde a cenizas volcánicas frecuentemente alteradas a minerales arcillosos que pueden presentar recristalización.

Componentes autígenos. Cemento de cuarzo en un porcentaje entre 1 y 12 por 100 que forma crecimientos secundarios sobre los granos de cuarzo, en continuidad óptica con ellos; adquiere mayor importancia en las rocas más maduras. Cemento de carbonatos (dolomita ferrosa y no ferrosa) en porcentajes inferiores al 10 por 100 cuya consideración como cemento que rellena huecos o como producto de sustitución de material volcánico es en ocasiones problemática. Más raramente aparece cemento de óxidos de hierro, además de clorita y arcillas.

II. Tobas de lapilli, (lapilli tuff) holovolcánicas o con participación detrítica accesoría. Se trata de tobas vítreas de color verde constituidas mayoritariamente por fragmentos de lapilli y en menor proporción de ceniza volcánica, afectados por una intensa alteración hidrotermal. La mayor parte de los fragmentos son muy vesiculares, presentan formas irregulares o elongadas con bordes cuspidados 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 leucóxeno. En algunos niveles los fragmentos vesiculares están constituidos mayoritariamente por opacos y leucóxeno o por hematites adquiriendo la roca una tonalidad grisácea o rojiza respectivamente.

Las vesículas pueden ser esféricas o elongadas, coincidiendo su forma con la del fragmento, están rellenas de clorita, carbonatos, cuarzo, opacos, leucóxeno, feldespato potásico y las más externas pueden englobar a la matriz; suelen mostrar una corona externa de opacos y leucóxeno 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 y 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 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 redondeadas, escasamente vesiculares de matriz vítrea o microcristalina en la que se distinguen pequeños microlitos feldespáticos y seudomorfos cloríticos que reemplazan microfenocristales muy probablemente 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. Con carácter muy restringido puede haber además algún fragmento de rocas sedimentarias.

La matriz entre los fragmentos suele ser muy escasa y de origen volcánico, posiblemente cenizas volcánicas muy próximas en composición a los fragmentos aunque generalmente menos vesiculares y más ricas en granos de cuarzo, tanto sedimentario como volcánico, y de feldespato potásico; al igual que los fragmentos, la matriz puede ser muy rica en opacos y leucóxeno. En otros casos los fragmentos están prácticamente en contacto quedando pequeños huecos y fisuras rellenas de cuarzo, carbonatos, clorita y feldespato potásico. Menos frecuentemente la matriz es vulcano sedimentaria, constituida principalmente por cuarzo con escasas cantidades de ceniza volcánica, carbonatos, feldespato potásico, opacos y turmalina.

Las bombas volcánicas y niveles de lava interestratificados son petrográficamente muy

similares a los fragmentos presentes en las tobas antes descritas distinguiéndose dos tipos principales:

a) Rocas muy vesiculares de mesostasis vítrea o microcristalina constituida por carbonatos, clorita, feldespatos, opacos y leucoxeno. Las vesículas suelen ser esféricas, elíptica o ameboides y están rellenas principalmente de cuarzo, clorita, carbonatos, feldespato potásico y en algunos casos quizá celadonita. Ocasionalmente, pueden desarrollar algún microfenocristal de plagioclasa pseudomorfo clorítico de piroxeno transformados a pseudomorfos cloríticos, feldespato alcalino y olivinos transformados a serpentina, carbonatos e idingsita. Geoquímicamente son rocas con un alto contenido en álcalis y enriquecidas en P_2O_5 y TiO_2 correspondientes a basaltos olivínicos alcalinos y tranquibasaltos alterados hidrotermalmente (HEINZ *et al.*, *op. cit.*).

5.2.2. Sills de Diabasa

Los sills están emplazados en los miembros Agradados y La Barca de la Formación Oville (ARAMBURU, 1989) en tramos discontinuos pero que en conjunto muestran una gran extensión lateral, extendiéndose a lo largo de grandes distancias en el sector sur de la ZC. Los localizados en la base de los cráteres de Camplongo (Fig. 22) y Valverdín-Getino no aparecen representados en la cartografía debido a su escaso espesor.

Son rocas de color gris oscuro con tonalidad pardo verdosas cuando están alteradas, emplazadas concordantemente con la estratificación de la Formación Oville. No parecen ejercer ningún efecto térmico de contacto en los materiales 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, son integradas dentro del conjunto de rocas volcánicas (LOESCHKE y zeidler, *op. cit.*) por suponer que su nivel de emplazamiento ha sido muy superficial, con un escaso espesor de sedimentos depositados por encima. Por otro lado, si bien se les ha asignado una edad Ordovícico Inferior, ya que aparecen en algunos casos cortados y englobados por las chimeneas y cráteres de la Formación Barrios considerada por ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (*op. cit.*) Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior la edad de emplazamiento de una buena parte de los mismos ha debido ser Cámbrico Medio.

Presentan 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, feldespato potásico, opacos (magnetita) y como accesorios apatito y rutilo. También son frecuentes fragmentos de vidrio volcánico pero no se han observado feldespatoideos, los cuales pueden ser un componente mayoritario en algunos de los sills de otros sectores. Entre los minerales de origen secundario son frecuentes carbonatos, clorita, albita, prehnita, serpentina, rutilo-leucoxeno, limonita, sericita y ceolitas, formando agregados dispersos en la roca o constituyendo pseudomorfos.

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 en vías de desvitrificación. Una excepción a esta disposición textural son las variedades subofíticas u ofíticas en las que el clinopiroxeno, augita diopsídica o titanogaugita (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 sudomorfos de otros piroxenos de menor tamaño u olivino, que engloba. Las plagioclasas están parcialmente alteradas y, al igual que el feldespato potásico, albitizadas; la biotita se encuentra como cristales de pequeño tamaño, generalmente asociadas a los opacos, y entre los accesorios además de opacos parcialmente alterados a rutilo-leucoxeno son frecuentes apatitos, pueden mostrar hábitos prismáticos cortos o elevadas relaciones longitud/anchura. Los secundarios forman agregados entre las plagioclasas o seudomorfos algunos de los cuales podrían corresponder por su forma a olivino, mineral frecuente en algunos sills pero que raramente se conserva sin alterar.

Geoquímicamente la práctica totalidad del conjunto de sills del sector sur de la ZC analizados por LOESCHKE y ZEIDLER (*op. cit.*) se clasifican según su composición normativa como vasanitas, mugearitas, lutitas olivínicas y lutitas con feldespatoideos, mientras que en algunos diagramas de clasificación en base a elementos considerados geoquímicamente inmóviles (Ti y Zr) corresponden mayoritariamente a basaltos subalcalinos o alcalinos, hawaitas, mugearitas y traquibasaltos. En conjunto, a excepción de algún término más diferenciado de composición traquítica, su contenido en SiO₂ 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, P₂O, TiO₂ y Zr, siendo comparables a rocas básicas alcalinas de tipo traquibasáltico (ver LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*).

5.2.3. Consideraciones Genéticas y Encuadre Geotectónico

El desarrollo de este vulcanismo ha sido relacionado con procesos de adelgazamiento 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 (LOESCHKE y ZEIGLER *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 las cenizas 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.*).

A esta interpretación se opone la de ARAMBURU (*op. cit.*) quien 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).

Por último, es de hacer notar la importancia de este episodio volcánico no sólo por su amplia representación dentro de la ZC, sobre todo en el sector sur, sino por la repercusión que ha tenido en la sedimentación de los materiales paleozoicos suprayacentes. Las influencias del mismo sobre la paleotopografía de la cuenca en la que se depositaron los materiales ordovícico-silúricos (Formaciones Getino, Viodo y San Pedro-Furada) 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, *op. cit.*; SUAREZ de CENTI, 1988). Por otro lado, se han relacionado con el vulcanismo el origen de los tonstein de caolín intercalados en la Formación Barrios en diferentes sectores de la ZC (GARCIA RAMOS *et al.*, 1984), el origen de los niveles ferruginosos de la Formación Getino situada por encima de la Formación Barrios (ARAMBURU y GARCIA RAMOS, *op. cit.*; ARAMBURU, *op. cit.*) y de las acumulaciones ferruginosas de la Formación San Pedro-Furada (RUPKE *op. cit.*; EVERS, *op. cit.*; SUAREZ de CENTI, *op. cit.*; GARCIA RAMOS *et al.*, 1987).

5.3. ROCAS INTRUSIVAS

En el sector occidental de la hoja, al norte de Aralla, afloran dos sills separados por pizarras de la Formación San Emiliano, el inferior de una potencia de aproximadamente 1 m y el superior de unos 50 cm, representados en la cartografía como un único sills debido a su escaso espesor; además, es muy probable que existan otros afloramientos de escasas dimensiones en el entorno. Se trata de rocas de color verde, grano fino y aspecto porfídico en las que destacan en tamaño plagioclasas y máficos de 1-2 mm; en las zonas de contacto desarrollan bordes de enfriamiento rápido con disminución del tamaño de grano. Muestran claras afinidades subvolcánicas y su emplazamiento ha debido ser muy superficial.

El mayor número de rocas ígneas carboníferas se concentran, sin embargo, en el ángulo suroeste de la hoja, encajadas en materiales de edad Estefaniense B de la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana, aunque no han sido representadas en la cartografía debido a que los afloramientos de superficie son escasos y su espesor muy reducido. En superficie se localizan principalmente en:

- 1) Sector norte de la cuenca, en la zona de Bardaya, encajados en las Formaciones San Francisco y Pastora.

2) Sector meridional de la cuenca entre Orzonaga y el valle de Tabliza, cerca de la mina San José, encajados en las Formaciones Cascajo, San José y Bienvenidas (WAGNER y ARTIEDA, 1970; MENDEZ CECILIA, 1985); en el valle de Tabliza los autores anteriores señalan la existencia de dos sills plegados en la charnela del anticlinal del mismo nombre. En profundidad las intrusiones son más numerosas y además aumenta su potencia (MENDEZ CECILIA *op. cit.*) siendo muy probable que constituyan apófisis de cuerpos mayores no aflorantes.

Corresponden a sills emplazados concordantemente con la estratificación de los materiales encajantes o diques que intruyen según pequeñas fracturas y diaclasas, aunque muchas intrusiones muestran una cierta preferencia por emplazarse a favor de las capas de carbón en el que penetran como pequeñas venas o apófisis de morfología irregular que fragmentan y engloban porciones de carbón observándose frecuentes fenómenos de asimilación (MENDEZ CECILIA, *op. cit.*).

En superficie muestran tonalidades amarillentas debido a que suelen estar intensamente alteradas; en profundidad son rocas de color gris oscuro con tonalidades verdosas o blancas dependiendo de la alteración. El tamaño de grano es inferior a 2 mm y suelen presentar un aspecto moteado debido a un mayor tamaño de los máficos respecto a la mesostasis. En contacto con el carbón el tamaño de grano disminuye y se observa la presencia de pirita en la roca mientras que el carbón se transforma en coque natural presentando una disposición prismático-columnar perpendicular a los contactos (GONZALEZ PRADO en WAGNER y ARTIEDA, *op. cit.*) En el contacto con materiales lutíticos estos autores citan el desarrollo de un cierto metamorfismo térmico pero según MENDEZ CECILIA (*op. cit.*) no se observan paragénesis que indiquen anomalías térmicas importantes a partir de análisis de difracción de RX.

En base a las muestras estudiadas, tanto de los afloramientos del sector de Aralla (muestras obtenidas durante la realización de la hoja y muestras previas existentes en el I.T.G.E.) como de la cuenca de Ciñera-Matallana, y de las descripciones realizadas por los autores hasta ahora mencionados, la mayor parte de las rocas parecen corresponder a términos de composición intermedia- básica de tipo diorítico aunque fuera de la hoja BOSCH (*op. cit.*) cartografía numerosos afloramientos de sills ácidos emplazados en sedimentos estefanienses de la cuenca de Villablino, en la hoja del mismo nombre, a los que clasifica como granitos porfídicos moscovíticos y NAVARRO VAZQUEZ (1982) como porfidos leucograníticos afectados por una intensa alteración sericitico-moscovítica.

Una característica común de este conjunto intrusivo es la intensa alteración que muestran la mayor parte de las rocas estudiadas que enmascara o llega a borrar su textura y composición mineralógica original. De todas formas se observan algunas diferencias mineralógicas y sobre todo texturales entre las rocas del sector de Aralla y las de la cuenca Ciñera-Matallana:

1. Rocas de Aralla

Desde el punto de vista textural se caracterizan por presentar marcadas texturas porfídicas que varían de seriadas a glomeroporfídicas. La mesostasis puede ser vítrea distinguiéndose

algunos cristales de plagioclasa de hábito microlítico o bien está constituida mayoritariamente por plagioclasas bien cristalizadas de pequeño tamaño y hábitos largos, junto con cantidades menores de biotita de escaso tamaño, opacos y minerales de alteración secundaria, principalmente carbonatados, clorita, óxidos y/o hidróxidos de hierro y leucoxeno. Los carbonatos llegan en ocasiones a enmascarar buena parte de la roca.

De la mesostasis destacan en tamaño fenocristales o asociaciones glomeroporfídicas de plagioclasa bastante alteradas, aunque en algunos casos pueden reconocerse zonados concéntricos oscilantes, y pseudomorfos constituidos principalmente por serpentinas, a veces bastita y carbonatos, además de cuarzo y filosilicatos, que por la forma que conservan corresponden muy probablemente a fenocristales de piroxeno, de los que quedan vestigios de zonados concéntricos múltiples observados en cristales frescos, y olivino. También destacan en tamaño algunas vesículas esféricas rellenas de carbonatos.

2. Rocas de la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana

Cuando la alteración no es muy intensa, en cuyo caso no se reconocen casi ni la textura ni los componentes originales, las texturas de las rocas estudiadas parecen ser predominantemente de tipo dolerítico o intersertal. Están constituidas mayoritariamente por plagioclasas subidiomorfos con disposiciones entrecruzadas alteradas a sericita-moscovita y carbonatos, aunque a veces se reconocen zonados concéntricos pseudomorfos constituidos por carbonatos, cuarzo, filosilicatos, y pequeños cristales de color marrón pertenecientes muy probablemente al grupo de las espinelas, procedentes de la alteración de los máficos, en su mayoría de piroxenos de los que se conservan algunos restos. Además existen pequeños cristales de biotita repartidos en la mesostasis o asociados a los pseudomorfos. El cuarzo se encuentra también ocupando intersticios con formas radiales. Como accesorios se han observado opacos parcialmente alterados a rutilo-leucoxeno o esfena-leucoxeno y apatito.

MENDEZ CECILIA (*op. cit.*) cita además la presencia de anfíboles de tipo hornblenda, no observados en las muestras estudiadas y da una composición de las plagioclasas de andesina-labrador. GONZALEZ PRADO, en WAGNER y ARTIEDA (*op. cit.*) cita carbonatos, clorita serpentinas (angorita) y magnetita como productos de alteración de los máficos y da una composición de oligoclasa-andesina para las plagioclasas.

La edad de los sedimentos en los que aparecen encajados los diques y sills de la Hoja, Westfaliense-Estefaniense, sus características petrográficas y emplazamiento subvolcánico o muy superficial, permite considerarlos relacionados con una actividad magmática tardihercínica que, aunque caracterizada por el desarrollo de cuerpos de escasas dimensiones, llega a ser relativamente importante en ciertos sectores de ZC, sobre todo en su parte más externa o Unidad del Pisuerga-Carrión en la que se conocen hasta ahora alrededor de 250 afloramientos. Las rocas del entorno de Aralla son petrográficamente comparables a las que afloran en la Hoja contigua de Los Barrios de Luna, cerca de Villafeliz, y dentro de la Unidad del Pisuerga-Carrión, a algunos diques y sills localizados el sur de la Falla de León, en la Hoja de Riaño. Por su parte, los afloramientos concentrados en la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana son petrográficamente comparables a una buena parte de los afloramientos presentes en dicha unidad. Las características más destacables de los afloramientos en la Unidad del Pisuerga-Carrión son:

a) Desarrollo mayoritario de diques emplazados a favor de grandes fracturas, sills y un número reducido de pequeños stocks, encajados en sedimentos carboníferos (Namuriense-Estefaniense).

b) Afinidad subvolcánica de buena parte de las rocas caracterizadas por su gran variedad petrográfica, comprendiendo desde términos básicos de tipo gabroide, hasta rocas leucograníticas (principalmente gabros, dioritas y cuarzodioritas, monzogabros, monzodioritas, tonalitas, granodioritas y términos leucograníticos), y notable variedad textural (hipidiomárficas, microporfídicas, porfíricas, ofíticas, etc.).

c) Desarrollo de intensas alteraciones hidrotermales, metamorfismo de contacto ocasional y mineralizaciones asociadas de cierto interés. (*op. cit.*)

Desde el punto de vista geoquímico, se han tratado de comparar; asimismo, con las rocas ígneas carboníferas de la Unidad del Pisuerga-Carrión de las que se han utilizado análisis de LOESCHKE (1982) y los publicados en las memorias de los Mapas Geológicos de Burón y Riaño, a partir de análisis inéditos de las rocas del sector de Aralla pertenecientes al ITGE (cuyos resultados se encuentran en la documentación complementaria) y análisis de MENDEZ CECILIA (*op. cit.*) de las rocas de la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana.

En los diagramas geoquímicos utilizados, las rocas presentes en la Hoja de La Pola de Gordón muestran un comportamiento similar al conjunto intrusivo del Pisuerga-Carrión, solapándose con los términos de quimismo básico-intermedio. De todas formas, cabe recordar la existencia de rocas ácidas en las proximidades de la hoja emplazadas en sedimentos de la misma edad, de las que no se dispone de análisis químicos. En el diagrama de clasificación geoquímica Q-P de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 23 a), aunque parte de los análisis quedan representados fuera del diagrama, posiblemente debido al estado de alteración de las muestras, las rocas de la Hoja de La Pola de Gordón se clasifican como monzogabros, monzocuarzodioritas, cuarzodioritas y tonalitas. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (*op. cit.*) (Fig. 23 b) se solapan en parte con las rocas de la Unidad del Pisuerga-Carrión las cuales definen una serie típicamente cafémica que evoluciona desde el dominio hipoaluminoso al aluminoso, aunque algunas de las rocas de la Hoja de Pola de Gordón quedan representadas en el campo V de dicho diagrama entre los puntos representativos de los gabros y monzogabros.

En los diagramas de HARKER (Fig. 24) se observa que, salvo raras excepciones, el contenido en óxidos mayores y su comportamiento frente a la sílice es comparable al definido por las rocas básicas-intermedias de la Unidad del Pisuerga-Carrión. El comportamiento de todo el conjunto parece coherente con una evolución por cristalización fraccionada, aunque también existen evidencias que indican la presencia de fenómenos de mezcla, de una serie en la que, aunque no siempre con buenos coeficientes de correlación, TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO y MnO muestran tendencias claramente descendentes con la diferenciación, generalmente más acusadas para los términos básicos e intermedios y menos pendientes en los términos más evolucionados, a excepción del Fe_2O_3 que define una pendiente continua. El K_2O , aunque con mala correlación, muestra una pendiente ascendente y continua; el comportamiento evidenciado por el K_2O resulta coherente con la evolución de una serie calcoalcalina (ORSINI, 1979). Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 describen dos comportamientos diferentes caracterizados por pendientes positivas en los términos básicos e intermedios, las cuales a

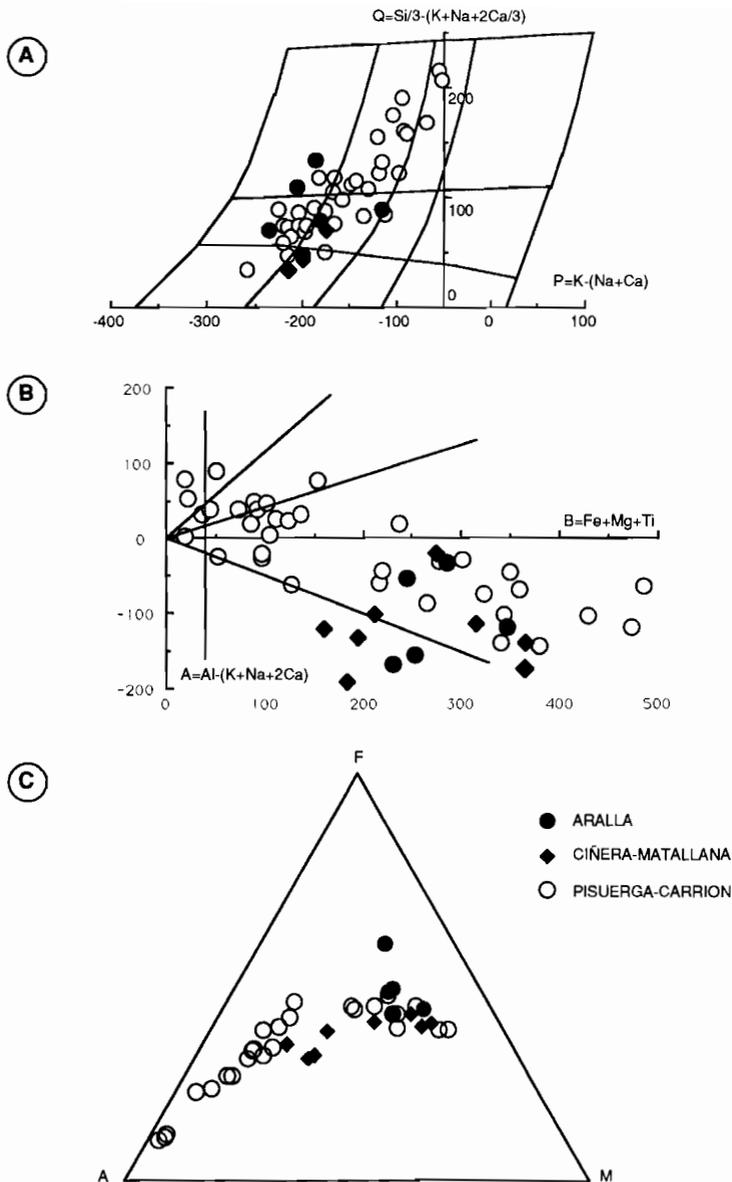


Figura 23. A) Diagrama de clasificación P-Q de DEBON y LE FORT (1983). B) Diagrama de minerales característicos y tipificación geoquímica A-B de DEBON y LE FORT (*op. cit.*). C) Triángulo AFM. Además de análisis de rocas de la Hoja de La Pola de Gordón pertenecientes a MENDEZ CECILIA (1985) y al Fondo Documental del ITGE, se han representado análisis de rocas de la Unidad del Pisuerga Carrión de LOESCHKE (1982) y los publicados en las memorias de los Mapas Geológicos E. 1:50.000 de Burón (80) y Riño (105)

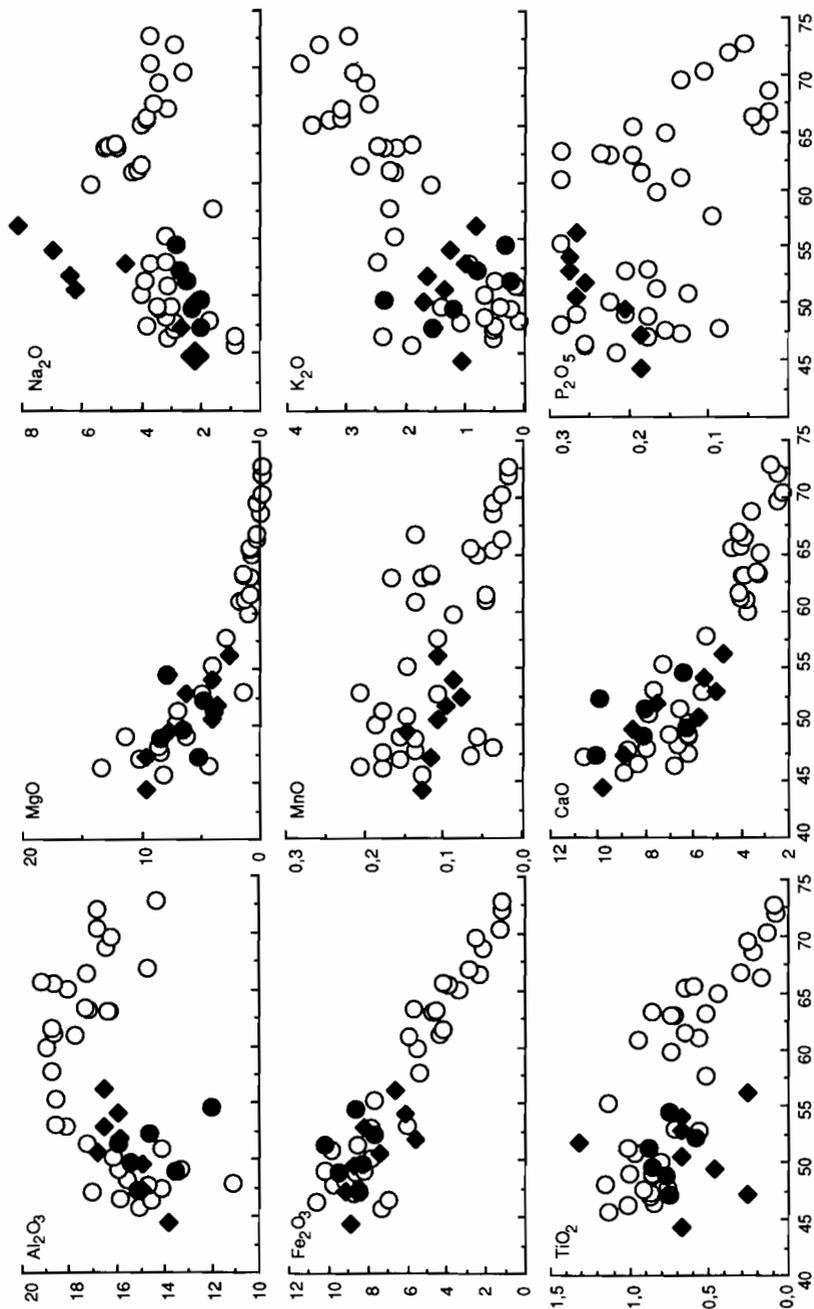


Figura 24. Diagramas de variación de HARKER en los que se representa el comportamiento de los óxidos mayores frente al SiO_2 . Leyenda igual que en la Figura 23

partir de aproximadamente el 60% de SiO₂ pasan a ser claramente negativas y muy acusadas.

El carácter calcoalcalino de estas rocas queda; asimismo, perfectamente definido en el diagrama AFm (Fig. 23 c) en el que, como ocurría en los demás diagramas geoquímicos utilizados, las rocas de la Hoja de La Pola de Gordón se solapan principalmente con los miembros menos diferenciados de todo el grupo intrusivo de la UPC, en cuya génesis, parece evidente la participación predominante de material básico profundo que sufre diferentes grados de hibridación o contaminación cortical en su ascenso dando lugar a un amplio espectro composicional.

Descripciones más detalladas sobre las características petrográficas, modo de emplazamiento y significado geotéctonico de las rocas ígneas carboníferas del Pisuerga-Carrión, pueden encontrarse en los trabajos de LOESCHKE (1982), CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ Y CORRETGE (1987), CORRETGE y SUAREZ (1990), RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1989), GALLASTEGUI *et al.* (1990), y en las memorias del Mapa Geológico E. 1:50.000 de Burón y Riaño, entre los publicados más recientemente. Además en los trabajos de SUAREZ y CORRETGE (*op. cit.*) y CORRETGE y SUAREZ (*op. cit.*) pueden encontrarse correlaciones geoquímicas de las rocas del Pisuerga-Carrión con el resto de las rocas ígneas carboníferas de la ZC (principalmente la parte más occidental de la ZC y alrededores de Infiesto).

6. HISTORIA GEOLOGICA

En la introducción al capítulo de estratigrafía ya se expuso que desde el Cámbrico Inferior hasta el Carbonífero Inferior inclusive, la sedimentación tuvo lugar generalmente en una plataforma marina somera y estable, con alternancia de formaciones carbonatadas y siliclásticas, cuya área madre se situaba el NE. No obstante, durante este lapso de tiempo hubo dos momentos de inestabilidad: en el Ordovícico Medio-Superior y en el Devónico Superior.

En el Ordovícico Medio y Superior se presenta una laguna estratigráfica en la mayor parte de la hoja, que puede relacionarse con la tectónica distensiva invocada para explicar la sedimentación turbidítica de estas edades ocurrida en áreas más occidentales (PEREZ ESTAUN y MARCOS, 1981); la actividad volcánica que tiene lugar a techo de la Formación Barrios en el sector nororiental de la hoja también puede relacionarse con estos movimientos distensivos. La sedimentación se reanuda en el Silúrico Inferior con depósitos de carácter pelágico (Formación Formigoso), aunque pronto vuelve a adquirir carácter costero con abundancia de fauna bentónica.

Las formaciones devónicas anteriores al Devónico más Superior, representado por la Formación Ermita, se distribuyen cartográficamente, en una disposición aparentemente regresiva, dando lugar a otra laguna estratigráfica progresivamente más amplia hacia el NE. En realidad estas formaciones están erosionadas en bisel con un pequeño ángulo de discordancia que se ha calculado de entre 1 y 3 grados en la vecina área del Esla (ALONSO, 1985), lo que implica un basculamiento global de la cuenca de este orden.

Las Formaciones Ermita-Baleas tiene carácter costero de alta energía y se presentan con disposición transgresiva (COMTE, 1959), dando paso a un hundimiento generalizado de

todo el área durante el Carbonífero Inferior, con escasez de aportes en un ambiente de plataforma restringida y sedimentación pelágica muy uniforme (formaciones Vegamián y Alba).

El resto del Carbonífero es claramente sinorogénico, con fuertes diacronismos y rápidos cambios laterales de facies en las formaciones. La inestabilidad de la cuenca comienza en la parte sur de la hoja con sedimentos turbidíticos de procedencia suroccidental (Formación Cuevas). lo que implica la creación de relieves hacia el SO relacionados con el levantamiento de la cadena orogénica, el desarrollo de una cuenca de antepaís por delante de la cadena y en definitiva, una inversión paleogeográfica respecto al período preorogénico (JULIVERT, 1978). En la parte norte de la hoja, los materiales clásticos gruesos ligados a una cuenca inestable son más tardíos, de edad Westfaliense A-B (Formación San Emiliano), y representan una secuencia somerizante que culmina con depósitos deltaicos (BOWMAN, 1982; FERNANDEZ, 1991). Este diacronismo de la sucesión sinorogénica indica una progresión de la deformación hacia el N, lo cual está de acuerdo con la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos deducida de sus relaciones geométricas; en efecto, la secuencia debió ser generalmente hacia adelante, ya que generalmente los pliegues relacionados con un determinado cabalgamiento deforman a los cabalgamientos más atrasados, con excepción de algunos cabalgamientos fuera de secuencia mencionados en el capítulo de tectónica.

Como ya se señaló previamente, la sucesión Estefaniense se dispone discordantemente, formalizando las superficies de cabalgamiento; se trata de sedimentos de carácter continental depositados sobre un paleorrelieve (WAGNER, 1970). La deformación de los materiales estefanienses debió ocurrir durante el Estefaniense más tardío o el Pérmico, y su estructura está controlada por las estructuras previas del basamento; los pliegues previos se reapretaron y los diferentes mecanismos de plegamiento actuantes en distintas litologías determinaron la estructura de los materiales discordantes (ALONSO, 1989).

El registro sedimentario posterior se reduce a un pequeño afloramiento de materiales cretácicos deformados, que se sitúan en el ángulo sureste de la hoja. No obstante, por la información geológica que proporcionan las hojas vecinas puede decirse que la deformación alpina debió limitarse básicamente al borde sur de la cordillera, en donde existe un importante cabalgamiento alpino responsable de la elevación de la cordillera actual.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja número 103 (La Pola de Gordón) ha sido objeto de una intensa explotación minera cuyo apogeo se prolongó desde mediados del siglo XIX hasta el primer tercio del siglo XX, centrándose fundamentalmente en la explotación del carbón y metales básicos. Tras la caída de los precios de éstos últimos en los mercados internacionales, la actividad industrial ligada a la minería metálica cesó prácticamente, restando sólo algunos intentos de explotación infructuosos y, en casos muy concretos, con un carácter claramente especulativo. Las únicas fuentes de interés en estos momentos se ligan a la presencia de metales preciosos en ciertos tipos de mineralizaciones presentes en este área, debido a que los metales comunes presentes en estas (Cu, Ni, Co, Fe, Pb, Zn, Hg, As, Ba y U), se enfrentan en la

actualidad a unas perspectivas de mercado nada halagüeñas, bien sea por razones de precio, o de política energética y medioambiental.

Por otra parte, la minería no metálica, fundamentalmente de carácter energético (carbón), incluye en este área, uno de los yacimientos más importantes, desde el punto de vista económico-productivo, del Carbonífero ibérico: la Cuenca Carbonífera de Ciñera-Matallana. A esta Cuenca Carbonífera, en la que en breve se abrirá un nuevo pozo, y en menor medida las explotaciones del Sinclinal del Cellón en la Cuenca Carbonífera Central y de la Cuenca de Canseco, se restringe la actividad minera en la actualidad.

7.1. MINERIA NO ENERGETICA (METALICA)

Sobre la base de la parte de mineralización accesible en superficie y en las labores de explotación, es posible elaborar una modelización genético-descriptiva de los yacimientos presentes en esta hoja, siguiendo el siguiente esquema:

1. Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au-(Ag-EGP) en rocas carbonatadas.
2. Epitermales de CU-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas.
3. Epitermales de Pb-Zn-Ba-(Cu) en rocas carbonatadas.
4. Epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas.
5. Epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatadas.
6. Sedimentario-exhalativos de Fe-Mn ligados a limolitas y arenitas.

A continuación se describe sucintamente cada uno de estos tipos.

7.1.1. **Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au en rocas carbonatadas**

Sinónimos aproximados: No se conocen

Descripción general: Modelo similar a los epitermales auríferos en rocas carbonatadas (tipo Carlin), pero con anomalías de Ni, Co, Cu, Se y elementos del grupo del platino superpuestas. Se puede considerar como un modelo mixto Calin-Cobalt.

Localización en la hoja: Una sola mineralización conocida aproximadamente a 3 km al este de Villanueva de Pontedo, en la mina Providencia.

Referencias generales y locales: YPMA *et al.* 1968; FERNANDEZ *et al.* 1984, 1985; PANIAGUA, 1984, 1989, *in lit.*; FRIEDL *et al. in lit.*

Entorno geológico

Rocas asociadas: En la localidad tipo las rocas asociadas son series carbonatadas de Edad Namuriense, aunque debido al carácter claramente epigenético de la mineralización a priori se puede esperar cualquier edad para el encajante. El único rasgo litológico específico se liga al carácter carbonatado y fuertemente bituminoso de la Caliza de Montaña en la localidad tipo.

Edad: En general, tardihercínico a posthercínico.

Ambiente tectónica: Interferencia de fracturas distensivas de alto ángulo involucradas en una cizalla frágil asociada al movimiento de la Falla de León.

Mineralizaciones asociadas: Epitermales de CU-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas epitermales de Pb-Zn-(Cu) en rocas carbonatadas; epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas; epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Estadio precoz constituido por cuarzo microcristalino y hematites en la zona de borde de la mineralización, que pasa rápidamente a un agregado de disulfuro de Cu-Ni-Co-Fe de grano fino y tendencia colomorfa que forman entre sí una solución aparentemente completa (pirita-bravoita- villamaninita-seleniovaesita); estos minerales presentan un fuerte contenido en trazas de metales de las tres series de transición, calcógenos y anfígenos, pudiendo destacarse entre ellos el Se y los metales preciosos (Au-Ag y en menor medida Pt y Pd). Estas fases son metaestables y pasan directamente a un estadio intermedio formado esencialmente por calcopirita, talnakhita, siegenita cuprífera, bravoita secundaria, gersdorffita y seleniuros de Pb, Cu, Ni, Co, Hg y Bi, así como esfalerita ocasional y una fase metaestable de composición intermedia entre calcopirita y bornita. Es de destacar la presencia de oro platinífero asociado a los seleniuros y/o a la asociación calcopirita-talnakhita-siegenita-gersdorffita. En el estadio tardío se observa una segunda generación de calcopirita y pirita, asociada a bornita, siegenita, marcasita y, localmente, abundantes seleniuros. Se observa también la presencia de materia orgánica uranífera en puntos muy concretos, asociada a ganga cuarzo-carbonatada. A estos tres estadios se sobrepone una fuerte alteración supergénica formada por covellina-digenita, óxidos, carbonatos y arseniatos de Cu, Ni y Co.

Textura y estructura: La mineralización constituye el relleno de una chimenea generada por brechificación hidrotermal (brechas explosivas o hidráulicas). Se aprecia una secuencia de precipitación generalmente iniciada por un jasperoide negro o rojo, seguido por precipitación de hematites coloidal, un nivel de dolomita estéril y un agregado de sulfuros de grano fino a medio en matriz dolomítica, con textura idiomorfa o colomorfa, zonado bien visible al microscopio y fuerte cataclasis sobrepuesta.

Alteración: Dolomitización y silicificación del encajante en el entorno de la mineralización, visible a todas las escalas de observación. Hematitización en el contacto de la mineralización con el encajante.

Controles de la mena: El encajante carbonatado y las fracturas de alto ángulo son los controles fundamentales.

Rasgos geoquímicos característicos: Fuerte contenido en elementos de afiliación mantélica. $\text{Cu} < 5\%$, $\text{Ni} < 3\%$, $\text{Co} < 2\%$, $\text{Cu}/\text{Ni} = 1,5$; $\text{Ni}/\text{Co} = 2-3$. Anomalías de As y Se. Fuertes anomalías auríferas. Au generalmente entre 0,5 y 5 ppm, ocasionalmente hasta 50 ppm Au/Ag en torno a 1. Pt y Pd entre 30 y 300 ppb, Pd ocasionalmente > 1 ppm U y localmente presente hasta 3.000 ppm.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Precipitación a partir de un fluido hidrotermal a baja temperatura (120-250 °C) y presión (< 500 bares), en condiciones de FS_2 (Fugacidad de azufre) muy alta y FO_2 (Fugacidad de oxígeno) inicialmente sobre el equilibrio hematites-magnetita, decreciendo rápidamente hasta el límite pirita-magnetita a $\text{pH} = 8$, por el efecto reductor de la materia orgánica y alcalinizante cel encajante carbonatado sobreimpuesto a la pérdida de presión.

7.1.2. Epitermales de Cu-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados: Yacimientos tipo Cobalt, venas de «cinco elementos».

Descripción general: Mineralizaciones epitermales de Cu-Co-Ni-U-As en rocas carbonatadas asociadas a fracturas de alto ángulo.

Localización en la hoja: Estas mineralizaciones se distribuyen siguiendo una banda de orientación E-O a lo largo de toda la franja N de la hoja, en general dentro de los niveles carbonatados de la Caliza de Láncara y sobre todo la Caliza de Montaña, controlados tectónicamente por la intersección de fracturas E-O, NE-SO y NO-SE. En la mayoría de los casos sólo es inmediatamente reconocible la paragénesis cuprífera tardía. La zona de mineralización reconocida más importante se localiza en torno a la mina Profunda, entre las localidades de Villamanín y Cármenes.

Referencias generales y locales: LAZNICKA, 1985; PANIAGUA *et al.*, 1987; PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, 1988.

Entorno geológico

Rocas asociadas: Rocas carbonatadas de cualquier edad, desde Cámbrico Medio hasta Carbonífero Superior en el área considerada.

Edad: Tardihercínico a posthercínico.

Ambiente deposicional: Precipitación en zonas superiores de sistemas hidrotermales en relación con rocas carbonatadas.

Situación tectónica: Interferencia de fracturas distensivas de alto ángulo involucradas en una cizalla frágil asociada al movimiento de la Falla de León.

Mineralizaciones asociadas: Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au-(Ag-EGP) en rocas carbonatadas; epitermales de Pb-Zn-(Cu) en rocas carbonatadas; epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas; epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Estadio precoz escaso, constituido por una asociación pirita-bravoita, raramente se observan relictos de villamaninita, en ganga de cuarzo-dolomita. El segundo estadio, dominante, está formado esencialmente por calcopirita, tetraedrita y bornita, con siegenita y gersdorffita escasas. Alteración supergénica importante, con formación de marcasita, covellina, calcosina, bornita y digenita, cobre nativo, óxidos, carbonatos y arseniatos de Cu, Co, Ni y U, en ganga de calcita-dolomita. Oro nativo raro, pero visible en ocasiones al microscopio.

Textura y estructura: La mineralización aparece en bolsas, venas, rellenos de zonas brechificadas y diseminaciones. La mineralización precoz presenta textura idiomórfica o cataclástica. La distribución de la mineralización es muy irregular.

Alteración: Dolomitización y silicificación precoces del encajante. Hematización de los contactos. Calcitización tardía. Lixiviación ácida y oxidación supergénica sobreimpuesta.

Controles de la mena: Secuencias carbonatadas o alternancias pelítico-carbonatadas. Control estructural por las fallas de alto ángulo y estructuras menores de acomodación mecánica ligadas a ellas.

Rasgos geoquímicos característicos: Cu/Ni+Co > 10. As a menudo < 1%. U en general entre 100 y 1.000 ppm, pero localmente hasta 7%. Anomalías locales esporádicas de Au. En las zonas superiores sólo el Cu es detectable.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Similares al tipo 1, con fS_2 más baja y pH más próximo a la neutralidad.

7.1.3. Epitermales de Pb-Zn-Ba-(Cu) en rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados: Yacimientos de Pb-Zn de tipo apalachiense, de tipo alpino, de tipo irlandés.

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

Localización de la hoja: Estos indicios forman una banda en dirección E-O subparalela a la anteriormente descrita para las mineralizaciones de Cu por su lado S, y situada en los frentes de los cabalgamientos al sur del Sinclinal de Cármenes.

Referencias generales y locales: LAZNICKA, 1985; BRISKEY, 1986; PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, 1988.

Entorno geológico

Rocas asociadas: Tanto series carbonatadas de edad Cámbrico Medio a Carbonífero Superior como intercalaciones calcáreas en series predominantemente siliciclásticas.

Edad: Tardi o posthercénicas.

Ambiente deposicional: La mineralización precipita a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura, cuando atraviesan zonas de alta permeabilidad en el encajante carbonatado.

Situación tectónica: Areas distales de zonas influidas por eventos tectónicos distensivos, en este caso en relación con la zona de cizalla frágil generada a partir de la Falla de León.

Mineralizaciones asociadas: Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au-(Ag-EGP) en rocas carbonatadas; epitermales de Cu-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas; epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas; epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Estadio precoz formado por piritita de grano fino. Estadio tardío ocasionalmente complejo, con eventos superpuestos. Primera generación de esfalerita roja y galena de grano fino a muy fino, asociadas a ganga de cuarzo microcristalino fuertemente brechificada, con presencia local de tetraedrita y calcosina o digenita. A ésta le sigue una segunda generación, probablemente debida a removilización de la primera, de esfalerita clara y galena de grano grueso, a la cual se suele asociar barita, a veces dominante, y más raramente, fluorita, en ganga carbonatada. La alteración supergénica da lugar a covellina y digenita, óxidos de Cu, carbonatos de Cu, Pb y Zn, greenockita y anglesita ocasionales.

Textura y estructura: La paragénesis precoz forma diseminaciones en el encajante dolomitizado y silicificado. La paragénesis tardía forma venas y bolsas, rellenando zonas de brechificación. Zonalidad muy marcada, con predominio de esfalerita en la zona superior y de galena en la zona más profunda.

Alteración: Dolomitización y silicificación del encajante carbonatado.

Controles de la mena: Básicamente el encajante carbonatado. El control estructural por fracturas de alto ángulo a veces no es bien visible.

Rasgos geoquímicos característicos: Correlación inversa Zn-Pb debido al zonado. Correlación positiva Pb-Ag y Zn-Cd.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Yacimientos formados a baja temperatura (120-160 °C) y presiones moderadas ($P < 200$ bares), en condiciones de pH no muy alejadas de la neutralidad. Fugacidad de oxígeno baja y fugacidad de azufre relativamente alta.

7.1.4. Epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados: Venas de Hg.

Descripción general: Venas y diseminaciones de cinabrio y rejalgos en calizas y pizarras bituminosas.

Localización en la hoja: En esta hoja se ha reconocido una sola zona mineralizada al SE de Cármenes, próxima a la localidad de Valverdín.

Referencias generales y locales: LAZNICKA, 1985; RYTUBA, 1986; SPYCHER y REED, 1989; LOREDO *et al.* 1988; LUQUE, 1985; PANIAGUA *et al.*, *in litt.*

Entorno geológico

Rocas asociadas: Series carbonatadas y alternancias pelítico-carbonatadas de cualquier edad. En esta hoja el único indicio reconocido de esta tipología se localiza en la transición Namuriense-Westfaliense.

Edad: Tardi o posthercínica.

Ambiente deposicional: Zonas distales del sistema hidrotermal, a partir de fluidos enriquecidos en volátiles y más ácidos que en los casos precedentes.

Situación tectónica: Areas tectonizadas en relación con fracturas de alto ángulo.

Mineralizaciones asociadas: Epitermales de Cu-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas; epitermales de Pb-Zn-(Cu) en rocas carbonatadas; epitermales de Fe-(Mn) en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Paragénesis precoz formada por piritita de grano muy fino, a menudo framboidal, con escasa arsenopiritita y rara esfalerita asociadas. Paragénesis tardía formada por cinabrio y rejalgar dominantes, con oropimente y getchellita accesorios. Ocasionalmente se observan fluorita y barita.

Textura y estructura: Diseminaciones, bolsas, venas y relleno de brechas.

Alteración: Decarbonatización precoz. Silicificación y carbonatización. Localmente argilitización.

Controles de la mesa: El control litológico está constituido por el contacto caliza-pizarra. El comportamiento tectónico de esta secuencia como un multilayer ante los efectos de la tectónica distensiva tardía de la zona genera los espacios vacíos necesarios para la precipitación de la mina, por incremento de la permeabilidad efectiva.

Rasgos geoquímicos característicos: El Hg alcanza valores entre <0,1% y >5%; al As presenta valores muy variables, desde pocas ppm hasta >1%. No se han reconocido anomalías significativas de metales preciosos, aunque son previsibles si se localizan zonas enriquecidas en la paragénesis precoz.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Mineralizaciones formadas en condiciones epitermales subsuperficiales, a temperaturas en general inferiores a 150 °C., presiones hidrostáticas, en general, en el rango de 1 a 50 bares, a partir de fluidos de salinidad moderada a ligeramente alta, con transporte de Hg en fase vapor mientras As y Sb se transportan más fácilmente en fase líquida, dando una cierta zonalidad en sentido vertical.

7.1.5. Epitermales de Fe-(Mn) en 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: Una sola mineralización independiente de esta tipología se ha reconocido, en la ladera sur de la Peña de la Calva, al noroeste de Rodiezmo. Asimismo, estas mineralizaciones son parte de los tipos 1 y 2 anteriormente descritos, constituyendo un buen criterio prospectivo.

Referencias generales y locales: LAZNICKA, 1985.

Entorno geológico

Rocas asociadas: Series carbonatadas de edad generalmente Namuriense, aunque se pueden presentar en otras formaciones.

Edad: Tardi o posthercínica.

Ambiente deposicional: Depósito ligado a la removilización de depósitos sedimentario-exhalativos de Fe en las proximidades de fracturas de alto ángulo que afectan a series carbonatadas potentes.

Situación tectónica: Areas tectonizadas en relación con fracturas de alto ángulo, en el entorno de la Falla de León.

Mineralizaciones asociadas: Epitermales de Cu-Ni-Co-Se-Au-(Ag- EGP) en rocas carbonatadas; epitermales de Cu-Ni-Co-U-(Au) en rocas carbonatadas; epitermales de Pb-Zn-(Cu) en rocas carbonatadas; epitermales de Hg-As en rocas carbonatadas.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Óxidos de Fe y Mn en ganga de calcita, dolomita, ankerita y rodocrosita, ocasionalmente asociados a sílice coloidal.

Textura y estructura: Bolsas, venas y diseminaciones en zonas de fractura, con texturas colomorfos y crecimiento en agregados fibroso-radiados para los óxidos.

Alteración: Decarbonatización precoz. Silicificación y carbonatización tardía.

Controles de la mena: La litología calcárea y la presencia de fracturas distensivas de alto ángulo son los únicos controles generalizados.

Rasgos geoquímicos característicos: Anomalías discretas de metales de transición.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Mineralizaciones formadas en condiciones epitermales subsuperficiales.

7.1.6. Sedimentario-exhalativos de Fe-Mn ligados a areniscas y limolitas

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

Descripción general: Yacimientos estratoligados de óxidos de Fe en rocas detríticas, esencialmente areniscas y limolitas.

Localización en la hoja: La zona más importante de explotación de estas mineralizaciones se situó en su momento al sur de Villamanín. Zonas de enriquecimiento local se distribuyen a lo largo de todos los afloramientos de la Formación San Pedro, así como puntualmente desde el Ordovícico hasta el Devónico aflorante.

Referencias generales y locales: LAZNICKA, 1985; CANNON, 1986; GARCIA RAMOS *et al.*, 1987.

Entorno geológico

Rocas asociadas: Series detríticas y pelíticas paleozoicas, esencialmente de edad Silúrica. Vulcanismo freatomagmático de tendencia máfica en el entorno.

Edad: En cada caso la del estrato encajante. Normalmente silúricos.

Ambiente deposicional: Depósito producido por mezcla de fluidos hidrotermales con agua marina en un medio marino somero de plataforma continental o cuenca intracratónica.

Situación tectónica: En la actualidad aparecen preservados en las zonas de antepaís de cinturones orogénicos hercínicos, se relacionan genéticamente con las acumulaciones de óxidos de Fe y Mn en sedimentos oceánicos actuales.

Mineralizaciones asociadas: Niveles fosfatados sedimentarios.

Descripción del yacimiento

Mineralogía: Hematites, magnetita y siderita, con escasa clorita y apatito en matriz de cuarzo dominante.

Textura y estructura: Bandeados centimétricos a decimétricos 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, salvo la descomposición progresiva de niveles volcánicos subyacentes. Lixiviación y enriquecimiento supergénico. Removilizaciones epigenéticas en áreas afectadas por fracturas tardihercínicas. En zonas más internas de la cadena orogénica se puede observar metamorfismo o metasomatismo en grado variable.

Controles de la mena: El único es el litológico de las formaciones detríticas contemporáneas de las mineralizaciones, y la proximidad de series volcánicas interestratificadas.

Rasgos geoquímicos característicos: Correlación positiva de Fe con elementos de transición de afinidad mantélica y, localmente, con fósforo.

Condiciones fisicoquímicas de formación: Estos yacimientos derivan de la precipitación sinsedimentaria a partir de soluciones coloidales enriquecidas en Fe y Mn de origen hidrogénico a hidrotermal.

7.2. MINERIA NO ENERGETICA (NO METALICA)

Dentro de la presente hoja se localizan varios indicios de caolín, uno de los cuales, en los alrededores de Valverdín, presenta labores mineras que actualmnete se encuentran abandonadas. También aparecen niveles enriquecidos en fosfatos a lo largo de las Formaciones Vegamián (nódulos dispersos) y en la Formación San Pedro que son objeto de estudio en la actualidad.

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 Valverdín, ambas reconocidas en las unidades de Somiedo-Correcillas y Sobia-Bodón de la ZC respectivamente.

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 Valverdín aflora en la parte más occidental de la rama S de estas mismas unidades; fundamentalmente en la hojas de Los Barrios de Luna y La Pola de Gordón. En la hoja de La Pola de Gordón tiene un espesor bastante constante, entre 30 y 35 cm (ARAMBURU *op. cit.*).

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, *op. cit.*).

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 tipo F que llega en algunos puntos a representar el 80% de la totalidad de la capa.

Composicionalmente está formado, según estos mismos autores, por granos de cuarzo y caolinita, de tamaño arena media-fina, en la variedad gruega; incluidos en una matriz caolinítica 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

La minería energética se restringe a la explotación de carbón, localizada preferentemente en tres «cuencas mineras»: La Cuenca Carbonífera Central, de edad Westfaliense, que ocupa la mayor parte del borde septentrional de esta hoja y las cuencas Estefanienses discordantes de Canseco-Ruacayo y Ciñera-Matallana situadas respectivamente, en la parte norte y sur del borde oriental de esta hoja.

La otra «cuenca» presente en esta hoja es la denominada de Cármenes-Villamanín en la que únicamente se reconoce una labor de finales del siglo pasado, en la que se benefició una capa de carbón de pequeña potencia en los alrededores de Rodiezmo. Por ese motivo no se estudiará por separado en este capítulo, refiriéndonos únicamente a aquellas que tienen cierto valor productivo.

7.3.1. La Cuenca Carbonífera Central

Sólo aparece representada una pequeña parte de su borde meridional, correspondiente a los sectores de Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo de BARBA *et al.* (1991), cuyo productivo es el Grupo Sama.

Aunque existen pequeñas explotaciones por toda la zona, la mayoría y sobre todo las más importantes y únicas en activo se sitúan en el sector de Aller-Nalón; dentro de una estructura sinformal conocida como Sinclinal de Cellón o «cuenca» del Cellón.

En el marco de esta hoja la mayor parte de las concesiones corresponden a la empresa Carbonia S. A.; que concentra sus explotaciones en el Valle de Arbas en las proximidades de Arbas del Puerto. En esta zona se localizan hasta nueve pisos de explotación entre las cotas 1.660 m y 1.315 m en los que se cortan hasta doce pasos de carbón (hullas) de los cuales actualmente sólo son explotados con intensidad los denominados «capas Lolita» y «capa Carmina» pertenecientes al «paquete» María Luisa y esporádicamente la capa «Gemela» dentro del «paquete» superior o Soton RODRIGUEZ-ARANGO Y NAVAL-BALBIN, (1985).

Según RODRIGUEZ-ARANGO, NAVAL-BALBIN (1985) los recursos explotados para el total del productivo del Sinclinal del Cellón se cifra en 21,5x106 Tm totales de las cuales casi 5x106 Tm son recursos muy probables y 14x106 Tm posibles e hipotéticas.

7.3.2. La Cuenca de Canseco-Rucayo

Pertenece a una serie de afloramientos carboníferos discordantes de forma alargada y edad Estefaniense B que afloran en las proximidades de la Falla de León; prolongándose hasta la localidad de Salamón (Hoja de Riaño). En esta hoja aflora la parte oriental de esta cuenca que es donde se concentran las capas de carbón de mayor interés y las únicas que se explotan en la actualidad.

Estas explotaciones se encuentran en el término municipal de Cármenes en el denominado «Grupo Minero de Pontedo» propiedad de Minas de Ventana S. A., que extrae carbón de un par de minas de montaña localizadas en dos pequeños valles paralelos, situados en la margen derecha del Río Canseco.

En el más occidental, a principios de los años 80, la citada empresa perforó un transversal de 659 m, emboquillado en materiales Westfalienses del Manto de Forcada, que una vez hubo atravesado el conglomerado de base del Estefaniense, cortó hasta 6 pasos de carbón y confirmó la presencia de las capas denominadas C/4 y C/5 con una potencia media entre 4,5 m y 3 m respectivamente, que habían sido explotadas durante los años 60, aunque con una potencia menor, en las proximidades de Canseco. En el otro valle, existe en la actualidad y desde hace poco tiempo, una pequeña mina emboquillada en el mismo Estefaniense, que intenta beneficiar estas mismas capas, aunque al contrario que el caso anterior presenta todavía una reducida producción.

El carbón que se extrae de ambas minas es de excelente calidad con alto poder calorífico y bajo contenido en cenizas que se utiliza fundamentalmente como combustible en la central térmica de La Robla y en pequeñas cantidades para calefacción (NAVARRO *et al.* 1987).

Según el IGME (1985) los recursos explotables de esta cuenca se concentran en el «Grupo Minero de Pontedo», cifrándose en su totalidad en unas 3,5x10⁶ Tm, de los cuales entorno a 740x10³ Tm son muy probables y 2,3x10⁶ Tm entre posibles e hipotéticas.

7.3.3. La Cuenca de Ciñera-Matallana

Es desde el punto de vista minero, la más importante de la zona y una de las que mejor se conoce desde el punto de vista geológico-minero merced a que la Sociedad Hullera Vasco-Leonesa (SHVL); empresa a la que pertenece la mayor parte de las concesiones y explotaciones, mantiene desde hace años un Servicio Geológico extraordinariamente eficiente.

Esta cuenca viene siendo explotada desde finales del siglo XIX y es a partir de 1893 cuando se crea la SHVL, empezando a explotar con intensidad sus importantes recursos de carbón.

En la actualidad existen en explotación cuatro grupos mineros de interior y tres minas a cielo abierto, que se distribuyen por las tres grandes estructuras sinformales, separadas por fallas que forman esta cuenca (Fig. 25); de esta manera tenemos el Grupo Ciñera que explota el sinclinal de Vegacervera, los Grupos Amezola (o Socavón) y Santa Lucía que explotan los flancos norte y sur respectivamente del Sinclinal de Matallana y por último el Grupo Competidora que beneficia el Sinclinal de Llombera.

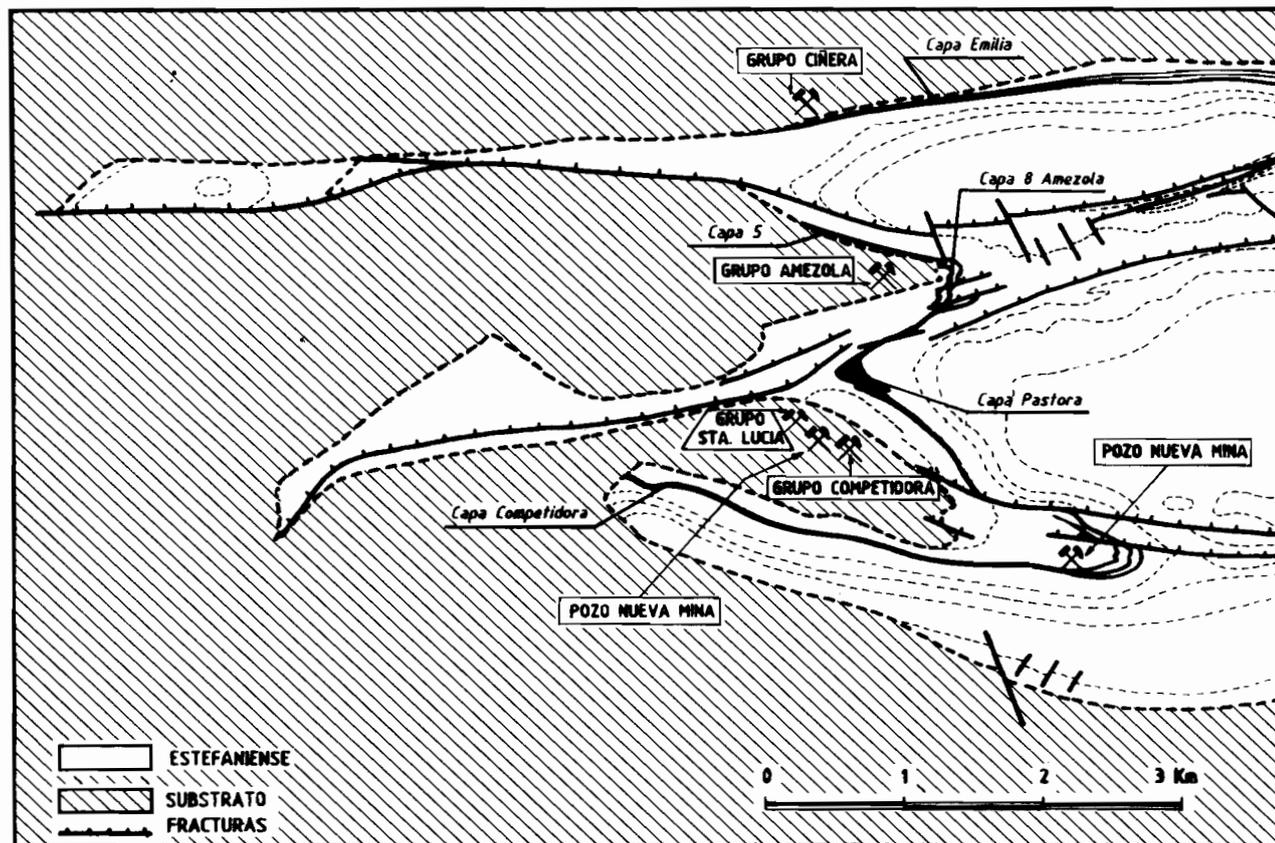


Figura 25. Grupos mineros en explotación de la cuenca minera Ciñera-Matallana

De las seis formaciones o «paquetes» productivos de esta cuenca: San Francisco, Pastora, Cascajo-Roguera, San José, Bienvenidas y Matallana (Fig. 15), en las que destacan 14 de un total de 30 capas de carbón reconocidas; únicamente se beneficia en la actualidad, en los cuatro Grupos mineros anteriormente mencionados, la afamada capa Pastora, situada en la parte superior de la formación que lleva su nombre. Esta capa ha llegado a ser explotada en el pasado con una potencia que llegó a superar los 40 m, presentando en la actualidad un máximo en torno a los 25 m, con tendencia a disminuir en las zonas en que se encuentra más digitada.

La Capa Pastora ha recibido diferentes nombres dependiendo de la parte de la cuenca donde se explotaba; así de N a S era conocida como Emilia, 4.^a norte, 4.^a sur, 5.^a, Amezola-Candelaria, capa 8, Pastora o Competidora, entre otros. No es hasta WAGNER (1965) cuando se establece una correlación entre todas ellas.

En este contexto geológico-minero el Grupo explotó la Capa Emilia y 4.^a norte y en la actualidad explota las capas 4.^a sur y 5.^a del sinclinal de Vergacervera con un espesor medio de 10 m, que a su vez presentan a techo otro par de capas (Venas de techo) de aproximadamente 1,5 m de espesor cada una.

El Grupo Amezola explota el flanco norte del Sinclinal de Matallana donde la Capa Pastora (Amezola-Candelaria, o capa 8, en la nomenclatura local) se divide en tres dando lugar a las capas 8.^a, 9.^a y 10 de las cuales la primera de ellas («Ancha») es la más potente llegando a superar los 10 m mientras que las otras dos equivalen a las capas «Venas de techo» arriba citadas.

El Grupo Santa Lucía explota el flanco sur del Sinclinal de Matallana, de donde procede originariamente el nombre de Capa Pastora y donde alcanza su mayor potencia, casi siempre mayor de 20 m pudiendo llegar a los 40 m.

Por último, el Grupo Competidora explota la capa del mismo nombre en el flanco norte del Sinclinal de Llombera, el único que por otro lado se conserva en esta estructura ya que el otro aparece parcialmente sustituido por una importante fractura directa que actualmente constituye el límite sur de la cuenca.

El total de la producción de los cuatro grupos mineros, incluyendo los tres cielos abiertos, sobrepasa 1×10^6 Tm, casi en su totalidad obtenidas de la Capa Pastora, que podrían superar los $1,5 \times 10^6$ Tm cuando se abra la nueva mina que beneficiará la Capa Competidora del Sinclinal de Llombera y la Capa Pastora (Ancha) del Sinclinal de Matallana.

Según el IGME (1985) el tonelaje total explotable de esta cuenca se sitúa próximo a las 228×10^6 Tm, de las cuales 137×10^6 Tm son hipotéticas y 52×10^6 Tm muy probables.

7.4. ROCAS INDUSTRIALES

En el conjunto de la hoja existe una amplia gama de rocas factibles de utilización industrial. Atendiendo a su naturaleza litológica, podemos diferenciar los siguientes grupos más característicos: calizas, cuarcitas, arenas y gravas.

7.4.1. Calizas

Se trata de una zona privilegiada en cuanto a disponibilidades de materias primas de esta naturaleza, el número de explotaciones es restringido y situadas en las inmediaciones de la red viaria fundamental. Existiendo; asimismo, un cierto número de explotaciones actualmente abandonadas; que han sido objeto de explotación circunstancial y ligadas a obras específicas.

Los niveles calcáreos que han sido objeto de explotación con distintos fines, son los siguientes: Láncara, Caliza de Montaña, La Vid, Santa Lucía y Portilla.

El nivel de las calizas de «Láncara» ha sido objeto de explotación en las inmediaciones de Arbas y Nocedo; como piedra labrada, en función de su carácter tableado y coloración rojiza.

El nivel de la «Caliza de Montaña» es el que registra mayor incidencia en su explotación en tiempos pasados; y sobre el que se asienta la cantera denominada «Las Baleas», situada en Vega de Gordón. El material explotado suele corresponder con los tramos masivos de esta unidad, cuya calidad viene definida por su notable pureza y el carácter micrítico predominante de la misma; lo que la convierte en excelente materia prima para la fabricación de cal, cemento y como fuente de áridos de notable dureza y resistencia.

El tramo calcáreo de La Vid es objeto de explotación actual en la localidad de Ciñera, en la cantera denominada «El Campar». La explotación está centrada en la extracción de los elementos basales de la formación, de naturaleza calcáreo-dolomíticos y tableados.

La Formación Santa Lucía ha sido objeto de explotaciones circunstanciales en el ángulo suroeste de la hoja y en las inmediaciones de El Millar. Se trata de una unidad de notable calidad, en función de su uniformidad, elevada pureza y el carácter micrítico dominante.

Un caso particular, es el de una explotación denominada «La Abeja», redicada en las inmediaciones de los Barrios de Gordón y ligada a las calizas de Santa Lucía. Se trata de una zona cavernosa ampliamente kastificada, de la que se explotan putualmente pequeños volúmenes de Espato de Islandia; y sobre todo, costras estalactíticas y estalagmíticas —con morfología de falsas ágatas— que previo corte y pulimento, son utilizadas como elementos decorativos.

Finalmente, las calizas de Portilla han sido objeto de explotaciones restringidas y circunstanciales, localizadas en las inmediaciones de La Pola de Gordón, El Millar, y en el ángulo SO de la hoja. Se trata de calizas coralinas, con zonas arenosas intercaladas; lo que las convierte en un elemento de restringida calidad.

7.4.2. Cuarcitas

Están polarizadas en la explotación de los niveles de cuarcita integrados en la Formación Barrios. Su explotación siempre ha tenido un carácter circunstancial en el ámbito de la hoja; únicamente, se ha reseñado una explotación en lo Alto de Pajares, dedicada a su utilización como subbase granular en la construcción de carreteras. Cabe calificarlo como material de elevada dureza, apto para áridos de baja calidad.

7.4.3. Arenas

La explotación de materiales arenosos tienen dos fuentes de abastecimiento perfectamente diferenciada, como son los depósitos detríticos finos del Cretácico, por una parte y las zonas arenosas procedentes de una trituración y alteración de los niveles cuarcíticos de Barrios, por otra.

Los niveles detríticos cretácicos afloran únicamente en el ángulo sureste de la hoja; siendo objeto de explotación en la actualidad. Calificables como una mezcla de arenas gruesas y finas, a las que acompañan pequeñas fracciones de gravilla y limo. Materiales idóneos para su utilización como áridos finos con fines drenantes.

La segunda fuente de abastecimiento de arenas procede de la alteración de las cuarcitas. Sus explotaciones están relacionadas con el frente de la Escama de Correcilla y actualmente permanecen inactivas. El material explotado se caracteriza por su pureza en sílice y su relativa uniformidad en el tamaño de grano; teniendo como contrapartida, la irregularidad de las masas explotables.

7.4.4. Gravas

El aprovechamiento de estos materiales queda circunscrito a la explotación circunstancial de depósitos gravitacionales de tipo coluvión y de naturaleza cuarcítica o calcárea. Su utilización es preferentemente como «préstamo» en la construcción de la red viaria; como materiales seleccionados en la formación de terraplenes y explanadas mejoradas.

8. HIDROGEOLOGIA

El clima de esta zona de montaña leonesa puede considerarse como continental extremado, con importantes variaciones térmicas entre invierno y verano, y temperaturas medias anuales no superiores a los 10 °C. Las precipitaciones son abundantes, superándose los 1.000 ml anuales en años medios, y se distribuyen irregularmente durante el año (máximas en el período invierno-primavera). Son de carácter pluvio-nival, predominando uno u otro aspecto según la altitud de la zona. Las aguas derivadas de estas precipitaciones sirven como fuente de recarga a los acuíferos subterráneos de la zona, así como a la importante escorrentía superficial, dentro de la que hay que destacar a los ríos Bernesga y Torio, que drenan el área con dirección O-S. A ellos vierten sus aguas otros cursos menores que discurren con dirección ortogonal a la anterior, como son los ríos Rodiezmo, Fontún y Casares, que desembocan en el Bernesga, y los ríos de Canseco y Valverdín que lo hacen en el Torio, entre otros.

Los acuíferos más importantes de la zona se circunscriben a los materiales paleozoicos. Estas formaciones presentan una circulación hidrogeológica influida fundamentalmente por dos factores: fracturación y kastificación. De esta forma, se originan una serie de acuíferos aislados con una capacidad de almacenamiento limitada, a pesar de la importancia de los recursos.

Los acuíferos con porosidad debida a fisuración se restringen principalmente a las zonas con mayor densidad de fracturas, esto es, a los frentes de los cabalgamientos más impor-

tantes, como los existentes en los sectores norte y central de la hoja. La trituración y alteración de los materiales en estas franjas origina una serie de niveles permeables que dan lugar a gran cantidad de surgencias generalmente con caudales escasos (entre 1 y 3 l/s) y de funcionamiento estacional. Hay que señalar que muchos materiales que, por su grado de compactación y cementación, son considerados impermeables, como pueden ser las cuarcitas y areniscas de algunas formaciones del Ordovícico, Silúrico y Carbonífero (Barrios, San Pedro, San Emiliano, etc.), se convierten en «acuíferos» de manera inducida, a consecuencia de su esquistosidad de fractura. Este hecho resulta más patente cuando se trata de una alteración de niveles cuarcíticos y pizarrosos (impermeables), observándose los puntos de surgencias en los contactos entre ambos.

Los acuíferos kársticos son los que presentan mayor interés en la hoja, debido a la gran extensión de afloramiento que presentan los materiales carbonáticos y su intenso plegamiento y fracturación, que favorecen dichos fenómenos. Existen algunos sistemas kársticos con importante desarrollo, como el de Valporquero. El drenaje de estos sistemas se efectúa a través de manantiales y fuentes que aportan sus aguas a los ríos y arroyos que atraviesan la región. Ejemplos de estas fuentes son las del Infierno y la Cueva, en Felmín y la de Nuestra Señora en Villanueva de la Tercia. Los caudales aportados por estos manantiales pueden alcanzar los 10 l/s en determinadas épocas del año, y muchos de ellos son captados para el abastecimiento de poblaciones.

Un hecho destacable en relación con la hidrogeología kárstica de la hoja es la presencia de manantiales termo-minerales, como los existentes en Getino (aguas de Cármenes), de carácter hipotermal y Villanueva de la Tercia (Fuente de S. Roque), clasificada como mesotermal. Sus aguas presentan una mineralización importante de carácter bicarbonatado cálcico-magnéticos, clorurados sódicos y bicarbonatados cálcicos, respectivamente. Su origen se halla en la infiltración de aguas meteóricas en el terreno, que ascienden posteriormente a través de fracturas, tras disolver las formaciones circundantes. Los caudales que surgen de estos manantiales son de 6 l/s en Cármenes, y 1 l/s en la fuente de San Roque.

En el extremo sureste de la hoja aflora un pequeño retazo de sedimentos terrígenos del Cretácico que pertenecen al denominado Sistema Acuífero Núm. 9 (IGME, 1981). Estos terrígenos constituyen la base semipermeable de la unidad kárstica que se extiende al norte de León, Palencia y Burgos, cuya explotación presenta un interés especial en las zonas donde la potencia y capacidad de almacenamiento de las calizas es importante.

Un tipo diferente de acuíferos son los formados por los depósitos aluviales y aluvio-coluviales cuaternarios, que constituyen morrenas glaciares, conos de deyección y llanuras aluviales. Se trata de acuíferos libres de reducida potencia y capacidad de almacenamiento, debido a la mala selección de los materiales, que ocasiona importantes reducciones en la porosidad. Las llanuras aluviales asociadas a los principales ríos de la zona, tienen un desarrollo escaso debido a la estrechez de los valles fluviales. Destacan los de los ríos Bernesga y Torío en el sector sur de la hoja. Los conos de deyección, morrenas y mantos coluviales, que recubren las formaciones paleozoicas en gran parte de la hoja, se hallan en contacto hidrológico con estos materiales, aunque su principal fuente de recarga son las aguas meteóricas. Estos depósitos sirven de surgencia a diversos manantiales de caudal escaso (no suelen superar 1 l/s), que llegan a secarse durante los períodos estivales.

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.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1976): «Devonian and lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 129–192.
- AGUSTINOS, P.G.E.F. (1980): «Actual Development of the Chenier Coast of Surinam (South America). *Sedim. Geol.* 26, 91–113.
- ALLER, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio. 180 pp.
- ALMELA, A. (1949): «Estudio geológico de la reserva carbonífera de León». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. LXII, 401-486.
- 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, 1-81.
- 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, 1-275.
- ALONSO, J. L. (1989): «Fold reactivation involving angular unconformable sequences: Theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170, 57-77.
- ALONSO, J. L.; ALVAREZ-MARRON, J., y PULGAR, J. (1989): «Síntesis cartográfica de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 18, 145-153.
- AMERON, H. W. J. van (1965): «Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of Leon (Northem Spain)». *Pollen et Spores*. 7, 1, 89-93.
- AMERON, H. W. J. van, y DILLEWIJN, J. (1963): «Note sur le bassin houlier de Ciñera-Matallana». *Leidse Geol. Meded.* 29,303-312.
- ARAMBURU, C. (1987): «Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 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., y GARCIA-RAMOS, J. C. (1984): «Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain». *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Marseille*, Abstracts, 30-31.
- ARAMBURU, C., y GARCIA-RAMOS, J. C. (1988): «Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica». *Geogaceta*, 5, 11-13.
- ARBIZU, M. (1972): «El Devónico inferior de la costa Asturiana entre la punta de Narbata y la ensenada de Moniello». *Brev. Geol. Ast.*, XVI, 3, 33-48.

- ARBOLEYA, M. L. (1978): «Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Tesis Doctoral*. Univ. Autónoma de Barcelona.
- ARQUER, F.; FERNÁNDEZ, R.; MANJÓN, M., y NAVAL, A. (1988): *Posibilidades Geológico Mineras de la Cuenca carbonífera del Cellón (Asturias-León)*. IGME.
- 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, 9-40.
- BARBA REGIDOR, F. J. (1984): «Análisis secuencial mediante Cadenas Markov de series Estratigráficas originadas en Ambientes Matreales». *I Congreso Español de Geología*. 1, 123-136.
- BARBA REGIDOR, F. J. (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero del Borde Meridional de la Cuenca Central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inérita).
- BARBA REGIDOR, F. J., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1985): «La Sedimentación Carbonífera en el Area del Cellón (Puerto de Pajares, Asturias-León). *C. R. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, Madrid. 3, 311-322.
- BARBA, P.; HEREDIA, N., y VILLA, E. (1991): «Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España)». *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2), 61-77.
- BARROIS, C. (1882): «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 pp.
- BEAUMONT, C. (1981): «Foreland basins». *Geoph. Jour. R. Astron. Soc.*, 65, 291-329.
- BECKER, G. (1976): Oberkarbonische Entomozoidae (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). *Senck. Lhetaea*. 57, (2/3), 201-223.
- BARROIS, C. (1882): «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Géol. Nord.* (2), 1, 630 pp.
- BECKER, G.; BLESS, J. M. J., y KULLMAN, J. (1975): «Oberkarbonische Entomozoenschifer im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 150, 92-110.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): «Geology of the Luna-Sil-region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225.
- BOWMAN, M. B. J. (1979): «The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian Westpalian), Cantabrian Mts., NW Spain». *Sediment. Geol.*, 24, 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, 315 pp. (inérita).
- BOWMAN, M. B. J. (1982): «The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/Westpalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, 23-35.

- BOYER, S. E., y ELLIOT, D. (1982): «Thrust systems». *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 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, 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, 48-53.
- BROUWER, A. (1964b): «Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales». *Brev. Geol. Ast., Ast.*, VIII (1-4), 3-10.
- BROUWER, A., y GINKEL, A. C. VAN (1964): «La sucession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nort-Ouest)». *C. R. V Congr. Strat. Geol. Carb.*, París, 1, 307-319.
- BUDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964): «Zur Frage von sediemntations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirgen (N. Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 7, 414-429.
- 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. (1969): «El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga». *Brev. Geol. Astur.*, 13, 41-45.
- CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; VALLADARES, I.; NAVAL, A.; RUÍZ, F.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ-CHACON, M. L.; MÉNDEZ, C.; SÁNCHEZ DE POSADA, C., y 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, 345-362.
- CAS, R. A. F., y WRIGHT, J. V. (1988): *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Unwin Hyman, Londres, 528 pp.
- CIRY, R. (1939): «Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 519 pp.
- COLMENERO, J. R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Ociado (Inédita).
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P., y VERA, C. (1988): *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. París*, 202, 237-239.
- COMTE, P. (1936b): «Le Dévonien inférieur du León (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. París*, 202, 771-773.
- COMTE, P. (1936c): «Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. París, C. R. Soc. Geol. France.*, 8-9, 138-139.

- COMTE, P. (1936d): «Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne)». *C. R. Soc. Geol. France.*, 8-9, 138-139.
- COMTE, P. (1937a): «La série cambrienne et silurienne du León (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 204, 604-606.
- COMTE, P. (1937b): «Les grès rouges de San Pedro (León). *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 62 (13), 60-68.
- COMTE, P. (1938): «La sucesion Lithologique des formations cambriennes du León (Espagne)» *C. R. 71 eme Congrès Soc. Sav. Nice*, 181-183. COMTE, P. (1959): «Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 60, 440 pp.
- COO, J. C. M. de (1974): *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucia limestones in León, Spain*. Doctoral Thesis Univ. Est. Leiden. (Inédita).
- COO, J. C. M. de; DEELMAN, J. C., y DERBAAN, D. van (1971): «Carbonate facies of the Santa Lucia Formation (Emsian-Couvinian) in León and Asturias, Spain, *Geol. Mijnb.*, 50, 3, 359-366.
- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALÁN, G.; MONTERO, P.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S.; SUAREZ, O., y VILLA, L. (1987): «Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). *Actas e Comunicações, IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. *Mem. Univ. Porto*, 1, 469-498.
- CORRETGE, L. G., y SUAREZ, O. (1990): «Igneous rocks of the Cantabrian/Palentine Zone». In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). Springer-Verlag, 72-79.
- CRAMER, F. H. (1964): «Some Acritarchs from the SAn Pedro Formation (Gedinnien) of the Cantabrian Mountains in Spain». *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 73 (1), 33-38.
- 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, 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, 350-356.
- DABRIO, C. (1984): *Interpretación sedimentológica y distribución de los carbones en la facies Tabliza. Sinclinal de Matallana, León*. Informe interno para S. A. Hullera Vasco-Leonesa.
- DEBON, F., y LE FORT, P. (1983): «A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1970): «Sur la découverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, XIV (1), 1-11.
- DELEPINE, G. (1928): «Sur l'âge des grès du Naranco (Asturies)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 187, 239-241.
- DELEPINE, G. (1932): «Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 195, 1401-1402.

- EAGAR, R. M. C. (1985): «The non-marine bivalves of the succession of Stephanian B age in the Ciñera-Matallana Coalfield». *Special volume, Univ. de Porto. Anais da Faculdade de Ciencias. Suplement to volume 64 (1983)*. Ed. M. A. V. Ribeiro da Silva. 5-14.
- EAGAR, R. M. C., y WEIR, J. (1971): «Some Spanish Upper Carboniferous non marine bivalve faunas: a preliminary statement with emphasis on facies in Northwest Spain and in Britain». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 3, 87-98.
- EICHMÜLLER, K. (1985): «Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien)». *Facies*, 13, 45-154.
- EICHMÜLLER, K. (1986): «Some Spanish Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation». *Bol. Geol. Min.*, XCVII-V, 590-607.
- EICHMÜLLER, K., y SEIBERT, P. (1984): «Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien)». *Z. t. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, 163-191.
- ENRILE, A.; GONZALEZ LASTRA, J.; MAYMO, A.; ARAMBURU, C., y GARCIA-RAMOS, J. C. (1987): *Informe sedimentológico de la Hoja 12-08 «Riello»*. ITGE, Madrid, 75 pp.
- EERS, H. J. (1967): «Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain». *Leidse. Geol. Meded.*, 41, 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.; COLMEMERO, 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 Setting*. W. Nemeč y R. J. Stell (eds.), Blackie & Son, Glasgow, 287-302.
- FERNÁNDEZ, C. J.; MOREIRAS, D., y PANIAGUA, A. (1984): «La cristalquímica de los disulfuros con la estructura tipo pirita». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 14, 199-215.
- FERNÁNDEZ, C. J.; MOREIRAS, D., y PANIAGUA, A. (1985): «Mineralogía y paragénesis mineral de la Mina Providencia, Cármenes, León». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 15, 239-247.
- FERNÁNDEZ, R., y NAVAL, A. (1985): *Exploración de nuevas áreas carboníferas en la Cuenca del Cellón (Asturias-León)*. Fondo documental del ITGE. Madrid
- FRANKENFELD, H. (1982): «Das Ende des devonischen Riff-Facies im nordspanischen variszikum». *N. Jahrb. Geol. Abh.*, 39, 1-91.
- FRIEDEL, J.; PANIAGUA, A., y WAGNER, J. F. (in litt): «Mössbauer study of gold-bearing villaminite». *Neues. J. Mineral. Abh.*
- FISHER, R. V., y SCHMINCKE, H. U. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 472 pp.
- FÜHRER, J. (1982): «Die San Pedro-Formation». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 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 Pisuega-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*.
- GANDL, J. (1977): «Die Karbon-Trilobiten des Kantabrische Gebirges (NW Spanien)», 2 «Die Trilobiten der Alba-Schichten (Unter-Visé bis Namur A.)» *Senckenber. Leth.*, 58, 1-3, 113- 217.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., y 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. 16, 4.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LOPEZ, S., y MENDEZ-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 MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J. R. (1988): «The Devonian-Carboniferous Boundary in the Asturo- Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain), *Cour. Forsch. Inst Senckenberg*», 100, 21-37.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., y RACHEBOEUF, P. R. (1978): «Nouveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de l'Espagne)». *Geobias*, 11,6, 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 interpretación 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, 195- 226.
- GARCÍA RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C., y BRIME, C. (1984): «Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the lower Ordovician of the Catabrian Mountains (NW Spain)» *Trabajos de Geología* Univ. de Oviedo, 14, 27-33.
- GARCÍA RAMOS, J. C.; SUÁREZ DE CENTI, C.; PANIAGUA, A., y VALENZUELA, M. (1987): « Los depósitos de hierro oolítico del Peleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo». *Geogaceta*, 2, 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.
- 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, 125-144.
- GINKEL, A. C. van. (1965): «Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)» *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950): «Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León)». *Estudios Geológicos*, VI, 11, 51-97.

- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): «Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 249-265.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986): *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid. (Inédita).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RODRÍGUEZ MARCO, J. C., y RODRÍGUEZ, L. (1987): «Descubrimiento de Graptolitos arnigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N de España)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 209-220.
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. H., y WALTERS, R. (1982): «A geologic time scale. Cambridge», *Earth Science Series*, Cambridge University Press, 131 pp.
- HEINZ, W. (1984): *Kartierung Altpaläozoischer Schichten und Beschreibung des Phreatomagmatischen Vulkanismus im Ordovizium des Sudlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit., Univ. Tübingen, 161 pp.
- HEINZ, W.; LOESCHKE, y AVRA, G. (1958): «Pahreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain)». *Geol. Rundschau*, 74/3, 623- 639.
- HELMIG, H. M. (1965): «The geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 32, 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, 225-255.
- 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, 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, 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, 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 Carbon*. Inst. Geol. Min. España. 217 pp.
- IRWIN, M. L. (1965): «General theory of epeiric clear water sedimentation» *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 49/4, 445-459.
- JONG, J. D. de (1971): «Molasse and clasticwedge sediments of the southern border of the Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphologicaland environmental indicators». *Geologie en Mijnbaw.* 50, 3, 339-416.

- JONKER, R. K. (1972): «Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.* 48, 275-379.
- JULIVERT, M. (1967): «La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Pong». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 39-46.
- JULIVERT, M. (1978): «Hercynian Orogeny and Carboniferous Paleogeography in Northwest Spain: A model of deformation- sedimentation relationships» *Z. Dt. Geol. Ges.* 129, 565-592.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000 I. G. M. E., España».
- 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 de Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 6, 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, 192-246.
- KEGEL, W. (1929): «Das Gotlandiun in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens». *Z. Dt. Gel. Ges.*, 81, 35-62.
- KRANS, T. F. (1982): «Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lower Devonian of the Cantabrian Mountains (NW Spain)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 163-172.
- KULLMAN, J. (1979): «Die «reticuloceras-zeit» (oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien». *Abh. Akad. Wiss. Lit. Math.; Nat. Kl.*, 6, 119 pp.
- KULLMANN, J. (1961): «Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U. O. Goniatitina HUATT. N.» *Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 113, 3, 219-326.
- KULLMANN, J. (1963): «Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica». *Estud. Geol.*, XXIV, 205-241.
- LAZNICKA, P. (1985): *Empirical metallogeny*. Elsevier.
- LEWEKE, B. (1980): «The transition from sandy to carbonate sedimentation in the Lower Devonian of the Southern Cantabrian Mountains (La Vid Formation). Rundgesprach «Subsidenz Entwicklung», Tübingen». *Beitrag Nt.*, 8, 188-192.
- LEYVA, F.; MATAS, J., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja nº 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. IGME. 98 pp.
- LIABEUF, J. J., DOUBINGER, J., y ALPERN, B. (1967): «Caracteres palynologiques des charbons stéphaniens de quelques gisements français.» *Rev. de Micropal.*, 1, 1-3.
- LOESCHKE, J. (1982): «Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 2, 260-271.

- LOESCHKE, J., y ZEIDLER, N. (1982): «Early Palaeozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environmen». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* H. 7, 419-439.
- LOEVEZIJN, G. B. S. VAN (1983): «Upper Devonian block movements and sedimentation in the Asturo-Leonese Basin (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.* 52, (2), 185-192.
- LZOEVEAZIJN, G. B. S. VAN, y RAVEN, J. G. M. (1983): «The Upper Devonian deposits in the northern part of León (Cantabrian Mountains, northwestern Spain)». *Leidse. Geol. Meded.* 52, (2), 179-183.
- LLOPIS LLADO, N. (1967): «Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, Mostayal y Montsacro» *Brev. Geol. Ast.*, IV (3/4), 3-132.
- LLOPIS LLADO, N. (1967): «Sur le Dévonien inférieur des Asturies (Espagne). *Mem. BRGM*, 33, 265-278.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1984): *La estructura de la Unidad de Abalgas (León, Zona Cantábrica)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo, 68 pp.
- LOREDO, J.; LUQUE, C., y GARCÍA IGLESIAS, J. (1988): «Conditions of formation of mercury deposits from the Cantabrian Zone (N Spain). *Bull. Mineral.*, 11, 393-400.
- LOTZE, F. (1954): «Forschungen zur Stratigraphie des Westmediterranischen Kambriums». *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, 70- 72.
- LOTZE, F. (1961): «Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw.* Kl., 6-8, 411 pp. (Trad, por J. Gómez de Llarena, (1961). «El Cámbrico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256 pp.
- LUQUE, C. (1985): *Las mineralizaciones de mercurio de la cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inédita).
- MALLADA, L. (1887): «Datos para el estudi geológico de la cuenca hullera de Ciñera-Matalana». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, XIV, 173-207.
- 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.
- MALLADA, L., y BUITRAGO, J. (1878): «La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica: España. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 5, 177-194.
- MANJÓN, M. (1973): *Sedimentología de la Fromación 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, 59-87.
- 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), 256-260.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A.; CARPIO, V.; GUTIERREZ 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.

- MATAS, J.; FERNÁNDEZ, 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.
- 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, 233-316.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER (1983): «The Lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuega-Carrión Province in the Cantabrian zone of Northwest Spain». *ITC Journal*, 3, 205-213.
- 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, 185-189.
- MENDEZ BEDIA, I. (1971): «Nota sobre las microfácies de la formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, 15, 2, 17-32.
- MENDEZ CECILIA, A. F. (1985): *Estudio de la evolución de los carbones de la cuenca Ciñera-Matallana, León*. Tesis Doctoral, 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).
- MIALL, A. D. (1977): «Fluvial sedimentology». *Can. Soc. Petrol. Geol.* 111 pp.
- MOHANTI, M. (1972): «The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba Syncline, Cantabrian Mountains, Prov. León, NW Spain. Carbonate facies and Rhynchonellid paleontology». *Leidse Geol. Meded.*, 48, 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, 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, 307-363.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972): «Le turbiditi dell'Appennine settentrionali. Introduzioni all'analisi de facies». *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, 161-169.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975): «Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the northern Apennines. *Field Trip Guidebook A-11. IX Int. Sediment. Congr., Nice*, 21-36.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. (1982): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 101 (Villablino)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 56 pp.
- NAVARRO, D.; MUÑOZ, J. L., y SANTOS, J. A. (1987): *Investigación Geológico-minera del Estefaniense de los sectores de Canseco-Rucayo y Reyero-Salamón (León)*. Segunda Fase. Fondo documental del ITGE, 125 pp. (inédito).
- 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.
- ORSINI, J. B. (1979): «Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes

postviséen moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 981-984.

- ORTEGA GIRONES, E. (1977): *Estructura de la Unidad de Somiedo-Correcillas en el valle del río Bernesga (León)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo.
- PANIAGUA, A. (1984): *Estudio de los disulfuros complejos del grupo de la piritita en una de sus localidades tipo (Mina Providencia, Cármenes, León)*. Tesis Licenciatura, Univ. Oviedo, 157 pp. (Inédita).
- PANIAGUA, A. (1989): «The pyrite-type Cu-rich disulfides in the Providence mine (León, Spain)». In MOH, G. H. (ed.). *Ore Minerals: an experimental approach and new observations*. *Neues. J. Mineral. Abh.*, 160-1, 8-11.
- PANIAGUA, A. (*in litt*): «Trace elements in villamaninite and related disulfides of the Providencia mine (N Spain). *Neues J. Mineral. Abh.*
- PANIAGUA, A., y RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S. (1988): «Genésis y evolución en el área Pajares-Villamanín-Boñar». *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11-2, 118-119.
- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S.; GARZÓN, L.; PÉREZ, J. M., y QUINTANA, A. (1978): «Presencia de una paragénesis Cu-Ni-Co-U-As-S en la Zona Cantábrica: la mina Profunda, Cármenes, León». *Geogaceta*, 2, 22-23.
- PANIAGUA, A.; LOREDO, J., y GARCÍA IGLESIAS, J. (*in litt*): «Evolution of an hydrothermal system involving As-Sb-Au, As-Pb-Sb-AuAg and Hg-As-Sb deposits along a shear zone in the Cantabrian Mountains (Spain): evidences from fluid inclusion studies and alternative crystal chemical and mineralogical data». *Eur. J. Mineral.*
- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S., y GUTIERREZ, J. L. (1988): «Mineralizaciones As-Sb-Au asociada a rocas ígneas filonianas del NE de León: Las minas de Burón». *Bol. Soc. Esp. Min.* 11-1, 35-46.
- PANIAGUA, A.; GUTIERREZ, J. L., y RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S. (1989): «Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au (Pb-Zn-Cu-Ag) mineralizations related to mafic intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian Zone, North Spain». «*Gold 89 in Europe*». *International Symposium in Europe, on gold metallogeny, exploration and beneficiation*. Toulouse, France. *Terra abstracts*, 1.
- PARGA PEINADOR, J. R. (1969): *Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO de la Península Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo. 34 pp. (Inédita).
- PASTOR GÓMEZ, V. (1963): «Mapa Geológico de España 1:50.000. Hojas y memorias núms. 129 (La Robla) y 160 (Benavides)». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- PEARCE, J. A., y CANN, J. R. (1973): «Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 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), 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 Asturies, NO. de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 4, 156-157.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1971): «La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León)». *Brev. Geol. Astur.*, 15, 7-12.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1978): «Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa», *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 149 pp.
- POL, C. (1976): *Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Las Mazas (Morcín)*. Tesis de Licenciatura.
- POLL, K. (1963): «Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien/Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 117, 235-250.
- PRADO, C. de (1857): «Lettre à M. de Verneuil sur le terrain des Asturies», *Bull. Soc. Geol. France*, 2.^a ser., 15, 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. France*, 2.^a S., VII, 137- 155.
- RADIG, F. (1962): «Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien)». *Geol. Rundschau*, 51 (1), 249-267. (Trad. J. M. Ríos, 1963. Estratigrafía del Devoniano en Asturias. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 72, 105-127.)
- RAMSAY, J. G.; CASEY, M., y KLIGFIELD, R. (1983): «Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland». *Geology*, 11, 439-442.
- 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, 265-339.
- READ, J. F. (1982): «Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution». *Tectonophysics*, 81, 195-512.
- READ, J. F. (1985): «Carbonate platform facies models». *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 1-21.
- REIJERS, T. J. A. (1972): «Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the ambalse del Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, 163-249.
- REUTHER, C. D. (1977): «Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und faziesdifferencierung im Übergang Geosinklinal-Orogen». *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- RICH, J. L. (1934): «Mechanics of low angle overthrusting faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee». *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 18, 1.584-1.596.
- RIDING, R. E. (1979): «Donezella bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain». *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 787-794.

- RODRIGUEZ, 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 FERNÁNDEZ, L. R. (1983): «Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica». En *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, 151-162.
- 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 n.º 54 (Rioseco)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. ITGE, 108 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; MENÉNDEZ ÁLVAREZ, E., y LEYVA, F. (1989): «La sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el sinclinal del Alba (León, N. O. de España)». *C. R. X. Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, 133-144.
- RODRIGUEZ-ARANGO, R., y NAVAL-BALBIN, (1985): *Exploración de nuevas áreas carboníferas en la Cuenca del Cellón (Asturias-León)*. Fondo Documental del IGME, 1, 125 pp. (Inédito).
- RUPKE, J. (1965): «The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain)». *Leigse Geol. Meded.*, 32, 74 pp.
- 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.*, 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.*, 103-104, 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». En: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, 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». En: *Homenaje a Luis Sánchez de la Torre, Publi. Geol. Univ. Auton. Barcelona*, 20, 57-71.
- SAVAGE, J. F., y BOSCHMA, D. (1980): «Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains». *Leidse, Gel. Meded.* 50, 75-114.
- SCHMID, R. (1981): «Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks». *Geology*, 9, 41-43.
- SDZUY, K. (1961): «Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten». *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.* 7-8, 217-408 (499-690).

- SDZUY, K. (1967): «Trilobites del Cámbrico medio de Asturias» *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 1, 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, 45-57.
- SDZUY, K. (1971): «La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España». *I Congr. Hispano-Lusano-Americano de Geol. Econ., Sec. 1 Geol.*, 2, 769-782.
- SEILACHER, A. (1970): *Cruciana* stratigraphy of «non fosiliferous» Paleozoic sandstones. En: CREIMES, T. P., y HARPER, J. C. (eds), *Trace fossils. Geol. J. Spec. Iss.*, 3, 447-476.
- 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, 638-655.
- SITTER, L. U. (1962): «The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264.
- SJERP, N. (1967): «The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 39, 55-128.
- SMITS, J. (1965): «The caldas Formation, a new Devonian Unit in León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, 179-187.
- 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, 328-359.
- STAALDUINEN, C. J. VAN (1973): «Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205.
- SUÁREZ, O., y CORRETGE, L. G. (1987): «Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábricas y Asturoccidental-leonesa. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola. 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 En: *Estudio de los sedimentos precarboníferos, la estructura y evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica*. Informe n.º 7, Estratigrafía y sedimentología. Fondo Documental ITGE. 273 pp. (Inédito).
- SUPPE, J. (1983): «Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.*, 283, 684-721.
- SUPPE, J., y MEDWEDEFF, D. A. (1984): «Fault- propagation folding». *Geol. Soc. Amer. Anu. Mtg. Prog. Abs.*, 16, 670 pp.
- TANKARDA, 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, 369-392.
- TARRIO, L. (1972): *Estudio geológico de los frentes de la Unidad de Somiedo-Correcilla en*

la región comprendida entre los ríos Luna y Bernesga. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo.

- TRUYOLS, J. (1969): «Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, 57-60.
- TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MENDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; TRUYOLS-MAS-SONI, M.; VILLA, E.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; ALLER, J., y 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.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MENDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y LOBATO, L. (1984): *Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 núm. 104 (Boñar)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME. 77 pp.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A., y JULIVERT, M. (1974): «La sucesión paleozoica entre el Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 8, 5-30.
- TRUYOLS, J., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1983): «El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, 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. En: PAYTON, Ch. E. (ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem, 26, 83-97.
- VAVRA, G. (1984): *Kartierung paläozoischer schichten und phreatomagmatischen vulkanismus im Ordovizium des sudlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz. León, Spanien)*. Dipl. Arbeit, Univ. Tübingen, 139 pp. (Inédito).
- VERA, C. (1975): «Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Sograndio (Proaza, Asturias)». Tesina 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).
- VILAS MINONDO, 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, 63-72.
- VILLA, E.; HORVATH, V.; MARTÍNEZ CHACON, M. L., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1988): «Datos paleontológicos y edad de la sección de Villamanín (Carbonífero, C. Cantábrica, NW de España)» *II Congr. Geol. España*, 1, 341-377.
- VILLEGAS, F. J., y PARICIO, J. (1988): «Control geológico de explotaciones de carbón en el Estefaniense de Ciñera-Matallana (León)». *Com. II Congr. Geol. España*, 230-317.
- WAGNER, R. H. (1959): «Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N.» *EStud. Geol.*, XV, 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, 171-334.
- WAGNER, R. H. (1964): «Stephanian B flora from the Ciñera- Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers, II: Mixoneura, Reticulopteris, Linopteris and Odontopteris». *Notas y Comuns. Inst. Geol. Min. España*, 75, 5-56.
- WAGNER, R. H. (1965): «Stephanian B flora from the Ciñera- Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers, III: Callipteidium and Alethopteris». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 78, 5-70.
- WAGNER, R. H. (1966): «Paleobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, LXVI, 1-169.
- WAGNER, R. H. (1970): «An outline of the Carboniferous stratigraphy of NW Spain. En: STREL, M. y EAGNER, R. H. (eds), *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifere. Cong. Cool. Univ. Liège*, rr, 429-463.
- WARNER, R. H. (1971): «The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (prov. León, NW Spain A.». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 4, 385-429.
- WAGNER, R. H. (1985): «*Pecopteris hispanica* sp. nov., an Upper Stephanian fern from the Ciñera-Matallana Coalfield, NW Spain». «*Special volumen*», *Univ. de Porto, Anais da Faculdade de Ciencias. Suplemento to volumen 64 (1983)*. Ed. M. A. V. Ribeiro da Silva, 1-4.
- WAGNER, R. H., y ARTIEDA, J. L. (1970): *La Cuenca Minera de Ciñera-Matallana*. Sociedad Anónima Hullera Vasco- Leonesa. 289 pp.
- WAGNER, R. H., y FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1971): «The lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 4, 507-531.
- 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, 603-663.
- 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, 5-23.
- WILLIAMSON, I. A. (1970): «Tonstein: their nature, origins and uses». *Mining Mag.*, 122, 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, 41-126.
- WOHLEZ, K. H., y SHERIDAN, M. F. (1983): «Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff ring and tuff cones». *Am. Jour. Sci.*, 283-413.
- YPMA, P. J. M., EVERS, H. J., y WOENSDEGHT, G. F. (1968): «Mineralogy and geology of the Providencia Mine (León, Spain)». *Neues. J. Mineral. Monats.*, 174-192.
- 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, 3-118.

- ZAMARREÑO, I. (1975): «Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain». En: *Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts*. GINSBURG, R. N. (ed.) Springer-Verlag, 323-332.
- ZAMARREÑO, I. (1978): «Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España». En: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*, PARGA PONDAL (ed.). Edit. do Castro, La Coruña, 287-311.
- ZAMARREÑO, I. (1981): «Lower Cambrian stromatolites from northes Spain and their paleoenvironmental significance». En: *Phanerozoic stromatolites*. MONTY, C. L. (ed.). Springer-Verlag, 5-18.
- ZAMARREÑO, I. (1983): «El Cámbrico en el Macizo Ibérico». En: Libro Jubilar de J. M. Ríos. *Geología de España*. IGME, I, 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, 135-163.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID