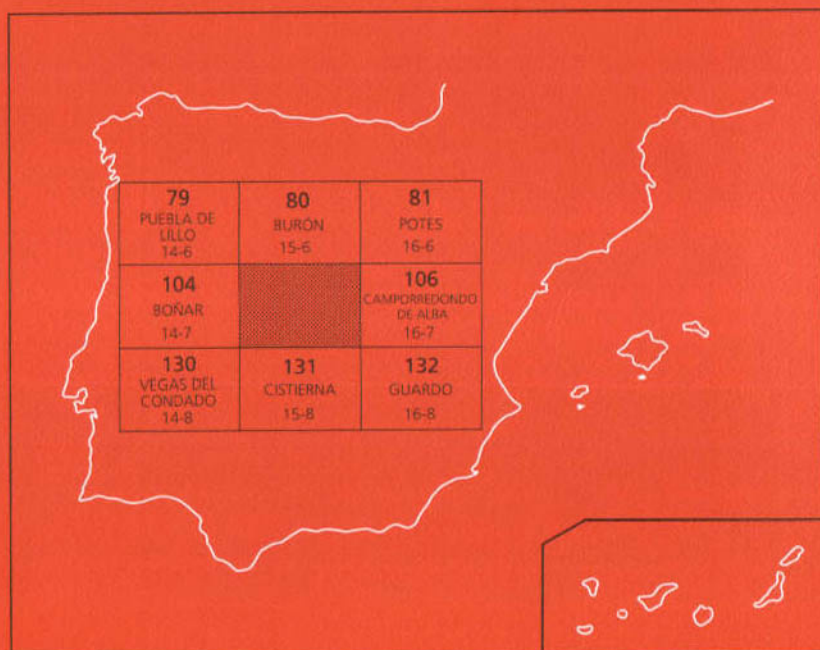




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



RIAÑO

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RIAÑO

Primera edición

MADRID, 1990

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.

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

Mapa y Cortes Geológicos:

- N. Heredia, L. R. Rodríguez Fernández del ITGE y J. L. Alonso de la Universidad de Oviedo.

Mapa Geomorfológico:

- E. Alonso Herrero (Universidad de León).

Memoria:

- *Introducción*: L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).
- *Estratigrafía*: P. Barba, L. P. Fernández, L. R. Rodríguez Fernández del ITGE y J. R. Colmenero de la Universidad de Oviedo.
- *Geomorfología*: E. Alonso Herrero (Universidad de León).
- *Tectónica*: J. L. Alonso de la Universidad de Oviedo, N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández del ITGE.
- *Rocas Igneas*: G. Gallastegui (ITGE).
- *Historia Geológica*: L. R. Rodríguez Fernández y P. Barba (ITGE).
- *Geología Económica*: A. Paniagua (Universidad de Oviedo), N. Heredia (ITGE) y E. Alonso Herrero (Universidad de León).
- *Hidrogeología*: L. Galán (ITGE).

Asimismo, han colaborado en aspectos temáticos parciales:

- *Cartografía Geológica*: A. Suárez Rodríguez (ITGE), J. Matas y A. Crespo de ENADIMSA.
- *Paleontología*: E. Villa y R. Montesinos de la Universidad de León; C. Alvarez Vázquez del Jardín Botánico, Córdoba; y V. Horvath.
- *Geología Económica*: L. Pevida (BP Minera).
- *Petrología*: A. Cuesta. (Universidad de Oviedo).

Dirección del Estudio:

- L. R. Rodríguez Fernández.

Fotocomposición: Laxes, S. A.
Imprime: Gráficas Marte, S. A.
Depósito legal: M-42563-1991
NIPO: 232-89-010-6

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION	7
1.1. El Marco Geográfico	7
1.2. Situación Geológica	8
1.3. Antecedentes	8
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. Cambro-Ordovícico	10
2.1.1. Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio)	10
2.1.2. Formación Oville (Cámbrico Medio)	14
2.1.3. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)	17
2.2. Silúrico	20
2.2.1. Formación Formigoso (Llandoveryense Medio-Wenlockiense)...	20
2.2.2. Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense-Gediniense)	22
2.3. El Devónico	25
2.3.1. Devónico en «Facies Astur-leonesas»	26
2.3.1.1. Grupo la Vid (Gediniense-Emsiense)	26
2.3.1.2. Formación Santa Lucía (Emsiense-Eifeliense)	28
2.3.1.3. Formación Huergas (Eifeliense-Givetiense)	30
2.3.1.4. Formación Portilla (Givetiense-Frasniense)	32
2.3.1.5. Areniscas del Devónico Superior (Formaciones No- cedo, Fueyo y Ermita) (Frasniense-Fameniense)	33
2.3.2. Devónico en «Facies Palentina»	38
2.3.2.1. Formaciones Gustalapedra y Cardaño (Eifeliense- Frasniense)	38
2.3.2.2. Formación Murcia (Fameniense)	38
2.3.2.3. Formación Vidrieros (Fameniense)	39
2.4. Carbonífero	39
2.4.1. El Carbonífero Inferior	40
2.4.1.1. Formación Baleas (Fameniense Sup.-Tournaisiense Inferior)	40

	<i>Páginas</i>
2.4.1.2. Formación Vegamián (Tournaisiense Medio-Superior-Viseense Inferior)	42
2.4.1.3. Formación Alba (o Genicera). (Viseense)	43
2.4.1.4. «Caliza de Montaña» (Namuriense)	46
2.4.1.4.1. Formación Barcaliente (Namuriense A–B)	46
2.4.1.4.2. «Calizas del Brezo» (Namuriense)	48
2.4.1.4.3. «Calizas de Montaña» en los Mantos Palentinos	48
2.4.2. El Carbonífero Medio y Superior en la Cuenca Carbonífera Central	49
2.4.2.1 Grupo Lena (Bashkiriense-Moscoviense)	49
2.4.2.1.1. Formación Fresnedo (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)	51
2.4.2.1.2. Formación Lois-Ciguera (Moscoviense Superior)	55
2.4.3. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Ponga	59
2.4.3.1. Formación Ricacabiello (Bashkiriense)	59
2.4.3.2. Formación Beleño (Vereisky-Kashirsky)	60
2.4.4. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Pisuega-Carrión	62
2.4.4.1. Grupo Prioro (Serpujoviense-Moscoviense Inferior)...	62
2.4.4.1.1. Formación «Conglomerados de Triollo» (Namuriense C-Westfaliense A)	64
2.4.4.2. Grupo Pando (Vereisky-Myachkovsky)	64
2.4.4.2.1. Formación Conglomerado de Curavacas (Westfaliense A-B)	67
2.4.4.2.2. Formación Lechada (Westfaliense A-D).	71
2.4.4.3. Grupo Conjas-Mental (Westfaliense D-Cantabriense Inferior)	72
2.4.4.4. Grupo Maraña (Westfaliense D Superior-Cantabriense Inferior)	73
2.4.4.5. Grupo Cea (Cantabriense Inferior-Superior)	75
2.4.4.5.1. Unidad Basal	75
2.4.4.5.2. Capas de Tejerina	79
2.4.4.5.3. Capas de Fuentes	80
2.4.4.6. El Grupo Cea de la «Cuenca Carbonífera» de Prado-Guardo-Cervera (Westfaliense D Superior-Cantabriense Superior)	80
2.4.4.6.1. Formaciones Temasones, Cantoral, Requejada, Villafría, San Pedrín, Villaverde, Tarilonte, Santibáñez, Las Heras	81
2.4.4.6.2. Formaciones Acebal, Villanueva, La Chorriza, Los Corrales, La Espina	82
2.4.4.6.3. Formación Morgojejo	83

	<i>Páginas</i>
2.4.4.6.4. Formaciones Villalmonste, El Otero, Prado	83
2.4.4.7. Grupo Sabero (Barrueliense Superior-Estefaniense B)	83
2.4.4.7.1. Formación Alejico	84
2.4.4.7.2. Formación Raposa	84
2.4.4.7.3. Formación Gonzalo	85
2.4.4.7.4. Formación Sucesiva	85
2.4.4.7.5. Formación Quemadas	86
2.4.4.7.6. Formación Herrera	86
2.4.4.8. Estefaniense de Reyero-Salamón (Estefaniense B) .	87
3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS	88
3.1. El Relieve: Tipos y Génesis	89
3.2. Elementos Morfológicos	89
3.2.1. Formas de Morfología Fluvial	89
3.2.1.1. Llanura de inundación	91
3.2.1.2. Zona de terrazas	91
3.2.1.3. Zona de cauces encajados	92
3.2.2. Morfología de vertientes	92
3.2.3. Morfología glaciar	93
3.2.4. Morfología kárstica	93
4. TECTONICA	93
4.1. Introducción	93
4.2. Los Mantos Palentinos	94
4.3. La Unidad de Valsurvio	96
4.4. La Unidad del Esla	96
4.4.1. Manto del Esla	96
4.4.2. El Sistema de Pico Jano	98
4.4.3. El Manto de Corniero	99
4.4.4. La Escama de Valbuena	99
4.4.5. El «Dúplex» de Primajas y Pardaminos	100
4.4.6. Las Fallas transversales a los cabalgamientos	100
4.4.7. Cinemática de las láminas de la Unidad del Esla	100
4.5. La Unidad de la Cuenca Carbonífera Central	102
4.5.1. El Manto de Laviana (Sector de Piedrafita-Lillo)	102
4.5.2. El Manto de Laviana (Sector Lois-Ciguera)	102
4.5.3. Cinemática de las láminas y estructuras asociadas de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central	104
4.6. La Unidad del Ponga	104
4.7. Los pliegues relacionados con los mantos	106
4.7.1. Los pliegues relacionados con los mantos en la Unidad del Esla	108
4.7.2. Los pliegues de las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central	108

4.8. La Estructura relacionada con el acortamiento N-S	109
4.9. Fracturación Tardihercínica y Alpina	116
5. ROCAS IGNEAS	116
5.1. Introducción	116
5.2. Rocas Volcánicas	116
5.2.1. Rocas volcánicas Cambro-Ordovícicas	116
5.2.1.1. Sills de Diabasa	117
5.2.1.2. Chimeneas y cráteres volcánicos	119
5.2.1.3. Consideraciones Genéticas y Encuadre Geotectónico	123
5.2.2. Rocas volcánicas Devónico-Carboníferas	123
5.3. Rocas Intrusivas	124
5.3.1. Introducción y Antecedentes	124
5.3.2. Caracterización Macroscópica	125
5.3.3. Petrografía y Mineralogía	127
5.3.3.1. Rocas básicas-intermedias	127
5.3.3.2. Rocas ácidas	131
5.3.4. Caracterización Geoquímica	134
5.3.5. Consideraciones Petrogenéticas	138
6. HISTORIA GEOLOGICA	140
7. GEOLOGIA ECONOMICA	143
7.1. Indicios y minería metálica	144
7.1.1. Mesoepitermales de As-Sb-Au en rocas subvolcánicas	144
7.1.2. Epitermales de Sb en rocas carbonatadas	146
7.1.3. Epitermales de Hg-As-Sb en rocas carbonatadas	148
7.1.4. Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en rocas carbonatadas	149
7.1.5. Epitermales de Cu-Pb-Zn en rocas carbonatadas	151
7.1.6. Epitermales polimetálicos en rocas carbonatadas	152
7.2. Minería Energética	154
7.2.1. Cuenca de Guardo-Cervera	154
7.2.2. Cuenca de Sabero	155
7.2.3. Cuenca de Canseco-Salamón	155
7.3. Rocas Industriales	156
8. HIDROGEOLOGIA	157
9. BIBLIOGRAFIA	158

1. INTRODUCCION

1.1. EL MARCO GEOGRAFICO

El territorio ocupado por la Hoja de Riaño se sitúa en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica en el NE de la provincia de León y una pequeña parte en el N de la provincia de Palencia. Corresponde a una zona totalmente de montaña, con alturas que alcanzan los 2.000 m. y con un amplio desarrollo de los fondos de valle entre los 950 y 1.200 m.

La mayor parte del territorio está drenado por las cabeceras del río Esla, con su afluente Dueñas, y por el Cea; además de una pequeña parte, al este, por el río Grande, afluente del Carrión.

En la confluencia de los dos Eslas (Yuso y Suso) se origina un amplio valle fluvial, sobre el que se asentaban las antiguas villas de Riaño y Pedrosa del Rey, actualmente anegadas por las aguas del embalse de Remolina (o Riaño).

Presenta un relieve energético, suavizado por los fondos de valle y configurando un relieve relativamente maduro, donde la red fluvial ha sido el agente más importante en su formación.

En áreas con litologías calcáreas predominantes, como en el área de Peñas-Pintas y Lois-Ciguera, al SO de Riaño, el relieve es más energético y los ríos excavan profundas gargantas como la del Esla entre Puente Bachende y Salamón, hoy parcialmente anegada por las aguas del embalse antes citado.

Existen también algunas zonas planas y elevadas por encima de los 1.600 m. que presentan poca pendiente y un modelado periglaciario antiguo y nival.

Las principales vías de comunicación, carreteras y caminos discurren por los fondos de valles, donde se sitúan también los núcleos de población más importantes, atravesando en ocasiones puertos y collados situados entre estos valles.

El clima predominante en este área es continental, con altas precipitaciones y bajas temperaturas, más concretamente se puede clasificar como «Mediterráneo templado, fresco y

húmedo», con pequeñas influencias oceánicas en las zonas próximas a los puertos de la divisoria cantábrica.

La existencia de amplios períodos de helada segura y con gran número de días con precipitación en forma de nieve ofrecen unas condiciones muy duras para el desarrollo de la mayoría de las actividades que realiza el hombre.

La zona norte de la hoja, valles de Riaño, Valdeburón y Tierra de la Reina, pertenecen a la Reserva Nacional de Caza de Riaño; y una pequeña esquina, al NO, a la Reserva Nacional de Caza del Mampodre.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

En el área de la Hoja de Riaño convergen la mayor parte de las diferentes «Regiones» o Unidades en que se ha dividido la Zona Cantábrica (Fig. 1). La parte noroccidental, donde predominan los horizontes de calizas carboníferas, pertenece a la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, si bien el extremo norte forma parte de la Unidad del Manto del Ponga. Al este de estas áreas, el territorio que se extiende por los valles de Riaño y Prioro, con predominio de los sedimentos carboníferos de naturaleza siliciclástica, pertenece a la Unidad del Pisuerga-Carrión. La parte central y suroccidental corresponden a la Unidad del Manto del Esla, donde aparece una secuencia estratigráfica prácticamente completa desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, y en la que las anisotropías litológicas carbonatado-siliciclásticas conforman un típico relieve «apalachense». Por último, el extremo suroriental se sitúa en la Unidad del Doño de Valsurvio, de amplio desarrollo en la vecina Hoja de Camporredondo.

La Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), en la que se enmarcan todas estas unidades, constituye desde un punto de vista tectonoestratigráfico la parte más externa o cuenca de antepaís, del sector NO del Macizo Herciniano Ibérico. La estructura, como es habitual en las zonas externas de las cordilleras, tiene un carácter epidérmico con el desarrollo de importantes mantos de cabalgamiento y escamas con pliegues asociados. Desde un punto de vista sedimentario, los materiales precarboníferos se originaron en una plataforma somera situada en un margen continental pasivo con el área emergida, localizándose al NE. El conjunto de edad carbonífera corresponde a condiciones de sedimentación sinorogénicas con direcciones de aporte situadas en áreas emergidas, situadas al Sur o al Oeste.

1.3. ANTECEDENTES

La documentación cartográfica de esta región es amplia. Los mapas geológicos más antiguos están limitados casi exclusivamente al Carbonífero productivo y se deben a PRADO (1850) y MALLADA (1882, 1900). El primer trabajo de carácter general es el de COMTE, realizado entre 1934-36 y publicado en 1959, en cuyo mapa está representado el que después será denominado Manto del Esla por SITTER (1959), así como el resto de las grandes unidades tectónicas situadas entre los ríos Esla y Bernesga. Este último autor publica en 1962 un mapa de la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica que incluye todo el territorio de las Hojas de Riaño.

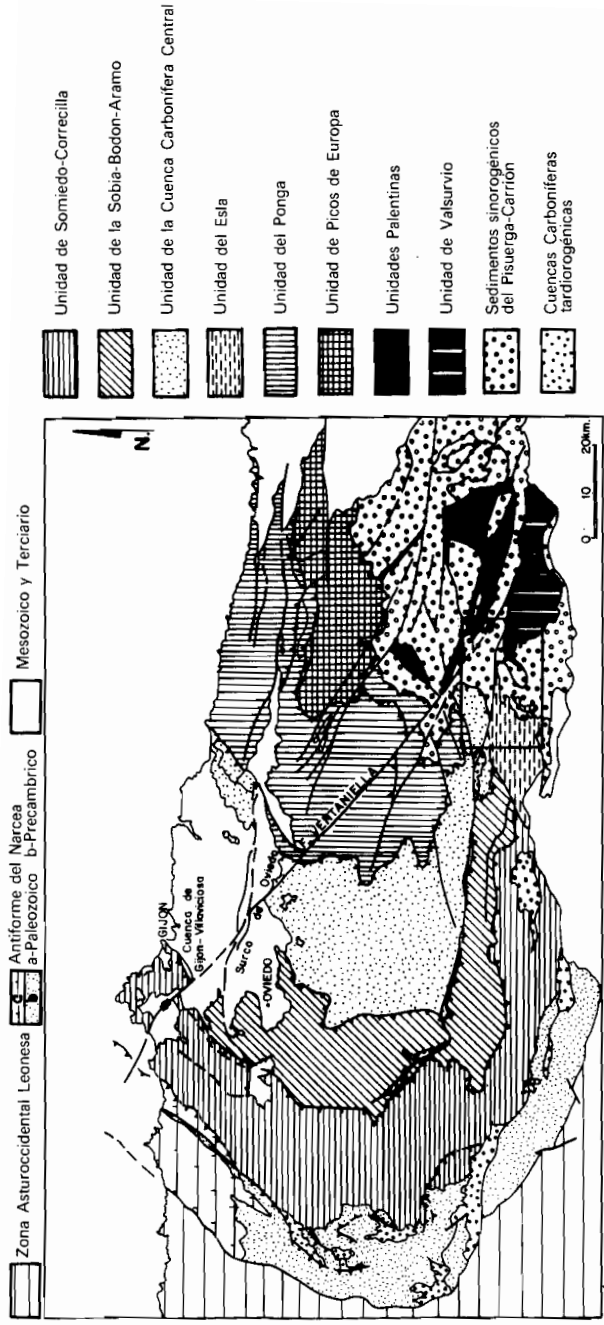


Figura 1. Situación de la Hoja de Riaño en el contexto de la Zona Cantábrica.

Cartografías posteriores más detalladas son las de RUPKE (1965) en la cuenca del Esla, HELMIG (1965) en la cuenca del Cea, SJERP (1966) en el sector del Manto del Ponga, LOBATO (1977) en el sector noroccidental de la Hoja, ARBOLEYA en el sector central, y LOBATO *et al.* (1984) en el sector occidental. Por otro lado, en ALONSO (1982 a y b) y ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) se describe el trazado de algunas nuevas discordancias en el sector oriental de la región, y en ALONSO (1985) se reconocen los duplexes de Primajas, Pardaminos y Pico Jano, y se reinterpreta de forma global la estructura de la Unidad del Esla.

El Mapa Geológico de la Región del Esla publicado por ALONSO en 1987 se ha tomado como base para la elaboración de ese sector de la Hoja de Riaño.

2. **ESTRATIGRAFIA**

2.1. CAMBRO-ORDOVICICO

El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica se caracteriza por la presencia de tres formaciones que de muro a techo han recibido los nombres de: Formación Láncara, Formación Oville y Formación Barrios.

2.1.1. **Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio)**

Fue definida por COMTE (1937 a) como Calizas de Láncara para la vertiente sur (León) de la Cordillera Cantábrica, con la localidad tipo situada en la Hoja 102 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-Correcilla), la de Arintero (Unidad de la Sobia-Bodón) y la de Carangas (Unidad del Ponga).

Esta formación dentro de la Hoja de Riaño corresponde al nivel más bajo aflorante, estando presente dentro de la Unidad del Esla, Unidad de la Cuenca Carbonífera Central y la Unidad del Manto Ponga.

La Formación Láncara ha sido objeto de varias subdivisiones meramente litológicas (COMTE, 1959; LOTZE, 1961; MEER MOHR y SCHREUDER, 1967; MEER MOHR, 1969), quienes le dieron el rango de formación, reflejando todas ellas la existencia de un intervalo inferior dolomítico, un intervalo medio de calizas grises y otro superior de calizas rojas nodulosas. Los estudios más importantes referentes a esta Formación son debidos a MEER MOHR (1969) y ZAMARREÑO (1972, 1975, 1978, 1981, 1983).

ZAMARREÑO (1972) en base a las microfacies establece una división informal en dos miembros, que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios. El «miembro inferior» está constituido de modo general por dolomías a las que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con «birdeseyes». El «miembro superior» está formado por biomicritas grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

En base al estudio de diferentes secciones de la Formación Láncara en todo el ámbito de la Zona Cantábrica, ZAMARREÑO Y JULIVERT (1967) y ZAMARREÑO (1972) constataron las variaciones de facies que existen para ambos miembros y la distribución de cada uno de los diferentes tipos. Para el miembro inferior se pueden distinguir tres tipos principales de facies cuyas sucesiones de referencia son las de Los Barrios de Luna, Arintero y Carangas. En el miembro superior, por su parte, distinguieron dos tipos de facies, la de Los Barrios de Luna y la de Beleño. Esta autora en el autóctono relativo del Manto del Esla encuentra que el miembro inferior y el superior se presentan bajo las respectivas facies de Barrios, mientras que en el alóctono del Manto del Esla el miembro inferior presenta las facies tipo Arintero y el miembro superior las facies tipo Barrios. Finalmente en la Región de Mantos el miembro inferior presenta facies tipo Carangas y el superior pertenece a las facies tipo Beleño.

El miembro inferior, dentro del alóctono del Manto del Esla, tiene de 15 a 49,6 m, y está formado en su mayor parte por calizas gris oscuras y calizas con «birdeseyes»; las primeras se encuentran en la parte baja de la sucesión, mientras que hacia arriba van adquiriendo tonalidades más claras y presentan «birdeseyes». En la parte más alta de este miembro aparece un nivel de tonalidad pardo oscura y de naturaleza detrítica con estratificación cruzada y que desaparece hacia el oeste, este nivel fue denominado «nivel detrítico». Las calizas gris oscuras (intrapelesparruditas) presentan asociadas a ellas brechas intraformacionales, mientras que las calizas grises con «birdeseyes» se presentan por encima de las intrapeles parruditas, y desde el punto de vista estratigráfico, son muy homogéneas; el armazón entre los «birdeseyes» es predominantemente del tipo dispelet. Hay que destacar en el nivel de calizas con «birdeseyes» la presencia de algas calcáreas (*Epiphyton*), y hacia la parte alta de este nivel, costras dolomíticas y los «sheet cracks» (FISCHER, 1964); en las sucesiones de Valdoré y Crémenes se observan además «mud cracks» con las superficies tapizadas por costras dolomíticas.

Por lo que se refiere al nivel detrítico, es de color pardo verdoso, y se sitúa siempre por encima del nivel con «birdeseyes», estando constituido por ooesparitas, en las cuales, a medida que se asciende en la sucesión, va aumentando el contenido en cuarzo detrítico, glauconita y bioclastos (equinodermos y trilobites) hasta constituir areniscas con algunos oolitos y a veces sin ellos, presentándose aquí bien desarrollada estratificación cruzada. En la sucesión de Crémenes (Fig. 2) es donde este nivel adquiere mayor desarrollo (12 m) y hacia la parte alta está constituido por una alternancia de areniscas y lutitas. En la sucesión de Valdoré, por encima del nivel detrítico se presentan calizas con arqueociatos, que han permitido datar en esta localidad el Cámbrico Inferior alto.

El miembro superior está formado siempre por tres tipos petrográficos distribuidos del modo siguiente: en la base calizas grises glauconíticas (biomicritas glauconíticas) y, por encima, calizas rosadas (biomicritas con estromatactis); estos dos tipos de caliza tienen muy poca potencia e incluso parece que las calizas glauconíticas faltan en las sucesiones de Crémenes y Vozmediano, aunque en esta última localidad es difícil de precisar, ya que toda la formación está muy dolomitizada. Por encima de las calizas rosadas se encuentran las calizas nodulosas rojas («griotte»), que, como siempre, son las que predominan en el miembro superior, dándole además su aspecto tan característico.

Por lo que se refiere a las series en las escamas situadas en el autóctono relativo del Manto del Esla, hay que destacar que también está cortada en su base por cabalgamientos,

CREMENES

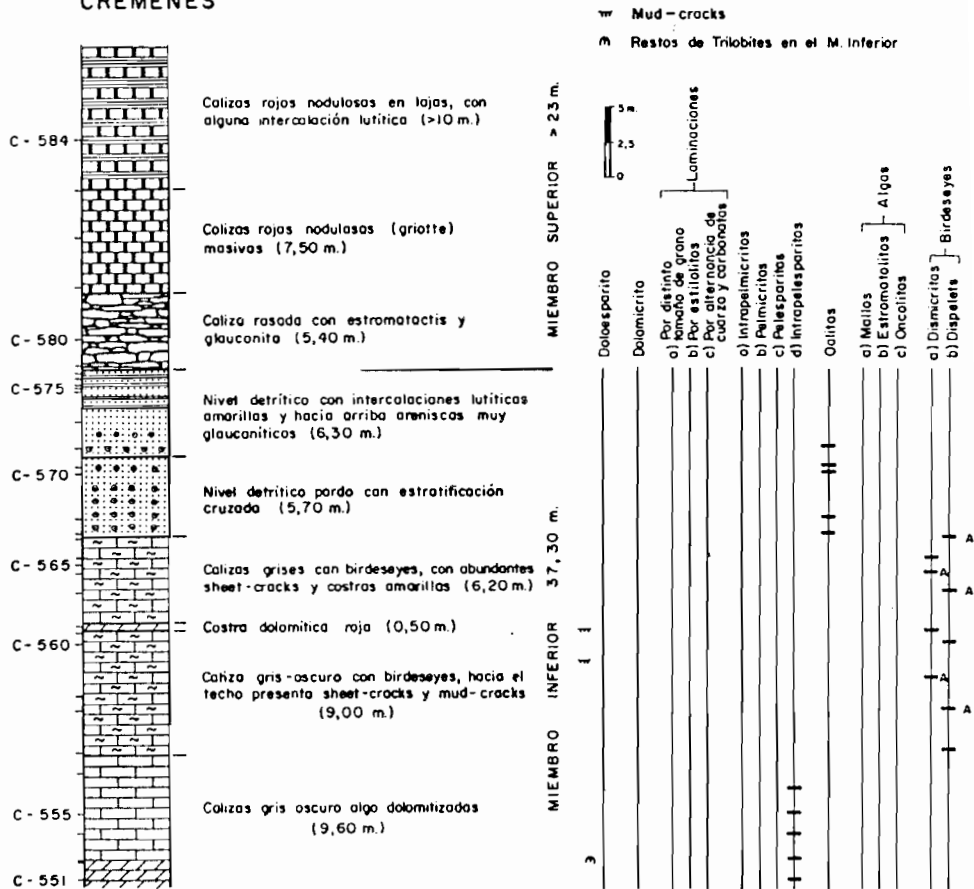


Figura 2. Columna estratigráfica de la Formación Láncara (ZAMARREÑO, 1972).

apareciendo más al oeste completas e incluso con la Formación Herrería subyacente (Hoja de Boñar). El miembro inferior del Láncara en estas series está constituido en su mayor parte por dolomías amarillas, en las que son frecuentes las laminaciones. Esta parte dolomítica está formada por un predominio de intrapelesparita y en menor proporción sedimentos laminados por algas e intrapelmicritas. Por encima de las dolomías amarillas se desarrolla un nivel detrítico constituido por ooesparitas (que a veces contienen también abundante cuarzo detrítico, glauconita y fragmentos de fósiles) y arenitas. La distribución de estos tipos (ooesparitas y arenitas) es muy variable dentro del nivel; así, por ejemplo, en la sucesión de Viego las ooesparitas se presentan en la base del nivel, constituyendo una delgada capa, mientras que la mayor parte del nivel detrítico está formado por areniscas que no contienen oolitos. En cambio, en la sucesión de la Presa de Riaño las areniscas se presentan hacia la base del nivel, mientras que hacia el techo se hacen cada vez más abundantes los oolitos y los fragmentos de fósiles hasta constituir ooesparitas sin apenas cuarzo detrítico. Este nivel detrítico tiene también color pardo-verdoso y estratificación cruzada.

Por lo que se refiere al miembro superior, consta, como siempre, de tres tipos petrográficos: en la base se presentan las biomicritas glauconíticas y biomicritas con estromatactis, con su aspecto característico en el campo de calizas grises y calizas rosadas, y por encima de estos dos se desarrollan las biomicritas nodulosas rojas («griotte»).

En las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central la Formación Láncara aparece también siempre incompleta, al estar cortada en su parte inferior por la superficie de cabalgamiento. En la sección de Lois, de la Cuenca Carbonífera Central, el miembro inferior tiene un espesor de 3,7 m y consta de calizas grises y dolomicritas laminadas. La laminación se debe a la alternancia de bandas ricas en pellets y cuarzo detrítico con otras desprovistas de ellos. Existen también pelesparitas o intrapelesparitas, que suelen contener además algas calcáreas del género *Nuia*, dolomicrita e intramicrita con pellets. Estos tipos petrográficos están desprovistos de laminaciones; en el campo tienen tonalidades grises y se presentan alternando con las dolomicritas laminadas.

El miembro superior tiene una potencia de 43,8 m, en esta sección consta exclusivamente de biomicritas muy ricas en glauconita, semejantes a las biomicritas glauconíticas de las otras unidades; en el campo estas rocas presentan una tonalidad verdosa muy típica. El hecho de que el miembro superior de la Formación Láncara en esta unidad esté formado exclusivamente por biomicritas glauconíticas le diferencia muy bien del miembro superior de las otras unidades, en las cuales predominan las biomicritas nodulosas de color rojo, existiendo también gran abundancia de algas calcáreas del género *Girvanella*.

ZAMARREÑO (1972) atribuye a su miembro inferior un ambiente de llanura mareal, con facies exclusivamente supramareales en el este de Asturias, pasando hacia el oeste a otras sub, inter y supramareales. ARAMBURU (1989) propone que todo ello debió depositarse sobre una «rampa homoclinal» (en el sentido de READ, 1982, 1985) de pendiente extremadamente baja hacia el oeste. Es cuestionable, sin embargo, para ARAMBURU (*op. cit.*) la existencia de mareas en los márgenes de mares de dichas pendientes, asignando a estos depósitos simplemente a ambientes litorales. MEER MOHR (1969) indica la existencia de cavidades kársticas en la parte más alta («caliza con birdeseyes») de este miembro, sugieren-

do una etapa de emersión y ausencia de sedimentación, previa a la disconformidad del límite Cámbrico Inferior-Medio.

El miembro inferior dolomítico es muy pobre en fauna. El hallazgo de arqueociatos en su parte alta de dicho miembro en la localidad de Valdoré permite atribuirlo al Mariniense-Bilbiniense (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1970; SDZUY, 1971), que se corresponde aproximadamente con el Leniense (HARLAND *et al.*, 1982). Por tanto, atendiendo a la edad de la base (en las capas de transición infrayacentes en la localidad de Los Barrios de Luna, Hoja 102, LOTZE en 1954, descubre fauna del Cámbrico Inferior) y del miembro superior, se ha concluido una edad Cámbrico Inferior-Medio, (ZAMARREÑO, 1972) 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 Los 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 del mismo más antigua en la Unidad del Ponga, mientras que hacia el oeste el final de la sedimentación del miembro superior se verifica progresivamente a 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 toda la Unidad del Ponga, excepto en las escamas más orientales, donde se sitúa en el subpiso de *Pardailhaniania* (piso de *Solenopleuropsidae*). En la Unidad de la Sobia-Bodón la edad de su techo varía desde la misma que para la Unidad del Ponga en la parte más oriental, hasta el subpiso de *Pardailhaniania* 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 de *Solenopleuropsis simula* («arenisca de *simula*» de la Formación Oville de SDZUY, 1968).

2.1.2. Formación Oville (Cámbrico Medio)

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

En su parte baja predominan las pizarras y limolitas verdes con abundante fauna de trilobites; en este tramo se intercala en el norte de León, y a diferentes alturas sobre el techo de la Formación Láncara, 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 términos más finos. Es característico de esta formación la presencia frecuente de glauconita en las areniscas; BOSCH (1969) define su techo en la última ocurrencia importante de areniscas glauconíticas.

La formación ha sido estudiada en su totalidad o parcialmente por diversos autores: LOTZE

(1961), OELE (1964), SDZUY (1968), BOSCH (1969), ZAMARREÑO (1972), GIETELINK (1973), ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1984, 1988) y ARAMBURU (1989). ARAMBURU (1989) separa cinco dominios, respectivamente, dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando esta Hoja dentro del Dominio III (norte de León). Asimismo separan tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a las características litológicas y ordenación secuencial, que de muro a techo son:

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

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

A nivel de la Zona Cantábrica, el espesor de la formación aumenta de modo general desde el este al oeste, desde 80 m en el Puerto de San Isidro (Fig. 3) a 810 m en Belmonte de Miranda (ARAMBURU, 1989), con dos umbrales de menor espesor: uno denominado por este autor Centro de Asturias-Norte de León y otro en la línea San Emiliano-Beleño. En el ámbito de la Hoja, los espesores oscilan en torno a 250 m.

Las manifestaciones volcánicas son frecuentes en los Miembros Adrados y La Barca en todo el Manto del Esla (Dominio III). Se trata principalmente de sills de composición traqui-basáltica de espesor menor de 80 m y extensión cartográfica variable (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), que no desarrollan metamorfismo de contacto (BOSCH, 1969). (Ver capítulo de Rocas Igneas en la presente Memoria)

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OELE, 1964). BOSCH (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 base disconforme, hasta el miembro B de la Formación Oville. Presenta una evolución correspondiente a un episodio progradante de costa lineal, desde una plataforma carbonatada inicial, progresivamente invadida por material clástico en condiciones abiertas y bajo el nivel de ola, hasta depósitos de «shoreface» y de playa que alternan con intervalos de plataforma. En su techo se registra un episodio transgresivo que la separa de la segunda secuencia (miembros C y D). Esta evoluciona

desde condiciones de plataforma hasta depósitos de talud deltaico y, finalmente, 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 y GARCIA-RAMOS (1988) y ARAMBURU (1989) incluyen 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 su equivalente lateral dentro de la zona norte de su Dominio I, que es el techo del Miembro La Barca de la Formación Oville. Estos autores discrepan de los modelos sedimentarios propuestos por BOSCH (1969) y GIETELINK (1973) y proponen un sistema deltaico trenzado («braid delta») o de llanura deltaica trenzada («braidplain delta»). Basándose en las asociaciones de facies y en las paleocorrientes consideran que las facies de areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (depósitos de playas y barras en el modelo deltaico mareal y de oleaje) corresponden en realidad a depósitos fluviales de «sheet flood», reflejando el conjunto la progradación de deltas trenzados o de deltas de llanura trenzada. El Miembro Genestosa estaría formado por sedimentos de plataforma marina externa, bajo el nivel de ola. El Miembro Agrados registra el paso a condiciones de plataforma interna, con secuencias de somerización (depósitos de talud de GIETELINK, 1973). 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, BOSCH (1969), en base a la distribución de espesores, el tipo de medios y la dirección de las paleocorrientes, señala un área fuente en el NNE, confirmada por GIETELINK (1973). ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1984) y ARAMBURU (1989) identifican el área madre con el Macizo del Ebro.

El Miembro Genestosa ha sido tradicionalmente considerado como el único intervalo de la formación que libraba fauna, fundamentalmente trilobites y carpoideos, mientras que en el resto de la formación sólo aparecía icnofauna. Posteriormente se han producido hallazgos de lingúlidos y de acritarcos en niveles superiores (ARAMBURU y GARCIA-RAMOS, 1988, y ARAMBURU, 1989).

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 toda la Unidad 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-Correcilla 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 oeste en la Zona Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972).

ARAMBURU (1989) concluye en base a palinomorfos, y distintas especies de *Cruziana* 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 norte de la banda que bordea el Antiforme del Narcea (Dominio I), donde la parte alta de la formación es equivalente lateral de la parte baja (Miembro La Matosa) de la Formación Barrios.

2.1.3. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

Esta formación, definida por COMTE (1937 a, 1959) en las cercanías de Barrios de Luna, dentro de la Hoja del mismo nombre, 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). ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988) y ARAMBURU (1989) distinguen, al igual que en la Formación Oville, tres miembros para todo el ámbito de la Zona Cantábrica. Estos autores señalan 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:

Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta 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 Zona Cantábrica; en la parte más occidental pasa lateralmente a la parte alta de la Formación Oville.

Miembro Ligeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (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 este) 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.

Dentro del ámbito de esta Hoja solamente aparecen los miembros inferior y superior (Fig. 3).

El espesor de la Formación Barrios aumenta de modo marcado desde el borde oeste de la Zona Cantábrica (más de 700 m, ARAMBURU, 1989) hacia la concavidad del arco, donde, salvo en los casos de espesor nulo provocado por la erosión prefameniense, alcanza los 1.020 m (Sierra del Suevo, ARAMBURU, com. pers.). Al igual que para la Formación Oville, existen dos umbrales de menor espesor: uno denominado Centro de Asturias-Norte de León y otro en la línea San Emiliano-Beleño (ARAMBURU, 1989).

SERIE DEL PUERTO SAN ISIDRO

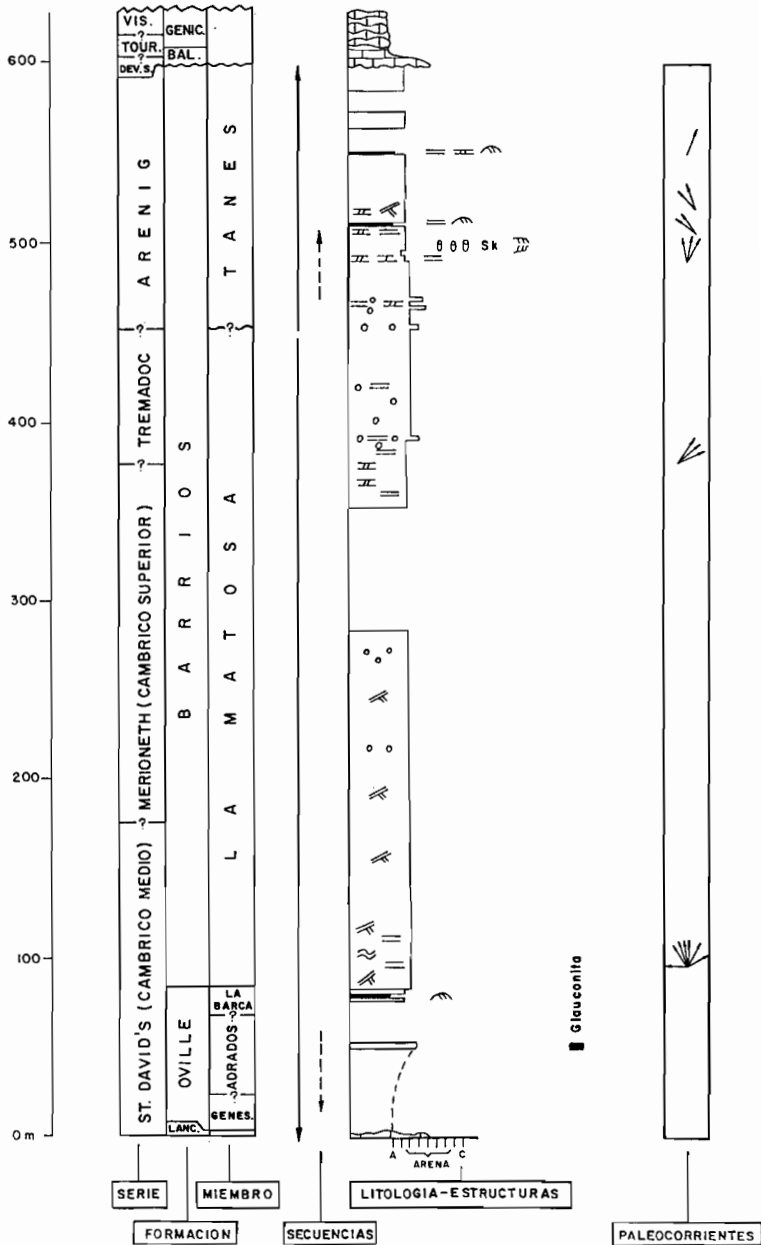


Figura 3. Columna estratigráfica resumida de las formaciones Oville y Barrios (ARAMBURU, 1989).

En el Dominio III de ARAMBURU (1989) son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen: a) bajo la forma de delgados niveles de caolín (30 cm), interestratificados dentro del Miembro La Matosa (Capa de Valverdín y Capa del Pedroso, ambas fuera del ámbito de esta Hoja) y que son interpretados como producto de alteración de capas de tonstein formadas por cenizas volcánicas de transporte eólico, y b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de sills traquíticos concordantes con la estratificación. Las rocas vulcanoderivadas presentan contenidos variables en fragmentos volcánicos, existiendo todos los términos intermedios entre tufitas y litarenitas con fragmentos de 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 las secciones de Crémenes, Corniero.

Los materiales de esta formación han sido atribuidos a un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, 1964), en un proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

BOSCH (1969) considera un medio de depósito menos subsidente que durante la sedimentación de la Formación Oville, y lo identifica con medios costeros (playas y canales mareales) que individualizarían áreas de lagoon.

GIETELINK (1973), 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 y GARCIA-RAMOS (1884, 1988) y ARAMBURU (1989) discrepan de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado («braid delta») o de llanura trenzada («braidplain delta»). Estos autores, por otra parte, señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe. Esta discontinuidad separa dos megaciclos deposicionales (MD2 y 3). El Miembro La Matosa pertenece al MD2 y en él se continúa 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 Ligeria existe una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de lagoon. El Miembro Tanes está formado por sedimentos fluviales que pasan a litorales o transicionales.

La Formación Barrios ha sido datada en base a icnofósiles, principalmente del género *Cruziana*. A partir de los datos de JULIVERT y TRUYOLS (1972), CRIMES y MARCOS (1976) y BALDWIN (1977) se ha considerado para ella una edad Tremadoc Superior y Arenig, salvo ciertos posibles diacronismos en la base (JULIVERT y TRUYOLS, 1983). A partir de ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988) y ARAMBURU (1989) 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 Zona Cantábrica y en el Cámbrico Superior a Tremadoc en el área del Narcea donde el Miembro La Matosa ha pasado lateralmente al Miembro la Barca de la Formación Oville. Por otra parte, la noción de continuidad que existía sobre el paso Cámbrico-Ordovícico en la Zona Cantábrica desaparece con el hallazgo de la discontinuidad dentro de la formación. El techo (erosionado) del Miembro La Matosa se sitúa, según sus esquemas, entre el Cámbrico Superior bajo y el Tremadoc. Por encima de la disconformidad, las dataciones bioestratigráficas más bajas proporcionan una edad Arenig (BALDWIN, 1977; GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987; ARAMBURU, 1987). En base a ello concluyen una edad Arenig para los Miembros Ligeria y Tanes, sin que pueda descartarse la posibilidad de que en el este de Asturias el Miembro Ligeria represente el Tremadoc.

2.2. SILURICO

El Silúrico en la Zona Cantábrica aparece representado en las regiones de Pliegues y Mantos y del Pisuerga-Carrión. Lo integran dos formaciones: Las Pizarras de Formigoso y las Areniscas de San Pedro. Ambos fueron definidas por COMTE (1937 b) 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. La base de estos materiales es generalmente neta en toda la Región de Pliegues y Mantos y es disconforme sobre los materiales infrayacentes, mientras que el techo es gradual con los materiales de la primera unidad enteramente devónica, el Grupo La Vid, ocurriendo de hecho que los últimos metros de la Formación Furada-San Pedro son ya de edad Devónico Inferior.

2.2.1. Formación Formigoso (Llandoveriense Medio-Wenlockiense)

La Formación Formigoso (COMTE, 1937 b) está constituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su nombre, definido en la vertiente sur de la cordillera, se aplica en todo el área de afloramientos. La base es neta y paraconforme sobre los materiales infrayacentes, que vienen representados por diferentes formaciones. Dentro de esta Hoja la formación Formigoso se apoya sobre la Formación Barrios, cuyo techo es de edad Arenig.

Las Pizarras de Formigoso tienen un espesor que varía entre los 60 y los 180 m. En esta formación pueden distinguirse, por lo general, dos partes: una parte inferior, constituida exclusivamente por pizarras negras, conteniendo abundantes faunas de graptolites (Pizarras del Bernesga, de KEGEL, 1929), y una parte superior, formada también por pizarras negras más compactas que alternan con areniscas de grano fino en niveles generalmente centimétricos (Capas de Villasimpliz, de KEGEL, 1929). Las dos subunidades citadas no son de todos modos muy diferentes y toda la Formación aparece como un nivel esencialmente pizarroso, de color negro y que se presenta como un nivel blando frente a la erosión, lo que hace que no presente buenos afloramientos. Las mejores secciones son las situadas en Corniero y noroeste de Argovejo.

La sucesión forma una secuencia grano y estratocreciente, hasta la formación suprayacente, de tal modo que las capas de arenisca se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo. Este fue situado por COMTE (1937 b) al muro de la primera aparición 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, 1988 a, b).

El espesor de la formación es considerado como muy constante por los distintos autores; a escala regional varía entre 50 y 200 m (TRUYOLS y JULIVERT, 1983).

TRUYOLS *et al.*, (1984), en la Hoja de Boñar, proponen para esta formación una sedimentación pelágica, en un medio poco agitado y no demasiado alejado de un litoral de baja energía, que esporádicamente es afectada por corrientes con baja capacidad de transporte. El paso a la siguiente formación viene determinado por un aumento en la entrada de terrígenos en la cuenca. 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 (1988 a, b) 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. SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1984) en la región central de Asturias sugieren un ambiente de baja energía —principalmente procesos de decantación— al que esporádicamente afectan corrientes con baja capacidad de transporte. Se interpretan como depósitos de plataforma externa

Según RUPKE, 1965, en el autóctono del Manto del Esla la Formación Formigoso no es típica, ya que no se encontraron graptolites, mientras que en una sección equivalente próxima a Valbuena de Roblo en el autóctono aparecieron Monograptidos y Rinconélidos. En la parte superior de la formación, en el alóctono, este autor cita areniscas ferruginosas de 40 cm de espesor, dándole un origen de alteración de material volcánico.

El Silúrico, con la Formación Formigoso en su base, supone un cambio paleogeográfico brusco con relación a la historia sedimentaria previa; esto se traduce (SUAREZ DE CENTI, 1988) en modificaciones sustanciales en la distribución y evolución de los ambientes sedi-

mentarios. Esta ruptura está también registrada en la Zona Asturoccidental Leonesa, donde PEREZ-ESTAUN (1978) encuentra una disposición transgresiva de estos materiales cuya base es progresivamente más joven hacia la Zona Cantábrica. ARAMBURU (1989) da la Formación Viodo (unidad discontinua localizada en la base de la Formación Formigoso) como el depósito transgresivo basal de un megaciclo deposicional (MD4), comparándolo con el miembro superior de la Formación Láncara, mientras que sugiere que la Formación Formigoso tiene un significado sedimentológico y tectonoestratigráfico similar al de la Formación Oville.

La abundante fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación ha permitido caracterizar bien su base a nivel regional. KEGEL (1929), ALMELA *et al.* (1956), COMTE (1959), TRUYOLS *et al.* (1974), TRUYOLS *et al.* (1984), PELLO (1972) indican para ella una edad Llandovery Medio y parte más alta del Llandovery Inferior. TRUYOLS *et al.*, (1982) propone para la parte más alta de las Pizarras de Bernesga una edad Llandovery Superior, mientras que para las Capas de Villasimpliz proponen una edad Llandovery terminal-Wenlockiense Inferior.

2.2.2. Formación Furada-San Pedro (Wenlockiense-Gediniense)

La Formación Furada-San Pedro aflora en toda la Región de Pliegues y Mantos, y aparece en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo. La Formación San Pedro fue definida por COMTE (1937 b) en la vertiente sur (León), observando COMTE (1959) su correspondencia con la Formación Furada definida por BARROIS (1882) en la vertiente norte (Asturias). La identidad de facies y depósitos ha hecho que SUAREZ DE CENTI (1988 a, b) 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 (Hoja de Los Barrios de Luna).

Es una formación de alrededor de 150 m en el ámbito de esta Hoja. Se caracteriza por la presencia de areniscas (cuarcitas en general), mayoritariamente de color rojo, o a veces verdoso, por la presencia de hierro y por formar un nivel más resistente a la erosión que la Formación Formigoso.

Dentro de esta formación algunos autores (CRAMER, 1964; RUPKE, 1965) han distinguido dos miembros. Por su parte, BOSCH (1969), en el área del Luna separa, en la división más acertada existente, tres miembros: uno basal, caracterizado por potentes areniscas rojas oolíticas; uno medio, con alternancias de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes, y uno superior, de 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 la Unidad de Abelgas (LOPEZ DIAZ, 1984), siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m. En el área de Puerto de Pajares-Puerto de La Cubilla (Hoja de Los Barrios de Luna) existe una zona de mínimos con espesores menores de 50 m (BOSCH, 1969) que coincide (SUAREZ DE CENTI, 1988 a, b) con la aparición de las granulometrías más gruesas

y con las mayores proporciones de clastos volcánicos y de intercalaciones vulcanosedimentarias.

La formación consta de areniscas rojizas con ooides ferruginosos y 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. La participación volcánica en la parte baja de la sucesión es citada en numerosas localidades, TRUYOLS *et al.* (1982) encuentran que se manifiesta especialmente en el tercio inferior. Para SUAREZ DE CENTI (1988 a, b) se encuentra, sobre todo, en las areniscas ferruginosas.

Como se ha indicado en el capítulo anterior, la base de la formación ha sido tomada con distintos criterios; por una parte, COMTE (1937 b) la sitúa en la primera aparición de bancos gruesos de cuarcita; por otra, y con mejor criterio, ha sido tomada en la primera aparición de capas de areniscas ferruginosas (BOSCH, 1969), con lo que la base es neta sobre la formación infrayacente (aunque sin perderse la continuidad estratigráfica y su carácter gradual a escala de secuencia; SUAREZ DE CENTI 1988 a, b). Por su parte, el techo es totalmente gradual.

SUAREZ DE CENTI (1988 a, b) destaca la existencia de varias secciones interesantes dentro del ámbito de esta Hoja: Velilla de Valdoré y Corniero. Este autor también constata que, a pesar de los cambios en facies, litologías y espesores, puede proponerse una columna general, cuyos términos son identificables, salvo en los afloramientos más proximales:

Tramo 1. Base neta. Areniscas rojizas, en capas potentes, a veces con base canalizada, con estratificación cruzada y 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 grano y estratocrecientes. La presencia de niveles conglomeráticos es ya citada por ALMELA *et al.* (1956) con el nombre de Conglomerado de la Horniella, PELLO (1976) los cita en las secciones de la Hoja núm. 52 (Proaza).

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

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

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

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

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

COMTE (1959) considera que esta formación representa una facies marina regresiva, con depósitos más litorales que los de las formaciones adyacentes; BOSCH (1969) supone una tendencia regresiva desde la base de la formación infrayacente hasta la parte baja de su miembro basal, por encima del cual la tendencia se invierte; VILAS (1971) y KRANS (1982) sitúan las facies más cercanas a la costa en la parte media de la formación.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana la costa con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco (LLOPIS, 1960; EVERS, 1967), con ambientes de mar más abierto hacia el oeste (LLOPIS, 1967; SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1984); el carácter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa (FÜHRER, 1982; SUAREZ DE CENTI 1988 a, b). 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 HELMIG (1965); para EVERS (1967) esta actividad sería subaérea y, según SUAREZ DE CENTI (1988 a, b), se alinearía con una línea estructural que limitaría la cuenca por su margen interno y que coincidiría aproximadamente con la línea de costa.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía, pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas (BOSCH, 1969). MEER MOHR (1983) identifica depósitos de tipo deltaico o estuarino en la parte superior. KRANS (1982) sugiere que la disminución en la entrada de terrígenos al techo de la formación se debe a la subsidencia del Bloque Cantábrico (RADING, 1962).

SUAREZ DE CENTI (1988 a, b) propone dos modelos de sedimentación que se suceden en el tiempo repitiéndose y que responden a variaciones en la entrada de terrígenos desde el área madre, a su vez influidas por factores tectónicos, eustáticos y de variación del relieve.

1. Etapa de aportación arenosa activa. Durante esta etapa existiría una parte subaérea con depósitos eólicos y fluvial «braided» que enlazaría con ambientes de «shoreface» y distalmente de plataforma gradada dominados por bancos arenosos y depósitos tempestícos.
2. Etapa de aportación arenosa limitada. Durante estas etapas el modelo anterior sería sustituido por una extensa plataforma mareal con «sand waves» y «sand ridges», que hacia las zonas internas pasaría a un sistema de llanura de mareas. Los ooides ferruginosos se habrían formado en áreas de baja tasa de sedimentación en momentos de interrupción de aportes arenosos y asociados a movimientos oscilatorios del agua.

El hierro que forma los ooides provendría de la alteración de material volcánico (RUPKE, 1965; BOSCH, 1969; GARCIA-RAMOS *et al.*, 1986) en condiciones subaéreas y habría sido transportado como Fe 3+ asociado a los materiales arcillosos (SUAREZ DE CENTI 1988 a, b). 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 del Puerto de La Cubilla-Puerto de Pajares representó en aquellos momentos una zona de fondos someros

e irregulares asociada a la actividad volcánica y a una zona de fractura. Esta zona de umbral actuará después durante buena parte del Devónico.

COMTE (1937 b) fue el primer autor en atribuir esta formación al Silúrico, datando su base como del Ludlowiense Superior, a la vez que señaló que el tránsito al Devónico se localiza en su parte alta. Posteriormente (COMTE, 1959) 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.

2.3. EL DEVONICO

El Devónico de la Zona Cantábrica, según BROUWER (1964 b), se presenta bajo dos aspectos diferenciados:

1) Facies astur-leonesa, caracterizada por una alternancia de formaciones terrígenas y carbonatadas, con abundancia de fauna, sobre todo bentónica, propia de un medio somero y aguas bien aireadas (faunas conchíferas de braquiópodos, faunas arrecifales). El Devónico en este tipo de facies se extiende por toda la Región de Pliegues y Mantos, y por una parte (la más occidental), de la Cuenca Carbonífera Central.

2) Facies palentina, caracterizada por una alternancia de niveles carbonatados (con frecuencia calizas nodulosas) y de pizarras. Se trata de un Devónico menos fosilífero que el correspondiente a la facies astur-leonesa: junto a una cierta fauna bentónica presenta elementos pelágicos relativamente abundantes, propios de un medio tranquilo, aislado, pero más profundo y tal vez poco aireado, pero, sobre todo, alejado de cualquier marcada influencia terrígena. El Devónico en este tipo de facies es propio de la Unidad del Pisuerga-Carrión.

Dentro de la Unidad Ponga, Cuenca Carbonífera Central y Picos de Europa está exclusivamente representado por un escaso espesor de areniscas pertenecientes al Devónico Superior. En aquellas regiones donde aparece Silúrico y todo el Devónico éstos se presentan en continuidad.

La nomenclatura empleada para las formaciones devónicas en la vertiente sur de la Unidad de Pliegues y Mantos fue establecida por COMTE (1936 a, b, c, d), sobre todo, en el corte del río Bernesga, y de muro a techo son: Grupo de la Vid, Caliza de Santa Lucía, Pizarras de Huerga, Caliza de Portilla, Arenisca de la Ermita. La máxima representación está en unidades más meridionales (alóctono del Manto del Esla), faltando formaciones progresivamente hacia el norte. En la escama de Valbuena del Roblo y en la zona de las Salas, las Areniscas de la Ermita se depositan sobre la Vid, y en la Unidad del Ponga están discordantes sobre la Formación Cuarcitas de Barrios.

En el Domo del Valsurvio KOOPMANS (1962), definió las formaciones devónicas con nombres de la zona, en la hoja de Riaño afloran: Hornalejo, Valcovero y Camporredondo. Ya este mismo autor las correlacionó con las establecidas por COMTE, que corresponden a Huergas, Portilla y Areniscas del Devónico Superior, respectivamente.

2.3.1. Devónico en «facies astur-leonesas»

2.3.1.1. Grupo la Vid (*Gediniense-Emsiense*)

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de edad Devónico Inferior cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos, y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo. COMTE (1936 a, b y c, 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, cuenca superior del río Bernesga en la Hoja de Pola de Gordón.

COMTE (1959) reconocía la existencia constante de cuatro conjuntos que de muro a techo son dolomías que pasan a dolomías alternando con pizarras y margas, calizas grises, pizarras pardas y a techo pizarras con delgados bancos carbonatados y a techo calizas encriníticas rojas, definiendo estos materiales como complejo de La Vid. BROUWER (1964 a, b); BOSCH (1969) tratan también este complejo como formación. RUPKE (1965) en el Manto del Esla, señala que el Grupo La Vid es un complejo de cuatro unidades litológicas, no encontrando diferencias entre el autóctono y el alóctono, asimismo esboza una línea imaginaria entre el Autóctono de Valdoré y la zona de Las Salas, encontrando evidencias de levantamiento en esta última zona durante el Devónico Inferior. VILAS (1971) los establece como miembros con los nombres de Dolomías de Felmín, Calizas de La Vid, Pizarras de Valporquero y Calizas superiores; esto hace considerar a GARCIA-ALCALDE y RACHE-BOEUF (1978) y a GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) como un grupo donde diferencian dos o más formaciones y cuatro unidades, respectivamente. VERA (1984, 1988) diferencia cuatro formaciones: Dolomías de Felmín, Calizas de la Pedrosa, Pizarras de Valporquero y Calizas de Coladilla.

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 feldespatos. 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.

En su estudio regional del Grupo La Vid VERA (1988) en la sección de Argovejo da un espesor de unos 285 m, con los 187 m basales que corresponden a dolomías arenosas y bioclásticas, calizas y algunas margas; 90,5 m de margas fosilíferas y pizarras con escasos lentes bioclásticos, y 7,5 m de calizas fundamentalmente encriníticas. Los contactos con las Areniscas de San Pedro a muro y con la Caliza de Santa Lucía a techo son graduales.

En una sección realizada en el Sinclinal del Aguasalio, se observa la siguiente sucesión: 60 m de dolomías grises amarillentas, tableadas con algún nivel lutítico y margoso negro. Se aprecia estratificación cruzada tabular, contactos erosivos y a veces laminaciones. Hacia la parte media, existen varios niveles carbonosos. El tamaño de grano varía de fino a medio. Existe al menos en parte, dolomitización secundaria. Los restos fósiles son indeterminables. A partir de aquí la sedimentación se hace fundamentalmente terrígena. Los primeros 40 m son pizarras negruzcas con intercalaciones calizas de orden centimétrico que culminan con un paquete de 8 m; las calizas son esparitas grises con laminaciones, estratificaciones cruzadas y algunos lechos de calcarenitas que presentan estratificaciones cruzadas. Los niveles de calizas son ricos en trilobites, braquiópodos, crinoideos y corales. A continuación siguen 100 m de pizarras marrones satinadas con algunas margas; existen niveles de calizas biostrómicas, ferruginosas, lumaquéllicas con predominio de braquiópodos que tienen el contacto del muro erosivo. La sucesión termina con 2 a 4 m de calizas rojizas ferruginosas encriníticas, bien estratificadas entre lutitas menores con laminaciones y ripples.

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.*, 1984), observándose unas condiciones más litorales hacia la parte interna del arco (POL, 1976; TRUYOLS y JULIVERT, 1976; LEWEKE, 1980). RUPKE (1965) interpreta estos depósitos como sedimentados en un ambiente general de aguas tranquilas con pequeña influencia de aportes terrígenos. VERA (1988) propone un modelo de plataforma epicontinental en rampa (SHAW, 1964; IRWING, 1965; WILSON, 1975) 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, la primera 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 la segunda variante se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de lagoon; en esta segunda variante se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla. A lo largo de la historia de estos dos grupos se registran dos ciclos regresivo-transgresivos a los que atribuye carácter global y asimila a los de VAIL *et al.* (1977).

El primer ciclo comienza con una megasecuencia regresiva (la parte baja de las Dolomías de Felmín), que da lugar a la instalación de una llanura de mareas predominantemente carbonatada, con frecuentes secuencias de somerización con sedimentos propios de zona supramareal, con frecuentes exposiciones subaéreas y esporádicas inundaciones, a sedimentos intermareales y submareales de baja energía.

La megasecuencia transgresiva comprende las Calizas de la Pedrosa y las Pizarras de Valporquero, y 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.

El 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 este, siendo su naturaleza exclusivamente sedimentaria y de morfología senil. En base a diversos criterios VERA (1988) 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 empobrecidas en oxígeno en las zonas de rampa más profunda.

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.* (1979), las Dolomías de Felmín tendrían una edad Gedinense a Siegeniense Superior; las Calizas de la Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense Inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense Superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna, su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gedinense (probablemente Superior) para la parte basal de este Grupo.

2.3.1.2. *Formación Santa Lucía (Emsiense-Eifeliense)*

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

El espesor en el área tipo es de 240 m. 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 (como ya pusieron en evidencia BROUWER, 1964, y VILAS, 1971, entre otros), compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas son de masivas a bien estratificadas y en muchas zonas presentan dolomitización secundaria. Tanto su aspecto como su contenido faunístico varían de un corte a otro, dependiendo de su posición respecto a la cuenca original.

Ha sido objeto de numerosos estudios, tanto desde el punto de vista biostratigráfico (por su abundante contenido faunístico de braquiópodos, corales, crinoideos, ostrácodos, briozoos...) como sedimentológico y de facies. BOSCH (1969) distinguió cinco miembros; COO *et al.* (1971) y COO (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 posteriormente a la vertiente leonesa. 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.

El la Hoja la formación se presenta con dos facies diferentes: en el autóctono relativo del Manto del Esla, que corresponde de una manera general al tipo intermedio (tipo San Pedro de MENDEZ BEDIA, 1976). En el el alóctono las facies la hacen identificable con el tipo más externo (tipo Moniello de MENDEZ BEDIA, 1976). Se describen a continuación ambas sucesiones:

Autóctono relativo del Manto del Esla: de muro a techo:

— 64 m de calizas grises bien estratificadas, con fragmentos de crinoideos, braquiópodos, corales y corales solitarios.

— 38 m de dolomías bien estratificadas gris amarillentas con restos de briozoos y crinoideos.

— 63 m de calizas dolomíticas en la base, que pasan a calizas de tipo arrecifal con estromatopóridos, corales interconectados y en posición de crecimiento.

— 64 m de calizas grises, masivas al muro, con algunos restos de estromatopóridos, corales, crinoideos, al techo tienen laminación, bioturbación, estructuras geopetales y nódulos de sílex.

— 72 m de calizas grises con intercalaciones margosas grisáceas, escasos restos fósiles y abundante laminación paralela, bioturbación y «birdeseyes».

— 35 m de calizas gris amarillentas alternando con margas amarillentas, algunos restos de estromatopóridos, corales, braquiópodos con nódulos de sílex y laminación paralela; al techo, estructuras geopetales, «birdeseyes», «mud-cracks» y biotubación.

El medio de depósito para la primera parte es arrecifal y lagoon, y para la mitad superior, de intermareal a supramareal.

En el alóctono del Manto del Esla, la sucesión de muro a techo es la siguiente:

— 75 m de calizas gris-rojizas con abundantes bioclastos de crinoideos y en menor proporción de briozoos, braquiópodos y ostrácodos.

— 73 m de calizas grises bien estratificadas y algún nivel de margas; presenta estromatopóridos, corales, corales solitarios, crinoideos, briozoos y ostrácodos.

— 91 m de calizas grises y dolomías, normalmente bien estratificadas, con nódulos de sílex, alternando con margas amarillentas y restos de crinoideos, ostrácodos, briozoos y braquiópodos.

El medio de depósito se correspondería con las partes más externas de la cuenca sedimentaria, el primer tramo y el último serían de plataforma intermareal y el tramo intermedio se correlacionaría con un talud arrecifal.

La Caliza de Santa Lucía presenta en la Hoja buenos afloramientos, si bien en muchos de ellos la dolomitización representa algún inconveniente para la realización de cortes. Citaremos como más interesantes las secciones de Crémenes para el autóctono relativo y las de Aleje y Sinclinal de Aguasalio para el alóctono. La potencia es variable, los datos anteriormente citados se refieren a corte localizados, si bien se puede decir que oscila de 200 a 350 m.

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.*, 1984) entre otros demuestran que prácticamente toda la sucesión pertenece al Eifeliense Inferior, salvo los tramos basales, que deben ser incluidos todavía en el Emsiense Superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónico.

2.3.1.3. Formación Huergas (*Eifeliense-Givetiense*)

La Formación Pizarras de Huergas fue definida originariamente como Areniscas y Pizarras de Huergas por COMTE (1936 d), quien establece el estratotipo cerca del pueblo de Huergas de Gordón (Hoja de Pola de Gordón). Suceden gradualmente a la Formación Caliza de Santa Lucía (BOSCH, 1969; CRESPO ZAMORANO, 1982; TRUYOLS, *et al.*, 1984), suponiendo un cambio notable en el régimen de sedimentación, siendo predominantemente terrígena, formada por pizarras negras, generalmente ricas en nódulos; localmente aparecen lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas a veces muy importantes. Hacia el NO la formación pasa a ser casi totalmente areniscosa (vertiente septentrional de la Cordillera) y se conoce con la denominación de Formación Areniscas del Naranco (ADARO y JUNQUERA, 1916). La equivalencia entre la formaciones Huergas y Naranco fue señalada por COMTE (1936 d).

La formación destaca en el terreno por sus tonos característicos, así como por la depresión del relieve en contraste entre formaciones calizas más competentes (Santa Lucía y Portilla).

En la zona del Domo del Valsurvio los afloramientos son muy escasos y constituidos principalmente por pizarras negras con algún nivel de areniscas ferruginosas con braquiópodos. KOOPMANS (1962) subdividió esta formación que llamó Hornalejo en tres miembros: el

inferior de areniscas cuarcíticas, el medio de pizarras negras y el superior de areniscas ferruginosas.

GARCIA-RAMOS (1977) realiza el estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de las series detríticas del Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica (Formaciones Huergas y Naranco), realizando una serie en las proximidades de Aleje con una potencia de unos 340 m. Es de destacar en esta sección la existencia de niveles de rocas volcánicas interestratificadas a menos de 30 m de la base con espesores de hasta 2 m con contactos netos (ver capítulo de Rocas Igneas).

BOSCH (1969) concluye 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 esta plataforma. Estos dos modelos tienen diferente desarrollo en cada vertiente (formaciones Naranco y Huergas) y se suceden en el tiempo. El modelo I corresponde a una plataforma marina gradada de energía media a alta y se desarrolla en la parte inferior de la sucesión. La llegada masiva a la cuenca de siliciclásticos desde el este y NE aborta la sedimentación carbonatada reinante (Formación Moniello-Santa Lucía), estos sedimentos van a ser retrabajados en la plataforma por las corrientes y el oleaje y redistribuidos en barras que suelen migrar hacia tierra; distalmente y también en áreas protegidas entre los bancos se intercalarían materiales arcillosos con desarrollo de fauna que al removilizarse daría lugar a las barras bioclásticas. En el área de la Formación Huergas entra una menor cantidad de material que en la de la Formación Naranco, y 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, como en la vertiente norte. El siguiente estadio (modelo II) comienza con una transgresión importante y un descenso brusco en la cantidad y granulometría de los aportes, estableciéndose un modelo de costa baja e irregular con notable influencia mareal y desarrollo de bancos y «shoals» arenosos poco lavados (escasa influencia del oleaje) que protegen y distalmente gradan a áreas de sedimentación lutítica con alta actividad orgánica (bioturbación). Este conjunto se ve cortado por canales posiblemente relacionados con bocas de estuarios y ocasionalmente se vería afectado por tempestades (GARCIA-RAMOS *et al.*, 1984 b). 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 que ha librado esta formación es relativamente escasa, salvo en los tramos calcáreos, donde se encuentran braquiópodos, trilobites y rugosos ahermatípicos. Las pizarras y sus nódulos encierran con frecuencia una fauna pelágica constituida por bivalvos, goniatites y tentaculites (Dacrioconáridos).

COMTE (1959) situaba la base del Givetiense en el valle del río Bernesga, bastante cerca del techo en base al hallazgo de los *Goniatites Anarcestes noeggerati* (VON BUCH) y *Cabrieroceras rouvillei* (VON KOENEN). Este carácter de tránsito fue confirmado en la misma zona por GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976), que hallaron una fauna con formas parecidas, además de bivalvos, ostrácodos, trilobites, tentaculites, etc., si bien el hallazgo se produjo en la mitad inferior de la serie. Según esto, el Givetiense se iniciaría a menos de un centenar

de metros de la base, invalidando con ello la suposición de MOHANTI (1972) de que la sucesión entera debía pertenecer al Eifeliense. Aunque faltan datos que lo puedan asegurar, es probable, según TRUYOLS *et al.* (1984), que existía cierto diacronismo en el techo de la Formación. La edad, por lo tanto, corresponde al tránsito Eifeliense-Givetiense.

2.3.1.4. Formación Portilla (Givetiense-Frasniense)

La Formación Caliza de Portilla fue definida por COMTE (1936 c). Es una formación carbonatada constituida fundamentalmente por calizas arrecifales depositadas a continuación de las Pizarras de Hurgas.

Ha sido objeto de detallados estudios por diversos autores; MOHANTI (1972) y STAALDUINEN (1973) la dividen en tres miembros: calizas masivas, calizas tabulares con intercalaciones margosas y calizas superiores masivas. RUPKE (1965) diferencia en el Manto del Esla cuatro miembros (esta división fue seguida posteriormente por REIJERS, 1972):

a) Calizas arenosas amarillentas, de grano grueso, con corales y braquiópodos, siendo frecuentes lentes de pizarras. Estratificación cruzada se observa en el muro y oolitos en el techo de las capas.

b) Calizas masivas de grano fino a medio. En las series del alóctono se observan depósitos arrecifales, estando peor desarrollados en el autóctono relativo.

c) Calizas detríticas estratificadas, apareciendo algún lente de pizarras intercalado en las series del alóctono. Huellas de actividad de construcciones arrecifales son abundantes en el techo de las capas de este miembro.

d) Calizas masivas, blancas con bandas de chert. A techo organismos silicificados de construcción arrecifal.

El espesor dado en general por RUPKE (1965) es de 180-200 m en el sinclinal del Aguasalio, a 110-135 m en el sinclinal de Peña Corada. En general, el espesor y el contenido del material clástico (lentes de pizarras) de esta formación es mayor en las secciones del alóctono del Manto del Esla.

La sucesión en el alóctono del Manto del Esla (Aguasalio) es la siguiente de muro a techo:

— 30 m calizas bien estratificadas gris-amarillentas, calizas encriníticas rojizas y calizas arenosas amarillentas que alternan con niveles de margas arenosas. Las calizas son biosparíticas algo recristalizadas con estratificación cruzada y oolitos. En los tramos superiores los fósiles, a menudo fragmentados, son abundantes: briozoos, corales, crinoideos y braquiópodos.

— 35 m calizas gris-claro, que destacan en el relieve, son de aspecto masivo, aunque pueden aparecer intercalados tramos estratificados. Corales, briozoos y estromatopóridos principalmente, con frecuencia en posición de crecimiento.

— 35 m calizas y margocalizas bien estratificadas que alternan con margas grises y marrones. Algún nivel en la parte media de caliza coralina. Este miembro es rico en fauna: braquiópodos, corales y briozoos principalmente.

- 20 m calizas gris-clara, de aspecto algo masivo con un nivel en la parte media de margas y margo-calizas con abundante fauna.

COMTE (1959) señala la existencia de un potente nivel calcáreo en la parte baja de la formación suprayacente (Formación Nocedo), al que denomina Caliza de Valdoré y del que indica la dificultad que conlleva a veces su separación de la Formación Portilla por encontrarse casi directamente al techo de ésta; posteriormente este nivel fue incorporado a la Formación Portilla por ADRICHEM BOOGAERT (1967); la mayoría de los autores posteriores (BOSCH, 1969; MOHANTI, 1972; REIJERS, 1972) han seguido la postura de este último autor.

Esta formación en el Domo de Valsurvio se presenta, según KOOPMANS (1962), con las mismas características que en el resto de la Zona Cantábrica. Este autor, que la llamó Formación Valcovero, puso de manifiesto la reducción de potencia de sur a norte. En esta Hoja aflora en el borde este del Domo de Valsurvio en el Puerto de Monteveijo.

Son BOSCH (1969), MOHANTI (1972) y REIJERS (1972) quienes interpretan sedimentológicamente esta formación como 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 en cuyas crestas las condiciones serían de aguas agitadas. Estas facies arrecifales tendrían un control estructural (REIJERS, 1972) y delimitaban un área de lagoon con sedimentación tranquila, de calizas arcillosas margas y a veces pizarras. Por delante de la barrera biogénica se desarrollaría un ambiente de plataforma somera abierta.

El inicio del depósito de esta formación se habría verificado por una interrupción de los aportes siliciclásticos (MOHANTI, 1972), este autor atribuye las variaciones en el contenido en terrígenos de las diferentes sucesiones a variaciones en las direcciones de las corrientes o en su contenido en el citado material.

COMTE (1936 a) obtuvo una edad Givetiense-Frasniense, GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976) precisan la base como Givetiense Superior. REIJERS (1972) señala que la base de la formación es diacrónica. RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985 a) en su estudio del sinclinal de Alba (Hojas de la Robla y Pola de Gordón) sitúan el límite Givetiense-Frasniense en la base de la Caliza de Valdoré (a la que de acuerdo con ADRICHEM BOOGAERT, 1967, situamos en esta formación). La edad Givetiense-Frasniense ha sido corroborada por otros autores. MOHANTI (1972), 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 (1972) estima una posible edad Eifeliense para la base en la localidad tipo de Matallana.

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

Para los materiales del Devónico Superior en León se sigue la nomenclatura dada por COMTE (1936, a, b, 1938 y 1959), quien distingue en el valle del río Bernesga tres unidades

litoestratigráficas dentro de los depósitos detríticos del Devónico Superior a los que denominó Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fueyo y Areniscas de la Ermita. Este autor utiliza el nombre de calizas de Valdoré para las facies eminentemente calcáreas con que se presenta la formación inferior de Nocedo en el Valle del Esla, posteriormente ADRICHEM BOOGAERT (1967) incorpora este nivel a la Formación Portilla, como se ha indicado anteriormente. De las tres formaciones es Ermita 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 (COLMENERO, 1976) y en el flanco SO del sinclinal de Vega de los Viejos (BOSCH, 1969) su base puede no ser disconforme. La Formación Nocedo aflora en las partes más externas de la Unidad de Somiedo-Correcilla. La Formación Fueyo presenta un área de afloramientos aún más restringida; esta escasa extensión lateral ha hecho que BOSCH (1969) y otros autores de la escuela holandesa hayan considerado a esta formación como un miembro dentro de la Formación Nocedo. Este autor encuentra que su base es neta sobre los materiales infrayacentes.

El 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).

Han sido varios los autores que posteriormente, aun admitiendo la nomenclatura de COMTE, han añadido otros nombres con validez en general local a estos depósitos. Así podemos citar: BROUWER (1967) en la zona del Manto del Esla llama Formación Aguasalio a los materiales del Devónico Superior allí existentes y en los que no puede distinguir las tres unidades en que COMTE (1959) las diferencia en el valle del Bernesga. También en esta misma zona WESTBROEK (1964) y RUPKE (1965) denominan Caliza de Crémenes a una lente calcárea intercalada en las Areniscas de Nocedo. SJERP (1967), a su vez, distinguió dos miembros en la Formación Ermita en la sección de Valverde, al oeste del Pico Mampodre (Unidad del Ponga). Al inferior arenoso denominó miembro Valverde, y al superior, calcáreo, miembro Mampodre. COLMENERO (1976), COLMENERO *et al.* (1988 b) atribuyen estos miembros a la Formación Ermita, el primero, con un carácter regresivo, mientras que para el segundo la Formación Baleas sería un depósito transgresivo, por lo que atribuyen las sucesiones presentes en las partes más orientales de la Zona Cantábrica exclusivamente a la Formación Baleas, que en su parte baja presentaría diversos grados de riqueza en materiales terrígenos, debido a que incorporó materiales previos removilizados (Fig. 4).

Las Areniscas de Nocedo son concordantes con la Caliza de Portilla y marcan un cambio en la sedimentación, poniendo fin al régimen arrecifal. Está constituida por areniscas y cuarcitas, a veces areniscas calcáreas que pasan lateralmente a calizas arenosas, calizas esparíticas y niveles margosos y lutíticos que se acuñan en pocos cientos de metros. Hay que señalar que no se ha observado la Formación Fueyo, por lo menos los materiales típicos de esta formación que, sin embargo; sí afloran en la Unidad de Peña Corada, situada inmediatamente al sur de la Hoja. La disposición lenticular de dicha Formación puede explicar su falta. La inexistencia de este nivel guía hace difícil la separación entre Nocedo y Ermita. No obstante, no se descarta que en algún punto de la Hoja esté presente la Formación Fueyo, preferentemente en la parte sur y en dimensiones muy reducidas.

Dentro de los límites de la Hoja se observa que hacia el norte esta Formación se sitúa sobre formaciones cada vez más antiguas, presentando un contacto paraconcordante.

COLMENERO (1976), en su estudio regional de las Areniscas del Devónico Superior, realiza una serie en la localidad de Santa Olaja el alóctono del Manto del Esla (Sinclinal del Aguasalio). Cuyas características se resumen de la siguiente manera:

— 26 m areniscas alternando con arcilla arenosa y limolitas, estratos ondulantes y lenticulares. En todo el tramo abundante fauna de equinodermos, fenestélidos, así como restos vegetales flotados.

— 49 m de alternancia de calizas y dolomías packstone con cambios a wackestone y grainstone bioclásticas y arenosas con pizarras y areniscas. Abunda en todo el tramo la fauna de equinodermos, fenestélidos, braquiópodos y briozoos.

— 74,50 m de arenisca arcillosas y ferruginosas que alternan en la mitad inferior con pizarras y limolitas.

— 31 m de calizas packstone bioclásticas, con abundante fauna arrecifal de corales, estromatopóridos y favosítidos.

— 29,5 m de una secuencia de cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras. Es frecuente la porosidad biomóldica de equinodermos en las areniscas y la bioturbación en los limolitos y pizarras.

Por encima la serie pasa a ser netamente cuarcítica. En su base, la presencia de una serie de fracturas imposibilita su perfecta reconstrucción estratigráfica.

— 70 m de cuarcitas de grano fino en bancos muy potentes, que al menos en la mitad superior del tramo se acuñan lateralmente, pasando a areniscas y limolitas pizarrosas bioturbadas.

— 57 m de cuarcitas de grano fino, con estratificaciones cruzadas de tamaño medio y grande de los tipos tabular, en surco, «espina de pescado» y lenticular de ripples.

En el Aguasalio, por encima de las Areniscas de la Ermita aparecen 5 m de microconglomerado y caliza muy arenosa encrinítica, con estratificación cruzada y nivel de braquiópodos y equinodermos, correspondientes a la Formación Baleas.

En esta misma unidad, y más al norte de la serie anterior, en las proximidades del pico Aguasalio, RUPKE (1965) obtuvo una serie de 340 m de potencia, de los que aproximadamente los 90 m superiores corresponden a las Areniscas de la Ermita, que se sitúan sobre las de Nocedo separados por un hiato de duración aproximada Fameniense Inferior.

Este mismo autor, en las proximidades de Crémenes en el autóctono relativo del Manto del Esla, obtiene una serie de 6,6 m de potencia de esta formación que se apoya erosivamente sobre las Calizas de Portilla, cuyas características resumidas son:

— 5,7 m de areniscas calcáreas de grano grueso, estratos discontinuos y ondulantes, pistas de pequeño tamaño.

— 1 m de areniscas calcáreas de grano grueso, base irregular erosiva y estratificación cruzada planar de tamaño medio.

Sobre este último tramo se encuentran aproximadamente tres metros de caliza grainstone

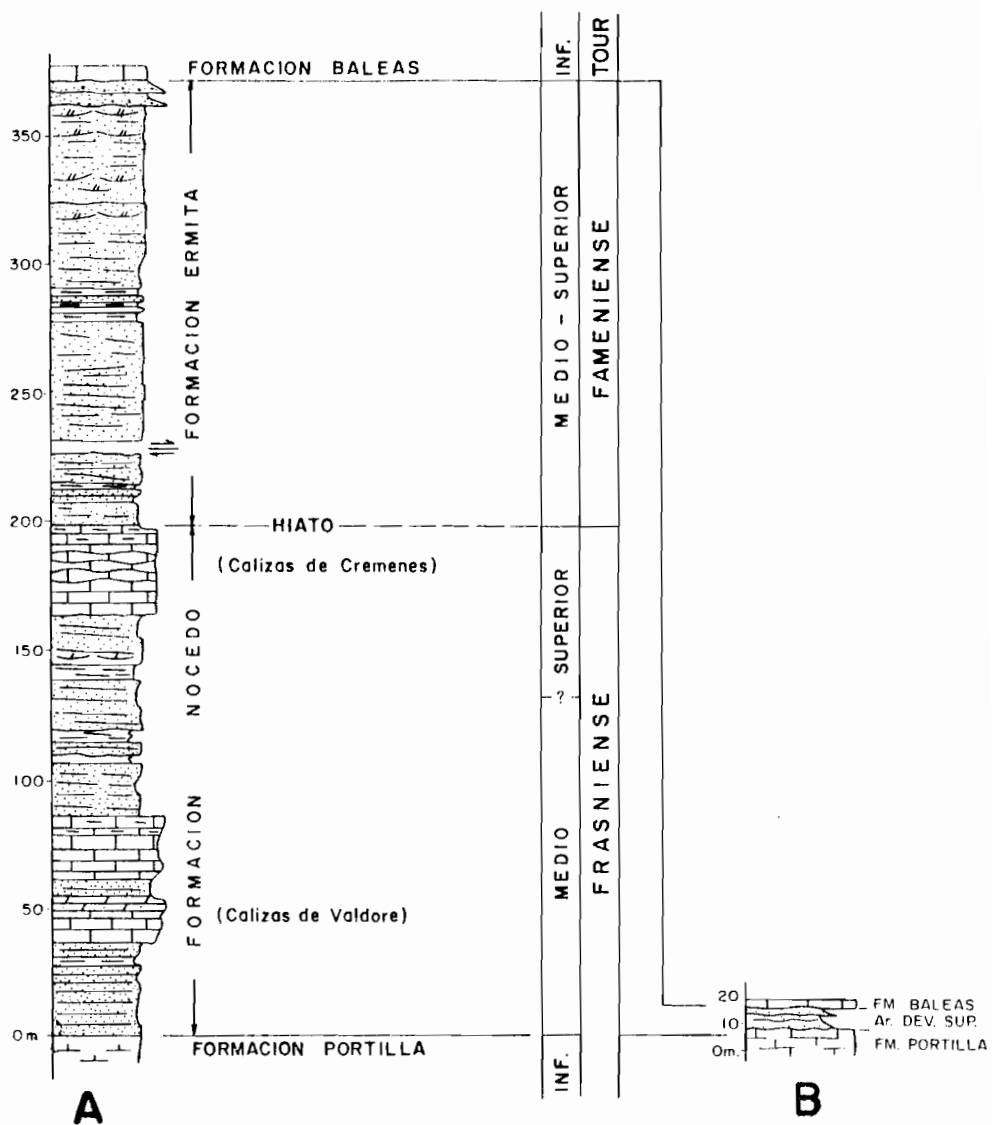


Figura 4. Sucesiones del Devónico superior, A) en el Manto del Esla, B) en el Manto del Ponga.

bioclástica (equinodermos, braquiópodos y briozos), arenosa, de grano grueso. Contienen laminaciones irregulares en arenas de grano grueso muy redondeado (¿eólico?), separada de las bandas calcáreas mediante contactos erosivos. Fueron datadas en localidad próxima a ésta por ADRICHEM BOOGAERT (1967) como Fameniense Superior y comparable con la caliza de la Formación Balears.

En general, los afloramientos del Devónico Superior en la Unidad del Ponga dentro del ámbito de esta Hoja son discontinuos, dispersos y de poco espesor. Existiendo dificultad para su reconocimiento en esta zona debido tanto al carácter azoico que poseen como a la semejanza litofacial existente entre ellos y las cuarcitas de Barrios, sobre las que se apoyan.

BOSCH (1969) describe la existencia de dos secuencias regresivas, una correspondiente a la Formación Nocedo y la otra a Fueyo, correspondientes a dos períodos de levantamiento en el área madre (el geanticlinal asturiano) situada al norte con una pausa intermedia. COLMENERO (1976) establece un modelo de borde de cuenca terrígena y estrecha en la que se delimitan: un área de depósitos fluviales que alimentan una zona costera con depósitos mareales y de alta energía, ésta grada a una plataforma lutítica con progresiva desaparición de los intervalos arenosos tractivos y en cuyas áreas marginales domina la sedimentación carbonatada (bancos biostrómicos y barras bioclásticas); finalmente, se encontraría un área más externa correspondiente al talud sedimentario, o adyacente al mismo. Este autor distingue tanto para la vertiente asturiana como para la leonesa tres episodios sedimentarios que se sucedieron en el tiempo: el inferior, de carácter regresivo (corresponde en la vertiente sur a buena parte de la Formación Nocedo) supuso básicamente la creación y progradación de una llanura arenosa que pasaría a facies más marinas en un sentido y en el otro a depósitos de lagoon, y, finalmente, a aluviales y eólicos. El segundo episodio (asimilable en la vertiente sur a parte de la Formación Fueyo) es transgresivo. El episodio superior (Formación Ermita en la vertiente leonesa) tiene carácter regresivo y supone la reinstalación de una plataforma terrígena progradante y está representado por depósitos costeros de alta energía, barras longshore y playas con episodios aluviales que pasan en zonas más externas a submareales.

La Formación Nocedo ha proporcionado una edad Frasniese (CRESPO ZAMORANO, 1982; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985). Estos últimos autores en el sinclinal de Alba (hojas de La Robla y Pola de Gordón) dan una edad Givetiense Superior para la base, ya que incorporan a esta formación la Caliza de Valdoré. TRUYOLS *et al.* (1984) encuentran fauna del Frasniese Superior bajo el límite que se supone separa Nocedo de Ermita. WESTBROEK (1964) y ADRICHEM BOOGAERT (1967) datan con braquiópodos y conodontos la «Caliza de Crémenes», obteniendo una edad Frasniese más alto a Fameniense Inferior, lo que hace pensar a los anteriores autores que estas calizas se encuentran inmediatamente por debajo del hiato existente entre las formaciones Nocedo y Ermita.

A la Formación Ermita se le atribuye una edad Fameniense Superior (TRUYOLS *et al.*, 1984). GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) dan en el sinclinal de Alba una edad Fameniense Superior-Tournaisiense Medio, estando el límite con el carbonífero algo por debajo del techo de la formación. No obstante, la edad del techo está basada en la fauna hallada en una caliza bioclástica (0,5 m) situada inmediatamente al muro de la Formación Alba; esta caliza bioclástica es considerada por RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985 a) como Formación

Baleas. Estos últimos autores le asignan un rango de edad comprendido entre el Fameniense Superior y el Tournaisiense Inferior.

2.3.2. Devónico en «Facies palentina»

BROOWER (1964), en su estudio sobre el Devónico en la Cordillera Cantábrica advierte una clara diferenciación de facies a partir del Siejensiense, por lo que propone una separación en dos grandes: «facies astur-leonesa» y «facies palentina». El devónico en «facies palentina» solamente afloran en el borde noreste de la Hoja, estando representadas las formaciones Gustalapedra, Cardaño, Murcia y Vidrieros. Las dos primeras se han agrupado en la cartografía.

2.3.2.1. Formaciones Gustalapedra y Cardaño (Eifeliense- Frasnense)

Definidos por VEEN (1965) en el área del Alto Carrión, en el ámbito de esta Hoja es muy difícil su separación cartográfica por lo que hemos optado por agruparlas.

La Formación Gustalapedra está constituida por unos 50 m de lutitas negras, generalmente muy tectonizadas, con tramos de origen euxínico, raros lentejones de calizas negras y de calizas nodulosas, bioturbadas.

En una muestra recolectada en el área de Vegacerneja han aparecido ammonoideos: *Cabreineceros* sp., que según MONTESINOS (com. pers.) indican una edad Eifeliense con exclusión de la parte inferior del mismo.

La formación Cardaño está constituida por unos 75 m de alternancias de calizas arcillosas y calizas nodulosas con lutitas oscuras, dominando éstas hacia la mitad superior de la unidad sobre aquellas. Las faunas de ammonoideos, conodontos y entomozoidos permiten asignar una edad Frasnense a esta formación (GARCIA ALCALDE *et al.*, *op. cit.*).

2.3.2.2. Formación Murcia (Fameniense)

Definida por VEEN (1965) está constituida por areniscas más o menos cuarcíticas de grano fino a medio, grises oscuras a blanquecinas, ocasionalmente con interestratos de pizarras negras. En general, los 20 m basales de la formación están formados por una alternancia de bancos cuarcíticos (con un espesor medio de 30 cm) con delgados niveles pizarrosos (5-10 cm). La cuarcitas son de color gris, con grano fino, y presentan frecuentemente secuencias granodecrecientes y laminación cruzada. En los muros de las capas son frecuentes estructuras de carga.

El resto de la formación la constituyen bancos de cuarcita, de color algo más claro, con un espesor medio de 1 a 2 m. Estos bancos suelen estar amalgamados y la presencia de pizarras interestratificadas es mucho más escasa que la que se encuentra en la parte inferior de la formación. En general, la cuarcita es de grano más grueso en las partes media y alta de la formación que en su parte inferior.

VEEN (1965) en base a la aparición de los lamelibranquios *Buchiola palmata* y *Buchiola angulifera* propone para esta formación una edad Frasnense Superior. MOURAVIEFF (en RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985) en base a conodontos sitúa el límite Frasnense-Fameniense unos metros por debajo de esta formación.

2.3.2.3. Formación Vidrieros (Fameniense)

Descrita también por VEEN (1965), litológicamente está constituida por una alternancia de calizas, generalmente nodulosas y arcillosas, con pizarras calcáreas. Estos materiales se sitúan concordantes sobre las cuarcitas de la Formación Murcia y el paso entre ambas formaciones es gradual. El espesor máximo alcanzado por esta formación es de unos 33 m.

En cuanto a su edad, KULLMAN (1963) determina, con reservas, moldes de *Cheiloceras* sp. y *Sporadoceras* sp. que atribuye al Fameniense Inferior. ADRICHEM BOOGAERT (1965) señala la existencia de una abundante fauna de conodontos, indicativos de una edad Fameniense Medio y Fameniense Superior. Una muestra obtenida en los alrededores de Barniedo de La Reina con ejemplares de *Sporadoceras biferum*, indica, según MONTESINOS (com. pers.) el Fameniense.

2.4. CARBONIFERO

El sistema Carbonífero es uno de los mejor representados en la Zona Cantábrica caracterizándose por la presencia de potentes series de sedimentos siliciclásticos y carbonatados, con notables variaciones espaciales y temporales de potencia y facies.

Dentro de la Hoja de Riaño están presentes las Unidades de la Cuenca Carbonífera Central, del Ponga y del Pisuerga-Carrión. Las sucesiones carboníferas de cada una de ellas poseen características litoestratigráficas diferentes al corresponder a depósitos en diferentes áreas paelogeográficas de la misma Cuenca.

De un modo general y descriptivo se pueden establecer varias etapas en la sucesión del Carbonífero. Una primera etapa viene representada por los materiales del Carbonífero Inferior representados por tres formaciones: Caliza de las Baleas, las Pizarras de Vegamián y la Caliza de Alba (o Genicera), estas series se caracterizan por su uniformidad y gran extensión lateral (prácticamente toda la Zona Cantábrica). El Carbonífero Superior presenta formaciones distintas según el dominio de que se trate, si bien la Formación Barcaliente, situada en la base, participa en parte de las características de los materiales inferiores: gran extensión lateral y constancia de facies y de espesores; esta formación se extiende por toda la Zona Cantábrica, salvo por el margen sur (y posiblemente por el margen oeste en sectores hoy erosionados) de la Unidad de Pliegues y Mantos y por gran parte de la Unidad del Pisuerga-Carrión, áreas donde es sustituida por sedimentos terrígenos con características frecuentemente turbidíticas. Dentro de la Hoja de Riaño está representado el sector más oriental de la Cuenca Carbonífera Central, caracterizado por la gran abundancia de litosomas carbonatados, reconociéndose dentro del Grupo Lena, que abarca todo el Bashkiriense y Moscoviense, dos formaciones una basal Formación Fresnedo fundamen-

talmente lutítica con intercalaciones de bancos carbonatados que son más abundantes en los mantos más orientales, llegando a diferenciarse un potente litosoma carbonatado en la base de esta formación de edad Bashkiriense y a la que denominamos Miembro Yordas. La formación superior, denominada Lois-Ciguera, se puede subdividir en varios miembros que de muro a techo son: Miembro Bachende caracterizado por bancos calcáreos dominantes sobre terrígenos; Miembro Dueñas fundamentalmente lutítico, Miembro Ciguera constituido por potentes bancos de calizas y Miembro Anciles con un tramo basal terrígeno y otro superior carbonatado. Dentro de la Unidad del Ponga solamente afloran la Formación Ricabiello (lutitas rojas y verdosas) y la Formación Beleño (constituida por lutitas, areniscas y lentejones calcáreos). En la Unidad del Pisuega-Carrión el Carbonífero se caracteriza por la abundancia de sedimentos sinorogénicos, originados en ambientes de talud submarino (olistostromos, «debris flows», turbiditas, etc.), sistemas de «fan deltas» y en ocasiones bordes de plataformas carbonatadas. La permanencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense y la proliferación de discordancias de distinta entidad son dos rasgos característicos de la sedimentación del Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Pisuega-Carrión según ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983).

Estas características han conducido a que en la literatura geológica sobre esta región proliferen los nombres locales de formaciones y grupos. Recientemente, RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) establecen una serie de unidades litoestratigráficas a las que asignan informalmente la categoría de «grupo», separadas por conglomerados y/o discordancias de continuidad lateral limitada. Cada uno de estos «grupos» representa, según estos autores, una cuña clástica originada como respuesta al engrosamiento cortical que provoca el emplazamiento de una unidad alóctona concreta. (Fig. 5).

Estos «grupos» según la International Subcommission on Stratigraphic Terminology: ISST, 1980, se definen como unidades UBU, unidades limitadas por discontinuidades: conjunto de materiales limitado por encima y por debajo por discontinuidades, predominantemente en un área de extensión regional. Estas discontinuidades deben ser significativas, demostrables y asignarse específicamente.

2.4.1. El Carbonífero Inferior

2.4.1.1. Formación Baleas (*Fameniense Sup.—Tournaisiense Inf.*)

COMTE (1959) asignaba a los materiales discordantes del Devónico Superior a las Areniscas de La Ermita. En ellas SJERP (1967) separó dos miembros en el área del Pico Mampodre, uno inferior arenoso (Miembro Valverde) y otro superior calcáreo que poseen en esta zona mayor espesor (Miembro Mampodre).

La diferenciación del tramo carbonatado como una formación separable dentro de la Zona Cantábrica es seguida por diversos autores: PELLO, 1968 (Caliza Blanca); PELLO, 1972 (Caliza de Cándamo), WAGNER *et al.*, 1971 (Formación Baleas); COLMENERO, 1976, 1984; RIO (1977); RIO y MENENDEZ (1978), entre otros.

En general, los sedimentos detríticos, cuando existen suelen constituir los niveles inferiores, estando representados por areniscas cuarcíticas, ferruginosas, calcáreas o microconglomerados.

		AREA DEL YUSO - CEA	AREA DE VALDEON VALDEBURON	AREA DEL CARRION	AREA DEL PISUERGA	AREA DE LA LIEBANA	MANTOS		
SILESIENSE	ESTEFANIENSE	B GZHE	Gr. SABERO	Gr. REMOÑA		Fm. PEÑA CILDA	Gr. CAMPOLLO	SERIES SINOROGENICAS	
		A	Gr. CEA	Gr. VALDEON		Fm. BARRUELO	Gr. VIORNA		
		SUP. MED. KASNOVIENSE		?	Fm. BRAÑOSERA				
	WESTFALIENSE	INF. M	Gr. CONVAS	Gr. PONTON	Gr. CORISCAO	Fms. VERDEÑA Y S. SALVADOR	Fm. OJOSA		?
		D P	Gr. PANDO	Gr. MARANA	Fm. LECHADA	Fm. VERGAÑO	Gr. MOGROVEJO		
		C K		Fm. PANDETRAVE					
		B V		Fm. PANDA					
		A	Fm. VEGACERNEJA	Fm. VAÑES					
	C BASH.	Fm. CURAVACAS	Fm. CURAVACAS	Fm. CURAVACAS					Fm. CUVO
	NAMUR	B SERP.	Gr. PRIORO	Fm. PERAPERTU	Fm. TRIOLLO	Fm. PERAPERTU	Gr. POTES		
A				"CALIZA DE MONTAÑA"					
DIN.	VISEENSE	Fm. ALBA		Fm. ALBA			SERIES PRECURSIVAS		
	TOURNAISIENSE	Fm. VEGAMIAN		Fm. VEGAMIAN					
							MANTOS PALENTINOS	ESLA	
							MANTOS VALSURVIDO		
							PONGA	PICOS DE EUROPA	

Figura 5. Unidades litoestratigráficas de la Unidad de Pisuerga Carrión y mantos genéticamente relacionados (RODRIGUEZ FERNANDEZ Y HEREDIA, 1987).

ráticas, y en algunos casos también por verdaderos conglomerados con clastos cuarcíticos, calcáreos y lutíticos, su potencia suele ser de alrededor de un metro con baja continuidad lateral, los niveles calcáreos suelen estar formados por calizas bioclásticas, con textura grainstone, packstone e incluso wackestone, con abundantes granos detríticos y en menor proporción por margas y lutitas su potencia es de unos cuatro metros en esta zona.

COLMENERO, 1976; SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* 1982, 1983 y COLMENERO, *et al.* 1988 indican que el proceso transgresivo del límite Devónico-Carbonífero ocurrió por un basculamiento del antiguo área madre hasta profundidades someras, dentro del campo de acción del oleaje, lo que originó la removilización parcial de sedimentos previamente depositados junto con la erosión del sustrato rocoso sobre el que avanzaba la transgresión. Material detrítico de ambos orígenes, mezclado con bioclastos procedentes de la colonización bentónica de esta plataforma somera, ocupa propiamente la base de las series; la consolidación de la transgresión siempre en ambientes de plataforma agitada somera, se corresponde con la mayor extensión y desarrollo de las facies calcáreas bioclásticas. El origen de este proceso transgresivo puede ser netamente eustático (GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988) y/o estar asociado a manifestaciones precoces de la actividad orogénica hercínica (COLMENERO *et al.* 1988)

La edad de estos depósitos varía entre Fameniense Superior y Tournaisiense Medio, la determinación se ha realizado en base a braquiópodos (niveles detríticos) y conodontos (en los carbonatados) por ADRICHEM BOOGAERT *et al.* (1963), ADRICHEM BOOGAERT (1967) y SJERP (1967). Braquiópodos estudiados por TH. F. KRANS (en ADRICHEM BOOGAERT, *et al.*, 1963; SJERP, 1967) indicaron para los niveles detríticos inferiores (Miembro Valverde) de la serie del Mampodre (Hoja de Puebla de Lillo) una edad Fameniense y en la serie de Riosol (en calizas) una edad Struniense (Fameniense Superior). Conodontos determinados en las series de Felechosa (Hoja de Puebla de Lillo) y La Uña (ADRICHEM BOOGAERT *et al.*, 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1967) corresponden a la parte media superior de *-praesulcata* (MENDEZ com. pers.) de edad Fameniense Superior. En el área de Riosol y Valverde, ADRICHEM BOOGAERT (1967), dentro de las calizas del Miembro Mampodre determinó una extensa lista de conodontos pertenecientes a la zona *-sulcata* (MENENDEZ com. pers.) que representaría el Tournaisiense Inferior.

2.4.1.2. *Formación Vegamián (Tournaisiense Medio-Superior- Viseense Inferior)*

La Formación Pizarras de Vegamián fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de «Couches de Vegamián». La Formación Vegamián aparece representada en la región oriental de la Zona Cantábrica, siendo un equivalente lateral de la Formación Baleas. Según SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1982) y TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1983), ambas formaciones se excluyen mutuamente; sin embargo, pueden llegar a coexistir y en este caso la Formación Vegamián se encuentra siempre situada sobre la Formación Baleas. Su espesor es, en general, muy reducido, siendo sus límites netos, aunque el techo puede ser gradual con la Formación Alba/Genicera.

Litológicamente son pizarras gris oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert. Su espesor es variable desde los 4,75 m dados por SJERP (1966) en la Sección de

Lois (Manto del Ponga), a los 20 m que aparecen en la esquina SE de la Hoja (Región del Pisuerga-Carrión).

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, debiéndose la ausencia de oxígeno a una circulación restringida (ADRICHEM BOOGAERT, 1967); RAVEN (1983) precisa unos valores en torno a los 50 m de profundidad y algo mayores (60-100 m) en la Región del Pisuerga-Carrión, zona de mayores espesores de esta Formación (30-50 m, según VEEN, 1965), ADRICHEM BOOGAERT, 1967)

Los límites de esta formación son diacrónicos. En base a los trabajos de BUDINGER y KULLMAN (1964), HIGGINS *et al.* (1964), ADRICHEM BOOGAERT (1967), entre otros, su base se sitúa en el Tournaisiense Medio-Superior y su techo entre el Tournaisiense Superior y el Viseense Inferior.

2.4.1.3. Formación Alba (o Genicera). (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoyan erosivamente (TRUYOLS, 1983) o bien gradualmente sobre la Formación Vegamián (WAGNER *et al.*, 1971; COLMENERO *et al.*, 1988) unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica, siendo su techo gradual con la Formación Barcaliente.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1882) como «Mármol Griotte» por PRADO y VERNEUIL (1850) como «Caliza Griotte» y por COMTE (1959) como «Griotte de Puente de Alba», con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (valle del Bernesga, Hoja de Pola de Gordón). GINKEL (1965), aprovechando la nomenclatura de COMTE (1959), establece el nombre de Formación Alba. WINKLER PRINS (1968) subdivide esta formación en tres miembros, que denomina de muro a techo: Gete, Valdehuesa y La Venta. WAGNER, WINKLER PRINS Y RIDING (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, encontrándose su localidad tipo en la Hoja de Boñar, la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorgera, Lavandera y Canalón.

COLMENERO *et al.* (1988) dan un espesor de 42 m en la Hoja del Puebla de Lillo (Manto del Ponga) con un miembro basal (Gete o Gorgera) formado por lutitas rojizas o verdosas y calizas nodulosas rojas, su espesor oscila entre 1 y 2,8 m. El miembro medio (Valdehuesa o Lavandera), de 1 a 16 m de espesor, consta de lutitas calcáreas o silíceas rojizas y radiolaritas y/o calizas solidificadas de color rojo oscuro. El miembro superior (La Venta o Canalón) está constituido por calizas nodulosas rojas, rosadas o grisáceas o verdosas, a veces margosas, que alternan con lutitas rojizas, grises o verdosas más o menos calcáreas; su potencia varía entre 13 y 40 m. Los tránsitos de los miembros entre sí son graduales.

La sección más generalizada en el Manto del Esla es la encontrada en el cordal del Sinclinal del Aguasalio. Sobre la Formación Areniscas de Ermita existe una transición de calizas arenosas en la que se ha encontrado *Merocanites* sp. (KULLMAN, 1961), que indican ya

una edad Viseense. Continúan 4 m de margas rojas de aspecto noduloso. Siguen 7 m de calizas nodulosas y margas rojas, algunos nivelillos de radiolaritas. Las calizas son biomicritas arenosas con algo de glauconita, tienen restos de equinodermos, ostrácodos y abundantes goniatites. Siguen calizas micríticas bien estratificadas, de tonos rosados, con goniatites. Hacia el techo, estas calizas se van haciendo grises y constituyen el paso gradual hacia la Formación Barcaliente.

En el Domo del Valsurvio está constituido por calizas nodulosas rojas, tipo griotte, pizarras rojas con niveles de chert y ocasionalmente radiolaritas. Su espesor estratigráfico es del orden de 20 m como máximo. Las calizas nodulosas presentan variaciones de color rojo a verde, los nódulos calcáreos están incluidos en una matriz pizarrosa, a veces se presentan con texturas brechoides.

La Formación Genicera según SANCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983) 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, series condensadas, a otro de condiciones normales de plataforma carbonatada, representado por la Formación Barcaliente.

El carácter condensado de esta formación (WAGNER, 1963; EVERS, 1967, SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983) indica la existencia unas condiciones de estabilidad para el área de depósito. Dentro de esta estabilidad BOSCH (1969) invoca la existencia de movimientos epirogénicos para explicar la ausencia (por erosión) de la Formación Vegamián allí donde no existe; dada la interpretación actualmente vigente sobre esta última formación y sobre su relación con la Formación Baleas, tales etapas de inestabilidad no son en absoluto evidentes. COLMENERO *et al.* (1988) discriminan cinco tipos de facies dentro de esta formación en el Manto del Ponga en la vecina Hoja de Puebla de Lillo: biomicritas (wackestone-mudstone), micritas (mudstone), lutitas margas y radiolaritas, y proponen 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.* (1988) 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.* (1988) 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 (1969) a fenómenos en la etapa diagenética; COLMENERO *et al.* (1988) contemplan un inicio más temprano (sinsedimentario) de los procesos de disolución y cementación dada la baja intensidad de sedimentación, y consideran que los aportes lutíticos pudieron contribuir a la nodulización.

La textura, a veces brechoide, de esta formación ha sido también origen de controversias argumentándose una génesis tectónica o sinsedimentaria para su origen.

La presencia de niveles brechoides a techo de esta formación en el área del Domo de Valsurvio y Mantos Palentinos parece tener un origen sinsedimentario ligado a paleopendientes deposicionales, ya sean tectónicas o arrecifales o ambos a la vez. La denominada «Brecha del Bierzo» por REUTHER (1977) es interpretada por KÜLLMAN y SCHNEMBERG (1975) como un colapso sedimentario ligado al «primer impulso tectónico» de estos autores. No obstante, es probable que las brechas del área del Domo de Valsurvio tengan un origen en la diagénesis temprana por circulación de aguas y colapso posterior, como supone KOOPMANS (1962). En el área de los Mantos Palentinos, la evidencia de paleopendientes, y desestabilización de los sedimentos parece más clara con presencia de horizontes brechoides con clastos angulosos intercalados en las lutitas situadas a techo de esta formación.

Los datos sobre la edad de esta formación son numerosos, KULLMAN (1963) identifica un par de horizontes de goniatites en la sección de Cardaño de Arriba que le permiten asignar una edad Viseense Superior a esta formación. En esta misma sección, ADRICHEM BOOGAERT (1965, 1967) precisa la edad de la base de la formación como perteneciente a las zonas de conodontos *bilineatus commutatis* y *nodosus* y asigna una edad comprendida entre las zonas Cu III y Cu III del Viseense Superior.

En el Domo de Valsurvio existen datos de conodontos en dos localidades, proporcionados por ADRICHEM BOOGAERT (en KOOPMANS, 1962) que indican asimismo una edad Viseense Superior.

En trabajos de índole más general (KULLMAN, 1961, 1963; WAGNER, 1963; WAGNER GENTIS, 1963, 1980; HIGGINS, *et al.* 1964, HIGGINS, 1971), se conoce que la base de la Formación Alba se sitúa en la zona de *anchoaralis* del Tournesiense Superior, y que llega hasta el Namuriense A Inferior (Zona E1 y E2) en la Región de Pliegues y Mantos. Parece, pues, existir un cierto diacronismo en la base de esta formación, señalado por KULLMAN (1963), BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), aunque dado que el contacto basal es muchas veces erosivo, las faunas de la base pueden estar removilizadas.

Datos recientes (REUTHER, 1977; SCHLER, 1982; WAGNER-GENTIS, 1980; FRANKENFELD, 1983) indican asimismo un diacronismo notorio en el techo de esta formación.

2.4.1.4. «Caliza de Montaña» (Namuriense)

Con este nombre se conocen desde EZQUERDA DEL BAYO (1844) las calizas más bajas del Carbonífero Medio. Han recibido nombres diversos a través del tiempo, «calcaire de Cañons» (BARROIS, 1882), «Formación Escapa» (BROUWER y GINKEL, 1964), y más recientemente ha sido dividida en dos formaciones de presencia regional variable: Formación Barcaliente y Formación Valdeteja de WAGNER, WINKLEN PRINS y RIDING (1971).

En la Hoja de Riaño adquieren un desarrollo desigual pudiéndose diferenciar varios sectores con secuencias carbonatadas distintas. En la Cuenca Carbonífera Central (sector de Lois-Cigera) y Manto del Ponga, así como en el Manto del Esla, la secuencia carbonatada tiene las características propias de la Formación Barcaliente. En el Domo de Valsurvio está constituida por una potente secuencia de calizas claras, organógenas y muy recristalizadas que REUTHER (1977) denomina «Calizas del Brezo»; por último, en el sector correspondiente a los Mantos Palentinos (NE de la Hoja), los afloramientos carbonatados diferenciados presentan caracteres faciales semejantes a los anteriores, aunque en algunos casos constituyen olistolitos dentro de las series siliciclásticas suprayacentes.

2.4.1.4.1. Formación Barcaliente (Namuriense A-B)

El tránsito de esta formación es gradual sobre la Formación Alba/Genicera, mientras que es neto (WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971) o gradual (EICHMÜLER, 1986) bajo la Formación Valdeteja, y gradual bajo los materiales terrígenos (Grupo Prioro en la Unidad del Esla) que sustituyen a esta formación, siendo el contacto bien concordante o digitado según ALONSO (1985). La potencia de la formación varía de forma general entre 200 y 350 m. Las características litológicas se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramientos. Consta de calizas grises oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación paralela u ondulante y a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas (GONZALEZ LASTRA, 1978; COLMENERO *et al.*, 1988); la existencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de ripples, es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo y se reduce a ostrácodos, calcisferas, equinodermos y lamelibranquios de concha 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 seudomorfos de cristales de yeso o anhidrita. En la localidad tipo (arroyo de Barcaliente, Hoja de Boñar) se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación, mientras que en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (Brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m. Estos niveles brechoides han sido citados en otros lugares de la Zona Cantábrica por GONZALEZ LASTRA (1978), quien los encuentra asociados a las calizas con moldes de cristales de yeso o anhidrita. Finalmente, en el mismo techo de la formación, y con carácter local en el margen este de la Región de Mantos, se han citado niveles de conglomerados calcáreos con clastos redondeados englobados en una matriz micrítica a microrrudítica (COLMENERO *et al.*, 1988).

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, EICHMÜLLER (1986) relaciona estas brechas con proceso de inestabilidad de la plataforma, individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas; en los taludes así formados se formarían depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento); la existencia de estas pendientes en la plataforma es corroborada por COLMENERO *et al.* (1988) en base a las características de depósitos conglomeráticos («debris-flows» a turbiditas de alta densidad) por ellos estudiados en el margen este de la Unidad del Ponga. Finalmente, HEMLEBEN Y REUTHER (1980), en su estudio del área comprendida entre los ríos Luna y Cea, consideran que la formación está constituida por calizas alodápicas asimilables a turbiditas distales, que en la parte alta pasarían a medio somero. EICHMÜLLER Y SEIBERT (1984) integran ambas interpretaciones en un modelo en el que distinguen un área con calizas autóctonas de medio marino somero a lagoon (borde este de la Cuenca Carbonífera Central, Unidad del Ponga y Picos de Europa) bordeada por oeste y sur (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; EICHMÜLLER y SEIBERT, 1984; EICHMÜLLER, 1985, 1986) y su edad ha sido determinada como del Namuriense B Superior (Marsdeniense R2) por MOORE *et al.* (1971), al encontrar en Viadangos de Arbás (Hoja de Pola de Gordón) una asociación de fauna y microsporas de esa edad en la parte basal de la sucesión (capas de Villanueva de BOWMAN, 1980, 1982) que sucede a las calizas que estos autores identifican como Formación Barcaliente. EICHMÜLLER y SEIBERT (1984) y EICHMÜLLER (1985, 1986), sin embargo, consideran que el techo de la formación se sitúa probablemente también dentro del E2, en su parte alta, muy cerca del límite E2-R1 (KULLMAN, com. personal. en EICHMÜLLER Y SEIBERT, 1984); EICHMÜLLER (1985) estima que los niveles asignados por MOORE *et al.* (1971) 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 San Pedro de Antromero, Fonfria y Santa Olaja, atribuyen una edad R1 a niveles situados por encima de la Formación Barcaliente.

2.4.1.4.2. «Calizas del Brezo» (Namuriense)

Las calizas del Domo de Valsurvio, denominadas «Calizas del Brezo» por REUTHER (1977), constituyen una potente secuencia de calizas claras, organógenas, en bancos gruesos o con aspecto masivo. Localmente aparecen niveles lenticulares de calizas laminadas. En general están intensamente recristalizadas y marmolizadas así como, en amplias áreas, dolomitizadas. En el sector del Brezo, las calizas son organógenas con abundante fauna de crinoideos, braquiópodos, corales tabulados y rugosos y algunos fusulínidos (*Millerella* sp., *Pseudostafella* sp., *Parastafella* sp.,).

Es de destacar la presencia de cristales euhedrales de cuarzo autógeno de color azulado; este fenómeno no se observa en calizas de otra edad, ni en áreas dolomitizadas.

Hacia el techo, es normal la presencia de niveles de oolitos y facies constituidas por bioclastos de crinoideos, braquiópodos, corales, etc. que se indentan en paquetes margosos.

En la parte basal se sitúa normalmente, una brecha calcárea de hasta 15 m de potencia denominada «Brecha del Brezo» por REUTHER (1977). Los fragmentos están constituidos por calizas nodulosas, calizas negras (procedentes posiblemente del «Miembro San Adrian») y más raramente calizas fosilíferas, todo ello en una matriz carbonatada.

Para REUTHER (*op.cit.*) esta brecha es el testigo de la elevación sinsedimentaria del área del Domo de Valsurvio durante el «primer impulso tectónico» de KULLMAN Y SCHNENBERG (1975). WAGNER *et al.* (1971) consideran que esta brecha es el testigo de la erosión subaérea de la Formación Barcaliente, previo al depósito de la Formación Valdeteja, considerando que las «Calizas del Brezo» equivalen a esta última formación. No es éste el criterio mantenido en esta Hoja, pues consideramos, junto con los autores alemanes antes citados, que las «Calizas del Brezo» y las calizas finamente laminadas de facies Barcaliente, situadas más al norte, son contemporáneas. Para FRANKENFELD (1983) la «Brecha del Brezo» es un «escombro» de talud arrecifal.

De todo lo dicho, se deduce que las «Calizas del Brezo» se depositaron en un ambiente marino somero, inter a submareal y que una parte sustancial son calizas bioconstruidas.

La potencia es difícil de evaluar por la existencia de duplicaciones tectónicas difícilmente detectables pero se debe situar en un mínimo de 250 a 300 m.

En la base de las «Calizas del Brezo», KANIS (1956) cita la presencia de faunas de goniátides del Viseense Superior, más recientemente BOLL (en FRANKENFELD 1983) cita *Lonsdaleia retheri* en el nivel de calizas brechoides de la base de la formación, por lo que parece que la base de las «Calizas del Brezo» se sitúa en el Namuriense A. Este criterio es mantenido también por REUTHER (1977), para quien la «Caliza del Brezo» es siempre posterior al nivel E2 de *Eumorphoceras*. El techo de la formación no ha proporcionado faunas determinativas. GINKEL (en KOOPMANS, 1962) cita faunas en varias localidades pertenecientes siempre a la parte basal de la zona de *Profusulinella*. La edad, por lo tanto, podemos considerarla exclusivamente Namuriense.

2.4.1.4.3. «Calizas de Montaña» en los Mantos Palentinos

En las láminas que conforman los Mantos Palentinos que afloran en la Hoja de Riaño aparecen series diferentes por encima de la Formación Alba.

En la Unidad del Espigüete se diferencia en el Mapa Geológico, un importante afloramiento de calizas claras, organógenas, mayoritariamente bioconstruidas, si bien este último aspecto es a veces difícilmente observable, debido a que en este área están fuertemente recristalizadas. En áreas más orientales FRANKENFELD (1983) cita la presencia de *Lonsdaleia reutheri* (BOLL) y *Palleosmilla munchisoni* que caracterizan el Namuriense A.

Los demás afloramientos carbonatados de esta unidad están constituidos por olistolitos calcáreos de esta misma naturaleza.

En las unidades de Hormas y Alto Carrión, encima de la Formación Alba, sitúan series predominantemente siliciclásticas, constituidas por lutitas y litarenitas que intercalan niveles de calizas negras laminadas, tipo Barcaliente, y, a veces, horizontes brechoides con clastos de calizas grises y de calizas rojas de la Formación Alba, que incluimos en el grupo Prioro-Perapertú.

2.4.2. El Carbonífero Medio y Superior en la Cuenca Carbonífera Central

2.4.2.1 Grupo Lena (*Bashkiriense-Moscoviense*)

Dentro de la Cuenca Carbonífera Central se han descrito sectores con características estratigráficas diferentes, así GARCIA LOYGORRI *et al.* (1971) en el borde noroccidental diferencia tres sectores: «Riosa-Olloniego», «Aller-Nalón» y «Justa-Aramil»; RACZ (1964), SJERP (1967) en el borde suroriental separan la «Cuenca de Piedrafita-Lillo» y la «Cuenca de Lois-Ciguera», posteriormente BARBA *et al.* (*in litt.*) los asignan como Sector Piedrafita-Lillo y Sector de Lois-Diguera. (Fig. 6).

Dentro de la Hoja de Riaño está el Sector Lois-Ciguera que limita al norte y al oeste por la falla de Solle, que lo separa del Sector de Piedrafita-Lillo y de la Unidad del Ponga; al sur por la falla de León, que lo pone en contacto con la Unidad del Esla, y al este por el cabalgamiento basal de la Cuenca Carbonífera Central, que superpone ésta sobre la Unidad del Pisuerga Carrión.

La estructura general de este sector es la de un gran sinclinorio fuertemente replegado y fracturado, en el que se superponen dos mantos compuestos cada uno de ellos por un conjunto de láminas menores. Estos dos mantos han sido denominados Manto del Dueñas y Manto de Yordas, que se diferencian entre sí por presentar distintas características estratigráficas en la serie carbonífera.

El rasgo más destacado que distingue el Sector de Lois-Ciguera del resto de la Cuenca Carbonífera Central, es el carácter predominantemente calcáreo de las series carboníferas, observándose, además, que dentro de dicho sector el porcentaje de calizas aumenta desde el Manto del Dueñas al de Yordas.

El conjunto de materiales situados por encima de la Formación Barcaliente han sido denominados «Formación Lois-Ciguera» por BROUWER y GINKEL (1964) y esta denominación es recogida posteriormente por SJERP (1967) y MEIJER (1971), entre otros autores. En

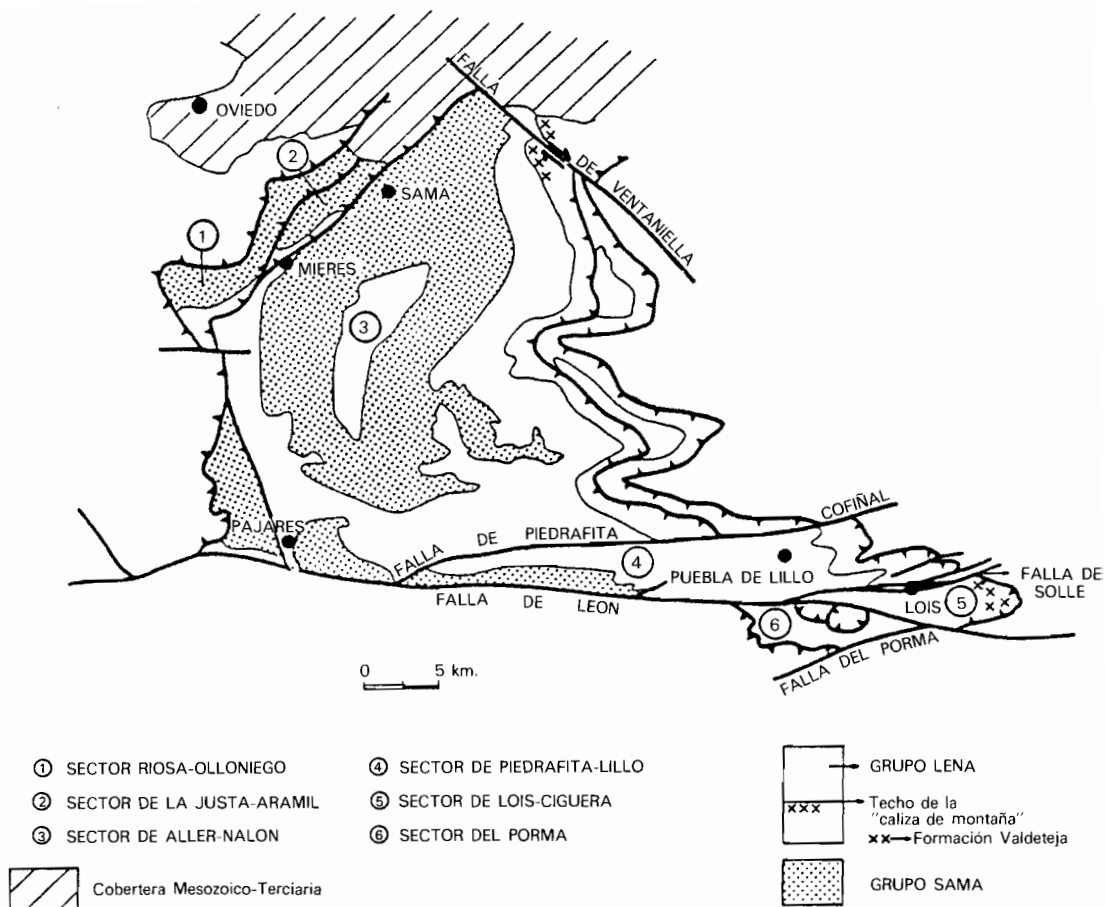


Figura 6. Esquema geológico de la Cuenca Carbonífera Central, mostrando los distintos sectores (BARBA *et al. in litt.*).

general, como ya pusieron de manifiesto BROUWER y GINKEL (1964) los bancos carbonatados van aumentando en número y potencia hacia el este. El desarrollo de los carbonatos culmina en el Sinclinal de Lois-Ciguera, donde el espesor de la serie, según estos autores, alcanza los 1.400 m.

GINKEL (1965) mantiene para estos tramos el nombre de Formación Lois-Ciguera (con un espesor aproximado de 1.250 m) y en ella distingue de muro a techo, los siguientes miembros carbonatados: Toya Masiva, Toya Estratificada, Terrionda y Ciguera. Para este autor la proporción aproximada de calizas representa de un 30 a un 50 por ciento del espesor total de la formación, con bancos cuya potencia oscila desde unos pocos metros a los 250 m del Miembro de Toya Masiva.

MARCUS (1970) lleva a cabo el primer intento de separar cartográficamente tramos distintos. En el corte del río Dueñas reconoce y cartografía hasta nueve unidades litoestratigráficas diferentes, pero la zona representada abarca solamente una parte del Sector de Lois-Ciguera, el Manto del Dueñas. Para este autor la «Subcuenca de Lois-Ciguera» constituye la prolongación hacia el este de la «Subcuenca de Piedrafita-Lillo», englobadas ambas en la Cuenca Carbonífera Central.

Posteriormente, ALONSO HERRERO (1981) realiza la cartografía del área comprendida dentro de el Manto de Yordas, y en esta zona, de manera informal, distingue una caliza inferior («Caliza de Yordas») y otra superior («Caliza de Bachende»), separadas ambas por una intercalación pizarrosa en la que aparecen varios niveles delgados de caliza. Apoyándose en datos faunísticos y de facies correlaciona la «Caliza de Yordas» con la Formación Valdeteja de WAGNER *et al.* (1971), y la «Caliza de Bachende» con la Formación Picos de Europa de MAAS (1974), estableciendo la unión con la región de Picos de Europa a través de las zonas de Mampodre, Riosol y Peña Ten en las que, según este autor, existen facies comparables.

ALLER MANRIQUE (1986) mantiene para todos estos materiales la denominación clásica de Grupo Lena, ya que supone que simplemente corresponden a la prolongación hacia el este de los depósitos que afloran en la zona de Puebla de Lillo.

En esta Hoja se ha optado por mantener el nombre de Grupo Lena, diferenciando dentro dos formaciones que de muro a techo son: Fresnedo y Lois-Ciguera (Figs. 7 y 8).

2.4.2.1.1. Formación Fresnedo (Bashkiriense-Moscoviense Inferior)

La Formación Fresnedo, por sus características litológicas y su posición estratigráfica, equivale, aproximadamente, al «paquete Fresnedo» de GARCIA LOYGORRI *et al.* (1971), que aparece en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central y a las «Lois Shales» de MARCUS (1970). En el Manto del Dueñas esta formación se apoya sobre la Formación Barcaliente, si bien los tramos de tránsito no están bien expuestos. Dentro de la Formación Fresnedo, en el Manto de Yordas, se diferencia un miembro basal calcáreo denominado Yordas. En el primer caso, el espesor total se aproxima a 700 m, mientras que en el segundo el miembro detrítico superior de la Formación Fresnedo no supera los 300 m.

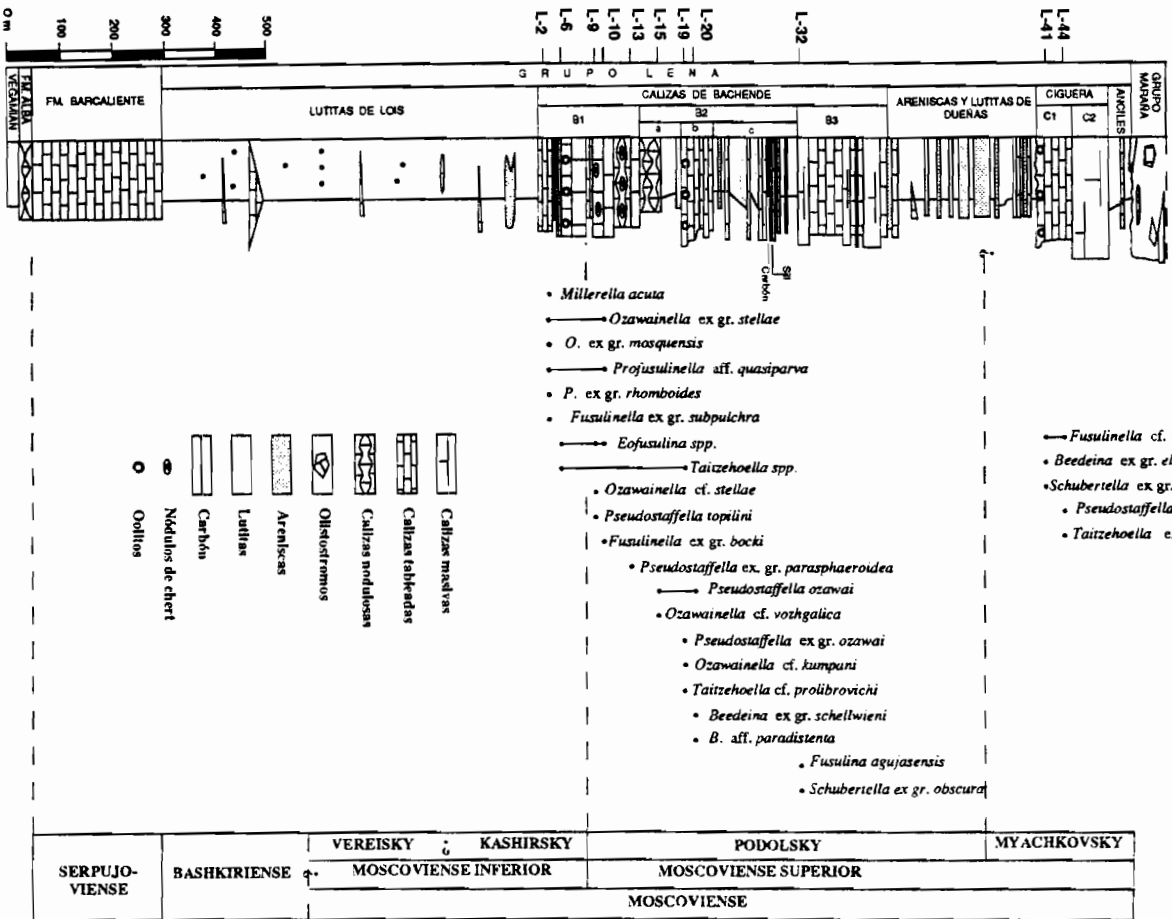


Figura 7. Columna representativa de la sucesión estratigráfica carbonífera del sistema del río Duenas y distribución de los fusulináceos más significativos (BARBA et al. in litt.).

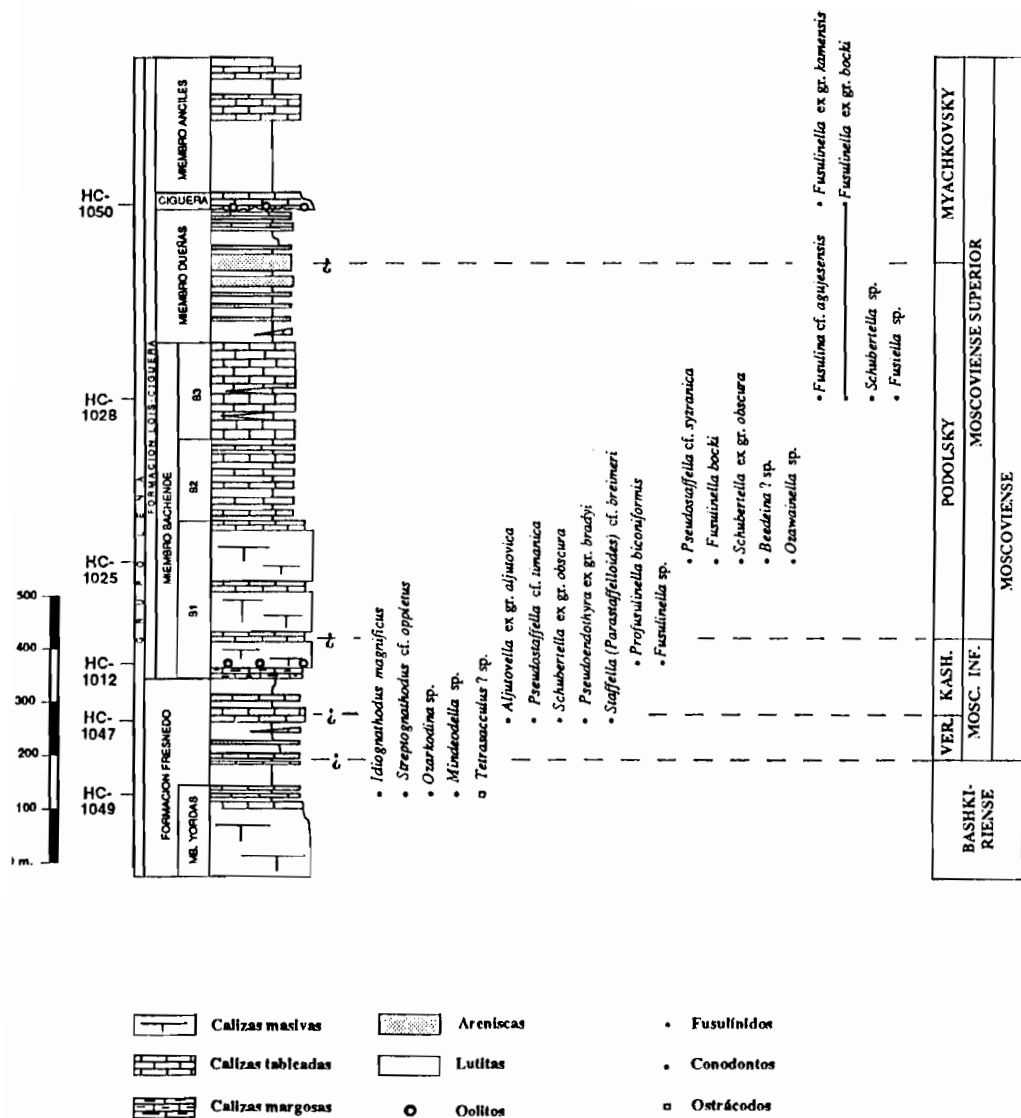


Figura 8. Columna representativa de la sucesión estratigráfica carbonífera del Sistema de Pico Yordas y distribución de los grupos fósiles más significativos (BARBA *et al. in litt.*).

Litológicamente está compuesta por una sucesión bastante monótona de lutitas grises a marrones con abundantes nódulos sideríticos. En esta sucesión se intercalan lentejones calcáreos debidos, por lo general, a construcciones de algas y, con menos frecuencia, a depósitos bioclásticos de grano medio o grueso. A techo de la serie aparece un nivel canalizado de areniscas cuarcíticas con laminaciones de ripples. En el Manto de Yordas se observa que los horizontes carbonatados aumentan en número, potencia y continuidad con respecto a la otra Unidad. Los términos detríticos corresponden a lutitas frecuentemente bioturbadas y con fauna fragmentada (braquiópodos, equinodermos, briozoos fenestélidos, etc.), con intercalaciones delgadas y discontinuas de areniscas laminadas por ripples.

El miembro de Yordas corresponde a la «Caliza de Yordas» de ALONSO HERRERO (1981), solamente está representada en el Manto de Yordas. Su base no aparece nunca expuesta, ya que hacia el muro se encuentra cortada por una superficie de cabalgamiento. El espesor medio visible es de 180 m, aunque localmente (en las láminas basales de esta unidad) puede llegar a tener hasta 400 m. Como estratotipo se propone la sección que aflora en las proximidades de las Minas de Yordas.

El miembro Yordas está constituido por una alternancia de calizas grises wackestone-packestone bioclásticas, wackestone-packestone de intraclastos, grainstone de oolitos y boundstone de algas (*Tubiphytes* y *Donezella*, fundamentalmente). En general, se trata de calizas masivas, excepto hacia el techo de la formación, donde pasan a estar más estratificadas. En las láminas basales, los niveles tableados pueden llegar a representar hasta el 50 % de la formación.

Los únicos datos de edad publicados hasta ahora sobre el Grupo Lena en este Sector aparecen en los trabajos de GINKEL (1965) y ALONSO HERRERO (1981). En el primero de éstos se señala la existencia de fusulínidos de edad Kashirsky Superior en los tramos que este autor denomina «Toya Masive Limestone Member», equivalentes al tramo inferior del miembro Bachende. El mismo autor indica que los niveles superiores de la Formación Lois-Ciguera probablemente pertenecen al horizonte Myachkovsky del Moscoviense Superior.

Por nuestra parte, a lo largo de la series que afloran en el Sector de Lois-Ciguera hemos recogido diversas muestras conteniendo fusulínidos (VILLA), braquiópodos (MARTINEZ CHACON), conodontos y ostrácodos (J. R. MENENDEZ ALVAREZ y L. C. SANCHEZ de POSADA).

La edad de los tramos carbonatados del miembro Yordas, es conocida gracias al estudio de un nivel, conteniendo conodontos realizado por MENENDEZ ALVAREZ (en ALONSO HERRERO, 1981) y a la información suministrada por los braquiópodos que aparecen en capas margosas situadas a muro y techo de dicho miembro (MARTINEZ CHACON, en ALONSO HERRERO, *op. cit.*). De los datos proporcionados por ambos grupos se desprende que la edad del miembro Yordas debe ser esencialmente Bashkiriense, (Namuriense C-Westfaliense A). Esta edad ha quedado confirmada recientemente tras el estudio de una muestra recogida en los niveles tableados que aparecen en el techo del miembro Yordas en el corte de las Minas de Yordas, identificándose diversas formas de conodontos y ostrácodos (J. R. MENENDEZ ALVAREZ y L. C. SANCHEZ de POSADA) que, en conjunto, sugieren una edad Namuriense B Superior o Namuriense C. Esta conclusión se apoya, sobre todo, en la

presencia conjunta de *Idiognathodus magnificus* (STAUFFER y PLUMMER) y de un ostrácodo identificado como *Tetrasacculus? sp.*; ya que, mientras *Idiognathodus* no hace su aparición hasta el Marsdeniense, el género *Tetrasacculus* es considerado raro por encima de este piso. A lo largo de nuestras investigaciones se ha visto que algunos afloramientos de calizas que ALONSO HERRERO (1981) atribuyó a la «Caliza de Yordas» (distintos de los mencionados en el párrafo anterior y de los que no se poseía información paleontológica alguna), contienen fusulinidos que sugieren una correlación con tramos más altos de la sucesión carbonífera (VILLA documentación complementaria). Así, por ejemplo, en las calizas que afloran en el mismo Pico Yordas, se ha recogido una muestra en la que se ha identificado *Mollerites lopasniensis* (SOLOVIEVA), *Profusulinella ex gr. parva* (LEE y CHEN) y *Schubertella ex gr. oscura* LEE y CHEN, entre otros foraminíferos, sugiriendo una probable correlación entre estos niveles y el horizonte Kashirsky. Sin embargo, estos datos no invalidan aquellos anteriores que ponían de manifiesto la existencia de unas calizas de edad Bashkiriense, más altas que la Formación Barcaliente. Aunque ahora se haya comprobado que los materiales que afloran en la cumbre del Pico Yordas tengan una edad distinta de la que ALONSO HERRERO (1981) atribuyó a la caliza del mismo nombre, y que probablemente pertenezcan a otra unidad litoestratigráfica más joven (el miembro Bachende). En las zonas donde la Formación Fresnedo se apoya sobre la Formación Barcaliente, parece razonable suponer que la edad de los primeros niveles sea todavía Bashkiriense Inferior.

El primer dato de edad con cierta relevancia lo proporcionan los fusulinidos, identificados en una muestra recogida en un nivel situado unos 125 metros por encima del techo del miembro Yordas. Las formas más significativas identificadas (VILLA documentación complementaria) en esta muestra son *Pseudostaffella cf. timanica* (RAUSER) y *Aljutovella sp.*, dando una edad Kashirsky Inferior como más probable. Por otra parte, en dos muestras tomadas en un lentejón calcáreo de la parte inferior de la Formación Fresnedo en las proximidades del pueblo de Lois, se han identificado *Pseudostaffella cf. subquadrata* (GROZDILOVA Y LEBEDEVA), *Aljutovella cf. splendida* (LEONTOVICH), *Profusulinella aff. acutissima* (PUTRYA), *P. cf. prisca* (DEPRAT) y *Schubertella ex gr. obscura* LEE Y CHEN, que, en conjunto, parecen indicar una probable correlación con la parte inferior del horizonte Kashirsky.

2.4.2.1.2. Formación Lois-Ciguera (Moscoviense Superior)

De muro a techo se han podido distinguir los siguientes miembros: Bachende, Dueñas, Ciguera y Anciles.

El miembro Bachende corresponde a la «Caliza de Bachende» de ALONSO HERRERO (1981), quien describe una sección situada en las inmediaciones de Puente Bachende, hoy día sumergida bajo las aguas del embalse de Riaño. En este trabajo se propone como estratotipo la sección del río Dueñas, situada en el Manto del Dueñas. El miembro Bachende aflora en las dos unidades estructurales que componen el Sector de Lois-Ciguera, presentando por término medio un espesor de 650 m. Agrupa las unidades litoestratigráficas 3, 4 y 5 de MARCUS (1970).

El tránsito desde la formación anterior es gradual, produciéndose a través de una serie de margas y lutitas calcáreas, entre las que se intercalan bancos centimétricos de calizas bioclásticas, que contienen restos de braquiópodos, corales y equinodermos.

Dentro de la Formación Bachende se reconocen tres tramos. El inferior tiene una potencia de 177 m y un aspecto bastante masivo. Comienza con 10 m de calizas tableadas oolíticas que paulatinamente se van haciendo masivas (70 m), apareciendo intercalados algunos niveles tableados de pequeño espesor, en los que es común el chert y la estratificación ondulante. La serie continúa con 19 m de calizas con chert, a veces bioclásticas, que presenta estratificación ondulante. Por encima existe otro nivel masivo de 78 m que a techo contienen delgados niveles de calizas de aspecto noduloso, muy bioclásticas, con restos de corales y equinodermos. Este miembro equivale a la unidad 3 de MARCUS (1970), denominada por este autor «Marble-like limestone».

El tramo medio presenta un espesor de 294 m y está compuesto por alternancias de bancos carbonatados y niveles detríticos finos. Equivale a lo que MARCUS (1970) denominó «Lower alternating limestone». En la base está formado por alternancias de calizas, calizas margosas, calizas nodulosas y margas de 37 m, con abundantes restos bioclásticos de equinodermos, corales, braquiópodos y algas filoides a las que siguen 21 m de margas, lutitas y limolitas arenosas, y culmina con un banco de areniscas de grano medio de 12 m. Le siguen 52 m constituidos por calizas bioclásticas y oolíticas. Culminando este tramo por una sucesión de bancos carbonatados bioclásticos con bioconstrucciones de algas, entre los que se encuentran intercaladas lutitas, limolitas y, en menor proporción, areniscas; en la parte media de este tramo aparece un pequeño carbonero. El espesor total del tramo superior es de 172 m.

El tramo superior corresponde a un banco de calizas bioclásticas de 173 m de espesor, bien estratificadas, en las que aparecen algunos niveles de chert y que culminan con un nivel masivo. Este tramo equivale a la «Island limestone» de MARCUS (1970).

En el Manto de Yordas la Formación Bachende presenta, por lo general, un espesor parecido al que muestra en la sección tipo (680 m). Sin embargo, en las láminas más bajas que componen la unidad, no supera los 500 m. En esta Unidad la Formación Bachende está compuesta en un 90 % por calizas, generalmente masivas. Los tres tramos que se han diferenciado en el Manto del Dueñas solamente se pueden reconocer en las inmediaciones del Puente Bachende, localidad situada a la entrada del desfiladero del río Esla, en la lámina más alta del Manto de Yordas. Sin embargo, estos tramos presentan algunas diferencias con sus homónimos del Manto del Dueñas. Así, el tramo inferior es más potente y masivo y presenta, cerca de la base, un nivel oolítico de 10 m de espesor, en el que los oolitos pueden alcanzar 2 mm de diámetro (ALONSO HERRERO, 1981), el tramo medio es más delgado y homogéneo que en el Manto del Dueñas y está formado por una alternancia de calizas, calizas margosas y lutitas y, finalmente, el miembro superior está formado por calizas tableadas, con gran cantidad de nódulos de chert. En la mitad inferior de este tramo aparecen dos intercalaciones lutítico-arenosas que contienen restos vegetales flotados.

Miembro Dueñas.

Aparece con espesor y características litológicas similares en las dos unidades que componen el Sector de Lois-Ciguera. Su potencia se aproxima a los 300 m, aunque suele presentar engrosamientos y adelgazamientos producidos por causas tectónicas. El miembro Dueñas equivale a lo que MARCUS (1970) denominó «Salomón Shales». Esta formación, fundamen-

talmente terrígena, está constituida por pizarras, limolitas y litarenitas de grano fino; estas últimas aparecen en bancos que pueden alcanzar hasta 37 m de espesor, presentando estratificación plano paralela a ligeramente cruzada, laminación paralela y abundantes restos vegetales. En las pizarras y limolitas se observan frecuentes niveles con bioturbación y algunas intercalaciones delgadas de litarenitas de grano fino con laminación cruzada de ripples y paralela.

En general, el miembro Dueñas presenta malas condiciones de afloramiento. Una de las zonas donde está mejor expuesta es en las inmediaciones del pueblo de Anciles, localidad que se propone como sección de referencia.

Miembro Ciguera

El miembro Ciguera constituye el techo de la sucesión en el Manto del Dueñas. En el corte del río Dueñas, sección que se propone como estratotipo, presenta una potencia de 139 m. En el Manto de Yordas esta formación está igualmente presente, aunque con espesor más reducido.

En la sección del río Dueñas se diferencian dos tramos, uno inferior tableado (68,5 m) y otro superior masivo (70,5 m). El tramo inferior comienza con un nivel de calizas oolíticas de poco espesor (0,2 a 1 m), en el que los oolitos pueden llegar a representar el 80 % del total de componentes. El resto del tramo está formado por calizas bioclásticas tableadas, entre las que de manera discontinua aparecen intercalaciones centimétricas de lutitas grises. Ocasionalmente surgen nuevos bancos oolíticos que pueden alcanzar hasta 2,5 m de espesor. Este tramo es muy constante en todo el Sector de Lois-Ciguera. Además, el nivel oolítico inferior representa un excelente nivel guía que se puede seguir en las series de ambas unidades. Por esta razón, MARCUS (1970) consideró todo el tramo inferior como un nivel de referencia al que denominó «Ciguera Guide Unit». El tramo superior está formado por calizas masivas, generalmente wackestone bioclásticas, que localmente pueden pasar a packstone de algas filoides, equivale a la «Ciguera limestone» de MARCUS (1970).

Miembro Anciles

El miembro Anciles aparece en todo el Sector de Lois-Ciguera, aunque en el Manto del Dueñas está parcialmente cubierta por los depósitos discordantes del Grupo Maraña. La sección que aquí se toma como referencia se sitúa cerca del pueblo de Anciles, en el Manto de Yordas.

Esta formación está constituida por materiales predominantemente lutíticos con algunas intercalaciones lenticulares de calizas bioclásticas. En ella se han podido diferenciar dos tramos, con un espesor total de unos 300 m. El tramo inferior (190 m) está formado por limolitas bioturbadas, con restos vegetales y algunos lentes arenosos de unos pocos milímetros. Son frecuentes las intercalaciones de litarenitas de hasta 37 cm de potencia, en las que se observan abundantes restos vegetales, cantos carbonosos, laminación de ripples y

marcas de arrastre en las bases de los estratos. El tramo superior (110 m) está compuesto por una alternancia de limolitas, lutitas y calizas tableadas.

Este miembro no tiene equivalente exacto en las unidades litoestratigráficas definidas en el trabajo de MARCUS (1970), ya que lo que él denomina «Ciguera shales» corresponde en parte al miembro Anciles y en parte al Grupo Maraña (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987).

Sobre la Formación Fresnedo aparecen las calizas del miembro Bachende («Caliza de Bachende» de ALONSO HERRERO, 1981), cuya base parece ser esencialmente sincrónica en todo el sector. En numerosas localidades muestreadas aparecen fusulinidos pertenecientes a la Zona de *Fusulinella*, Subzona A, propios de la parte alta del horizonte Kashirsky. En la Sección del Río Dueñas una muestra, situada a unos 40 m de la base de la miembro, ha proporcionado *Fusulinella* ex gr. *subpulchra* (PUTRYA), *Fusulinella* ex gr. *schubertellinoides* (PUTRYA), *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* (LEE Y CHEN) y *Ozawainella* ex gr. *stellae* (MANUKALOVA), entre otras formas, indicando una probable correlación con el techo del horizonte Kashirsky. La presencia en una muestra recolectada en la sección de Puente Bachende a 13 m de la base, de *Profusulinella biconiformis* (KIREEVA) y *Fusulinella* sp., sugiere igualmente una edad comparable al Kashirsky Superior. En otros puntos como, por ejemplo, en el valle de La Quemada, en una muestra tomada en la base del miembro Bachende, aparecen formas tales como *Fusulinella* ex gr. *subpulchra* (PUTRYA), *Beedeina* ex gr. *schellwieni* (STAFF), *Profusulinella* aff. *quasiparva* (RUI) y *Eofusulina* (*Paraeofusulina*) sp., indican una edad Kashirsky Superior, muy próxima al límite Moscoviense Inferior/Moscoviense Superior. En la sección del río Dueñas, muestras situadas a 113 y 120 m de la base de la Formación Lois-Ciguera, presentan faunas de *Ozawainella* cf. *stellae* (MANUKALOVA) de la base del Podolsky. En el resto del miembro Bachende aparecen fusulinidos típicos del horizonte Podolsky. El tramo más alto de este miembro parece correlacionarse con la parte más alta del horizonte Podolsky, como sugiere la presencia en esos niveles de *Fusulina agujasensis* (GINKEL).

Del miembro Dueñas, situado inmediatamente por encima del miembro Bachende, no se dispone hasta el momento de ningún dato paleontológico, de modo que su edad debe deducirse a partir de la información obtenida en las unidades litoestratigráficas que la limitan. Dos muestras tomadas en la parte inferior del miembro siguiente (miembro Ciguera) en la sección del río Dueñas han proporcionado *Fusulinella* cf. *bocki timanica* (RAUSER), *Beedeina* ex gr. *elegans* (RAUSER Y BELJAEV), *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG), etc., que podrían atribuirse tanto al techo del horizonte Podolsky como a la parte baja del horizonte Myachkovsky. No obstante, los rasgos que presenta el ejemplar de *Fusulinella* cf. *bocki timanica* (especialmente su gran talla y los fuertes depósitos secundarios) son similares a los que posee el material atribuido a esta misma especie en VILLA (1989), procedente de una banda calcárea de edad Myachkovsky situada en la parte alta de la Formación Fito en el Manto de Beleño. Por tanto, los mencionados hallazgos nos sugieren que en los dos últimos miembros de la serie concordante del Sector de Lois-Ciguera (miembros Ciguera y miembro Anciles) podrían estar representando ya el último horizonte del Moscoviense, es decir, el horizonte Myachkovsky.

2.4.3. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Ponga

A pesar de las variaciones que presentan las diferentes series del Carbonífero suprayacente a la Formación Barcaliente en los diferentes mantos de la Unidad del Ponga, en la presente Hoja se puede definir una secuencia general. A la Formación Barcaliente se le superpone la Formación Ricacabiello (SJERP 1967), siendo en estas unidades orientales donde alcanza un mayor desarrollo; a techo se sitúa la Formación Beleño (GINKEL 1965), que llega a superar los 850 m de espesor en el Valle de San Juan de Beleño, en esta misma localidad afloran las formaciones superiores, Caliza de la Escalada y Fito (GINKEL 1965), esta última está superpuesta discordantemente por un conjunto de materiales de probable edad Kasi-moviense.

Esta sucesión no aparece completa en el manto Frontal, pudiendo ser debido a que la serie esté trucada por el Manto de Caso, o lo que parece más probable, que el techo de esta formación represente el final de la secuencia sedimentaria, citado ya por VILLA y HEREDIA (1988); los síntomas de inestabilidad en esta parte superior fueron puestos también de manifiesto en BAHAMONDE *et al.* (1987). Por otra parte, la Formación Fito no aparece en unidades más orientales al Manto de Beleño, en donde sí aparece una sucesión sinorogénica al Manto del Ponga, en su techo.

2.4.3.1. Formación Ricacabiello (*Bashkiriense*)

La Formación Ricacabiello se sitúa concordantemente a la Formación Barcaliente, siendo en las unidades más orientales de la Unidad del Ponga (JULIVERT, 1967 a, b) donde alcanza mayor desarrollo.

La Formación Ricacabiello fue definida por SJERP, en 1967, en las proximidades del Pico Ricacabiello, en el Macizo del Mampodre, siendo equivalente a la «serie roja inferior» descrita anteriormente por JULIVERT (1960), poniendo ya de manifiesto su carácter condensado. MANJON y FERNANDEZ ARANGO (1985); EICHMÜLLER (1986) proponen un modelo sedimentario en relación con la Formación Valdeteja; BAHAMONDE *et al.* (1987) la describen en el Manto Frontal y la relacionan con el «paquete» Fresno dentro de la Cuenca Carbonífera Central, poniendo también de manifiesto la existencia de unos «niveles de transición» entre ambos conjuntos, en las unidades más occidentales del Manto del Ponga.

Consideramos Formación Ricacabiello a aquellos materiales suprayacentes a la Formación Barcaliente, fundamentalmente lutíticos que presentan indicios de una sedimentación condensada, utilizando pues el criterio de SJERP (1967) y no otros más amplios utilizados por EICHMÜLLER (1986).

La presencia de los primeros aportes detríticos gruesos marcarían su final y el comienzo de la formación superior. Su espesor varía 22 m en el Valle de San Juan de Beleño, a 26 m en Oseja de Sajambre y 30 m en su localidad tipo (Pico Ricacabiello, dentro de la Hoja de Burón). Litológicamente está constituida por lutitas grisáceas, rojizas con tramos verdosos, nódulos de siderita y Mn e intercalaciones carbonatadas con fósiles y bioclastos en la base. La bioturbación es moderada y se concentra en horizontes margosos en los que puede llegar a ser intensa, reconociéndose pistas subhorizontales y formas más complejas pertenecientes al *icnogénero Zoophycos*. En el techo de la formación infrayacente aparecen con frecuencia «hard grounds» no muy desarrollados.

Se pueden diferenciar dos facies: una de alternancia de lutitas y calizas que representa la transición de una sedimentación carbonatada somera (Formación Barcaliente) a una sedimentación lutítica en una plataforma relativamente profunda. Varios autores indican que las características de algunos de los grupos de fauna marina bentónica presentes, son propios de aguas relativamente profundas (ostrácodos: BECKER, 1983; corales: KULLMAN, 1979 y trilobites: GANDL, 1980) y en comunicación directa con mar abierto (gasterópodos: MARTINEZ CHACON *et al.*, 1985). La existencia de «hard ground» incipientes en el techo de las capas y de la Formación Barcaliente, se interpreta (KENNEDY Y JUIGNET, 1974) como un hiato en la sedimentación. En este caso, su escaso desarrollo hace pensar en períodos cortos de no depósito en relación con etapas de ralentización en la sedimentación carbonatada por ahogamiento de la plataforma. Corresponderían a las «calizas oscuras alternando con lutitas» de EICHMÜLLER (1986) interpretadas de forma similar.

La segunda facies diferenciada es la de lutitas con nódulos ferruginosos y de manganeso; es la más característica y ocupa la mayor parte de la formación, situándose en su parte media y superior de todas las series que aparecen en esta Hoja. Corresponde a depósitos en las zonas más externas y distales de la plataforma, en donde el escaso aporte de material terrígeno fino supone una velocidad de sedimentación muy baja. Son características de cuencas en donde la subsidencia no es compensada por una sedimentación activa. Estos estadios o condiciones por las que atraviesan determinadas cuencas sedimentarias, corresponden al término definido por ADAMS *et al.* (1985) como «starved basin» («cuencas hambrientas» o «cuencas subalimentadas») y que posteriormente ha sido utilizado por otros autores (TANKARD, 1986; READING, 1986, etc.). La presencia de niveles de nódulos sideríticos es interpretada como pequeños hiatos o pausas de poca entidad en la sedimentación. Por otra parte, a los enriquecimientos polimetálicos (Mn) se les asignó clásicamente un origen a partir de soluciones profundas, ascendentes, con un área de influencia extensa y relacionadas con procesos de «upwelling». El chert procedería de la disolución de conchas silíceas de algunos organismos. EICHMÜLLER (1986) interpreta la acumulaciones lenticulares de chert como producto de radiolarios. La presencia de *Zoophycos* y *Chondrites* según EICHMULLER (*op. cit.*) indican también etapas de escasa circulación o circulación restringida. Esta Formación, por lo tanto, representa un período de muy bajo índice de sedimentación en las zonas más alejadas de una plataforma marina abierta. La magnitud de la misma sería del orden de unos 200 km, estimando en unos 60 km el acortamiento de la Unidad del Ponga (ALVAREZ MARRON y PEREZ-ESTAUN, 1988).

En cuanto a la edad destacan los trabajos de MARTINEZ CHACON y WINKLER PRINS (1967), VILLA (1981, 1985), EICHMULLER y SEIBER (1984), MENDEZ y MENENDEZ ALVAREZ (1985). MARTINEZ CHACON *et al.* (1985) realizan un exhaustivo estudio en base a su contenido paleontológico, concluyendo que abarca una edad desde el Namuriense B incluyendo el Kinderscourtense, hasta el Westfaliense A, ocupando por tanto todo el Bashkiriense.

2.4.3.2. Formación Beleño (Vereisky-Kashirsky)

La Formación Beleño fue definida por GINKEL (1965) en el valle de San Juan de Beleño, indicando de forma muy general sus rasgos litoestratigráficos. Con anterioridad JULIVERT (1960) había llamado «conjunto pizarroso» a estos materiales, separando una «serie are-

nosa inferior», una más potente intermedia fundamentalmente pizarrosa y otra superior con intercalaciones carbonatadas. MARTINEZ ALVAREZ (1962) denominó a estos materiales «improductivo pizarroso», incluyendo también dentro de este término la formación carbonatada superior. SJERP (*op. cit.*) en una serie situada en la zona meridional del Manto del Ponga, al sur del Pico Ricacabiello, realiza precisiones litológicas y estratigráficas, haciendo especial mención a un tramo carbonatado situado en su parte medio basal que denominó «Lázaro limestone linse». Mas recientemente FERNANDEZ-ARANGO y NAVAL (1984) y MANJON y FERNANDEZ-ARANGO (1985) realizaron un estudio sedimentológico de toda la sucesión del Carbonífero Medio y Superior en la zona de Beleño y Sellaño. Por último en BAHAMONDE (1985) y BAHAMONDE *et al.* (1987) realizan una descripción e interpretación de las facies presentes en esta formación en diversos sectores y se propone una evolución general de la misma, en la que se pone de manifiesto el proceso de somerización o colmatación que representa.

La Formación Beleño tiene un espesor que oscila entre 850 m en la serie de Beleño a 215 m en Oseja de Sajambre y superior a los 300 m al sur del Pico Ricacabiello. La primera es la más característica, en ella pueden diferenciarse 3 partes: una basal con gruesas capas areniscosas, otro intermedio muy potente, eminentemente lutítico con alguna intercalación carbonatada poco importante, y otro superior con finas intercalaciones areniscosas y calcáreas. En la serie del Pico Ricacabiello, al ser parcial, no aparece representada su parte superior.

Dentro de esta Formación se pueden diferenciar las siguientes facies y subfacies:

1. *Areniscas canaliformes*: relleno de canales sumergidos que distribuyen material terrígeno grueso dentro de una plataforma terrígena marina. Diferenciando dos tipos unos poco jerarquizados y bastante planos en zonas distales de la plataforma, situados en la parte basal de la formación y otros correspondientes a áreas más proximales y someras, situados en la parte media superior de la Formación.

2. *Areniscas en capas tabulares*: pueden diferenciarse varias subfacies, areniscas con laminación paralela, localizadas en la mitad inferior de la formación, representan flujos turbidíticos, en sentido amplio, dentro de una plataforma marina, constituyendo abanicos o lóbulos extensos muy planos y relacionados con salidas frontales de los canales. Areniscas con estratificación planar situadas en la parte media y superior de la formación, estos depósitos deben corresponder a flujos tractivos en áreas adyacentes a las salidas principales de canales, constituyendo barras en las partes menos profundas de la plataforma.

3. *Alternancias de areniscas y lutitas*: ocupan un porcentaje elevado de la Formación, pudiendo corresponder según su ordenamiento interno, ciclicidad, asociación de facies en relación con su posición en la serie, a desbordamientos de canales, desbordamientos frontales y lóbulos turbidíticos, originadas por tormentas.

4. *Lutitas*: representan un porcentaje alto en la serie, representando en general sedimentación por decantación y muy débiles corrientes tractivas (lentes de arenisca); la existencia, dentro de las mismas, de lentes irregulares de concentración de fauna bentónica podría representar depósitos de tormentas en zonas posiblemente de bancos calcáreos orgánicos, constituyendo canales muy planos.

5. *Calizas*: se sitúan en el tercio superior de la Formación. Se diferencian subfacies de *bafflestone* fundamentalmente de algas filoides en áreas muy someras de la plataforma. Acumulaciones bioclásticas submareales en áreas marinas abiertas, de energía moderada, en aguas claras bien oxigenadas, en una plataforma eminentemente terrígena. Calizas intraclásticas y brechoides correspondientes a depósitos de pendiente («slope apron») o base de talud («base of slope apron»)

6. «*Pebbly mudstone*» y bloques *olistostrómicos carbonatados*: esta facies sólo aparece en el Pico Ricacabiello («Caliza de Lázaro», SJERP 1967).

En la serie de Beleño (Manto de Beleño) se ha recogido fauna de braquiópodos a unos 550 m de la base, identificándose (MARTINEZ CHACON, com. personal): *Orthotetidia* indet., *Reticulatia ivanoni* (LAPINA), *Cancrinella* cf. *craigmarlaenses* (MUIR-WOOD), *Linoproductinae* indet., *Pugnax* cf. *pugnus* (MARTIN) y *Choristites* cf. *teshevi*, de probable edad Kashiriense. Por otra parte, en BAHAMONDE *et al.* (1987) y haciendo comparaciones con localidades más occidentales, se pone de manifiesto el carácter diacrónico de la base de la formación, idea ya apuntada por VILLA y HEREDIA (1988). Por otro lado, las «Calizas de Lázaro» son consideradas aquí como un olistolito, y por lo tanto, su edad Vereisky, sería ligeramente más antigua que la que correspondería al nivel de la Formación Beleño en que aparece.

2.4.4. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Pisuerga- Carrión

2.4.4.1. Grupo Prioro (*Serpujoviense-Moscoviense Inferior*)

Sobre la «Caliza de Montaña», o allí donde no existe sobre la Formación Alba, se sitúan series predominantemente siliciclásticas, constituidas por lutitas, litarenitas, conglomerados poligénicos y olistolitos calcáreos.

Estos depósitos han recibido diferentes denominaciones. Así, KANIS (1956) y KOOPMANS (1962) denominaron a estas series «Culm facies», BROUWER y GINKEL (1964) se refieren a ellos como «Formación Cervera», término este que ha prevalecido entre los autores holandeses. WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952) describieron la «Formación Carmen» en el Manto de Revilla situado en la Hoja de Barruelo de Santullán. Posteriormente WAGNER (1984) hace extensiva esta denominación a todos los sedimentos siliciclásticos situados encima de la «Caliza de Montaña» en todo el norte palentino; si bien, considera la parte basal con olistolitos calcáreos que aflora en alguna localidad, como «Formación Perapertú».

ALONSO (1985) utiliza el término de Grupo Prioro para denominar los materiales terrígenos localizados entre el techo de la Caliza de Montaña (Formación Barcaliente), sobre la que se disponen de modo concordante, y la primera discordancia cartográficamente reconocible en el dominio de la Unidad del Esla. Esta definición modifica la dada previamente por BROUWER y GINKEL (1964) y LOON (1971) y supone una reducción considerable en la potencia de la unidad. Su edad está comprendida entre el Namuriense B (KULLMAN, 1979) y el Bashkiriense Superior (ver ALONSO, 1985; Fig. 5).

Los materiales del grupo Prioro se encuentran tanto en las unidades alóctonas de la Unidad

como en el autóctono relativo de la misma. La mala calidad de sus afloramientos unida a la complicación tectónica que los afecta impide establecer la sucesión general de la unidad. Por ello, el estudio se ha llevado a cabo en base a cortes puntuales. Consta predominantemente de lutitas grises oscuras con muy escaso contenido fósil y en las que son frecuentes briznas vegetales. Intercalados entre las lutitas, formando tramos más o menos potentes, se encuentran areniscas, conglomerados, brechas, margas, y olistolitos aislados o formando olistostromas.

Las areniscas aparecen formando secuencias *estratoacrecientes* y *estrato-decrecientes de orden métrico y decamétrico*, que en la mayor parte de los casos tienen caracteres turbidíticos. Las capas tienen base neta y techo gradacional e internamente están ordenadas según la secuencia de Bouma, formando especialmente secuencias incompletas de los tipos Tb-e y Tc-e, apareciendo las Ta-e de forma muy subordinada. Las estructuras de muro son escasas y están formadas principalmente por estrías de arrastre y de impacto. En otros casos los caracteres son ligeramente diferentes. El término inferior, areniscoso, posee base neta y erosiva con estructuras de muro; internamente muestran laminación paralela y de ripples de corriente y ocasionalmente ripples de oleaje y probables estructuras «hummocky», así como algunos cantos blandos. La parte superior de las secuencias están formadas por lutitas, entre las cuales se intercalan delgadas lentes de areniscas, conectadas o no, en las que existe laminación de ripples de corriente y oleaje. El espesor medio de estas secuencias raramente sobrepasa 1 m y en ocasiones se hallan amalgamadas.

Los conglomerados forman niveles lenticulares que raramente sobrepasan 10 m de espesor. La naturaleza de los clastos puede ser calcárea, silíceo o más comúnmente polimíctica, conteniendo incluso fragmentos lutíticos y areniscosos. La fábrica dominante es masiva y la granulometría oscila entre tamaño bloque hasta gránulo. La redondez es muy variable, estando siempre los clastos cuarcíticos más redondeados que los calcáreos, que pueden incluso ser angulosos. El empaquetamiento varía desde ortoconglomerados, paraconglomerados y «pebbly mudstones», entendiendo este último tipo como unos conglomerados ricos en matriz lutítica con una heterometría muy acusada y presencia frecuente de fragmentos de pizarras y areniscas intraformacionales. Los ortoconglomerados frecuentemente son bimodales y de matriz litarenítica. Por el contrario, los paraconglomerados suelen ser polimodales, con matriz y clastos difícilmente diferenciables. Acumulaciones del tipo «pebbly mudstone» comúnmente acompaña a los otros dos tipos, situándose preferentemente a techo de los mismos.

Las brechas intraformacionales son relativamente abundantes en los afloramientos localizados al norte de Ferreras, junto con olistolitos, lutitas con cantos y horizontes de deslizamiento. Litológicamente están formados por fragmentos angulosos de areniscas y de caliza envueltos de forma caótica en una matriz lutítica. Los niveles en que se encuentran alcanzan espesores de hasta 10-15 m de espesor y su continuidad lateral es escasa.

Los olistolitos están aislados o formando horizontes olistostrómicos con bloques de naturaleza muy diversa. Los que se hallan aislados siempre son de naturaleza calcárea y en algún caso, como ocurre con el fragmento de la Caliza de Barcaliente, existente al norte de Ferreras, alcanzan dimensiones considerables. Cuando constituyen horizontes olistostrómicos, a los bloques calcáreos les acompañan otros de naturaleza lutítica y areniscosa.

Los depósitos de este grupo, similarmente a los del Grupo Pando que se les superpone, poseen caracteres sedimentarios que indican deposición en una cuenca marina, fuertemente controlada por la actividad tectónica coetánea, relacionada principalmente con los procesos de emplazamiento de los Mantos Palentinos RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987). En esta cuenca, móvil e inestable, las facies acumuladas tienen en su mayor parte caracteres marinos profundos, entendiendo como tales aquellos depósitos sedimentados por debajo del nivel de base efectivo de olas y tormentas. En esas condiciones, la sedimentación estuvo gobernada por decantación de material pelítico y por el transporte en masa de material más grueso a través de deslizamientos gravitacionales, flujos turbidíticos y «debris flows» subacuáticos originados por procesos catastróficos. La resedimentación de este material ocurrió desde los márgenes de la propia cuenca sedimentaria, caso de los olistolitos procedentes de la Formación Barcaliente y de parte de los conglomerados, o desde áreas inestables y con pendientes altas de la misma cuenca. La plataforma en esta cuenca debió estar muy restringida o incluso no existir en determinados momentos, como se deduce de la poca importancia que adquieren las facies someras, únicamente reconocidas en un afloramiento próximo a La Red y que pueden interpretarse como originados por flujos tractivos y expansivos que ocasionaron la entrada súbita y posterior desaceleración de corrientes cargadas de material arenoso en zonas de plataforma afectadas por olas y tormentas.

2.4.4.1.1. Formación «Conglomerados de Triollo» (Namuriense C- Westfaliense A)

La Formación Conglomerado de Triollo fue definida por VEEN (1965) con el nombre de «Conglomerado Calcáreo de Triollo», en la vecina Hoja de Camporredondo de Alba. Solamente aflora en el borde NE de la Hoja, ligado a los afloramientos de los Mantos Palentinos.

Litológicamente son secuencias granocrecientes de paraconglomerados poligénicos, con clastos de caliza dominantes, subredondeados de 10 a 60 cm y clastos de areniscas y de liditas redondeados de 2 a 20 cm. Ejes de cantos paralelos a la estratificación y alguno imbricado. La matriz es litarenítica de grano medio grueso con gránulos dispersos, proporción de la matriz 25% pudiendo ser localmente lutítica. La clasificación en los conglomerados es moderada a muro, siendo peor a techo. Lateralmente se indentan con lutitas de naturaleza similar a los de la Formación Perapertú. En general, es ostensible el carácter discordante, pues se llega a apoyar sobre las formaciones devónicas, siendo más dudoso este carácter cuando se apoya sobre series lutíticas carboníferas, donde solamente se puede deducir que su base es disconforme. Este carácter de paso de discordancia angular a disconformidad es característico de las discordancias de las cuencas sinorogénicas tal como señalan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) para las diversas discordancias de la Unidad del Pisuerga-Carrión. La edad ha sido considerada Namuriense C- Westfaliense A por VEEN (1965). RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) consideran que estos depósitos están relacionadas con el emplazamiento de los Mantos Palentinos de los que constituyen sus depósitos sinorogénicos más proximales.

2.4.4.2. Grupo Pando (*Vereisky-Myachkovsky*)

Los sedimentos del Grupo Pando se sitúan sobre los del Grupo Prioro separados por la discordancia de Curavacas, denominada Conjas-1 por (ALONSO, 1985) y localmente sobre

materiales más antiguos. En su techo son cubiertos también discordantemente por la siguiente unidad (Grupo Conjas-Mental) o por el Grupo Cea. ALONSO (1985) incorpora en esta unidad materiales que previamente habían sido incluidos por BROUWER y GINKEL (1964) y LOON (1972) en la infrayacente (Grupo Prioro). (Fig. 9).

El Grupo Pando está formado por una sucesión de más de 1000 m, predominantemente lutítica con intercalaciones discontinuas de conglomerados, areniscas y carbonatos. Estos últimos se hallan concentrados en la parte media-alta de la serie, formando un potente tramo al que LOON (1972) denominó Miembro Calizas de Mesao que aflora únicamente en el núcleo del sinclinal de Tejerina-Pando. Los tramos lutíticos se pueden diferenciar en dos facies: lutitas grises oscuras y masivas, localizadas en la parte baja y media de la sucesión, y lutitas alternando con limolitas y areniscas laminadas situadas en la parte alta de la misma. La primera de las facies forman tramos de hasta más de 100 m de espesor y, ocasionalmente, contienen bloques de caliza, cantos de calizas y cuarcitas dispersos o concentrados en determinados horizontes. En la segunda, en las lutitas son relativamente abundantes los niveles en los que existe fauna, especialmente de braquiópodos, algunos incluso en posición de vida; también es frecuente la bioturbación. Las limolitas y areniscas suelen encontrarse formando horizontes discretos, alternando entre sí; siempre están bien estratificadas con laminación paralela y ripples de corriente y localmente con estructuras de tipo «hummocky». En otras ocasiones existe deformación por escape de fluidos y por deslizamiento gravitacional.

Los conglomerados llegan a constituir horizontes cartográficos importantes en el Grupo Pando. Texturalmente son orto y paraconglomerados polimícticos con clastos de naturaleza cuarcítica y carbonatada. Se pueden distinguir dos asociaciones diferentes: a) Ortoconglomerados en capas menores de 1 m, con matriz areniscosa, bien a moderadamente clasificados, masivos o, más frecuentemente, con una grosera gradación vertical (normal, inversa o inversa-normal), imbricación y a veces estratificación cruzada en surco. Aparecen interestratificados con litarenitas de grano fino a microconglomeráticas en las que se encuentran bien desarrolladas la laminación paralela, laminación de ripples y más raramente laminación «hummocky» de mediana escala. b) Ortoconglomerados polimícticos desorganizados que suelen gradar verticalmente a paraconglomerados ricos en matriz («pebbly mudstone») y a lutitas con clastos, en tramos que llegan a alcanzar espesores de 10-15 m y en los que son frecuentes los fragmentos de areniscas y lutitas.

Las areniscas constituyen en la parte superior de la sucesión un importante tramo. Son litarenitas organizadas en secuencias granodecrecientes de hasta 5 m de espesor hasta lutitas, superpuestas de forma repetitiva y a veces amalgamadas. Cada secuencia comienza con una base neta y erosiva, en ocasiones con marcas de muro, sobre la que se desarrolla un intervalo con laminación paralela y de ripples o laminaciones del tipo «hummocky» de mediana escala completada en algunos casos con ripples de oleaje. Hacia el techo se intercalan lutitas y areniscas de grano muy fino laminadas por ripples de corriente y de a pie y en algún caso bioturbadas. Estos intervalos pueden mostrar procesos de deslizamiento, así como contener restos fósiles o porosidad biomóldica.

Los niveles calcáreos constituyen dos núcleos principales, localizados al NO y NE de Prioro, lateralmente equivalentes entre sí y separados por lutitas con turbiditas calcáreas y algunos

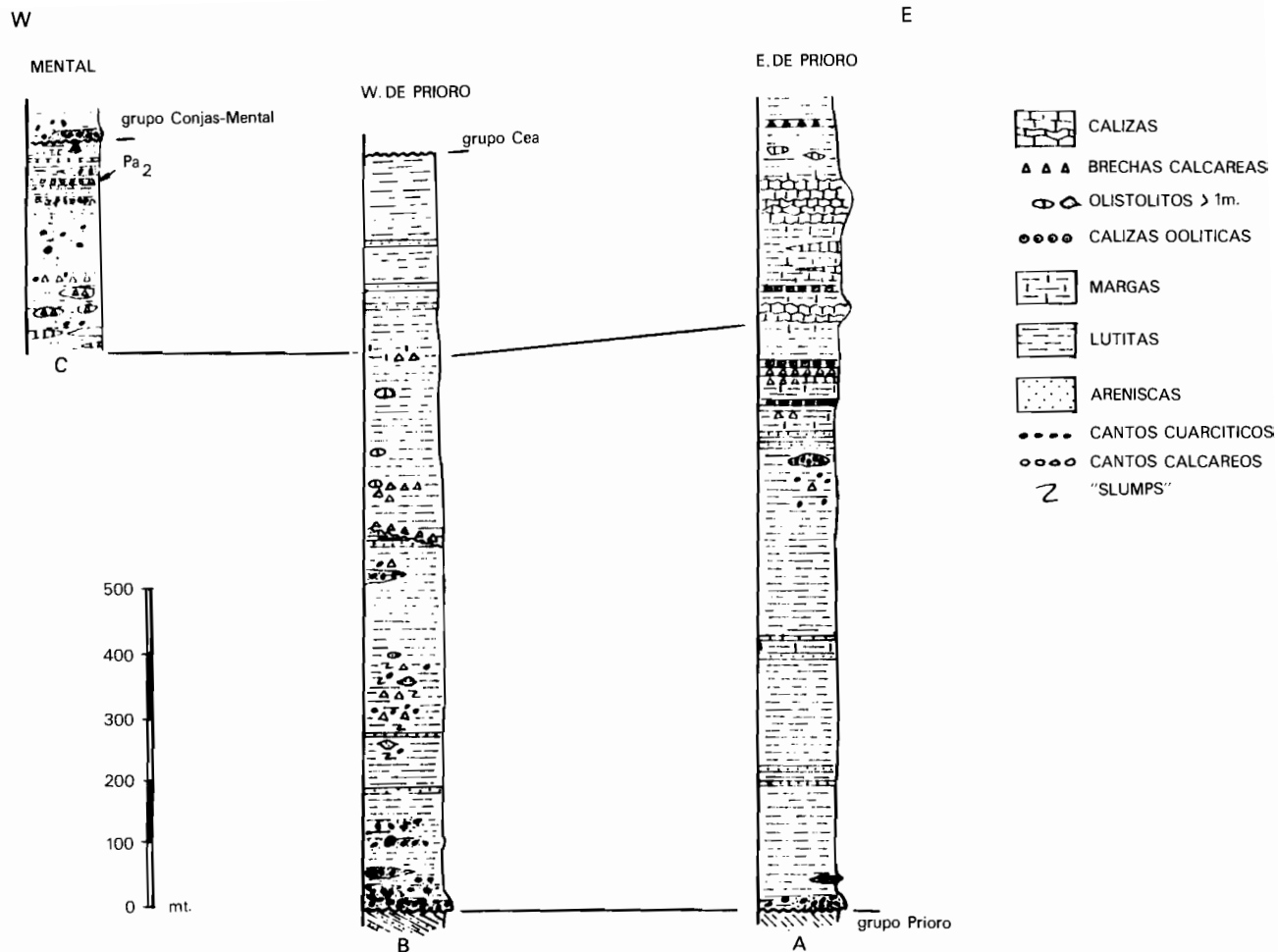


Figura 9. Columnas estratigráficas del Grupo Pando en el flanco meridional del Sinclinal de Pando (ALONSO, 1987).

olistolitos calcáreos. Las litofacias más abundantes en los carbonatos son las wackestone bioclásticas y las wackestone de algas, dispuestas en este orden con un paso gradual entre ambas, teniendo la primera base neta sobre términos detríticos, mientras que, la wackestone de algas pasa invariablemente y de modo gradual a pizarras con fauna. Otras litofacias subordinadas son: packstone intraclásticas y bioclásticas; boundstone de dasicladáceas, *Tubiphytes* y briozoos; boundstone de filoides; boundstone de *Tubiphytes* y briozoos; wackestone de oncoides; grainstone de ooides; packstone-grainstone litoclásticas; grainstones intraclásticas y capas turbidíticas.

De forma similar a la unidad infrayacente, el Grupo Pando presenta caracteres sedimentarios que reflejan una sedimentación en una cuenca inestable, si bien muestra un proceso de relleno en una fase más avanzada. En líneas generales, constituye una macrosecuencia de somerización muy patente. En la parte baja y media de la misma, las características de los depósitos indican condiciones de sedimentación no muy diferentes a las del grupo Prioro, con dominio de decantación de fangos en una cuenca profunda a la que ocasionalmente llegan materiales gruesos, procedentes de niveles batimétricamente más elevados de la propia cuenca, transportados por flujos *gravitativos* de sedimentos. Esta dinámica sedimentaria con mayor aporte que subsidencia en la cuenca, llevó progresivamente la sedimentación a *zonas más someras* hasta generalizarse en ambientes de plataforma. En ella, como indican las facies existentes en la parte superior de la unidad, la sedimentación detrítica fue dominante y estuvo controlada por tormentas. No obstante, determinadas áreas de la misma y durante ciertos intervalos de tiempo, estuvieron libres de influjos terrígenos con lo que tuvo lugar una colonización orgánica que conllevó la sustitución de la plataforma terrígena por otra carbonatada, discontinua y presumiblemente muy somera como lo atestiguan las construcciones de algas filoides y dasicladáceas existentes. Dentro de ella se diferenciarían zonas de surcos, utilizadas posiblemente como vías de paso para los terrígenos y donde se acumularían derrubios carbonatados en forma de secuencias turbidíticas y olistolitos procedentes de los márgenes de los bancos carbonatados.

La edad de su base es desconocida, aunque GINKEL (en LOON, 1972) identificó fusulínidos del Kashirsky Inferior en niveles bioclásticos con fauna arrastrada de la parte inferior de la serie. En las calizas existentes en la parte media-alta, LOON (1972) identificó fauna del Podolsky; más arriba este mismo autor cita fauna del Podolsky Superior o Myachkovsky Inferior. En términos de la escala continental y a 250 m de la base, WAGNER (en LOON, 1971) identificó flora del Westfaliense C y ALONSO (1985) señala la existencia de flora con edad Westfaliense D (probablemente Medio), bajo una capa de carbón que aflora en Mental, en la parte alta de la unidad.

2.4.4.2.1 Formación Conglomerado de Curavacas (Westfaliense A-B)

KOOPMANS (1962) definió el Grupo Yuso constituido por dos formaciones «Conglomerado de Curavacas» y «Lechada». Este conjunto es normalmente discordante y esta discordancia ha sido denominada de «Curavacas» (KANIS, 1956) o «Palentina» (WAGNER, 1959) (ORIOLO, 1876a,b), fue el primero que describió este conglomerado, que fue definido formalmente por KANIS (1956), hacia el techo y lateralmente se indenta en una serie arenoso-pelítica denominada Formación Lechada (SAVAGE, 1967).

Dentro del ámbito de esta Hoja, solamente aparece en el borde NE, correspondiendo al flanco sur del Sinclinal de Lechada.

Litológicamente es un ortoconglomerado fundamentalmente monomictico (localmente polimictico y/o paraconglomerado) bi a polimodal de clastos de tamaño grava a bloque y naturaleza fundamentalmente cuarcítica y en mucha menor proporción algún clasto de carbonato y arenisca; la clasificación es en general moderada, siendo los clastos subredondeados a redondeados, pueden tener fábrica desordenada o con gradación normal inversa-normal o inversa, intercalados aparecen niveles de areniscas y lutitas de espesor variable. (Fig. 10).

Los caracteres geológicos de esta unidad han sido ampliamente estudiados en la Unidad del Pisuerga-Carrion, por múltiples autores (KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962; VEEN, 1965; SAVAGE, 1967; BROUWER Y GINKEL, 1964; LOBATO, 1977; COLMENERO *et al.*, 1988).

COLMENERO *et al.* (1988) realizan una descripción e interpretación de las distintas asociaciones de facies y del modelo deposicional de este litosoma conglomerático (Fig. 11). Estos autores observan dentro de la Unidad del Pisuerga-Carrión, unas facies subaéreas (abanico costero) que se desarrollan en la parte inferior de la sección del Sinclinal de los Cintos (Hoja de Camporredondo de Alba) y Sinclinal de Lechada. Facies de (talud de fan-delta) «shore-face» en la parte superior de las secciones del conglomerado de Curavacas (en la sección de Portilla de la Reina en su totalidad); facies de prodelta-plataforma, en la parte media de las sucesiones de Cardaño (Hoja de Camporredondo de Alba), Portilla y San Glorio (Hoja de Potes), y facies de talud profundo que sólo se desarrollan en la parte inferior y superior del Conglomerado de Curavacas en contacto con las formaciones adyacentes.

En un contexto sintectónico la deposición del «fan-delta» de Curavaca se produce por la progradación de lóbulos coalescentes en un surco subsidente. El área fuente deducida a partir de la naturaleza cuarcítica de los cantos, mapa de paleocorrientes y forma de la cuñas conglomeráticas, está localizada hacia el SE (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* 1985b). La madurez mineralógica y alto redondeamiento de los cantos sugiere un origen policíclico para estos depósitos. Se observa una evolución cíclica del complejo de «fan-delta», observándose la existencia de cuñas conglomeráticas con intervalos de grano fino intercalados, reflejando la alternancia de fases de progradación activa del fan-delta con otras pasivas y transgresivas. Esta disposición cíclica está controlada por el suministro de sedimentos de grano grueso, como consecuencia de procesos tectónicos y subsidencia de la cuenca. La progradación activa del «fan-delta» aparece en episodios de alta descarga; bajo estas condiciones los conglomerados transportados por «mass-flow» forman la parte submarina del sistema que gradua transicionalmente a sistemas turbidíticos profundos. Durante las fases relativamente pasivas, las facies transgresivas de grano fino «onlapan», la base de la cuenca y ambientes marinos someros se establecen a techo de lóbulos conglomeráticos abandonados. La deposición de conglomerados se restringe a ambientes subaéreos y marinos costeros de poca profundidad durante esta fase. Las facies proximales en fases activas y pasivas están dominadas por flujos tractivos, dando secuencias de más de 500 m de potencia en áreas situadas mas al este (sinclinal de los Cintos).

Respecto a la edad de esta Formación, en el área del Sinclinal de Los Cintos, en las facies de llanura de inundación, KANIS (1956) y WAGNER (1960) citan la presencia de flora con

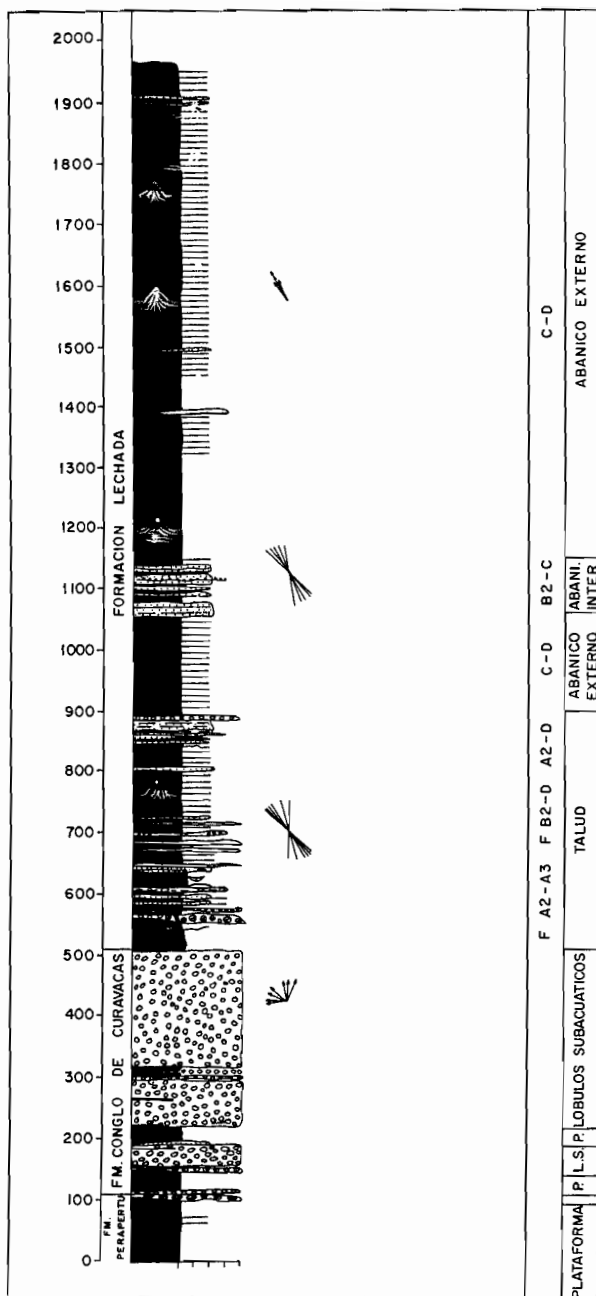


Figura 10. Columna sintética de las Formaciones Curavacas y Lechada en el Sinclinal de Lechada.

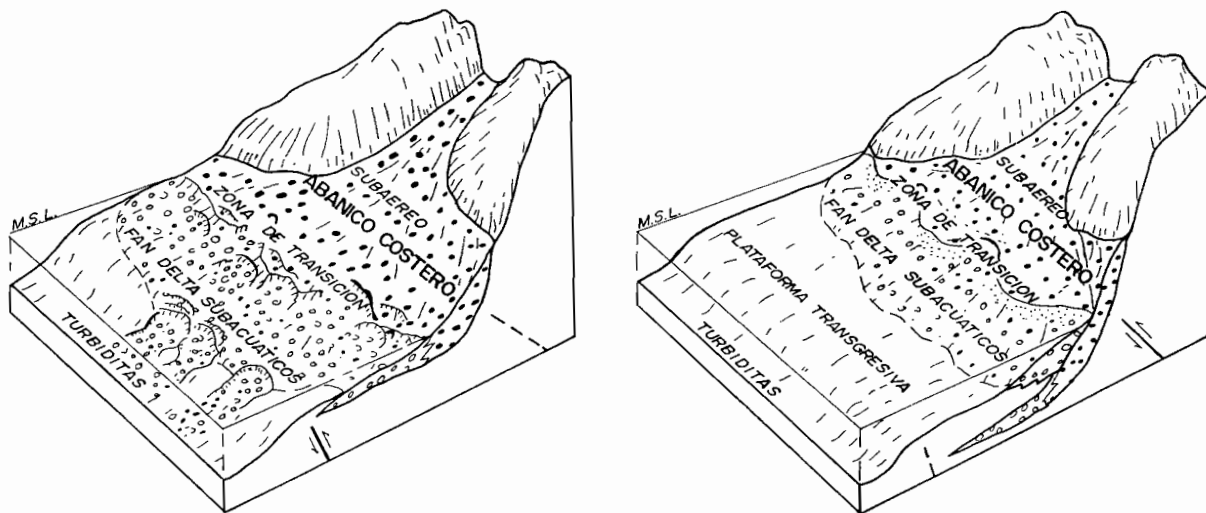
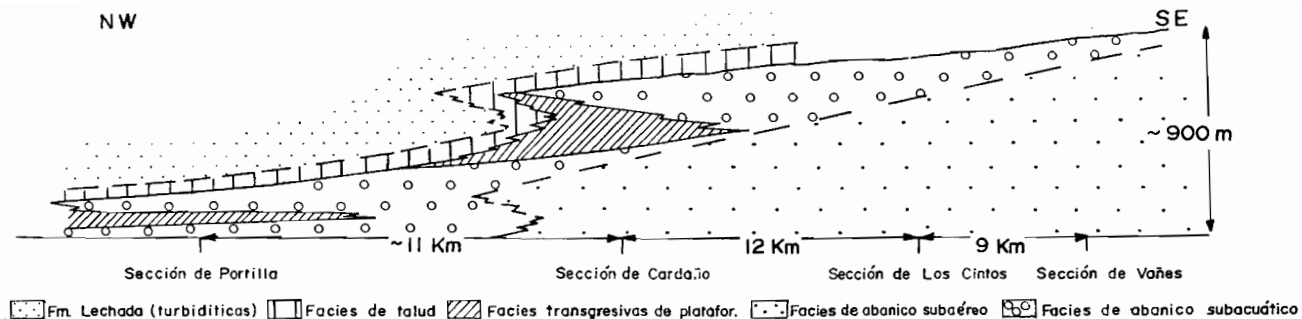


Figura 11. Sección del «fan-delta» de Curavacas mostrando la distribución de algunas asociaciones de facies. Los bloques diagramas muestran la evolución de este «fan-delta» (COLMENERO *et al.*, 1988).

un edad Westfaliense B. Por otro lado, una flora estudiada por STOCKMANS y WILLIERE (1965) en el cuerpo basal conglomerático en la sección de Candaño de Arriba indican una edad Westfaliense A Superior (ambos datos dentro de la Hoja de Camporredondo de Alba). En la sección de Dobres (Hoja de Potes) muestras de flora encontradas en la parte basal proporcionan una edad Westfaliense A, CARMEN ALVAREZ (com. personal).

2.4.4.2.2. Formación Lechada (Westfaliense A-D)

La Formación Lechada, sucede verticalmente a los Conglomerados de Curavacas con los que se interdigitan en su base a través de un cambio lateral de facies, siendo la separación entre el conglomerado y la alternancia de areniscas y pizarras no siempre clara, y existiendo cuñas de una facies dentro de la otra. El corte tipo y el nombre fue establecido por VEEN (1965) en el Sinclinal de Lechada, a lo largo del río Yuso (proximidades de Portilla de la Reina, Hoja de Potes), siendo posteriormente descrita por SAVAGE (1967), MAAS (1974) y LOBATO (1977) entre otros. Todos estos autores están de acuerdo en que lo más característico de esta unidad son los frecuentes cambios de espesor y facies que presenta, así como la geometría lenticular de muchos de sus depósitos.

En su localidad tipo se han medido 1.500 m, finalizando la serie en el núcleo del Sinclinal de Lechada. La litología fundamental es una alternancia de areniscas litareníticas y pizarras, observándose grano-clasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente a techo de las capas, láminas convolutadas y estructuras abundantes, donde son susceptibles de ser medidas paleocorrientes, tales como «flutes», estrías de corriente. Las direcciones de paleocorrientes medias indican dirección SE al NO en el Sinclinal de Lechada.

Tradicionalmente se ha considerado un origen turbidítico para esta formación; LOBATO (1977) ha analizado el carácter proximal-distal de la series observando, en general, que estas pasan de muro a techo de ambientes turbidíticos proximales a distales, y, que este cambio, proximal-distal; también se encuentra arealmente desde las series más meridionales a las más septentrionales.

Siguiendo la terminología de MUTTI Y RICCI LUCCHI (1975) en su estudio de abanicos submarinos se identifican facies tipo F, A2- A3 hacia la base, a pesar de su carácter fundamentalmente terrígeno, son frecuentes aquí las intercalaciones calcáreas que en muchos casos presentan evidencias de constituir olistolitos, «pebbly-mudstone», y conglomerados calcáreos, pudiendo estar contaminados por cantos cuarcíticos del Conglomerado de Curavacas; se pueden situar prácticamente en un mismo horizonte estratigráfico, muy próximo al techo del Conglomerado de Curavacas. VEEN (1965) y SAVAGE (1967) describen estos niveles dándoles el rango de miembro bajo la denominación de «Calizas de el Vés», y LOBATO (1977) las denomina «Calizas de el Ves y Vallines». Litológicamente son calizas claras, organógenas, a veces bioconstruidas; en otros casos tienen el aspecto de calizas bioclásticas (biocalcarenitas). Estos materiales carbonatados proceden de una plataforma en la que disminuyen los aportes continentales y en la que se desarrolla una sedimentación carbonatada en algunas áreas.

La serie evoluciona hacia el techo de forma gradual a facies tipo C-D en ocasiones con algunos niveles B2. Las facies tipo C-D corresponden a secuencias de Bouma Tb-e, Tc-e y en menor proporción Ta-e. Estas facies se agrupan en secuencias granocrecientes hacia la

base pasando hacia el techo a ser tanto grano y estratocrecientes como decrecientes a no estar ordenadas.

Según la terminología de WALKER (1975) para abanicos submarinos se pasaría de una zona de talud con canales en el muro de la serie, a depósitos de «suprafan-lobes» dentro del «mid-fan» y de «lower-fan» hacia el techo. Las intercalaciones de areniscas de granulometría gruesa y aspecto masivo, podrían ser interpretadas como rellenos de canales, que podrían conectar los lóbulos deposicionales con la zona interna del abanico submarino. Según los modelos de turbiditas de MUTTI-NORMARK (1987) correspondería al modelo III. Las ichofósiles no son demasiado abundantes, entre ellas CRIMES (en LOBATO 1977) cita *Helminthopsis*, *Palaeodictyon*, *Chondriles* y *Cosmorhaphé*.

En cuanto a la edad GINKEL (1965) cita en los niveles olistostrómicos calcáreos de la base de la formación, foraminíferos de la Zona de Profusulinella Subzona B (Moscoviense Inferior, equivalente a un Westfaliense A-B, posteriormente, LYS (en LOBATO 1977) en estos mismos niveles determina faunas de algas y foraminíferos que asignan para estos materiales una edad Kashiriense posiblemente Superior (Westfaliense C).

2.4.4.3. *Grupo Conjas-Mental (Westfaliense D-Cantabriense Inferior)*

Esta unidad se dispone sobre el grupo Pando mediante la discordancia denominada Conjas-2 (ALONSO, 1985) y a su vez, en el techo, está truncada por la discordancia Leónica sobre la cual se desarrolla el Grupo Cea. Sus afloramientos son más restringidos que los de las dos unidades infrayacentes y se reducen a las terminaciones periclinales orientales y a las partes SO de los sinclinales de Pando y La Red, al sector Las Conjas-Cueto del Miradero-Domo del Valsurvio y a un pequeño retazo truncado al norte, por la falla de Prioro.

En el desfiladero de las Conjas, que constituye su afloramiento más característico, está constituido fundamentalmente por ortoconglomerados cuarcíticos organizados en capas potentes, con matriz areniscosa y clastos paralelos a la estratificación o imbricados. Hacia el NO de este afloramiento, las capas pierden espesor y se interdigitan, en primer lugar, con areniscas alternantes con pizarras y, finalmente, con pizarras que alternan con areniscas más o menos abundantes y que presentan cantos esporádicos, algunos lentejones conglomeráticos en la zona basal y algún olistolito calcáreo (ALONSO, 1985).

Esta unidad constituye el proceso final de relleno de una cuenca sinorogénica, cuando un conjunto de abanicos aluviales costeros o «fan deltas» progradan sobre las áreas litorales de la misma. La naturaleza cuarcítica de la mayor parte de los clastos, unido al buen redondeamiento de los mismos, indica un origen policíclico de los mismos, transportados desde zonas internas del orógeno de forma similar a lo que ocurre en otras acumulaciones conglomeráticas de la Zona Cantábrica de idéntica naturaleza (ALLER MANRIQUE *et al.*, 1985; COLMENERO *et al.*, 1988a).

La edad del Grupo Conjas-Mental ha sido precisada por ALONSO (1985) como Myachkovsky, posiblemente Medio, en base a la edad Myachkovsky Inferior obtenida en la parte alta del grupo Pando ya que el Grupo Cea comienza en el Cantabriense Inferior (WAGNER Y

WINKLER PRINS, 1979) equivalente posiblemente al Myachkovsky Superior (WAGNER et al., 1971).

2.4.4.4. Grupo Maraña (*Westfaliense D Superior-Cantabriense Inferior*)

Esta unidad fue definida informalmente por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) en el Sinclinal de Valdeón, donde sus materiales se disponen sobre los del Grupo Pando mediante una discordancia progresiva que se atenúa desde las regiones más occidentales, donde ambos grupos son claramente discordantes, hacia las orientales en que pasan a ser concordantes.

En el Sector de Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central estos materiales solamente aparecen en el corte del río Dueñas, en el núcleo del Sinclinal de Ciguera (Manto del Dueñas). En la sección mencionada la base no es visible por estar este contacto fallado, pero algo más al suroeste, se aprecia que directamente sobre las calizas del miembro Ciguera se apoya un nivel discontinuo de brechas calcáreas (2-3 m), con algún clasto silíceo disperso, que estimamos perteneciente a la base del Grupo Maraña. Por encima aparece una sucesión monótona de lutitas, con alguna intercalación de limolitas muy ricas en braquiópodos. Esporádicamente estas series incluyen olistolitos, por lo general, calcáreos aunque en las proximidades del pueblo de Ciguera se puede observar un bloque cuarcítico que podría proceder de la Formación Barrios. En la sección del río Dueñas el espesor visible es de unos 100 m.

En general, constituye una unidad litológicamente muy heterogénea formada por lutitas, litarenitas, brechas caláreas y olistolitos, aislados o formando horizontes olistostrómicos. El espesor total de la sucesión no puede precisarse debido a la escasez de afloramientos y a la complejidad tectónica del área, aunque es superior a varios cientos de metros.

Las lutitas constituyen el soporte fundamental de la serie. Son de tonalidades grises oscuras, sin fósiles y en ocasiones pasan a ser margosas. Intercaladas con ellas se hallan litarenitas de grano fino, micáceas y con restos vegetales fragmentados. Las capas alcanzan potencias de hasta 30 cm y poseen bases netas, muchas veces erosivas; los techos pueden ser igualmente netos o graduales.

La existencia de brechas y olistolitos calcáreos es un carácter típico de esta unidad. Ambos pueden aparecer conjuntamente formando horizontes olistostrómicos. Las brechas son relativamente frecuentes y sus clastos son de naturaleza calcárea, bastante heterométricos y se hallan generalmente desorganizados; en otros casos muestran gradación normal o grosera laminación paralela. Las capas suelen poseer bases erosivas y tienen un desarrollo lateral muy irregular, alcanzando potencias desde pocos metros hasta más de 300 m en el área del Puente de Bachende. Contienen restos de fauna, especialmente equinodermos y, localmente, fragmentos lutíticos.

Los olistolitos tienen dimensiones muy variables, llegando a alcanzar los mayores, longitudes de hasta un kilómetro. Estos se disponen más o menos aislados, subparalelos a la estratificación, deformando los sedimentos lutíticos y margosos circundantes; los de orden métrico, ocurren conjuntamente con las brechas ocupando cualquier posición dentro de las mismas.

El origen de estos materiales, al igual que el de los grupos superiores, está estrechamente relacionado con los movimientos de emplazamiento de la Unidad del Ponga y tiene un carácter eminentemente compresivo. El resultado pudo haber sido la formación de un surco «foredeep» fuertemente subsidente e inestable por lo que las unidades que integran su relleno se superponen mediante discordancias progresivas.

En la cuenca durante las diferentes etapas de su relleno, el material acumulado fue fundamentalmente fango pero su sedimentación estuvo episódicamente interrumpida por la llegada de derrubios de carácter diverso trasladados principalmente a través de flujos gravitativos de sedimentos.

En el caso del Grupo Maraña, la sedimentación ocurrió en las etapas iniciales de la cuenca, cuando mayor fue su subsidencia y deformación. El material fino se acumuló principalmente por suspensión o mezcla de suspensión y débiles corrientes tractivas y turbidíticas. Los niveles de brechas corresponden a material arrancado de los márgenes de la propia cuenca al igual que los olistolitos calcáreos acompañantes y transportados por flujos del tipo «debris flows», cohesivos o suficientemente diluidos como para generar erosiones basales y una cierta ordenación de los clastos.

El origen de los olistolitos y su modo de emplazamiento plantea mayores problemas. Constituyen testigos más o menos grandes de la destrucción total o parcial, de una o varias plataformas calcáreas adyacentes a la cuenca, durante las etapas iniciales de la generación de la misma. Dichos carbonatos tendrían, en la mayor parte de las ocasiones, un carácter compacto y más o menos masivo, pero también se encuentran fragmentos plegados que indican deformación durante el transporte.

En el caso de los olistolitos aislados, su disposición paralela o subparalela a la estratificación, así como su gran tamaño, parece indicar un movimiento fundamental de deslizamiento a favor de pendientes deposicionales apropiadas, aunque no necesariamente altas. Para que este movimiento pudiera tener lugar sobre un fondo blando sin el hundimiento del bloque en el mismo, es necesario como ha puesto de manifiesto PRIOR *et al.* (1982) y TARQUIN TEALE y JOUNG (1987), que la fricción y resistencia al movimiento fueran compensadas con una presión de poro suficiente en el substrato.

En cuanto a la edad de este grupo ALONSO HERRERO(1981), menciona una asociación de flora fósil recolectada en unas intercalaciones limolíticas que aparecen dentro del conglomerado basal, en las proximidades de Riaño. Esta flora fue estudiada por P. LORENZO de la Universidad de León, quien atribuyó a la misma una edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

En una muestra recolectada en la carretera Riaño-Cistierna en las proximidades de Horcadas, han aparecido: *Punctatosporites* sp., *Thymospora* sp., y *Speciosporites*?

La presencia de un ejemplar dudoso del género *Speciosporites*, así como la relativa abundancia de formas monoletas, nos lleva a pensar en una edad Cantabriense pero sin ninguna certeza, debido al mal estado de conservación de los ejemplares con interés estratigráfico.

Asimismo se han recogido varias muestras, ricas en fusulinidos, en olistolitos calcáreos pertenecientes al Grupo Maraña. En uno de estos olistolitos, situado en la localidad de

Salamón, se ha tomado una muestra que contiene *Fusulina cotarazoe* (GINKEL) y *Fusulinella* ex gr. *bocki* (MOELLER), lo que permite atribuir esos materiales carbonatados a niveles equivalentes al Myachkovsky Inferior, edad que, según la correlación de WAGNER y WINKLER-PRINS (1985), equivaldría al Westfaliense D Superior. Esta dotación representa a su vez una edad mínima para el depósito del Grupo Maraña, cuyo techo no supera el Cantabriense Inferior, edad de los materiales suprayacentes a los Grupos Cea y Pontón (WAGNER y WINKLER-PRINS, 1985; ALONSO, 1987; RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA, 1987).

2.4.4.5. Grupo Cea (*Cantabriense Inferior-Superior*)

La estructura del Grupo Cea está estrechamente relacionada con la estructura del basamento. Después del depósito del Grupo Conjas-Mental se registra en el área una interrupción en la sedimentación y un corto período de erosión, reanudándose la sedimentación con el Grupo Cea. A diferencia de los depósitos anteriores, el Grupo Cea está constituido por sedimentos predominantemente continentales, aunque en sus afloramientos más orientales existen esporádicos tramos marinos en la sucesión. Estos depósitos se disponen tanto por delante del Manto del Esla, como sobre él. La discordancia basal del Grupo Cea («Leónica»), es menos pronunciada en relación con el Grupo Conjas-Mental, siendo casi imperceptible en las terminaciones periclinales orientales y en los flancos meridionales de los sinclinales de Tejerina y La Red. Litológicamente, el Grupo Cea está constituido por conglomerados monomícticos cuarcíticos, conglomerados polimícticos (clastos de cuarcita, de caliza de naturaleza variada y más raramente pizarrosos), areniscas, pizarras y carbón. Excepcionalmente presenta niveles margosos.

Para la descripción de este Grupo se ha seguido a ALONSO (1985) que separa las siguientes unidades litoestratigráficas (Fig. 12):

2.4.4.5.1. Unidad Basal

Constituida por tres abanicos aluviales (Fig. 13) coetáneos que no tienen otra cosa en común que sus límites inferior (discordancia «Leónica») y superior (conglomerados polimícticos de las Capas de Tejerina), estos tres abanicos van a definir tres unidades litoestratigráficas que son:

Capas del Duerna

Constituidas por conglomerados de tono rojo muy mal clasificados polimícticos con clastos de caliza, areniscas y lutitas. IWANIV (1984a) los atribuye a «debris flows» muy viscosos en régimen laminar, si bien CORRALES (en ALONSO, 1985) lo interpreta como corrientes de alta turbulencia. Todas las características sin embargo apuntan a un pequeño abanico local, con escasa eficacia de transporte.

En la parte basal de la unidad WAGNER (1957) describe en la ladera sur del Valle del Duerna, sobre la Formación Barcaliente derrubios fósiles de esta formación cementados por arcillas rojas. En la parte basal de la sucesión de Santa Olaja y en el afloramiento más oriental aparecen bloques de caliza y areniscas de baja esfericidad, rellenando un paleoba-

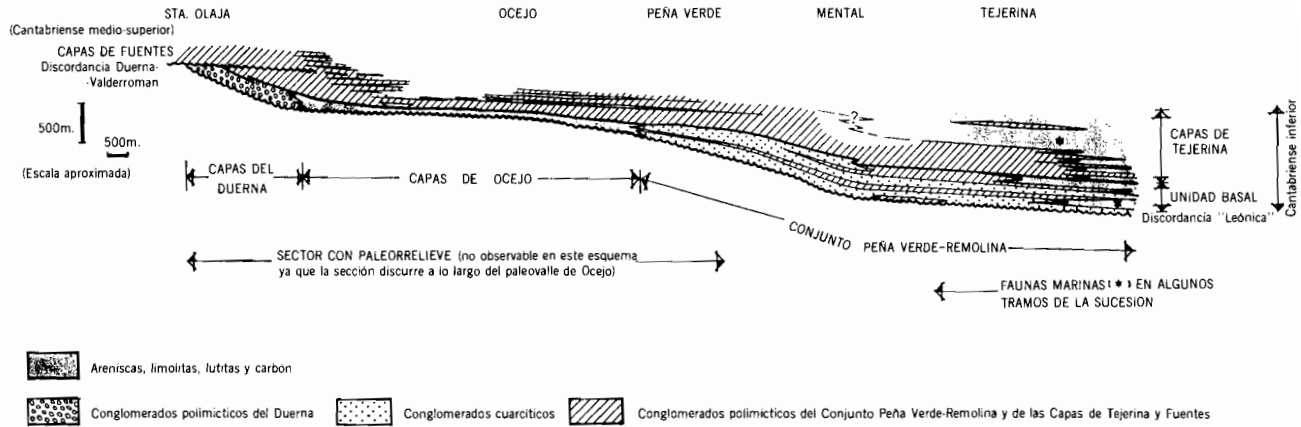


Figura 12. Unidades estratigráficas del grupo Cea a lo largo del paleovalle de Ocejo y del Sinclinal de Tejerina, con indicación de las relaciones verticales y laterales entre dichas unidades. La nomenclatura estratigráfica situada bajo la discordancia «Leónica» se refiere a las subunidades que constituyen la Unidad Basal. Según ALONSO (1987).

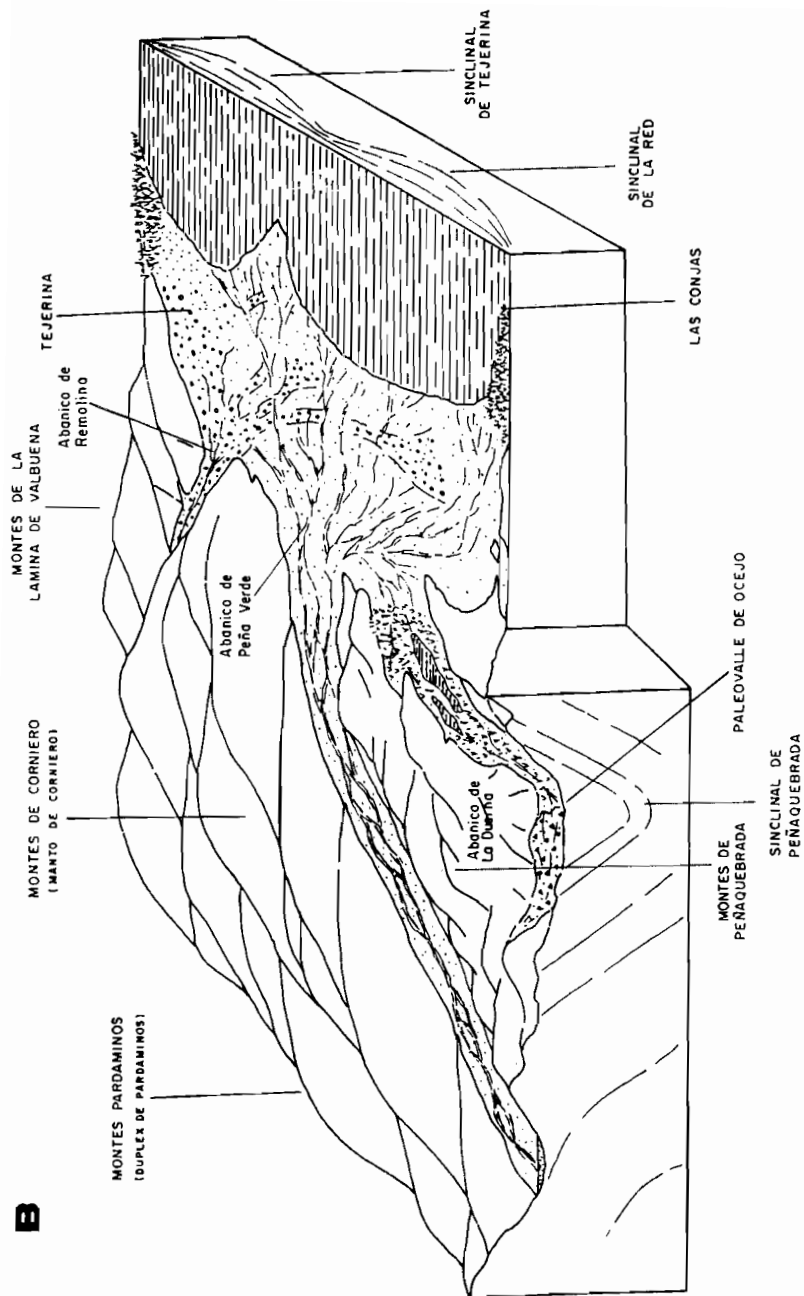
B

Figura 13. Esquema idealizado del paleorrelieve durante el depósito de los abanicos de Remolina, Peña Verde y Duerna, constituyentes de la Unidad Basal del Grupo Cea. Según ALONSO (1987).

rranco como se observa en la última localidad. Localmente aparecen conglomerados cuarcíticos monomícticos, bien redondeados y con la matriz mejor clasificada que en los casos anteriores. La aparición de esta Unidad en tres afloramientos desconectados cartográficamente ha sido interpretado ALONSO (1982) como originado por el «flexural slip» sinsedimentario del sinclinal de Peña Quebrada. DIERENDONCK (1984) obtiene unas direcciones de paleocorrientes oeste-este, siendo coherentes con un posible paleovalle que atravesase la Formación Barcaliente en el flanco oeste del sinclinal de Peña Quebrada.

Conjunto Peña Verde-Remolina

Constituido por conglomerados monomícticos de clastos cuarcíticos muy bien redondeados, conglomerados polimícticos con clastos subangulosos mayoritariamente calcáreos, areniscas, pizarras y carbón. La heterogeneidad que presenta este conjunto es interpretada por ALONSO (1985) como debido a la interconexión de dos abanicos aluviales en el mismo área deposicional. Estos abanicos son los de Peña Verde, cuyo ápice se situaría al sur de dicha localidad, y el de Remolina cuyo ápice estaría situado en el extremo occidental del flanco norte del sinclinal de Tejerina .

LOON (1972) en el extremo oriental del sinclinal de Tejerina, que puede considerarse una zona media, atribuye los conglomerados a láminas de inundación ligadas a abanicos aluviales, y también cita secuencias originadas por ríos meandriformes. IWANIW (1984 a y b) propone para estos depósitos conglomeráticos un transporte en masa y un mecanismo de llanura de inundación para los depósitos finos situados entre los conglomerados. Por otro lado, KRIEST (1984) considera los conglomerados cuarcíticos originados por ríos trenzados, mientras que los conglomerados polimícticos considera que deben corresponder a la parte proximal de un abanico. Como puede observarse todos los autores apuntan hacia mecanismos de transporte propios de abanicos aluviales. Paleogeográficamente el área proximal se sitúa al NO, con conglomerados masivos, a veces con facies rojas en el abanico polimíctico, y desde este área los materiales se desparraman principalmente sobre la zona sin relieve, y en menor medida, invadiendo la desembocadura del paleovalle de Ocejo. Aquí los materiales de esta unidad conectan con una zona pantanosa en donde confluyen los abanicos de Peña Verde-Remolina y el del Duerna mediante las capas de Ocejo. Por el contrario, en la zona sin relieve, los abanicos llegaban al mar, en el sinclinal de Tejerina por intermedio de una zona pantanosa, mientras en La Red los conglomerados irrumpían en el mar directamente.

La deformación sinsedimentaria es la principal causante de los cambios de espesor de la sucesión en los diversos puntos de la cuenca, dando en muchas ocasiones cambios de espesor contrarios a lo que cabría esperar de un abanico depositado en un área tectónicamente estable. Los espesores son sistemáticamente menores en los flancos sur de los sinclinales (Tejerina, Mental, La Red y Peña Verde), indicando la elevación sinsedimentaria de dichos flancos. No obstante, el eje de giro no siempre es paralelo al eje de los pliegues. Este es el caso del sinclinal de La Red, en donde existió una elevación de su extremo occidental simultáneamente a la elevación de los flancos del mismo. En el arroyo de Valdeascortes aparece una discordancia progresiva que atestigua la existencia de un pliegue sinsedimentario.

Capas de Ocejo

Constituidas por areniscas generalmente cuarzosas, pizarras y capas de carbón, localmente con intercalaciones de conglomerados y margas. ALONSO (1985) considera a estos materiales como los productos más distales de los abanicos de Peña Verde, Remolina y Duerna, depositados en un área que frecuentemente tenía carácter pantanoso y más raramente lacustre.

La transición con el conjunto de Peña Verde-Remolina es mediante un escaso volumen de microconglomerados que rápidamente pasan a cuarcitas bien clasificadas y pizarras, estas cuarcitas fueron interpretadas por IWANIW (1984 a y b) como «sheet floods». El tránsito con las Capas del Duerna es brusco, dando paso a una sucesión de pizarras y areniscas con abundantes carboneros y capas de carbón, localmente aparece alguna intercalación de conglomerados de grano más fino y matriz más limpia que los conglomerados de las Capas del Duerna.

Dentro de las Capas de Ocejo aparecen localmente conglomerados polimícticos que no tienen ninguna relación con los abanicos mayores mencionados anteriormente.

El abanico de Peña Verde ocupa mayor extensión dentro de las Capas de Ocejo que el abanico del Duerna como cabría esperarse, ya que el primero es un abanico de aguas limpias con mayor efectividad de transporte que el del Duerna de aguas turbias.

2.4.4.5.2. Capas de Tejerina

Constituida esencialmente por conglomerados polimícticos con cantos mayoritariamente calcáreos y matriz litarenítica, y litarenitas y pizarras intercaladas en distinta proporción.

La información proporcionada por la geometría del litosoma conglomerático, y la facies de los mismos: en el sector norte están esencialmente desorganizados, siendo frecuente encontrar cantos con el eje «a» perpendicular a la estratificación; mientras hacia el sur las imbricaciones son más frecuentes y, dentro de las capas de conglomerados, aparecen lentejones de areniscas y microconglomerados con laminación cruzada, presentando fábricas los conglomerados granocrecientes en el sector norte y granodecreciente en el sur; asimismo la distribución de las facies finas con y sin carbón, coinciden en apuntar un área proximal al norte y un área más distal al sur. Las Capas de Tejerina presentan la existencia de al menos un abanico aluvial que irrumpe por el NO de la cuenca y, probablemente, otro que irrumpe por el SO. En las áreas más distales, situadas al oeste, como las Conjas y el sinclinal de Tejerina, se intercalaron algunos depósitos marinos. Para IWANIW (1984) el sector oriental de la cuenca correspondería a la parte media de un abanico aluvial, con depósitos de interlóbulo y de llanura de inundación, considerando la parte más alta de la sucesión de Tejerina como de abanico distal. LOON (1972) también en el extremo oriental interpreta las capas conglomeráticas como «sheet floods», considerando el resto de la sucesión como ciclos fluviales, con depósitos de canal, barras de meandro y diques.

Según WAGNER *et al.* (1969) las sucesiones de las Capas de Tejerina no llegan más que al Cantabriense Inferior.

2.4.4.5.3. Capas de Fuentes

Consisten en conglomerados polimícticos similares a los de las Capas de Tejerina, junto con pizarras y areniscas intercaladas. En la base de esta unidad se sitúa la discordancia sintectónica Duerna-Valderroman (ALONSO 1982). Las Capas de Fuentes colmatan por primera vez todos los paleorreliques que se observan en el valle de la Duerna, al sur de Peña Quebrada, aunque no llegan a hacerlo en el sector más meridional, en donde se disponen en «onlap» sobre el basamento devónico-carbonífero que aflora al sur de Fuentes y sobre la caliza de Santa Lucía situada al este de dicha localidad. LORENZO (en ALONSO 1985), en base a flora, obtiene una edad Cantabriense Medio-Cantabriense Superior.

2.4.4.6. *El Grupo Cea de la «Cuenca Carbonífera» de Prado-Guardo-Cervera (Westfalien-se D Superior-Cantabriense Superior)*

Los materiales correspondientes a esta «cuenca carbonífera» ocupan la parte sur de los afloramientos en esta zona.

Son de destacar trabajos previos en este área los de KOOPMANS (1962), HELMIG (1965), ENADIMSA («Investigación en área carbonífera de León y Palencia, 1975»), y las Hojas geológicas a E: 150.000 núm. 131 y 137 de Cistierna y Guardo, respectivamente.

Litológicamente el conjunto de materiales que forman esta «cuenca carbonífera» están constituidos por lutitas, areniscas litareníticas, conglomerados, tanto polimícticos como monomícticos (con clastos de caliza o de cuarcita), y capas de carbón. Los conglomerados polimícticos, con predominio de los cantos de caliza, se han diferenciado en dos tipos: aquellos con extensión lateral de varios kilómetros, cartografiables, que se interpretan como las facies más proximales de abanicos (despósitos de pie de monte), transportados en masa; y, otros conglomerados, también calizos, de poca extensión lateral y que pasan lateralmente a canales arenosos, pudiendo corresponder a las facies más distales de los abanicos ya canalizados. Los conglomerados cuarcíticos, tiene en algunos puntos un desarrollo importante, formando a veces la base local de la sucesión, pero en general tiene un recorrido relativamente pequeño, pareciendo en ocasiones estar ligados a paleorreliques de cuarcitas.

Clásicamente se han reconocido «tramos continentales» y «tramos marinos en las series de esta cuenca». Los «tramos continentales» están caracterizados por la existencia de capas de carbón y carboneros intercalados entre arenisca, pizarras y en ocasiones conglomerados; dada la naturaleza del medio sedimentario «braided» y la fuerte subsidencia de la cuenca, estas capas no suelen ser muy continuas; las épocas de tranquilidad de la cuenca, implican la existencia de capas relativamente continuas que sirvan como niveles. Los «tramos marinos» son fundamentalmente lutíticos con fauna de lamelibranquios y gasterópodos, siendo interpretados como facies de «lagoon» protegidas por bancos arenosos costeros. En alguna ocasión aparecen facies margosas con fauna de mar abierto como braquiópodos, crinoideos, trilobites, ostrácodos, además de lamelibranquios y gasterópodos. Estos niveles representan el punto culminante de una transgresión marina, resultando bastante continuos por lo que son empleados en esta cuenca como niveles guía de correlación.

La división de la sucesión estratigráfica en esta «cuenca carbonífera» se ha basado en la nomenclatura minera de «paquetes», reconociéndose una serie de tramos continentales (con capas de carbón) y marinos (con fauna) alternantes. Algún tramo marino aparece sin

ninguna intercalación continental. Sin embargo, todos los tramos continentales incorporan niveles marinos más o menos continuos. En líneas generales, toda la secuencia se muestra más continental hacia el oeste, donde los tramos marinos son menos potentes y los tramos continentales se presentan menos influenciados por intercalaciones marinas. Sin embargo, los tramos marinos se mantienen y alguna transgresión marina llegó a interesar gran parte de la cuenca, resultando ser niveles guía fundamentales para la cartografía. En esta Hoja se emplea la denominación informal de formación para estos «paquetes», agrupándolos de la siguiente forma:

2.4.4.6.1. Formaciones: Temasones, Cantoral, Requejada, Villafría, San Pedrín, Villaverde, Tarilonte, Santibañez, Las Heras.

Formación Temasores. Tramo continental caracterizado por la presencia de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas, capas de carbón y carboneros. Su potencia oscila entre 120 y 165 m. Las lutitas rojas significan probablemente la proximidad de tierra emergida en vías de erosionarse.

Formación Cantoral. Tramo masivo lutítico, con fauna de lamelibranquios, con una potencia que varía de 40 a 105 m observándose que los espesores máximos se sitúan hacia el este (Hoja de Guardo), denotando una elevación lógica hacia el oeste del borde de la cuenca.

Formación Requejada. Este tramo continental tiene potencia de hasta 190-200 m, estando representado por areniscas, lutitas y capas de carbón; alguna de ellas de gran potencia (2,4 m Capa Venón) y extensión.

Formación Villafría. Es un tramo enteramente marino que junto al continental de San Pedrín que le sigue se acuñan hacia el norte, en dirección a Caminayo, lo que evidencia la existencia de otro margen de cuenca hacia el norte. El tramo de Villafría consta de lutitas lajadas en su mayor parte y arenisca a veces en secuencias rítmicas granocrecientes (secuencias de colmatación). La fauna consiste generalmente en lamelibranquios, acompañados a veces por gasterópodos y crinoideos. Las facies son de mar tranquilo, resguardado y solamente en Setil de Guardo (Hoja de Cistierna) hay facies calcáreas, amarillentas, con braquiopodos que se suman a los lamelibranquios y gasterópodos. Esta facies es de mar abierto y su potencia oscila entre 40 y 170 m.

Formación San Pedrín. Tramo continental de 100 a 145 m, muestra facies generalmente fluviales con las capas de carbón de Santibañez de la Peña (Hoja de Guardo). En la parte superior del tramo, se observan densidades de capas de carbón bastante apreciables, mientras que dentro de este mismo tramo se intercala un nivel marino de más de 9 m conteniendo lamelibranquios, pistas de tetrápodos; phosúridos y gasterópodos.

Formación Villaverde. Tramo marino de 60 a 80 m constituido por lutitas, alternando con arenisca fundamentalmente. A mitad del tramo se alcanza la máxima transgresión con la aparición de abundante fauna de lamelibranquios, crinoideos y braquiopodos localmente, como en Velilla de Tarilonte (Hoja de Guardo) aparecen secuencias granocrecientes (de colmatación) a techo, y a veces carboneros.

Formación Tarilonte. Tramo constituido por secuencias rítmicas granocrecientes que termi-

nan en areniscas, coronadas en ocasiones por suelos de vegetación y carboneros. Hacia el este, fuera del ámbito de la Hoja, hay un predominio de las facies marinas, mientras que hacia el oeste se hacen predominantes las facies continentales. En la parte alta del tramo marino-continental existe un nivel ligeramente calcáreo que contiene fauna de braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, crinoideos y corales tabulados, la potencia del tramo es de 230-450 m.

Formación Santibáñez. El tramo anterior pasa gradualmente a facies enteramente continentales con importantes capas de carbón (antracíticas) con las mayores continuidades laterales de toda las capas de los demás tramos de la «cuenca». Las facies dominantes son de llanura de inundación, estando representados sobre todo por lutitas con suelos de vegetación, lutitas carbonosas, carboneros y capas de carbón especialmente en la unidad superior. Los canales probablemente serían meandriformes. La potencia total es de 80-130 m.

Formación La Heras. El tramo continental de Santibáñez se termina bruscamente por la transgresión marina, representada por el tramo Las Heras, que afectó a toda la cuenca, observándose que hacia el oeste las facies son más someras que hacia el este, como ocurre en todos los tramos de esta cuenca; al oeste están constituidos por lutitas con lamelibranquios mientras que hacia el este (fuera de la Hoja) son lutitas margosas con fauna de braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos y trilobites.

2.4.4.6.2. Formaciones Acebal, Villanueva, La Choriza, Los Corrales, La Espina

Formación Acebal. Se trata de un tramo continental de muy poca potencia (unos 40 m), no siendo posible su reconocimiento en toda la cuenca.

Formación Villanueva. Tramo marino de escasa potencia (menos de 50 m) y de continuidad lateral bastante grande. Debe representar una transgresión rápida e importante, conteniendo depósitos de mar abierto con fauna de braquiópodos, crinoideos, lamelibranquios y gasterópodos, y un nivel con fusilínidos. Al norte de Sextil de Guardo aparece una secuencia con muchos carboneros y de facies enteramente continental, abarcando desde el tramo continental, de Acebal hasta el tramo continental de la Choriza.

Formación La Choriza. Tramo continental que recibe también los nombres de «Del Caolín» y «Paquete de Aviñante». Con capas de carbón de espesor y continuidad lateral variable, asociado a canales de tipo «braided». El tramo de La Choriza se apoya directamente sobre la Caliza de Montaña en la zona de Mogrovejo, faltando 2000 m de serie correspondientes a los tramos inferiores.

Formación Los Corrales. Se trata de un tramo marino/continental de 80 m de potencia que presenta alternancias de lutitas y arenisca con algún nivel de carbón, encontrándose algún braquiópodo en los Canales de Villacorta (Hoja de Cistierna).

Formación La Espina. Tramo de 250 m aproximadamente de potencia, dominando las facies continentales con al menos dos intercalaciones marinas que disminuyen de importancia al sur. Este tramo continental se caracteriza, sobre todo, por la presencia de conglomerados calcáreos (gonfolitas) que se acuñan en dirección hacia el SE, existiendo dos niveles en Mogrovejo y uno en la Espina (Hoja de Cistierna). Estos depósitos han sido interpretados como depósitos de pie de monte.

2.4.4.6.3. Formación Morgovejo

Tramo marino de 50 a 80 m, constante, constituido por lutitas con intercalaciones grano-crecientes que terminan ocasionalmente con suelos de vegetación y a veces carbón. Como fauna aparece lamelibranquios y gasterópodos indicando condiciones marinas muy someras.

2.4.4.6.4. Formaciones Villalmonde, El Otero, Prado

Formación Villalmonde. Este tramo se presenta con un espesor que varía entre 300 y 415 m. Caracterizado por la presencia de conglomerados calcáreos (gonfolitas) que disminuyen en espesor hacia el este aumentando los niveles marinos. Así en Las Muñecas a 7 km al sur de Tejerina, aparecen dos niveles conglomeráticos potentes y gran cantidad de suelos de vegetación con algún carbonero y una pequeña intercalación marina.

Formación El Otero. Este tramo marino representa una transgresión rápida, mostrando un contacto brusco con el tramo continental de Villalmonde representando por un carbonero o nivel de carboneros. Este «paquete» se caracteriza por la presencia de niveles calcáreos con fauna típica de mar abierto como lamelibranquios y gasterópodos. Estos niveles han servido como nivel guía, en la parte occidental de la cuenca. El tránsito hacia el paquete continental de Prado es gradual con alternancias de niveles marinos y continentales. La potencia total de este «paquete» es variable oscilando entre 11 y 140 m.

Formación Prado. Tramo continental con los hullas roquizables de Prado de la Guzpeña e intercalación elevada de areniscas posiblemente correspondientes a medios fluviales «braided» por lo que los carbones son discontinuos. La potencia es variable oscilando entre 220 y 410 m.

WAGNER Y FERNANDEZ GARCIA (1983) y WAGNER Y WINKLER PRINS (1985) dan una edad para estos materiales entre el Westfaliense D Superior y el Cantabriense Medio, ocupando un tiempo total de sedimentación no superior a 4 ó 5 millones de años. Correspondiendo los dos grupos de formaciones basales desde Temasones a la Espina a una posición similar en edad a la que ocupa el Grupo Conjas-Mental, siendo equivalentes el resto al Grupo Cea, definidos ambos por ALONSO (1987) en la parte norte de esta cuenca.

2.4.4.7. Grupo Sabero (Barruelinense Superior-Estefaniense B)

Los sedimentos de la «Cuenca Carbonífera de Sabero» se presentan claramente discordantes, tanto sobre todo el Paleozoico anterior, incluidos los sedimentos cantabrienses (IWANIW Y KNIGHT, 1981, ALONSO, 1982a, 1985); la denominación de «Grupo Sabero» se debe a este último autor. De acuerdo con WAGNER (1965) en la base del «grupo» se situaría la «Discordancia Astúrica».

La «Cuenca Carbonífera de Sabero» representa una cuenca sedimentaria reducida, ligada probablemente a la zona de fractura de Sabero-Gordón, en la cual se depositaron numerosas capas de carbón que son objeto actualmente de explotaciones mineras. En esta Hoja sólo está representada la parte nororiental de dicha «cuenca carbonífera», aflorando las seis formaciones inferiores definidas dentro de ella. Desde muy antiguo existen trabajos sobre esta «cuenca»: EZQUERRA (1844), PRADO (1850), MALLADA (1898, 1900). Más

recientemente ha sido estudiada por WAGNER (1957, 1965); HENKES (1961); HELMIG (1965); READING (1970); y HEWARD, (1978) y otros. Los estudios más recientes y definitivos han sido realizados por KNIGHT (1971, 1974, 1975, 1983). Este autor ha establecido una serie, de potencia superior a los 3.000 m separando ocho «formaciones» que poseen aspectos litoestratigráficos propios; de techo a muro son las siguientes: Formación Perla; Formación Unica; Formación Herrera; Formación Quemadas; Formación Sucesiva; Formación Gonzalo; Formación Raposa; Formación Alejico. En la Hoja no están representadas la Formación Perla ni la Formación Unica.

2.4.4.7.1. Formación Alejico.

Aparecen discordantes tanto sobre el Paleozoico más antiguo como sobre los materiales cantabrienses de las «cuenca carbonífera» de Prado-Guardo-Cervera. Se presentan formado un sinclinal, donde los estratos más antiguos están más plegados que los modernos, lo que sugiere una deformación sinsedimentaria. El techo es concordante con la formación superior (Raposa). La potencia es de 0 a 300 m.

Litoestratigráficamente se inicia con un conglomerado polimítico basal, constituido por clastos subangulosos, con una matriz litarenítica de grano grueso a microconglomerática. Presenta frecuentes cambios laterales. En la parte superior es predominantemente arenosa y tiene capas de carbón de poca extensión lateral que localmente se han explotado.

El tipo de depósito está controlado por el paleorrelieve colindante, los conglomerados son depósitos fluviales de fuerte pendiente; cuando las condiciones se hacen más estables, en un área de llanura de inundación fluvial, es cuando se producen las condiciones para la formación de turberas.

La subsidencia general y las pulsaciones representadas por avenidas de conglomerados, estan controladas por fallas. La cuenca tiene una expansión hacia el SE, con un eje máximo de subsidencia NE-SO. El borde NO permanece fijo durante toda la secuencia, teniendo gran influencia en la sedimentación.

2.4.4.7.2. Formación Raposa

El espesor es de 100 a 1.000 m. Los afloramientos más completos están en la zona septentrional de la cuenca, donde se ha establecido el corte tipo. La base de la secuencia está definida por un contacto discordante cuando está sobre el paleozoico antiguo o por conglomerados polimíticos cuando está sobre las capas de Alejico. La sucesión mas representativa se constituye por:

- Un episodio marino de lutitas arenosas con lamelibranquios (Curvirrumnia, Myalina y Anthraconaia).
- Un intervalo areniscas canalizadas.
- Una alternancia de areniscas y lutitas limosas con suelo vegetal, que suelen predominar hacia el techo.
- Un episodio arenoso con alguna capa de carbón, que representan sedimentos fluviales de llanura de inundación.

En la secuencia se observa una expansión de la cuenca hacia el oeste y una mayor subsidencia en el NE. Hay cambios litológicos y de potencia entre las zonas norte y sur, lo que hace suponer una falla sinsedimentaria de dirección este-oeste. Los sedimentos tenían el área madre situada al oeste y al sur.

2.4.4.7.3. Formación Gonzalo

Viene marcada por un cambio brusco de litología. En el corte tipo se presenta de muro a techo los siguientes tramos:

- Lutitas deleznales de color gris azulado, con niveles de ostrácodos y lamelibranquios.
- Alternancia de lutitas y areniscas. Gradualmente pasan a predominar las areniscas de grano medio con laminaciones cruzadas, ripples, estratificación cruzada y estructuras de muro que dan una dirección de corrientes norte-sur.
- Nivel lacustre de lutitas limosas con *Anthraconaia*.
- Secuencia arenosa, que sirve de base a la capa de carbón «Sucesiva», con suelo de vegetación.

La potencia es de 100-140 m. Se desprende de la serie que la cuenca, durante este período sufre una subsidencia general que da lugar a la secuencia lacustre, a la que sigue una colmatación, que permite al final el crecimiento autóctono de plantas. La subsidencia es mayor en el NE, mientras que, la fuente de sedimentos sigue en el sur y oeste.

2.4.4.7.4. Formación Sucesiva

Denominada «paquete Norte» por HENKES (1961). Tiene dos capas de carbón, la Sucesiva al muro y la Estrecha al techo, que han sido explotadas. Entre ellas, la serie se desarrolla de la siguiente manera:

- Alternancia de lutitas con *Leaia* y *Anthraconaia*; hay areniscas de grano medio con ripples, laminaciones y estructuras sedimentarias de muro que indican direcciones norte-sur. Contienen carboneros y plantas autóctonas y a techo una capa de carbón con cineritas.
- Secuencias rítmicas que comienzan con una alternancia de lutitas y areniscas, con engrosamiento hacia el techo, donde aparecen carboneros.
- Nivel de lutitas limosas.
- Areniscas con suelo de Calamites en posición de crecimiento.
- Areniscas en secuencias decrecientes y estratificaciones cruzadas.

La potencia es variable de 60 a 155 m. La mitad inferior tiene características de sedimentos lacustres, mientras que en la mitad superior existen diferencias según se encuentre en la parte norte de la cuenca o en la sur. En la parte sur se instala una llanura de inundación fluvial con formación de turberas.

2.4.4.7.5. Formación Quemadas

Aflora en la parte norte de la cuenca y tiene una potencia superior a 300 m. De muro a techo se observa un tramo basal de lutitas azules con restos de plantas, abundantes *Spirorbis*, fauna de lamelibranquios y laminaciones de ripples. Le siguen 75 m de alternancia de areniscas y lutitas azules a veces con lamelibranquios, continúan ciclos similares con engrosamiento hacia el techo. Hay laminaciones cruzadas y «slumping» en las partes superiores. Los últimos 20 m de areniscas de grano medio con laminaciones cruzadas. El techo se fija en unos niveles de limolitas y pizarras negras con *Anthraconauta*.

La sedimentación muestra que hay un cambio brusco, con incremento de la subsidencia y una amplia inundación. Las primeras areniscas se depositan en medio lacustre, poca profundidad y corriente a veces de turbidez, lo que corresponde a una cuenca agitada. Continúan depósitos en medio más tranquilo con un intervalo de agitación, que podía corresponder a la última pulsación de subsidencia. La secuencia finaliza con un engrosamiento general, lo que supondría una colmatación de la cuenca, Las marcas de corriente siguen indicando la fuente de sedimentos en el sur, existiendo una subsidencia hacia el este.

2.4.4.7.6. Formación Herrera

La unidad Capas de Herrera contiene el conjunto de capas de carbón más importantes. Ocupa en esta Hoja la esquina SO de la misma, y tiene su máximo desarrollo en el valle existente al oeste de Sotillos. Forma en general un núcleo sinclinal limitado por fallas. Se observa de muro a techo la siguiente sucesión:

- Areniscas y lutitas limosas con *Anthaconaia* y *Leaia*.
- Zona de capas de carbón que alternan con limolitas y areniscas.
- Serie de ciclos que comienzan con materiales finos y suelos de vegetación y continúa con estructuras sedimentarias de muro y laminaciones.
- Capa de carbón que presenta en el muro un nivel de lutitas limosas con *Anthaconaia pruvosti* (TCHERNYCHEV).
- Alternancia de lutitas y capas de carbón (conocidas en minería como «paquete Central»).

La potencia es de unos a 300 m. El medio de sedimentación es una llanura de inundación fluvial en la que se forma carbón, con periódicas inundaciones locales que dan lugar a depósitos lacustres. Los ciclos pueden representar pulsaciones de subsidencia que dan lugar a períodos estables con formación de carbón, seguidos de períodos de inundación que colmatan la cuenca. Al final hay una etapa más tranquila, originándose carbón en áreas pantanosas entre los cauces principales de los ríos.

Los materiales más antiguos del Grupo Sabero se han depositado en áreas muy localizadas, aparentemente controladas por un eje de subsidencia NE-SO entre bordes probablemente fallados que dan lugar a una deformación sinsedimentaria. La sedimentación subsecuente muestra un ensanchamiento progresivo de la cuenca, sin perder su carácter restringido, permaneciendo los bordes sur y oeste como principales áreas fuente de sedimentos. En toda la secuencia hay una subsidencia bastante continua. Las ligeras pulsaciones son las que proporcionan los límites entre las distintas unidades litoestratigráficas. Hacia la mitad

superior los cambios litológicos se deben más a cambios normales en la sedimentación de una llanura de inundación fluvial, controlados por migraciones del curso de los ríos y a las fluctuaciones del caudal.

En la parte más baja, tanto los sedimentos como la composición de la flora, indican condiciones intramontañosas del tipo de cuencas límnicas; sin embargo, en la Formación Raposa hay una inclusión marina, lo que demuestra su situación costera; lo mismo sucede con respecto a la flora de las partes más altas de la secuencia, ya que ésta se considera más próxima a condiciones parálicas que a límnicas. Todo esto no hace sino justificar el término de cuenca parálico-límnica dado por JONGMANS (1952).

Aparte de elementos faunísticos (bivalvos, filópodos, ostrácodos) restringidos a los niveles salobres y a otros de carácter límnic a divesas alturas a lo largo de la sucesión, la flora es muy abundante en base a la cual se han realizado las dataciones. Las capas inferiores de la serie pertenecen según KNIGHT (1974) al Estefaniense A Medio, perteneciendo las capas superiores (desde la base de la Formación Herrera hasta las Capas de la Perla) al Estefaniense B Inferior, siendo las Capas de la Perla de Estefaniense B Medio.

2.4.4.8. *Estefaniense de Reyero-Salamón (Estefaniense B)*

Siguiendo el trazado de la falla de León existe una estrecha, pero continua, banda de sedimentos detríticos carboníferos que se apoyan discordantemente sobre materiales carboníferos más antiguos. Estos materiales, según WAGNER (1963) y AMERON (1965), tienen una edad Estefaniense y forman parte de la que ha sido denominada «Cuenca Carbonífera de Canseco-Rucayo-Reyero-Salamón». Según NAVARRO *et al.* (1987), se pueden distinguir dos sectores con características sedimentológicas (direcciones de paleocorrientes) y tectónicas diferentes; en el occidental (Canseco-Rucayo) los aportes proceden del sur y su margen septentrional se encuentra cobijado por los materiales de la Cuenca Carbonífera Central, y en el oriental (zona de Reyero-Salamón) los aportes son del norte, los sedimentos se disponen discordantemente sobre los de la Cuenca Carbonífera Central y están cobijados por el sur.

La serie más representativa se sitúa en la Zona de Viego, tiene una potencia de 204 m, y se sitúa en contacto mecánico con las calizas de la Formación Láncara. Aparece formada por una alternancia de areniscas y lutitas, no observándose niveles conglomeráticos de cierta entidad; no obstante, no debe descartarse su existencia en la parte inferior, ya que es frecuente la aparición de amplias zonas recubiertas, que impiden obtener un registro continuo de la serie. Las pocas secuencias que ha sido posible observar, corresponden a secuencias granodecrescentes, formadas por facies St en la base, sobre las que se sitúan facies Fl. Dado lo restringido del registro, no es posible establecer megasecuencias.

En las proximidades de Salamón estos materiales se sitúan sobre la Formación Lois-Ciguera. La serie está constituida por conglomerados polimícticos, bastante heterométricos, con clastos fundamentalmente de caliza, procedentes de la Formación Lois-Ciguera, y cuarcita y alguno muy escaso de arenisca, procedentes probablemente de las cuarcitas cámbricas, ordovícicas y devónicas. Los clastos de caliza son subangulosos mientras que los de cuarcita

tan bien redondeados. Presenta cemento carbonatado, no obstante, algunos niveles presentan matriz litarenítica en diferentes proporciones, tanto más abundante cuanto más a techo. En la parte inferior de la serie, algunos niveles presentan abundante cemento ferruginoso.

Los conglomerados se ordenan en niveles cuyo espesor oscila entre 0,4 y 1,4 m siendo frecuente el acuñamiento lateral de los mismos, así como la existencia de cicatrices erosivas internas. Los clastos presentan una fábrica desorganizada y sólo localmente, se observa cierta imbricación y disposición paralela a los planos de estratificación. La gradación no es muy marcada, siendo más patente hacia la parte superior de la serie y correspondiendo casi siempre a gradación normal.

Por encima de la serie realizada, los afloramientos son muy escasos, pero algunos pequeños retazos permiten observar la existencia de niveles de areniscas de grano grueso con cantos dispersos, intercalados entre otros de conglomerados, así como la menor proporción de clastos de caliza y la disminución más o menos gradual del tamaño máximo de los de cuarcita.

La disminución de clastos calizos al ascender en la serie, así como el menor tamaño máximo de los clastos de cuarcita, indican una primera etapa más activa, en la que se produjo un cierto aporte de material calizo en el borde norte, que no sufrió casi transporte, mientras que las cuarcitas procedían de mayores distancias.

Llama la atención la escasez de matriz en estos conglomerados, no obstante si consideramos que el área madre podría ser un área con abundancia de «Cuarcita de Barrios», no habría disponible mucho material fino y resultaría un depósito clasto-soportado, con elevada porosidad, que posteriormente quedaría cementada por carbonatos.

A pesar de la escasez de datos, es probable que estos conglomerados correspondan a facies proximales, que fueron cubiertas por depósitos de facies intermedias-proximales, en los que existirían niveles conglomeráticos con facies arenosas denotando zonas ligeramente canalizadas. El acuñamiento hacia el este y oeste de estas facies, junto con la presencia de las facies más gruesas en la parte septentrional, permite suponer la existencia de abanicos procedente del norte. Las brechas más bajas, presentan características de haber sido transportadas en masa, ya sea como flujo lento o rápido, previsiblemente de baja viscosidad como consecuencia de la ausencia de matriz, a modo de avenidas de derrubios (tipo «debris-flow») no canalizadas, que corresponderían a épocas de lluvias abundantes que darían lugar a mecanismos similares a los «mantos de arroyada» pero en amplias superficies. El carbón se situaría en las partes medias-distales de estos abanicos o en las zonas interlobulos.

3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

Son muy escasos los estudios existentes sobre geomorfología referidos a este área, pudiéndose citar los de MARTIN GALINDO (1953), SAVAGE (1967) y ALONSO HERRERO (1981, 1987a,b). También cabe destacar los estudios biogeográficos realizados por BERTRAND (1971, 1972a, 1972b).

3.1. EL RELIEVE: TIPOS Y GENESIS

La Cordillera Cantábrica (cántabro-astúrica) tiene su principal origen en tiempos Oligo-miocénicos (RICHTER y TEICHMULLER, 1933 ; SOLE SABARIS *et al.*, 1952; HERNANDEZ PACHECO *et al.*, 1957).

Desde el punto de vista estructural y litológico el relieve de la Cordillera Cantábrica puede considerarse de tipo apalachense por la presencia de grandes alineaciones verticalizadas de materiales paleozoicos y, con una erosión diferencial muy marcada, diferenciando relieves cíclicos y relieves estructurales. Este tipo de relieve, no obstante, no se ajusta de forma total a esta parte de la Cordillera Cantábrica, pues las estructuras del Paleozoico presentan una enorme diversidad de geometrías y, la abundancia de materiales siliciclásticos blandos de la Unidad del Pisuerga-Carrión y carbonatados del sector de Lois-Ciguera, distorsionan la génesis de este tipo de relieve.

En el marco de la Hoja se pueden establecer tres tipos de relieve, definidos en relación directa con las características litoestructurales del substrato paleozoico y de la presencia de materiales carbonatados y siliciclásticos (Fig. 14).

Relieve diferencial apalachense complejo. Originado por la alternancia de materiales resistentes a la erosión: calizas y cuarcitas-areniscas, y de materiales más blandos: lutitas y limolitas, principalmente. Esta alternancia se ve multiplicada por la existencia de cabalgamientos. Se originan relieves de valle en las zonas de lutitas y crestas en los materiales duros de cuarcitas-areniscas y calizas. Se denomina complejo por lo intrincado de sus estructuras.

Las zonas con este tipo de relieve corresponden a las zonas más meridionales de la Unidad del Ponga y a la zona oriental del Manto del Esla.

Relieve calcáreo de montaña. Caracterizado por el predominio de materiales carbonatados. Se forma sobre las acumulaciones tectónicas de las calizas masivas carboníferas, que originan relieves muy fuertes, con desniveles grandes y, casi siempre, con un gran desarrollo de un karst verticalizado y activo.

Dentro de la Hoja se encuentra representado por la zona meridional del sector de Lois-Ciguera, del duplex de Pico Jano y Peñas Blancas-Peña Lampa.

Relieve indiferencial hercínico uniforme. Esencialmente formado por materiales siliciclásticos de grano fino, pizarras, areniscas y litarenitas y en menor extensión conglomerados y calizas de edad Carbonífero. Estos materiales eminentemente silíceos presentan una gran uniformidad en las laderas, con ausencia de contrastes en la pendiente, debido a la relativa homogeneidad litológica. En menor extensión aparecen bandas de conglomerados, areniscas y calizas que conforman algunas zonas de cumbres.

3.2. ELEMENTOS MORFOLOGICOS

3.2.1. Formas de morfología fluvial

El agente modelador del relieve más importante ha sido la dinámica fluvial en su sentido amplio.

Por lo común, la totalidad de las cabeceras de arroyo presentan gradientes elevados y rectilíneos que, en épocas de precipitaciones, tienen un alto poder erosivo. Se deben exceptuar los que circulan en los valles con modelado glaciar-periglacial, pues, debido a su menor pendiente, provocan configuraciones meandriformes, pero siempre con un perfil tipo «V» sobreimpuesto al de tipo «U», de mayor desarrollo.

Los fondos de pequeños valles, que no superan los 100 m. de anchura, suelen presentar depósitos fluviales en vaguada posteriormente antropizados.

En la Hoja los mayores depósitos fluviales corresponden al Esla «Yuso», en el valle de Riaño y La Reina, y del Esla «Suso», entre Escaro y La Puerta. Les siguen en importancia los depósitos del Esla desde Las Salas a Aleje, del río Dueñas (Lois y Salamón), de la cabecera del Cea (Prioro y Morgovejo) y los del río Grande.

La dinámica fluvial, en sentido estricto, para las zonas de fondos de valle se puede diferenciar, según el tipo de cauce y llanura fluvial, en tres tramos diferentes: zona de llanuras de inundación, zona de terrazas y zona de cauces encajados, que tienen su origen en la existencia de niveles de base locales. Tanto para el Esla «Suso» como para el Esla «Yuso» les corresponde, como nivel de base local, el desfiladero u hoces de Bachende. El alto Cea, valle de Prioro, presenta también un nivel de base local en el desfiladero de Las Conjas.

3.2.1.1. *Llanura de inundación*

La existencia de diferentes niveles de base locales (desfiladeros, hoces y gargantas) provoca que el río, en su zona inmediatamente anterior, no llegue a presentar una componente vertical fuerte de erosión y excavación del cauce; sino horizontal y de ensanchamiento lateral, formando una llanura aluvial plana, con cursos de tipo anastomosados. Este comportamiento origina un valle de fondo plano con desarrollo lateral, que en esta vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, se encuentran con gran frecuencia y dan lugar a amplios fondos de valle en zonas de montaña, de hasta más de un kilómetro en anchura, como ocurre entre Riaño y Pedrosa del Rey, asimismo este escaso gradiente de los cuaces y la coincidencia de abundantes precipitaciones con la época de deshielo, que ocasiona crecidas y desbordamiento de los ríos, constituye un factor decisivo para la sedimentación de materiales edáficos de grano fino: limos y arcillas de inundación, que se sitúan encima de sedimentos fluviales más groseros y generan los suelos más productivos de la zona.

3.2.1.2. *Zona de terrazas*

No se ha podido determinar ninguna secuencia de terrazas para esta Hoja, ya que sus alturas son muy variables dentro de un pequeño intervalo (0-20 m).

Se han diferenciado los principales tramos de terrazas en Pedrosa del Rey-Barniedo, Crémenes- Villayandre, Valdoré, Aleje, Prioro y río Grande.

3.2.1.3. *Zona de cauces encajados*

Aquí la acción erosiva de los ríos y arroyos sólo tiene una componente esencialmente vertical, sin cursos meandriformes, salvo en los antiguos valles glaciares, ni fondos planos aluviales naturales. La acción antrópica de riego y desmonte, en las partes bajas, ha conducido a crear una configuración plana de estos valles.

El perfil longitudinal del río Esla, hasta su confluencia con el Cea, presenta dos inflexiones debidas a accidentes geográficos, el meandro de Valberán y el desfiladero de Bachende.

3.2.2. **Morfología de vertientes**

Se presentan en la Hoja vertientes con fuertes pendientes; en concreto, para la cabecera de la cuenca del Esla, una pendiente media de 45,92 % (ALONSO HERRERO, 1987a).

Las vertientes en los relieves de tipo indiferencial hercínico uniforme presentan, generalmente, cimas redondeadas y por debajo tramos rectilíneos, y se diferencian de los de tipo diferencial apalachense complejo, en que suelen ser ligeramente cóncavas, con pendientes muy fuertes en sus cimas. En los relieves de tipo calcáreo de montaña los perfiles de sus vertientes son muy irregulares.

Generalmente, en todas estas vertientes se sitúan depósitos de gravedad, allí donde exista una disminución en la pendiente de las laderas. Los depósitos, de derrubios en general, se localizan a partir de las zonas de contacto entre litologías de diferente erosionabilidad. Se han representado como derrubios de ladera los taludes y conos de derrubios, así como los canchales.

En el alto de La Rasa situado en el extremo nororiental de la Hoja existen ciertos depósitos, denominados provisionalmente coladas de piedras («rock-glaciers» o «rubble drift»), que se desarrollan casi exclusivamente a partir de los canchales de bloques cuarcíticos (Cuarcitas de Murcia) a una altura siempre superior al límite forestal o de permanencia estacional de nieve.

Su geometría se asemeja a una lengua con uno o varios cordones exteriores en las zonas inferiores a modo de morrena, envolviendo una zona interior más deprimida en la que en épocas invernales se instala un nevero.

Se representan en el mapa como coluviones, diferentes tipos de sedimentos cuaternarios de origen mixto o dudoso que se sitúan, por regla general, en zonas de fondo de valle o zonas deprimidas, donde la acción de la gravedad, aguas de arroyada y torrentes han participado en su formación. Este subsuelo se encuentra, normalmente, tapizado de suelo edáfico, salvo en las zonas más altas y con mayor relieve.

Al ser una zona muy montañosa, con un relieve fuerte y abrupto y un continuo ciclo erosivo y de alteración, los suelos alcanzan, generalmente, un perfil de tipo AC; solamente, en zonas llanas y deprimidas su perfil puede aparecer de tipo A(B)C o incluso ABC.

3.2.3. **Morfología glaciar**

La morfología glaciar, dentro del ámbito de esta Hoja, es de poca importancia; sin embargo, cabe resaltar cuatro zonas en las que claramente se aprecia la existencia de glacialismo pleistoceno, presentando diferentes formas y sedimentos glaciares.

En el Mapa Geomorfológico se ha representado conjuntamente los materiales propiamente glaciares y los fluvioglaciares, ya que la falta de estudios sedimentológicos imposibilita su diferenciación; solamente se ha representado como distintas las morrenas por sus claras formas topográficas.

Las áreas con mayor desarrollo de formas y depósitos glaciares se sitúan en la parte NO (área de Lois-Ciguera) y NE (zona de la Lasa-río Grande) de la Hoja. En el área de la cabecera del río Grande, cerca de Valverde de la Sierra se desarrolla una espectacular llanura de fuente glaciar.

Las formas y depósitos para el área del Mampodre, fuera y al NO de la Hoja de Riaño, se han interpretado como pertenecientes a la glaciación «würmiense» con distintas fases de retroceso (ARENILLAS PARRA y ALONSO OTERO, 1981), si bien para todo el conjunto de huellas y depósitos de la Cordillera Cantábrica se han considerado (ALONSO HERRERO, 1987b) dos sistemas o fases glaciares diferenciadas de antiguos aparatos glaciares, cada uno de ellos con diferentes etapas de retroceso, y posiblemente de diferente edad.

3.2.4. **Morfología kárstica**

Elementos de morfología kárstica aparecen en casi todos los afloramientos calcáreos de la Hoja y con mayor desarrollo en los relieves calcáreos de montaña. Sin embargo, zonas con amplio desarrollo kárstico sólo aparecen en algunas áreas de estos relieves en las que los elementos estructurales juegan un importante papel.

Las zonas calcáreas con disposición subvertical, presentan una morfología superficial de menor desarrollo que las de disposición subhorizontal. En éstas se desarrolla una notable karstificación, como ocurre en la zona de Pico Yordas y Borín, Peña Toya y Pico de Aguasalio principalmente, con amplios campos de dolinas y una fuerte morfología kárstica. En todas estas zonas se encuentran diferentes tipos de lapiazes, desnudos y semicubiertos, así como grandes dolinas que en casi todos los casos se desarrollan a partir de una génesis pluvionival.

4. **TECTONICA**

4.1. **INTRODUCCION**

La Hoja de Riaño se encuentra situada en la Zona Cantábrica (ZC), área que constituye la parte más externa del sector Ibérico de la Cordillera Herciniana. La deformación en la ZC se caracteriza por un predominio de la tectónica tangencial, donde las estructuras más importantes son los cabalgamientos y pliegues con ellos relacionados. Esta deformación se realiza en condiciones relativamente superficiales, sin apenas metamorfismo y, por lo tanto, con escaso desarrollo de la esquistosidad. Únicamente en la UPC aparece un cierto metamorfismo epizonal y un desarrollo apreciable de la esquistosidad, aunque de distribución

espacial variable. A esto se une la presencia de gran cantidad de cuerpos ígneos tardihercínicos, generalmente de pequeño tamaño y naturaleza gabroica que se encuentran emplazados preferentemente cerca de las grandes fallas.

En la Hoja de Riaño aparecen representadas cinco de las Unidades Tectónicas más representativas de la Zona Cantábrica, que son (Fig. 1):

- Unidad del Pisuerga Carrión (UPC).
- Unidad de Valsurvio (UV).
- Unidad del Esla (UE).
- Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (CCC).
- Unidad del Ponga (UP).

Todas estas unidades representan dominios paleogeográficos inicialmente más o menos separados que se encuentran actualmente en contacto por causas tectónicas. El transporte tectónico de estas unidades fue generalmente hacia el NE (ARBOLEYA, 1981; ALONSO, 1985; ALVAREZ MARRON, 1989) y tuvo lugar durante el Moscoviense. Posteriormente, durante el Estefaniense, toda el área representada en la Hoja de Riaño sufrió un acortamiento en dirección N-S, relacionado probablemente con el emplazamiento hacia el sur de mantos más septentrionales situados fuera de la Hoja Unidad de los Picos de Europa, (Fig. 1). A causa de este cambio en la dirección de acortamiento, las primeras unidades se encuentran bastante modificadas en su disposición original y, por tanto, es difícil elegir secciones que estén realizadas en la dirección de transporte tectónico «Plane strain sections». Debido a esto, las secciones elegidas sobre los mantos más antiguos deben a veces seguir líneas muy quebradas para cumplir este requisito; de este modo se han confeccionado los cortes I-I' y II-II', mientras que el resto se han trazado de forma rectilínea, ya que basándose en ellos se estudiará el último acortamiento hercínico de la ZC, producido durante el emplazamiento de la UPE en dirección N-S.

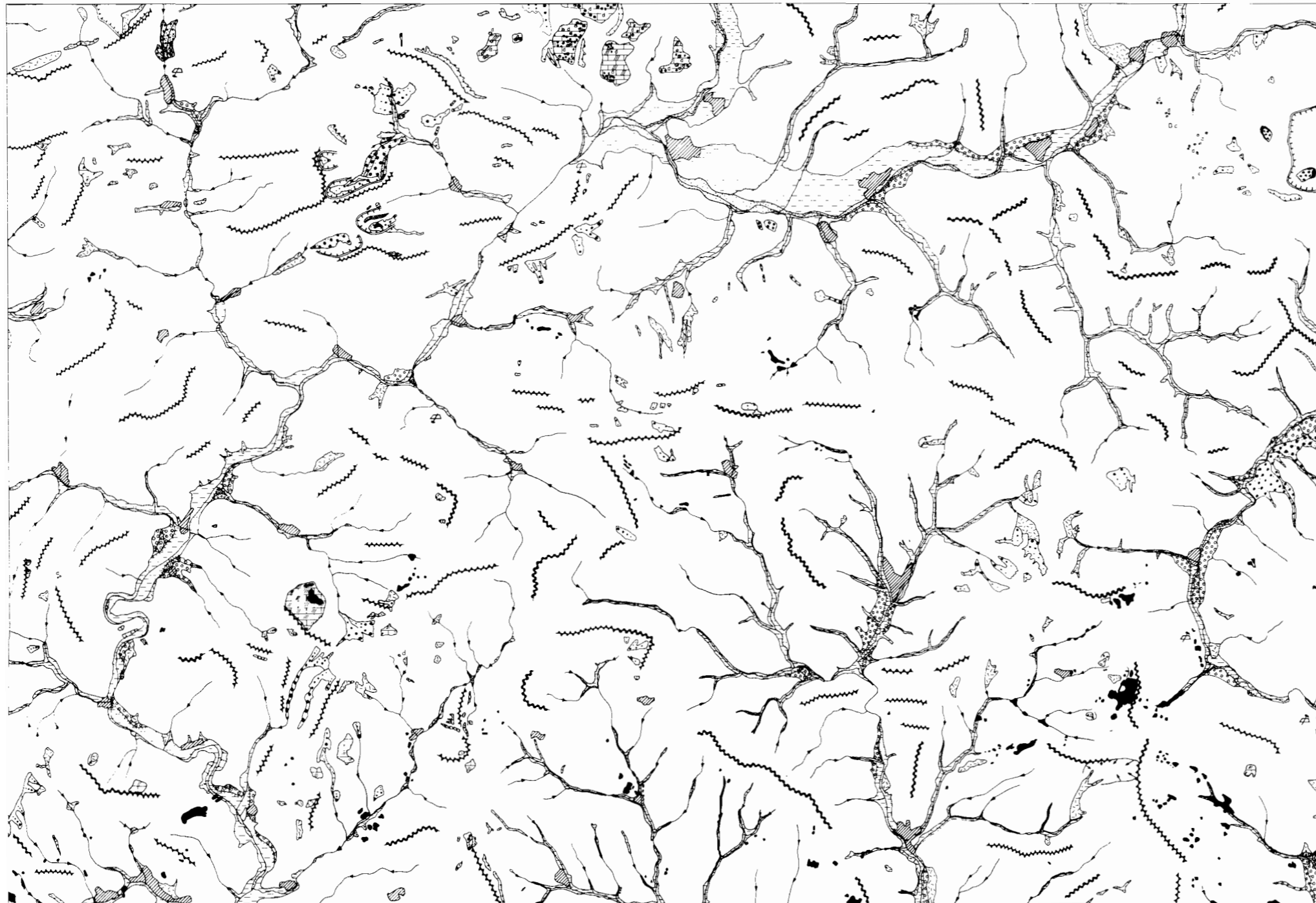
En la descripción general de las láminas se les adjudicará normalmente el nombre de su cabalgamiento basal, y siguiendo la nomenclatura propuesta por DENNIS *et al.* (1981), basada en la magnitud del desplazamiento, llamaremos Manto a las láminas cuyo desplazamiento sea mayor de 5 km, y Escama, a las que tengan un desplazamiento menor.

El conjunto de cabalgamientos presentes en la Hoja se puede agrupar en varias láminas y sistemas de láminas cuyas denominaciones se muestran en el Esquema Tectónico y Cortes Geológicos.

Todos los cabalgamientos mayores convergen en profundidad hacia una superficie de despegue que se situaría normalmente sobre la Formación Láncara (UP, CCC) o bien sobre la Herrería (UE), mientras que en la UPC estaría en la base de la Formación Perapertú (o Grupo Prioro en la acepción de ALONSO, 1987).

4.2. LOS MANTOS PALENTINOS

Los afloramientos de sedimentos devónicos con «Facies Palentina» (BROUWER, 1964) que, junto a sedimentos carboníferos, aparecen en la parte NE de la Hoja, forman parte de un



LEYENDA

FORMAS FLUVIALES

- LLANURAS ALUVIALES
- TERRAZAS
- LECHO MAYOR
- BORDE DE TERRAZA

FORMAS GLACIARES

- DEPOSITOS GLACIARES Y O FLUVIOGLACIARES
- MORRENAS
- LIMITE DE CIRCO GLACIAR

FORMAS DE GRAVEDAD

- TALUDES, CONOS Y CANCHALES
- COLUVIONES
- DESIZAIMIENTOS
- COLADAS DE PIEDRAS (Rock-glaciers)

FORMAS KARSTICAS

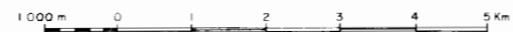
- AREAS DE FUERTE INFILTRACION
- DOLINAS

FORMAS ANTROPICAS

- NUCLEO URBANO
- CANTERA
- EXPLOTACION MINERA ACTIVA E INACTIVA

MORFODINAMICA

- CURSOS DE AGUA PERMANENTE
- CRESTA ESTRUCTURAL
- CRESTA NO ESTRUCTURAL



conjunto de unidades alóctonas de la UPC que RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987, 1988) denominan Mantos Palentinos.

Es difícil reconocer la geometría original de estas láminas debido a que se encuentran fuertemente compartimentadas por la superposición de unidades alóctonas posteriores emplazadas con distinta dirección de transporte, de tal modo que aparecen rodeadas totalmente por sedimentos del Carbonífero Superior.

Para una mejor comprensión del mapa se ha agrupado este conjunto de láminas en tres unidades: Hormas, Alto Carrión y Espigete. La Unidad de Hormas, situada al NO de la Falla de Peñas Matas, presenta síntomas de haber sufrido deslizamiento gravitacional, como lo atestiguan la presencia de relaciones caóticas entre los afloramientos, algunos de los cuales presentan afinidades olistolíticas, pudiendo corresponder los afloramientos mayores a «olistotoplas» desenraizadas (en el sentido de FRANKENFELD, 1983) probablemente de la vecina Unidad del Alto Carrión, que presenta una geometría más regular en sus afloramientos. Esta segunda unidad presenta varias láminas superpuestas, que en la actualidad, al igual que en la anterior, se encuentran basculadas buzando al Norte. Algo más al oeste en la Hoja de Camporredondo de Alba algunos cabalgamientos de esta Unidad, que aparecen fosilizados por el conglomerado de Curavacas, parecen tener una clara vergencia hacia el N o NE, apareciendo otros, más verticales y con vergencia S, que cortan claramente al conglomerado de Curavacas. En el marco de la Hoja de Riaño es difícil discriminar ambas generaciones de cabalgamientos, dado lo reducido del afloramiento y la coincidencia en la disposición geométrica de ambas superficies.

La Unidad de Espigete, individualizada por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) y descrita por RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1985), está formada por un conjunto de escamas imbricadas con un nivel de despegue basal común situado dentro de la Formación Murcia, en las que también aparece involucrada la «Caliza de Montaña», que alcanzan un gran desarrollo en la vecina Hoja de Camporredondo de Alba. En esta Hoja la única lámina existente está constituida además por sedimentos predominantemente lutíticos, entre los que se intercalan diversos afloramientos carbonatados, algunos de los cuales parecen representar olistolitos.

Las características estratigráficas de estos mantos, con la presencia de facies devónicas más profundas que las del resto de la ZC, y el desarrollo de esquistosidad y un cierto grado metamórfico previo, han conducido a diversos autores a suponer un origen para éstos fuera de la ZC en un área situada al S de la misma (FRANKENFELD, 1983; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988). Para estos últimos autores los Mantos Palentinos se habrían emplazado originariamente sobre el área ocupada actualmente por la Unidad de Valsurvio y serían posteriormente introducidos, probablemente como unidades gravitacionales, en la cuenca de antepaís, durante el emplazamiento de esta unidad; deslizándose sobre los sedimentos carboníferos sinorogénicos de la UPC, anteriores al conglomerado de Curavacas, que se sitúa discordantemente tanto sobre los Mantos Palentinos como sobre los carboníferos sinorogénicos anteriores.

En el Esquema Tectónico de la Hoja se han agrupado todas estas láminas, junto con los sedimentos del Carbonífero superior, situados discordantemente sobre ellas, en un único manto, al que denominaremos de Cardaño; este manto representa la estructuración más

tardía, relacionada con el acortamiento N-S, que acompaña al emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa durante el Estefaniense y que se describirá posteriormente.

4.3. LA UNIDAD DE VALSURVIO

La Unidad de Valsurvio (UV) está escasamente representada en la Hoja, ocupando la parte suroriental del Mapa Geológico.

Si se observa el mapa geológico y el corte V-V' se advierte la presencia de varios cabalgamientos plegados por la estructura antiformal del Domo de Valsurvio. Lo único, pues, que puede decirse de su estructura original es que se trata de un conjunto de láminas cabalgantes con vergencia hacia el NE en las que no existen oblicuidades importantes entre la estratificación del alóctono y autóctono de las distintas láminas y que, por lo tanto, nos encontramos en zonas de rellano de los cabalgamientos. Sobre la superficie de cabalgamiento se sitúa bien la formación Camporredondo, bien la formación Baleas o la «Caliza de Montaña».

En la Hoja de Riaño no es observable la vergencia de estos cabalgamientos, pero en la vecina Hoja de Camporredondo de Alba muestran una vergencia hacia el NE (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988, MARIN, 1990). La Unidad de Valsurvio está limitada al oeste por un conjunto de fallas de trazado sinuoso y rumbo general NE-SO, entre las que se cuentan como de mayor importancia las fallas de Prioro y Morgovejo. Estas fallas separan la Unidad del Valsurvio de la Unidad del Esla, y dada su dirección coincidente con la de transporte tectónico, pueden interpretarse como desgarres simultáneos al emplazamiento de la láminas de ambos dominios (ALONSO, 1987).

4.4. LA UNIDAD DEL ESLA

La Unidad del Esla constituye un conjunto de tres láminas mayores, denominadas Manto del Esla, Manto de Corniero y Escama de Valbuena (SITTER, 1962; RUPKE, 1965 y LOBATO, 1977) y tres sistemas de láminas que han sido denominados: Sistema de Pico Jano, Dúplex de Primajas y Dúplex de Pardaminos (Fig. 15, ver Corte I-I') ALONSO (1985, 1987).

Las cuatro primeras estructuras afloran fundamentalmente en la Hoja de Riaño, mientras que los dos últimos «duplexes», afloran en su mayor parte en la vecina Hoja de Boñar, por lo que aquí se describirán, aunque brevemente, debido a que vienen representados en el corte profundo I-I' y ayudan a comprender la estructura general de esta unidad.

La descripción que sigue constituye una síntesis de lo expresado en trabajos anteriores (ALONSO, 1985, 1987).

4.4.1. **Manto del Esla**

El manto del Esla ha quedado preservado principalmente en dos áreas: una situada en el sinclinal de Felechas, que aflora en el borde suroccidental de la Hoja, y otra en la conjunción de los sinclinales de Aguasalio-Peñaverde y Peña Quebrada (Fig. 15). La sucesión alóctona

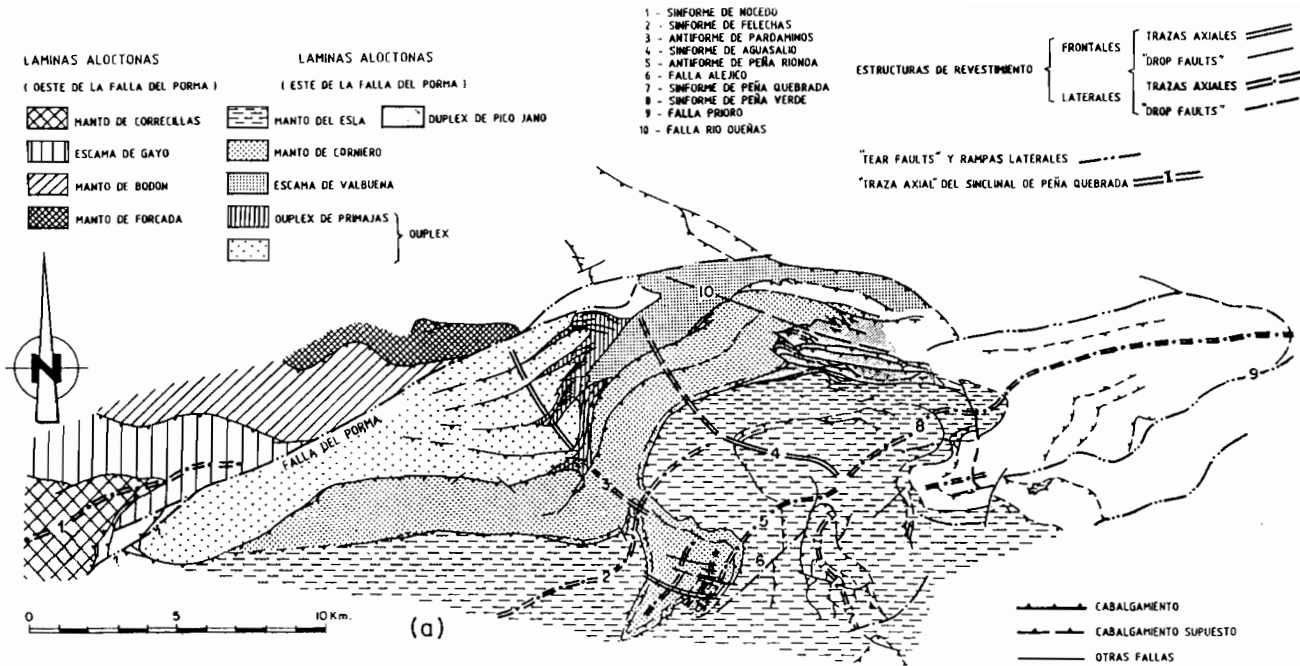


Figura 15. Principales láminas alóctonas de la Unidad del Esla junto con los pliegues y fracturas con ellas asociadas. Según ALONSO (1987a).

se caracteriza por poseer un Devónico completo a lo largo de toda la lámina, al contrario que las láminas inferiores, Corniero y Valbuena; en esta última llega casi a desaparecer.

Desde el punto de vista geométrico lo primero que resalta es la presencia de un gran rellano cabalgante situado en la base de la Formación Láncara, que descansa sobre un rellano cabalgado situado sobre los materiales del Devónico Superior. La desaparición cartográfica de la Sucesión del Devónico Superior al N de Velilla de Valdoré no corresponde a causas tectónicas, sino que es consecuencia de la erosión pre-Fameniense. En ocasiones y debido a que el despegue se produce sobre el techo de esta sucesión se encuentran retazos de la Fm. Alba a lo largo de la superficie de cabalgamiento.

Si volvemos a observar el mapa geológico respecto a la lámina cabalgante, veremos que por delante del rellano de Láncara, desde Pico Jano hasta el Cerro del Gallo, la superficie de cabalgamiento corta en rampa la sucesión autóctona, al menos hasta la Formación Portilla.

Respecto a la estructura interna del manto, existen pequeños cabalgamientos que surgen de superficies de despegue situadas en la base de la Formación Santa Lucía o de la Formación Alba.

4.4.2. El Sistema de Pico Jano

El Sistema de Pico Jano es una compleja asociación de láminas que involucran exclusivamente a materiales carboníferos y se sitúa entre el Manto del Esla y el de Corniero (Corte I-I', Fig. 2).

En ambas laderas del valle del Esla, en el sector de este río que se sitúa al O del Pico Jano, se observan varios cabalgamientos que superponen la Formación Alba sobre Formación Barcaliente y que convergen a su vez en un despegue situado en la base de la Formación Alba. Más al N, este despegue es desplazado por la Falla del río Dueñas (Fig.15) y, ya en el labio N de esta falla, al NO y N de Remolina, dicho despegue queda registrado por la presencia de dos cabalgamientos que vuelven a superponer la Formación Alba sobre la Formación Barcaliente. Sobre el cabalgamiento basal, del que surgen los cabalgamientos imbricados, se observan, asimismo, numerosos pliegues despegados con charnelas curvadas. Los cabalgamientos que superponen a la Formación Alba sobre la Formación Barcaliente al O del Pico Jano convergen hacia arriba, al alcanzar las pizarras y margas intercaladas o situadas a techo de la Formación Barcaliente por las que debe discurrir el cabalgamiento techo del «dúplex».

En esta sucesión situada sobre la Caliza de Montaña se ha reconocido Bashkiriense Superior (ARBOLEYA, 1981) y cabalga, en el área de Mental, mediante una falla lítrica, probablemente correspondiente a la parte superior del Cabalgamiento de Valbuena (Corte I-I'), a una sucesión mucho más moderna, que llega a alcanzar el Westfaliense D. Los materiales pertenecientes a esta última sucesión se extienden desde Mental hasta los puertos del Pando y Montevejo, y en ellos también se han localizado algunas estructuras relacionadas con el emplazamiento de estas láminas. Así, en el flanco S del Sinclinal de Pando se ha considerado la existencia de dos cabalgamientos en base a la presencia de dos alineaciones de pliegues cortados por fracturas paralelas a las capas cabalgadas.

4.4.3. El Manto de Corniero

Se sitúa por debajo del Manto del Esla y del Sistema de Pico Jano. El sector más nororiental de la lámina de Corniero se encuentra desplazado por la Falla del río Dueñas, de tal manera que un retazo de dicha lámina queda situado al NO de Remolina. La falla del río Dueñas es una fractura subvertical, básicamente dextrógira, que enmascara la verdadera disposición previa de las láminas, por lo que en la Fig. 16 se ha realizado una restauración cartográfica aproximada, deshaciendo el juego de esta falla.

La sucesión estratigráfica en la lámina de Corniero es bastante variable, debido a que la amplitud de la laguna ligada a la erosión prefameniense aumenta gradualmente hacia el NE. En efecto, mientras en la semiventana de Valdoré aparece un Devónico prácticamente completo que incluye las Areniscas de Nocado, hacia el N, en las proximidades de Velilla de Valdoré, desaparece esta última formación y, a partir del punto en que la lámina alcanza el río Esla, al N de Crémenes, es la Formación Portilla la que es biselada progresivamente, hasta desaparecer poco antes de llegar a la Falla del río Dueñas. En el sector más occidental del labio N de esta falla, esta lámina incluye prácticamente completa a la Formación Huergas, disponiéndose sobre ella una formación Ermita cartográficamente apreciable, mientras que hacia el NE la Formación Huergas pierde progresivamente espesor hasta hacerse muy delgada al N de Remolina. Un último retazo de la lámina de Corniero se encuentra probablemente al N de Tejerina, junto a la Falla de Piedra del Agua, en donde la sucesión prefameniense culmina con una Formación Santa Lucía incompleta.

La disposición de la superficie de cabalgamiento con respecto a las láminas cabalgante y cabalgada es muy similar a la que presenta el cabalgamiento basal del Manto del Esla; consiste en un rellano cabalgante situado en la base de la Formación Láncara, que da paso más adelante a una rampa que corta el resto de la sucesión, al menos hasta la Formación Barcaliente. La rampa se sitúa cartográficamente al NO de Remolina, aunque está ligeramente enmascarada por las fallas y rejuegos tardíos relacionados con la Falla del río Dueñas.

4.4.4. La Escama de Valbuena

De las láminas mayores, la de Valbuena es la inferior y su cabalgamiento supone el mayor salto estratigráfico del área: Formación Oville sobre Grupo Pando. No obstante, su traslación no es muy grande, como se puede observar en el Corte I-I'.

La sucesión estratigráfica pre-fameniense nunca alcanza en esta lámina términos superiores a la Formación La Vid. En el sector occidental (localidad de Valbuena) se conserva la Formación La Vid prácticamente completa, mientras en el sector más oriental (localidad de Piedra del Agua), la erosión pre-fameniense alcanzó al miembro inferior dolomítico de dicha formación.

El cabalgamiento de Valbuena, como los de las otras láminas mayores, surge del despegue basal de la Formación Láncara y, por lo tanto, dispone de un rellano cabalgante en la base de dicha formación. En su parte trasera, este rellano de Láncara ejerce de cabalgamiento de techo del Dúplex de Primajas. La rampa de la lámina cabalgante no aflora en la cartografía, pero sí es deducible una fuerte rampa en la lámina cabalgada; en realidad, una probable falla lítrica, tal como se observa en el Corte I-I'.

4.4.5. El «Dúplex» de Primajas y Pardaminos

Situados debajo de las láminas de Corniero y Valbuena, constituyen la parte basal de la estructura general de la Unidad del Esla (ver Corte I-I'). Afloran en la vecina Hoja de Boñar y únicamente el «Dúplex» de Primajas tiene una escasa representación en el ángulo NO de la Hoja de Riaño.

Ambos «duplexes» están constituidos únicamente por rocas cámbricas. El «Dúplex» de Primajas es un «dúplex» típico cuyos «horses» están constituidos por Formación Láncara y la parte basal de la Formación Oville, mientras que el «Dúplex» de Pardaminos es un apilamiento antiformal cuyas láminas están constituidas de la Formación Herrería y parte de los «horses» del «Dúplex» de Primajas y al que involucran en su formación.

4.4.6. Las fallas transversales a los cabalgamientos

Las estructuras transversales más importantes de la Unidad del Esla son las fallas del Porma y Prioro (Fig. 16).

La Falla del Porma es la estructura transversal más importante de la UE, ya que constituye el límite occidental de esta unidad. A un lado y otro de esta falla las estructuras no son correlacionables, lo que determina su simultaneidad con el emplazamiento de las diferentes láminas; en este aspecto lo más destacable es la ausencia al oeste de la Falla del Porma del «Dúplex» del Pardaminos.

La falla de Prioro y otras subparalelas a ella, como la de Morgovejo, representan el límite entre la Unidad del Esla y la Unidad de Valsurvio. La falla de Prioro separa además dos dominios con deformación diferente, uno situado al N, que básicamente ha sido trasladado hacia el ENE (UE), y otro situado al S (UV), en el que el acortamiento se ha resuelto mediante pliegues.

4.4.7. Cinemática de las láminas de la Unidad del Esla

La dirección de movimiento de los cabalgamientos de la UE ha sido conocida desde antiguo con bastante aproximación; SITTER (1960) y RUPKE (1965) propusieron una dirección de avance hacia el N para el Manto del Esla, basándose en que en dicho sentido el cabalgamiento corta hacia arriba a la sucesión estratigráfica. ARBOLEYA (1981) dedujo una dirección de transporte hacia el NNE para el mismo manto, a partir de la orientación de diversas estructuras presentes en las rocas de fallas asociadas a la superficie del cabalgamiento, y de los pliegues asociados a la rampa cabalgante.

Esta dirección de emplazamiento queda corroborada además por la posición de otros elementos estructurales de los mantos como las «líneas de corte» (Fig. 2.b) y por la posición de las fallas transversales (Porma, Prioro), que pueden considerarse como estructuras laterales («tear-fault») y, por lo tanto, paralelas a la dirección de transporte (ALONSO, 1987).

El desplazamiento acumulado por el conjunto de láminas de la Unidad del Esla puede estimarse en unos 90 km, según el Corte I-I'.

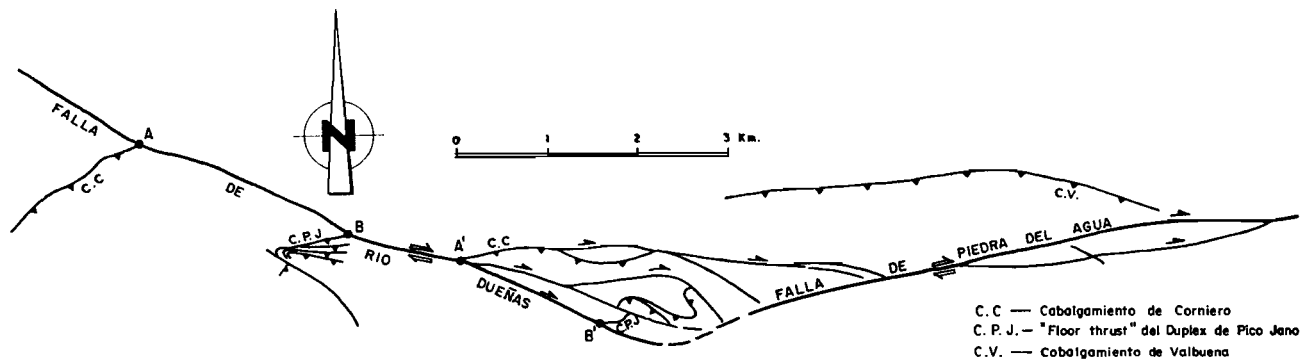


Figura 16. Falla del río Dueñas, desgarres secundarios asociados y translación producida en el Cabalgamiento de Corniero (A-A') y en el cabalgamiento basal del Sistema de Pico Jano (B-B'). Según ALONSO (1987a).

4.5. LA UNIDAD DE LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

La Cuenca Carbonífera Central (CCC) es una unidad tectónica constituida por un conjunto de varias láminas, de entre las cuales la más extensa es el Manto de Laviana (Fig. 17) (JULIVERT, 1967). En este manto se pueden diferenciar varias áreas con estratigrafía diferente, que han sido denominadas «Sectores». En este sentido BARBA *et al.* (*in litt.*) separan los sectores de Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, separados por fracturas. Los «sectores» de Piedrafita-Lillo y Aller-Nalón presentan prácticamente una única superficie de cabalgamiento situada en la base del manto, mientras que en el sector de Lois-Ciguera corresponde a un sistema imbricado

Al sur del sector de Lois-Ciguera en un pequeño afloramiento, limitado por la falla de León y el cabalgamiento basal de la Escama de Valbuena, aparece un nuevo sector de la CCC que ha sido denominado por BARBA *et al.* (*in litt.*) Sector del Porma (Fig. 6) cuyas relaciones con los otros dos sectores presentes en la Hoja (Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera) no son bien conocidas. Probablemente exista un cabalgamiento actualmente enmascarado por la Falla de León que lo superponga éstos.

Por último, la CCC se encuentra cabalgando autóctonos relativos diferentes; así, mientras que en el sector de Piedrafita-Lillo se dispone sobre la UP (Manto de Ricacabiello) en Lois-Ciguera se sitúa sobre la UPC (Fig. 17).

4.5.1. El Manto de Laviana (Sector de Piedrafita-Lillo)

Se encuentra situado en la esquina noroccidental del Mapa Geológico, formando parte del flanco sur del Sinclinal de Ricacabiello (Fig. 17).

La superficie de cabalgamiento se encuentra tanto con respecto a la sucesión autóctona como a la alóctona sobre un rellano, que en la parte cabalgante se sitúa en la base de la Formación Oville y en la cabalgada sobre la Formación Beleño. En el extremo occidental se encuentra afectado por la Falla de Solle, que lo superpone al Sector de Lois-Ciguera.

4.5.2. El Manto de Laviana (Sector Lois-Ciguera)

Ocupa casi todo el cuadrante noroccidental de la Hoja de Riaño formando parte de un gran área sinformal de estructura compleja, debida a la presencia de gran número de cabalgamientos y una red de fallas muy importante.

Su límite norte es la Falla de Solle, que lo separa del sector de Piedrafita-Lillo, y el sur, la Falla de León, que lo limita con la Unidad del Esla y el Sector del Porma de la CCC.

Con respecto a la sucesión alóctona el cabalgamiento de Laviana se situaría sobre un importante rellano localizado en la base de la Fm. Láncara, como ocurre en la mayor parte de los mantos de la ZC, aunque en el marco de esta Hoja nos encontraríamos con una zona de rampa cabalgante que alcanza a la «Caliza de Yordas» y que da lugar a un nuevo horizonte de despegue o rellano, que ocupa la mayor parte del Corte II-II'. Con respecto a su autóctono, está constituido por la UPC, encontrándose muy probablemente sobre un rellano situado en la parte alta del Grupo Pando, para ascender posteriormente, mediante

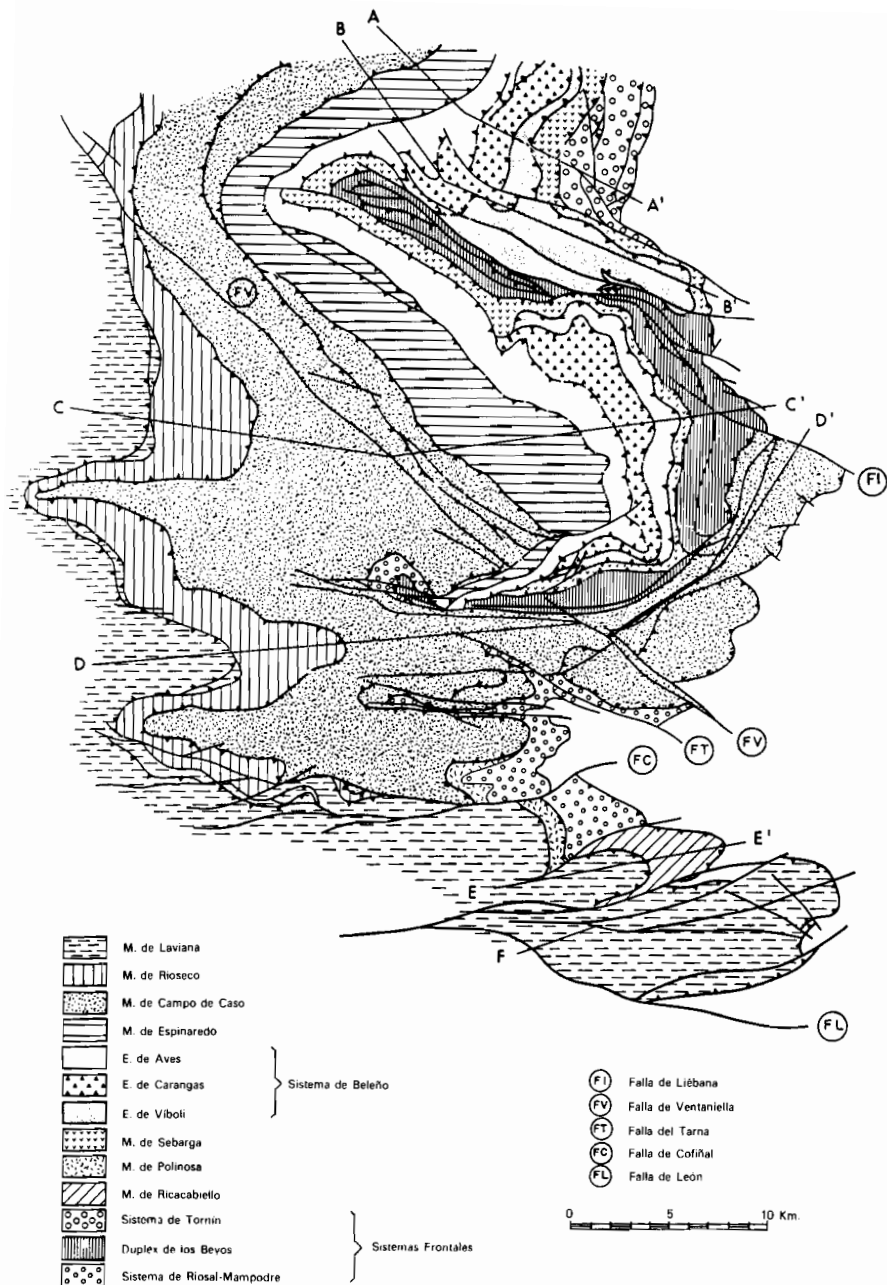


Figura 17. Esquema estructural de la parte sur de la CCC y UP con la distribución de las diferentes laminas. Basado en ALVAREZ MARRON, HEREDIA Y PEREZ ESTAUN (in litt.) modificado.

una pequeña rampa, hasta el techo del primero de los grupos sinorogénicos relacionados con su emplazamiento, el Grupo Maraña.

Con respecto a su estructura interna, como ya hemos dicho, presenta en este sector un importante imbricado que se produce a nivel del Grupo Lena. Este imbricado está constituido por las cinco escamas anteriormente mencionadas. Dentro de este sector el Manto de Laviana está compuesto por varias láminas alóctonas de menor rango y tamaño que reciben los nombres de Escama de Lois, Escama de la Quemada, Escama de Llerenes, Escama de Yordas, Escama de Borin y Dúplex de la Puerta, que por sus características estratigráficas fueron agrupadas por BARBA *et al.* (*op. cit*) en dos sistemas: el Sistema del río Dueñas y el Sistema de Pico Yordas al que pertenecen las dos últimas (Fig. 18). Más algunas duplicaciones de orden menor, como es el caso del pequeño «dúplex» que se produce sobre el cabalgamiento basal en el frente cartográfico de la unidad (Dúplex de la Puerta).

En conjunto el Manto de Laviana de este sector presenta dos fallas transversales importantes, una situada al N de dirección NE-SO y una al S, bastante mejor conservada, que pasaremos a llamar respectivamente rampas laterales de la Trapa y Peñas Pintas (Fig. 18), pueden interpretarse como rampas laterales.

La rampa lateral de la Trapa se encuentra muy retocada por las Fallas de Solle y San Pelayo, encontrándose además invertida, ya que en un principio debería inclinarse al S, antes de ser afectada por el acortamiento N-S. Al sur de esta estructura no está nunca presente la UP, encontrándose la CCC siempre sobre la UPC.

La rampa lateral de Peñas Pintas es el límite oriental de la CCC; se encuentra en posición normal, buzando al N, y presenta un pequeño imbricado, visible en los alrededores de Salamón.

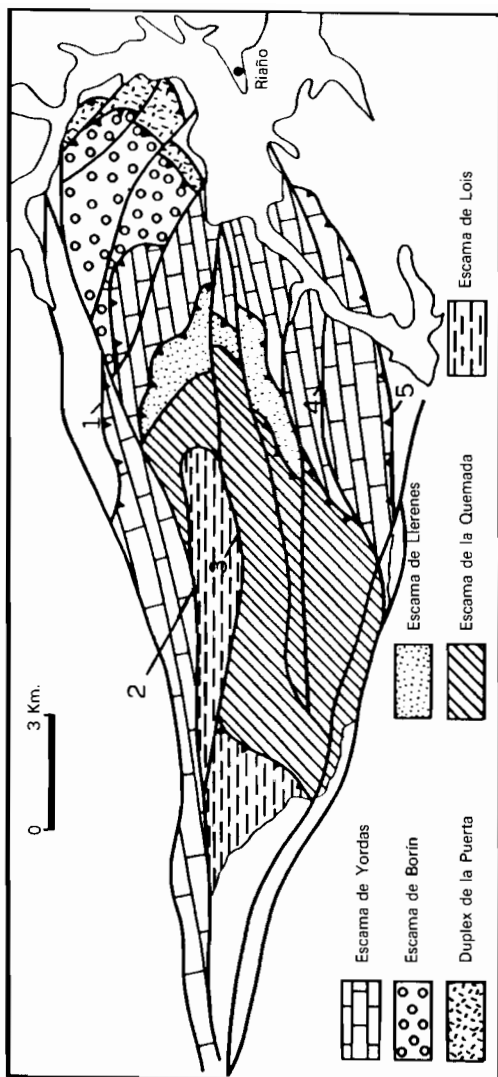
4.5.3. Cinemática de las láminas y estructuras asociadas de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central

La dirección de emplazamiento de las láminas de la CCC debe ser OSO-ENE si tomamos en consideración la posición de las estructuras laterales anteriormente descritas y las líneas de corte y de bifurcación (Fig. 25).

4.6. LA UNIDAD DEL PONGA

Es la Unidad peor representada, existiendo un pequeño afloramiento de ésta en la esquina noroccidental de la Hoja, rodeado por los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera de la CCC.

Esta unidad está constituida en el marco de esta Hoja por el Manto de Ricacabiello, que en su mayor parte aflora en la Hoja contigua de Burón; aparece también afectado por la Falla de Solle, apreciándose que sobre la superficie de cabalgamiento se encuentra la Formación Láncara, a la que se superpone bien unos pocos metros de Formación Oville o directamente el Devónico Superior, al que sigue una delgada sucesión del Carbonífero



1. Rampa lateral de la Trapa
 2. Falla de San Pelayo
 3. Falla de Linares
 4. Falla de Anciles
 5. Rampa lateral de Peñas Pintas

Escama de Yordas
 Escama de Borín
 Duplex de la Puerta
 Escama de Llerenes
 Escama de la Quemada
 Escama de Lois

0 3 Km.
 Rioño
 5

Figura 18. Esquema tectónico del Manto de Laviana en el sector de Lois-Ciguera de la CCC.

Superior que culmina con la Formación Barcaliente, la única que destaca en el relieve y que permite seguir el trazado de la superficie de cabalgamiento. Esta sucesión contrasta con la presente en el flanco N del sinclinal de Ricacabiello (Hoja de Buron), donde la serie estratigráfica de la lámina alóctona presenta unas Formaciones Oville y Barrios bastante potentes, como es típico en la Unidad del Ponga. Este tránsito se produce de un flanco a otro, y es perfectamente visible en la terminación periclinal de este sinclinal.

Con respecto a la sucesión autóctona, se encuentra cabalgando al Grupo Maraña de la UPC que aflora en un pequeño corredor entre una de las ramas de la Falla de Solle y el cabalgamiento de Ricacabiello.

Aunque los datos que se tienen en el marco de la Hoja de Riaño no permiten deducir la dirección de emplazamiento de la Unidad del Ponga, los datos conocidos en hojas vecinas (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1989; ALVAREZ MARRON y PEREZ ESTAUN, 1988) permiten afirmar que la dirección inicial y más importante de emplazamiento del Manto del Ponga en esta zona es hacia el ENE, de forma similar al de las láminas de la CCC, excepto para las láminas más orientales (Dúplex de los Beyos), que se pudieron emplazar hacia el E. (Fig. 25) En relación con este movimiento la Falla de León pudo ejercer el papel de estructura lateral («Tear fault») que compensa este movimiento hacia el sur. El movimiento dextro de la Falla de río Dueñas y sinestro de la Falla de Sabero coinciden en el tiempo con los últimos movimientos de la UP y pueden relacionarse asimismo con un juego inverso de la Falla del Porma, que habría actuado como «back thrust» (Fig. 19).

4.7. LOS PLIEGUES RELACIONADOS CON LOS MANTOS

La mayor parte de los pliegues relacionados con los cabalgamientos se forman por acomodación de la estratificación de la lámina alóctona a la trayectoria quebrada de la superficie de cabalgamiento y pertenecen, por lo tanto, al tipo «fault bend folds» (RICH, 1934; SUPPE, 1983), que han sido denominados pliegues de revestimiento por ALONSO (1987). Cualquier irregularidad geométrica en el techo de la lámina cabalgada se transmite pasivamente hacia arriba, provocando la rotación externa de cualquier plano o superficie (estratificación, cabalgamientos, etc.) mediante un mecanismo dominante de «bending». Otros tipos de pliegues asociados a cabalgamientos son pliegues relacionados con líneas terminales de cabalgamientos («fault propagation folds» de SUPPE y MEDWEDEFF, 1984) (Fig. 20a), pliegues despegados sobre la superficie de cabalgamiento (Fig. 20b) o pliegues asociados a las rampas frontales cabalgantes (Fig. 20c), interpretados por RAMSAY *et al.* (1983) en relación con la cizalla simple que afecta a toda la lámina.

La mayor parte de los pliegues mayores de la ZC se disponen según dos sistemas denominados longitudinal y transversal o radial (JULIVERT y MARCOS, 1973), según su relación con el arco que dibujan las estructuras hercínicas. Recientemente, se ha puesto de manifiesto, al igual que en otras cordilleras de plegamiento, la estrecha relación que existe entre pliegues y cabalgamientos. Así, diversos pliegues longitudinales y radiales han sido explicados como estructuras frontales y laterales de los mantos, respectivamente (BASTIDA *et al.*, 1984; HEREDIA, 1984; ALVAREZ MARRON, 1985; ALONSO, 1985; ALLER, 1986; ALVAREZ MARRON y PEREZ ESTAUN, 1988; BASTIDA y CASTRO, 1988, etc.)

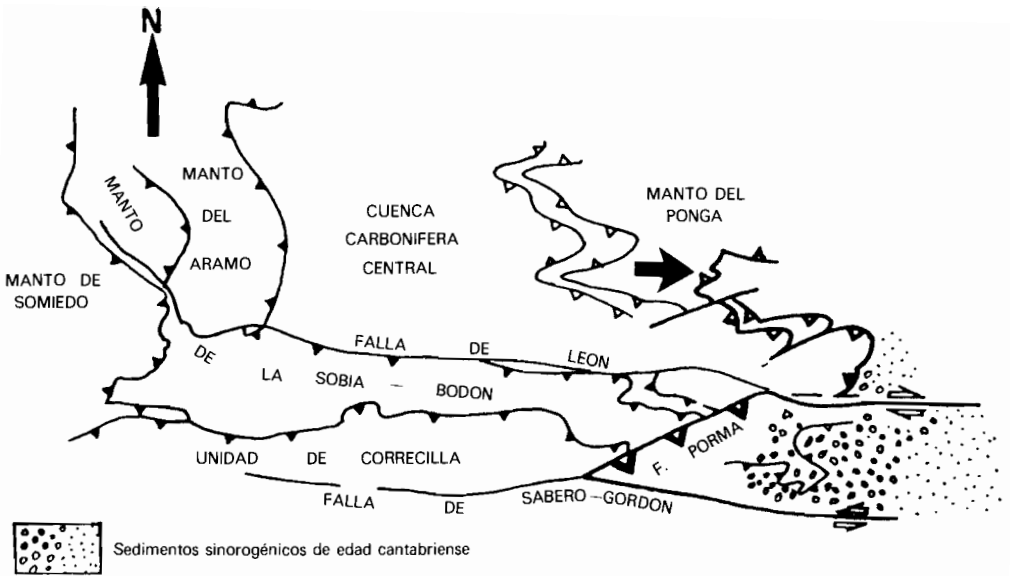


Figura 19. Esquema mostrando las relaciones cinemáticas entre el juego inverso de la Falla del Porma, el emplazamiento de la Unidad del Ponga y la actividad de las fallas de León y Sabero con la sedimentación del Grupo Cea durante el Cantabriense.

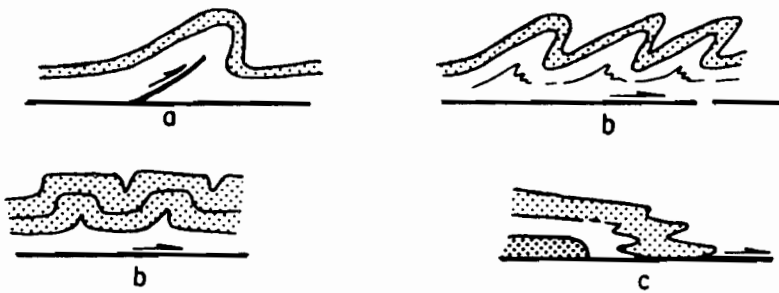


Figura 20. Tipos de pliegues de compensación frontal asociados a las láminas de la Unidad del Esla, según ALONSO (1987a).

Una vez introducidos en la génesis y problemática de los pliegues en la ZC vamos a pasar a describir los pliegues principales (o de entidad cartográfica) y su relación con las láminas autóctonas.

4.7.1. Los pliegues relacionados con los Mantos en la Unidad del Esla

Las relaciones entre los pliegues mayores, transversales o laterales a la dirección de transporte de los cabalgamientos y la geometría de éstos puede apreciarse claramente en el Corte I-I'. Así, el plegamiento antiformal de los Mantos del Esla y Corniero, que da lugar a la semiventana de Valdoré, se sitúa sobre el apilamiento antiformal de Pardaminos, en donde los cabalgamientos muestran un plegamiento progresivamente más suave hacia la base del dúplex. De ahí que el plegamiento antiformal pueda considerarse la consecuencia del apilamiento sucesivo de láminas inferiores. En el mismo corte puede observarse que el Sinforme de Agua Salio se sitúa entre el apilamiento antiformal de Pardaminos y la rampa frontal cabalgada de Valbuena.

Las trazas axiales de otros pliegues (Antiforme de Peña Rionda, Sinforme de Peña Verde, etc., Fig. 15) son paralelas a la dirección de transporte de los mantos, y pueden interpretarse como estructuras laterales de los mismos. El Antiforme de Peña Rionda, por ejemplo, puede ser la consecuencia de la terminación lateral hacia el Sur del apilamiento antiformal de Pardaminos, que a su vez determinaría el límite Sur de la Ventana de Valdoré (Fig. 21).

Además de los pliegues mayores representados en la Fig. 15, existen otros de menor tamaño representados en la Fig. 2b, c y Corte I-I', que se sitúan sobre las rampas frontales cabalgantes, y que pueden atribuirse a la deformación producida en las denominadas «culmination wall» frontales (BUTLER, 1982) por efecto de la cizalla simple que afecta al manto durante su traslación (RAMSAY *et al.*, 1983). Existen buenos ejemplos de este tipo de pliegues sobre las rampas frontales cabalgantes del Manto del Esla y de las láminas de Pardaminos, así como sobre la rampa frontal del Manto de Corniero, ahora enmascarada por efecto de la zona de fractura del río Dueñas.

4.7.2. Los pliegues de las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central

En la parte sur de la UP y CCC los grandes pliegues cartográficos son generalmente áreas sinformales, ocupando las áreas antiformales una menor extensión. La mayor parte de estos pliegues y pueden explicarse por acomodación de las láminas cabalgantes a rampas laterales de los cabalgamientos. Así, el Sinclinal de Ricacabiello presentan una traza axial de dirección NE-SO.

El Sinclinal de Ricacabiello aparece confinado entre las fallas laterales de Murias (Hoja de Burón) que limita por el sur el dúplex de la Cuesta Rasa-Mampodre, la falla lateral de la Trapa, al sur, que delimita la UP, y la rampa frontal del Manto de Ricacabiello, por el este (Fig. 17).

El Anticlinal de Carbonera puede interpretarse por acomodación del Manto de Laviana a la rampa lateral de la Trapa, que constituye, como ya se ha dicho, el límite sur de la UP

Los sinclinales de Lois, Ciguera y Anciles aparecen o quedan delimitados a su vez por varias fallas laterales, que de N a S han sido denominadas de la Toya, Llerenes y Peñas Pintas, mientras que el anticlinal de la Toya corresponde a un pliegue relacionado con la falla lateral del mismo nombre.

Por otro lado solamente existe un caso destacable de pliegues de compensación frontal que aparecen en las proximidades de las minas de mercurio de Lois, relacionados con la rampa cabalgante del Manto de Laviana.

4.8. LA ESTRUCTURA RELACIONADA CON EL ACORTAMIENTO N-S

Los mantos y escamas que implican un transporte tectónico hacia el NE y que llevan asociados diversos tipos de pliegues, previamente descritos, no son las últimas estructuras presentes en la Hoja. Así, por ejemplo, en la Unidad del Esla puede observarse como los grupos Cea y Sabero se encuentran discordantes fosilizando diversos cabalgamientos y los pliegues con ellos relacionados (Esquema Tectónico y Corte I-I'), pero a su vez están deformados, indicando que la deformación prosiguió después del emplazamiento de los mantos. La fosilización por el grupo Cea de las estructuras ligadas al emplazamiento es sólo parcial en la mayor parte de los casos, puesto que los pliegues pre-Cea se reapretaron mediante diversos mecanismos de plegamiento (ALONSO, 1989, Figs. 22, 23 y 24) y la mayoría de los cabalgamientos rejugaron mediante el mecanismo de «flexural slip» ligado al reapretamiento de los pliegues (Fig. 23). Este reapretamiento se produjo en parte durante el Cantabriense, como lo atestiguan las discordancias progresivas de esta edad (ALONSO, 1982 a), si bien la mayor parte de este reapretamiento es post-Cantabriense y puede explicarse mediante una dirección de acortamiento N-S. En efecto, el hecho de que las trazas cartográficas de las estructuras consideradas frontales y laterales de los cabalgamientos no sean actualmente perpendiculares, sino oblicuas (Fig. 15), con los ángulos obtusos abriéndose hacia el N y S, puede atribuirse a la reorientación de dichas trazas hacia una posición E-O, acorde con una dirección de acortamiento N-S.

A diferencia de la UE, en donde se produjo fundamentalmente la reorientación de estructuras previas, en los dominios más septentrionales además de producirse también dicha reactivación, se presentan diversos cabalgamientos y fallas inversas vergentes al S que pueden considerarse estructuras también generadas durante el acortamiento N-S. Así, durante esta etapa se producen en la UPC varios cabalgamientos vergentes SSE (Fig. 25) importantes, así como una esquistosidad relativamente generalizada, con una disposición subhorizontal buzando ligeramente hacia el Norte.

El cabalgamiento más importante se sitúa en el borde nororiental de la Hoja y hace cabalgar las lutitas con olistolitos calcáreos de la Formación Perapertú sobre el techo del Grupo Pando (ver Corte V-V'). Este cabalgamiento, al que denominaremos cabalgamiento de Cardaño, constituye el cabalgamiento basal de la unidad, a la que también denominamos Manto de Cardaño (Esquema Tectónico). La geometría de esta lámina es bastante simple, situándose una zona de rellano en el bloque cabalgado (ver Corte V-V'). Dentro de esta unidad se observan otros cabalgamientos, algunos de los cuales aprovechan las superficies originales de los Mantos Palentinos; uno de éstos hace cabalgar los materiales devónico

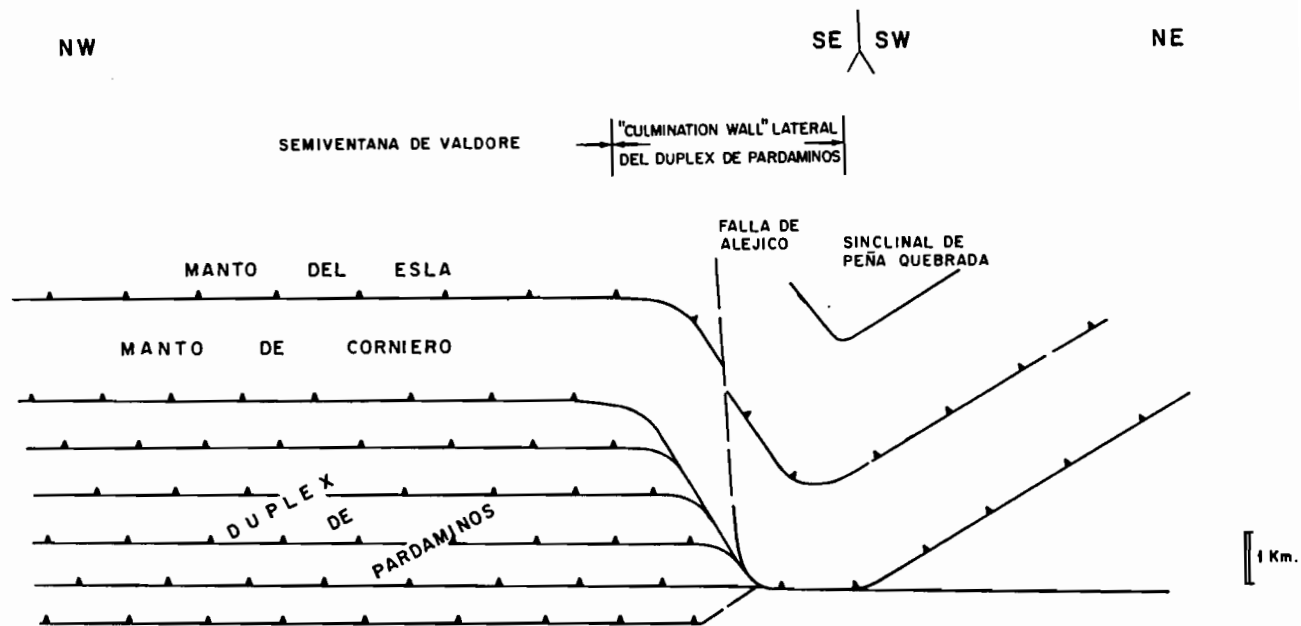


Figura 21. Corte perpendicular a la dirección de avance de los mantos desde Pardaminos, pasando por la semiventana de Valdoré, hasta la charnela del Sinclinal de Peña Quebrada, según ALONSO (1987a).

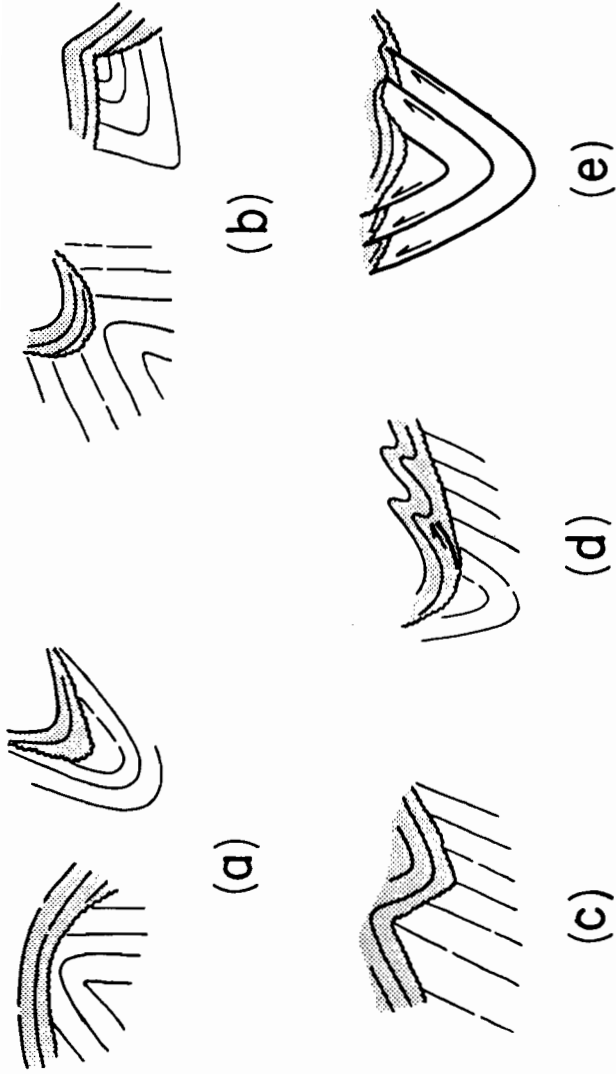


Figura 22. Relaciones estructurales entre los sedimentos sinorogénicos discordantes y el basamento en la parte sur de la Zona Cantábrica, según ALONSO (1987b). a) Antiforme y sinforme sobre sinforme. b) Sinforme sobre antiforme y viceversa. c) Pliegues sobre secuencia homoclinal del basamento. d) Pliegues despegados sobre secuencia homoclinal. e) Pliegues en la cobertura discordante como resultado de falla producida por «flexural slip» en un pliegue del basamento.

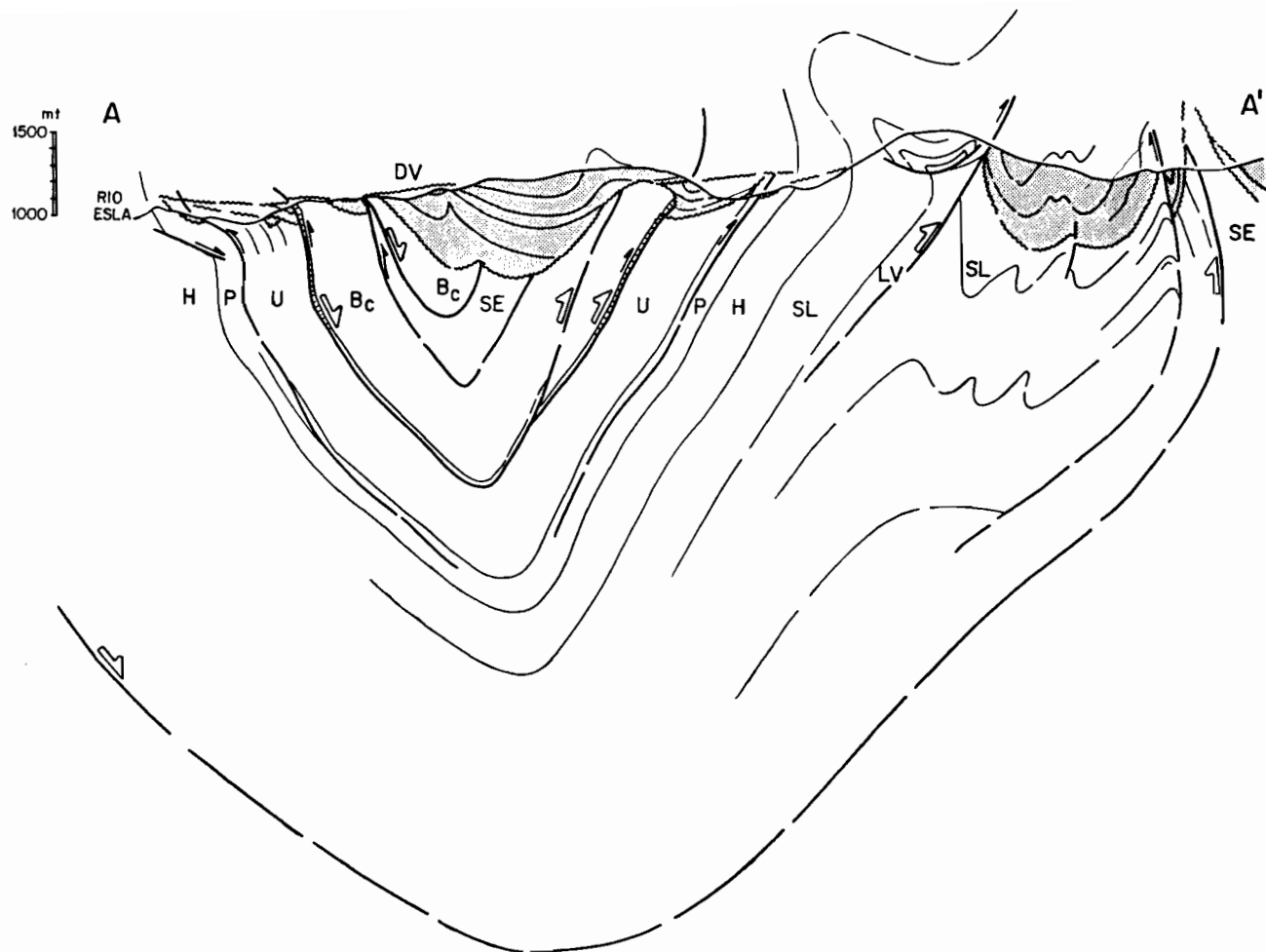


Figura 23. Corte por el Sinclinal de Peña Quebrada mostrando las relaciones entre basamento y cobertera del tipo (e) de la Fig. 19. Según ALONSO (1987a).

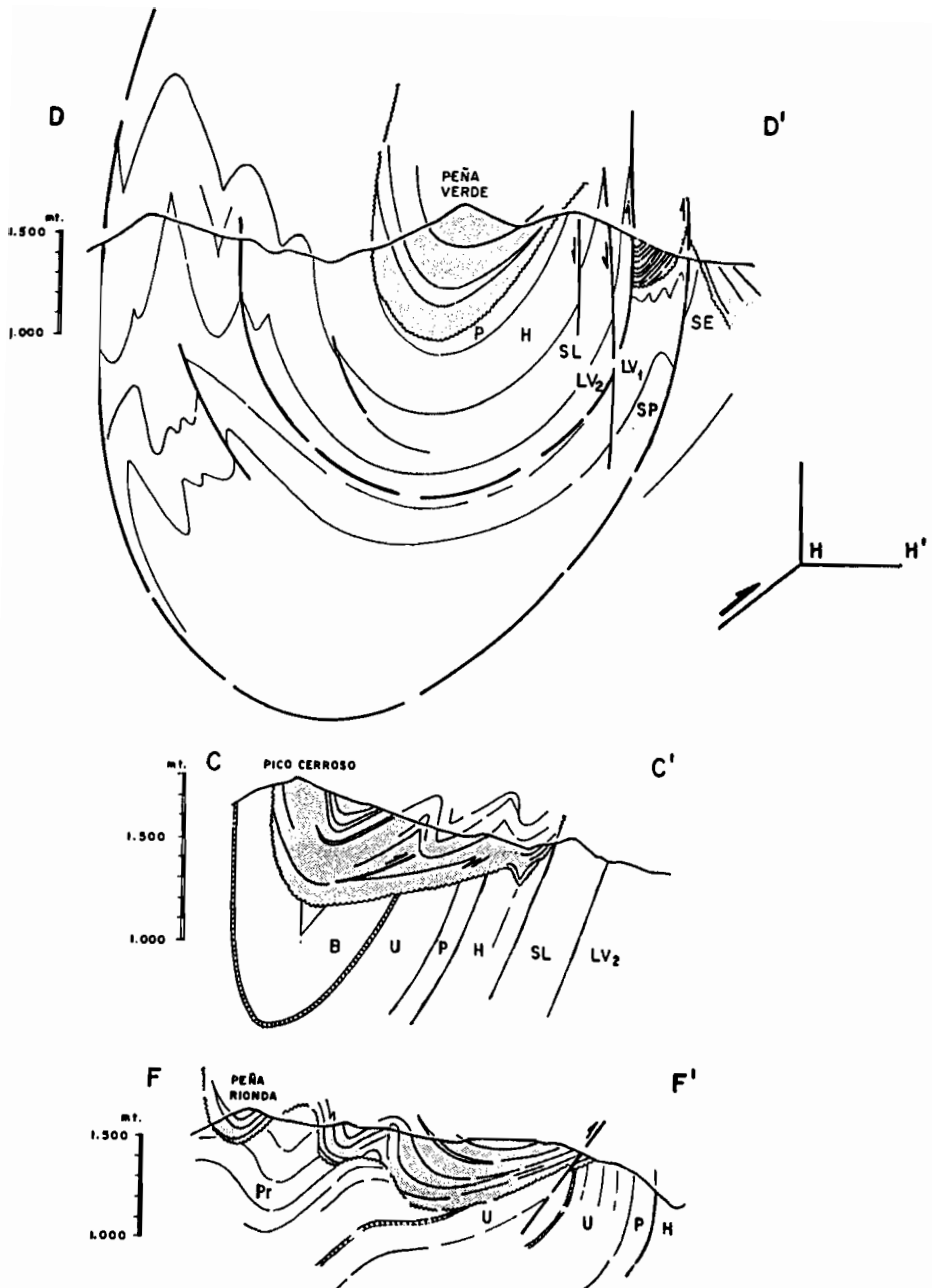


Figura 24. Cortes por el Sinclinal de Peña Verde mostrando las relaciones entre el basamento y la cobertera del tipo (a), (b) y (d) de la Fig. 19. Según ALONSO (1987a).

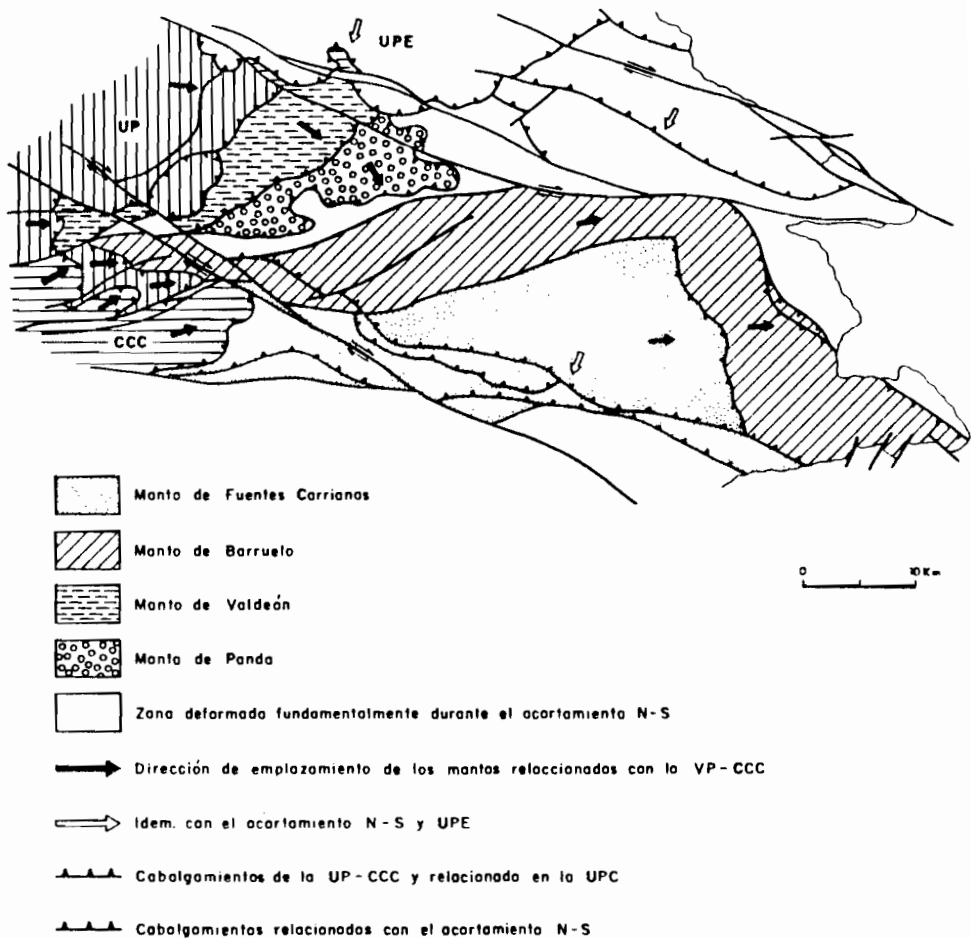


Figura 25. Esquema estructural de la UPC mostrando la distribución de las diferentes láminas y el sentido de emplazamiento de éstas.

en «facies palentinas» sobre la Formación Perapertú y ha sido denominado Cabalgamiento de los Espejos por LOBATO (1977).

Más al sur aparecen dos nuevas estructuras cabalgantes, una de rango menor, a la que denominamos cabalgamiento de Salio (Esquema Tectónico) que superpone el Grupo Prioro sobre el Grupo Pando, y otra, de mayor importancia y situada más al Sur, a la que denominamos Cabalgamiento de Riaño, que hace superponer el Grupo Pando sobre materiales cantabrienses.

El cabalgamiento de Riaño tiene un trazado bastante rectilíneo, siguiéndose desde las proximidades de la Reina, donde desaparece contra la falla de Ventaniella hasta la Presa de Riaño, donde se confunde con la Falla de León. Ambos cabalgamientos deben confluir en una única superficie basal de despegue.

En la Unidad de Valsurvio se produce durante esta etapa una importante amplificación de la estructura del Domo Valsurvio, que adquiere su geometría actual.

En las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central se produce una rotación de todas las estructuras laterales (fallas y pliegues relacionados) desde una posición NE-SO a más E-O, así como una amplificación de los pliegues de revestimiento lateral, cuya posición los convierte en estructuras frontales para este período.

Las rampas laterales que buzaban al Sur se invierten (por ejemplo, Rampa de la Trapa), mientras que las que presentaban un buzamiento generalizado al norte rejuegan sin apenas cambios en su geometría original. Esto provoca la inversión de la mayor parte de los flancos N de las grandes sinformas o sinclinales que se encuentran cerca de las citadas rampas buzantes al sur.

En la UP, pero, sobre todo, en el Sector de Lois de la CCC, se producen bastantes estructuras nuevas, generalmente fallas inversas, que cortan claramente las estructuras previas relacionadas con el emplazamiento de estas unidades. De entre estas fracturas destacan las Fallas de San Pelayo, Linares y Anciles (Fig. 18). Mención aparte debe hacerse de la falla inversa, que limita el sector de Lois-Ciguera por el Sur, y que coincide aproximadamente con el accidente que tradicionalmente se ha denominado Falla de León. Esta fractura representa, probablemente, la prolongación hacia el E del cabalgamiento de Riaño.

La existencia de una gran cantidad de intrusiones de rocas ígneas de edad Carbonífero Superior-Pérmico y probablemente Estefaniense B-Pérmico (GALLASTEGUI *et al.*, 1990) y la existencia, asimismo, de un cierto metamorfismo térmico en el entorno de la Falla de León parecen atestiguar que la acción de este accidente ha involucrado al zócalo prepaleozoico. Este hecho es interpretado por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) como un cambio en las condiciones de deformación de la ZC en las fases finales de la orogénesis hercínica, de forma que la existencia de un área ya intensamente deformada no permitiría la génesis de nuevas estructuras «thin skinned», produciéndose únicamente estructuras «thick skinned», que involucran ya al zócalo de la ZC y facilitan el ascenso de magmas de origen profundo.

4.9. FRACTURACION TARDIHERCINICA Y ALPINA

Con posterioridad a los episodios relacionados con el acortamiento N-S se producen rejuegos de algunas estructuras anteriores como las Fallas de León y Sabero-Gordón y la génesis de algunas fracturas nuevas como la Falla de Ventaniella, así como el emplazamiento de las rocas ígneas en niveles más superficiales aprovechando estas fracturas (Fig. 26).

No se puede precisar, sin embargo, la edad de estos rejuegos, o si ha habido varias etapas por carecer de registro sedimentario posterior; no obstante, la Falla de Sabero-Gordón afecta a materiales terciarios en la vecina Hoja de Boñar, por lo que no se puede descartar el que la deformación alpina haya jugado un cierto papel en la estructuración de las áreas próximas a estos accidentes.

La falla de Ventaniella es un accidente que corta claramente a todas las estructuras previas y tiene un movimiento fundamental de desgarre dextro a lo largo de toda la ZC, llegando a involucrar, en áreas fuera de la Hoja, a sedimentos terciarios (JULIVERT, TRUYOLS y RAMIREZ DEL POZO, 1971; ARTHAUD y MATTE, 1975). La edad del desgarre dextro es difícil de precisar, aunque debe ser posterior a todas las estructuras descritas anteriormente, incluidas las Fallas de León y Sabero-Gordón (naturalmente con la excepción de sus rejuegos alpinos), lo que podría indicar una actividad inicial pérmica para este accidente.

5. ROCAS IGNEAS

5.1. INTRODUCCION

En la Hoja de Riaño aflora un número relativamente importante de rocas ígneas, en comparación con otras zonas de la ZC, representativas de dos de los principales episodios de actividad magmática que han tenido lugar en la misma a lo largo del Paleozoico. El primer episodio consiste en una actividad volcánica de carácter básico y naturaleza alcalina, que aunque desarrollada con mayor intensidad durante el Cambro-Ordovícico, su acción se deja sentir hasta el Silúrico Superior. Por otro lado, existen numerosos cuerpos intrusivos relacionados con un magmatismo tardihercínico de naturaleza calcoalcalina cuya máxima intensidad dentro de la ZC tiene lugar en la UPC, y dentro de ella, en las proximidades de la falla de León (Fig. 26).

Además de estos dos episodios de representación e importancia regional se encuentran en este área algunos niveles volcánicos interstratificados en materiales de edad Devónica cuyo desarrollo es sumamente restringido.

5.2. ROCAS VOLCANICAS

5.2.1. Rocas Volcánicas Cambro-Ordovícicas

Se localizan preferentemente en el ángulo SO de la Hoja entre las localidades de Verdiago y Crémenes, a excepción de un pequeño afloramiento situado en el sector NO. Se distinguen dos tipos de manifestaciones diferentes: sills de diabasa que aparecen emplazados en la Fm. Oville y chimeneas o cráteres volcánicos en la Fm. Barrios constituidos principalmente por rocas volcanoclásticas.

Ambos tipos de manifestaciones están ampliamente representadas en todo el sector sur de la Cordillera Cantábrica, sirviendo como un buen ejemplo de ello la alta densidad de afloramientos concentrados en las Hojas próximas a ésta (Barrios de Luna, Pola de Gordón y Boñar, entre otras). Aunque su existencia ya era conocida por MALLADA (1896) y COMTE (1937a), 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), hasta años muy recientes no han sido objeto de estudios más específicos (LOESCHKE Y ZEIDLER, 1982; HEINZ, 1984; VAVRA, 1984; HEINZ *et al.*, 1985).

Los sills están emplazados en los miembros Adrados y La Barca de la Fm. Oville (ARAMBURU, 1989) en tramos discontinuos, pero que en conjunto muestran una gran extensión lateral; por su parte, las chimeneas y cráteres volcánicos, aunque se concentran mayoritariamente en la Fm. Barrios, miembros La Matosa y Tanes (ARAMBURU, *op. cit.*), pueden ser frecuentes (en determinados sectores) en las Fms. Formigoso y San Pedro-Furada. Diferentes autores de los antes citados consideran una edad ordovícica para el desarrollo de este vulcanismo, aunque algunos de ellos (HEINZ *et al.*, *op. cit.*) precisan que la actividad volcánica llega con bastante probabilidad hasta el límite Silúrico Superior-Devónico Inferior. Si se tiene en cuenta, sin embargo, la edad asignada por ARAMBURU Y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (*op. cit.*) a las Fms. Oville y Barrios en este sector de la ZC es muy probable que la actividad volcánica se haya iniciado ya en el Cámbrico Medio (ARAMBURU *et al.*, 1988).

5.2.1.1. *Sills de Diabasa*

Afloran en dos sectores diferentes dentro de la Unidad del Esla. Uno de los sills aflora de forma continua en un tramo de unos 3 km, desde las proximidades de Verdiago hasta el NE de la Velilla de Valdoré, manteniendo un espesor de unos 50 m. Más al norte se encuentran varios afloramientos discontinuos, pero que en conjunto se siguen en una distancia de unos 7 km, desde la Velilla de Valdoré, pasando por el norte de Crémenes.

Son rocas de color gris oscuro con tonalidades pardo verdosas cuando están alteradas, emplazadas concordantemente con la estratificación de la Fm. 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, en el sector del Esla aparecen cortados por las chimeneas y cráteres de la Fm. Barrios considerada por ARAMBURU Y GARCIA RAMOS (1988 e *in litt.*) y ARAMBURU (*op. cit.*) Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, por lo que su edad de emplazamiento ha debido ser Cámbrico Medio (ARAMBURU *et al.*, *op. cit.*).

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 plagiocla-

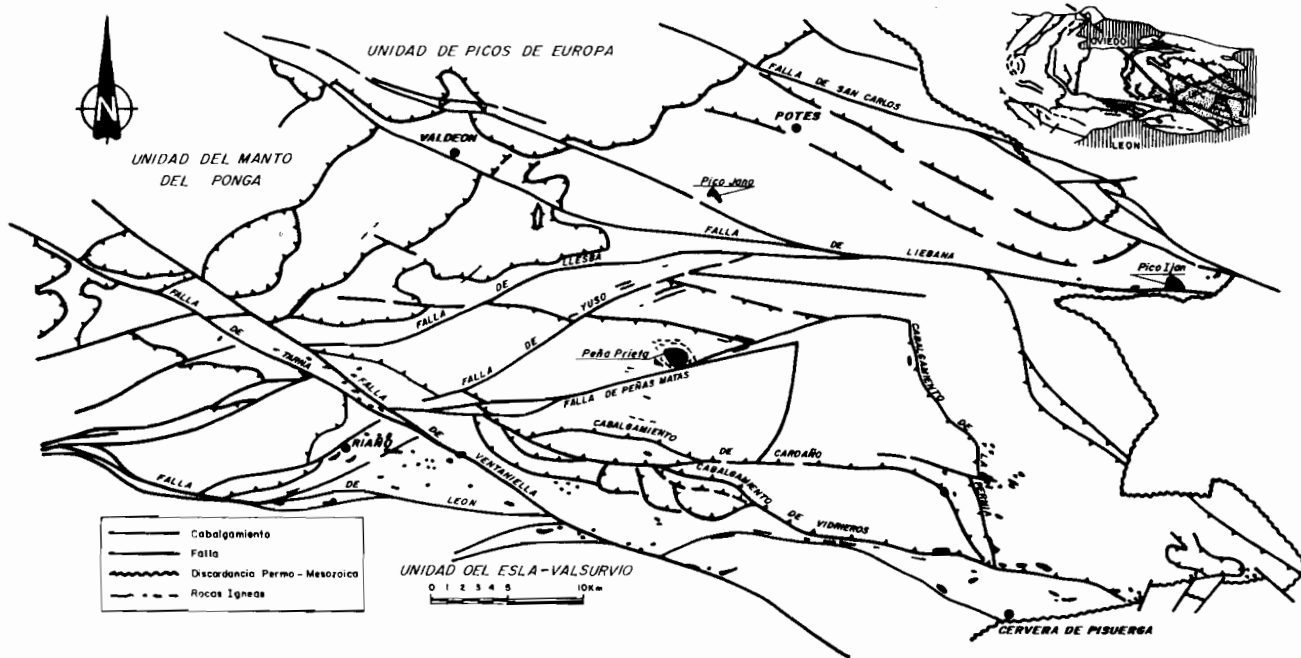


Figura 26. Distribución de las rocas ígneas y fracturas más importantes de la UPC. Según GALLASTEGUI et al. (1990).

sas acompañadas de diferentes minerales secundarios. 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 cloritizado. 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 pseudomorfos de otros piroxenos de menor tamaño u olivino, que engloba. Las plagioclasas están parcialmente alteradas, 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 que pueden mostrar hábitos prismáticos cortos o elevadas relaciones longitud/anchura. Los secundarios forman agregados entre las plagioclasas o pseudomorfos, algunos de los cuales podrían corresponder por su forma a olivino, mineral frecuente en algunos sills.

Geoquímicamente la práctica totalidad del conjunto de sills del sector sur de la ZC analizados por LOESCHKE y ZEIDLER (*op. cit.*) se clasifican como basanitas, mugearitas, latitas olivínicas y latitas con feldespatoideos a partir de la norma de RITTMANN (1973), mientras que en el diagrama de clasificación de FLOYD y WINCHESTER (1978), en base a elementos considerados geoquímicamente inmóviles (Ti y Zr) corresponden mayoritariamente a basaltos subalcalinos o alcalinos, hawaitas, mugearitas y traquibasaltos. Los sills de la Hoja de Riaño quedarían representados en el campo de las basanitas, traquibasanitas y nefelinitas. 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 K₂₀, P₂₀₅, TiO₂ y Zr, siendo comparables a rocas básicas alcalinas de tipo traquibasáltico (ver LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*).

5.2.1.2. Chimeneas y cráteres volcánicos

Espacial y genéticamente relacionados con los sills de diabasas se encuentran varios cráteres y/o chimeneas volcánicos de dimensiones muy variables, llegando a superar 1 km de longitud y 500 m de diámetro, con pronunciadas formas de «embudo». La parte superior de los cráteres se encuentra siempre, en este sector, unos metros por debajo del techo de la Fm. Barrios, mientras que su ápice o conducto de emisión, cuando es visible, puede continuarse dentro de la Fm. Oville cortando a los sills de diabasa, que además son englobados como

enclaves por las rocas volcanoclásticas que rellenan los cráteres. Así pues, su desarrollo en la Hoja de Riaño puede limitarse, teniendo siempre en cuenta la edad asignada por ARAMBURU Y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (*op. cit.*) a las Fms. Oville y Barrios, al Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, aunque en la Hoja contigua de Boñar existe un afloramiento complejo, próximo al límite de ambas Hojas, en el que aparecen varios cráteres superpuestos, llegando los más modernos a la Fm. Formigoso.

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 más superior algunos cráteres muestran contactos indentados con la cuarcita y la mayor parte de ellos culminan con el desarrollo de niveles conformes con la estratificación de la misma, de desarrollo simétrico o asimétrico, y de extensión lateral variable entre cientos de metros a varios kilómetros que pueden conectar varios cráteres próximos entre sí.

El relleno de las chimeneas y cráteres 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 grandes bloques de la Fm. 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.*) rocas graníticas; enclaves de rocas subvolcánicas correspondientes a los sills de la Fm. Oville y más frecuentemente bombas volcánicas. Con carácter más restringido y sólo en algunos afloramientos pueden observarse diques, sills, finas coladas de lavas interestratificadas con las rocas volcanoclásticas y en el afloramiento complejo antes citado de la Hoja contigua de Boñar (cráteres de Utero-Sobrandio) HEINZ *et al.* (*op. cit.*) describen un pitón de basalto olivínico alcalino.

En base a diferentes columnas estratigráficas realizadas en algunas de las chimeneas y cráteres presentes en la Hoja, 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 tres facies principales:

— 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. Se disponen en capas decimétricas con límites netos o graduales; internamente no se aprecia ordenación.

— Facies 3. 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 la facies 2. En la parte superior de las secuencias comienzan a intercalarse también términos de la facies 3. Los niveles estratificados que culminan los intervalos de relleno de las chimeneas aparecen constituidos, en cambio, por secuencias granodecrecientes formadas por las facies 2 y 3, con algunos episodios intercalados de la facies 1 y algunos niveles de 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:

1. Tobas de lapilli (lapilli tuffs) holovolcánicas o con participación detrítica accesoría. Se trata de tobas vítreas 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, en otros casos por carbonatos, y suelen mostrar bordes enriquecidos en opacos o leucóxeno; son muy frecuentes también fragmentos constituidos mayoritariamente por opacos y leucóxeno. Las vesículas son esféricas o elongadas, coincidiendo su forma con la del fragmento; están rellenas de clorita, carbonatos, cuarzo, feldespato potásico y las más externas de matriz; suelen mostrar una corona externa de opacos y leucóxeno o varias coronas concéntricas. En ocasiones destacan en tamaño pseudomorfos cloríticos que podrían corresponder a microfenocristales de piroxeno u olivino. Existen evidencias de un estado viscoso de los fragmentos durante su depósito, ya que una buena parte de ellos aparecen elongados y se amoldan unos a otros o a los granos más competentes de la matriz; asimismo las vesículas se deforman elongándose y aplastándose y suelen mostrar texturas fluidales alrededor de microfenocristales o granos englobados en el fragmento.

Con carácter subordinado se encuentran fragmentos de textura porfídica o traquílica, de formas redondeadas, escasamente vesiculares con una matriz vítrea o microcristalina en la que se distinguen pequeños microlitos feldespáticos y pseudomorfos cloríticos que reemplazan microfenocristales de piroxenos. Al igual que ocurría en los fragmentos anteriores pueden estar constituidos mayoritariamente por opacos entre los que se distinguen únicamente los pseudomorfos 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 vulcanosedimentaria, constituida por cuarzo con escasas cantidades de ceniza volcánica, carbonatos, feldespato potásico, opacos y turmalina.

II. 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%, 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%.

Fragmentos de rocas volcánicas correspondientes a los tipos antes descritos, aunque son dominantes o incluso exclusivos los fragmentos vítreos vesiculares.

Fragmentos de rocas sedimentarias. Aparecen raramente y con porcentajes inferiores al 2%. 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% y corresponde a cenizas volcánicas frecuentemente alteradas a minerales arcillosos que pueden presentar recristalización.

Componentes autógenos. Cemento de cuarzo en un porcentaje entre 1 y 12% 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% 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.

Las bombas volcánicas y niveles de lava interstratificados con las rocas volcanoclásticas son petrográficamente muy similares a los fragmentos presentes en las tobas antes descritas distinguiéndose dos tipos principales: A) Rocas muy vesiculares de mesostasis microcristalina constituida por carbonatos, clorita, feldespatos, opacos y leucóxeno. Las vesículas suelen ser esféricas, elípticas o globosas y están rellenas principalmente de cuarzo, clorita, carbonatos, feldespato potásico y en algunos casos quizás celadonita. Ocasionalmente pueden desarrollar algún microfenocristal de plagioclasa y pseudomorfos cloríticos de piroxenos. B) Rocas poco vesiculares de textura porfídica con mesostasis similar a las anteriores o traquítica, constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa, con microfenocristales de piroxenos transformados a pseudomorfos cloríticos, feldespato alcalino y olivinos transformados a serpentina, carbonatos o iddingsita. Geoquímicamente son rocas con un alto contenido en álcalis y enriquecidas en P_2O_5 y TiO_2 , correspondientes a basaltos olivínicos alcalinos y traquibasaltos alterados hidrotermalmente (HEINZ *et al.*, *op. cit.*).

5.2.1.3. 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 ($Rb/Sr = 0,003-0,008$, LOESCHKE y ZEIDLER *op. cit.*), intruiría en la corteza por zonas de fractura en sedimentos débilmente compactados y ricos en agua emplazándose como sills a una profundidad, en la que no sería posible su vesiculación ni explosión freatomagmática (HEINZ *et al.*, *op. cit.*). Este magma sufriría procesos de cristalización fraccionada que dan lugar a productos diferenciados fuertemente alcalinos.

Otras porciones de magma rico en volátiles, dada la alta vesicularidad de 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).

La importancia de este episodio volcánico no sólo radica en su amplia representación dentro de la ZC, sobre todo en el sector sur, sino en 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 (Fms. 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.*; ARAMBURU, *op. cit.*; SUAREZ DE CENTI, 1988). Por otro lado, se han relacionado con el vulcanismo el origen de los niveles ferruginosos de la Fm. Getino situada por encima de la Fm. Barrios (ARAMBURU y GARCIA RAMOS, *op. cit.*; ARAMBURU, *op. cit.*) y de las acumulaciones ferruginosas de la Fm. San Pedro-Furada (RUPKE, *op. cit.*; EVERS, *op. cit.*; SUAREZ DE CENTI, *op. cit.*; GARCIA RAMOS *et al.*, 1987). Asimismo, GARCIA RAMOS *et al.* (1984a) y ARAMBURU (1989) dan un origen volcánico para los tonstein de caolín intercalados en la Formación Barrios en diferentes sectores de la ZC.

5.2.2. Rocas Volcánicas Devónico-Carboníferas

Su presencia es muy restringida, habiendo sido citadas hasta ahora en Casetas (al sur de la cuenca carbonífera de Sabero, en las proximidades de la Hoja Riaño), y al sur de Abadía (Hoja de Camporredondo de Alba) (LOESCHKE, 1983).

En el sector SO de la Hoja de Riaño (al este de Aleje) se encuentran, al igual que en las localidades antes citadas, dos sills emplazados en la Fm. Huergas (GARCIA RAMOS, 1977) cuyo estudio plantea serias dificultades, ya que están afectados por una intensa alteración que ha borrado prácticamente su textura y composición mineralógica original. Están constituidos principalmente por clorita y carbonatos, entre los que pueden conservarse plagioclasa, biotita, anfíbol y/o piroxeno con diferentes grados de alteración. El cuarzo suele encontrarse en cantidades accesorias junto con opacos y apatito. Entre los secundarios, además de clorita y carbonatos se encuentran rutilo-leucoxeno, óxidos de hierro, sericita, cuarzo y limonita.

Las plagioclasas son subautomorfas y muestran hábitos prismáticos largos; en algunos casos se adivinan maclas y zonados concéntricos, mientras que en otros sólo se reconoce el cristal porque conserva su forma. Los fémicos están casi totalmente alterados reconociéndose biotita parcial o totalmente cloritizada y pseudomorfos que por la forma que conservan parecen corresponder a anfíbol y piroxenos. Algunos pseudomorfos destacan en tamaño frente a la mesostasis por lo que en origen la textura de la roca podría ser hipidiomórfica de tendencia microporfídica. El cuarzo es intersticial y xenomorfo aunque en un caso se ha observado un cristal de mayor tamaño que la mesostasis con características típicas de cuarzo volcánico. Los secundarios además de formar pseudomorfos se encuentran como agregados xenomorfos que llegan a enmascarar toda la roca.

En los sills situados fuera de la Hoja, LOESCHKE (1982) describe texturas hipidiomórficas, porfídicas e intersetales y, además de los minerales anteriores, titano-magnetita y vidrio volcánico. Por otra parte, cita la existencia de algunos niveles arcillosos de escaso espesor interestratificados en la Fm. Griotte Alba que considera ligados a este episodio volcánico, representando cenizas volcánicas de composición basáltica alteradas a caolinita y sudoita. Desde el punto de vista geoquímico diferencia este vulcanismo del Cambro-ordovícico por su composición basáltica más toleítica y, aunque discute su posible conexión con las rocas ígneas tardihercínicas de la UPC, opina que su origen está ligado a un estado más avanzado de los «rifts» desarrollados en la ZC durante el Paleozoico Inf.

5.3. ROCAS INTRUSIVAS

5.3.1. Introducción y Antecedentes

Se encuentran en este área un mínimo de 80 rocas intrusivas de los más de 250 afloramientos catalogados hasta el momento en la UPC, relacionados con una actividad magmática desarrollada muy probablemente durante el Carbonífero superior-Pérmico en la ZC y de la que el mayor número de afloramientos se concentran en dicha unidad, sobre todo en su parte central y meridional. Este episodio magmático se manifiesta principalmente como diques, sills y un número reducido de pequeños stocks, asociados espacialmente con grandes fracturas tardihercínicas (fallas de León, Ventaniella, Peñas Matas y Liébana), (Fig. 26).

A pesar de la elevada densidad de afloramientos este conjunto intrusivo ha sido escasamente conocido hasta años recientes. La mayoría de los trabajos existentes, se reducen a inventarios cartográficos y breves descripciones petrográficas (RUPKE, 1965; FRETZ, 1966; SITTER

y BOSCHMA, 1966; VEEN, 1966; SAVAGE, 1967; BOSCHMA, 1968; SUAREZ y GARCIA, 1974; LOBATO, 1977; AMBROSE *et al.*, 1984; WAGNER *et al.*, 1984; ALONSO, 1985; LOBATO *et al.* 1985; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1986; HEREDIA *et al.*, 1986) salvo un trabajo de LOESCHKE (1982) que estudia más detalladamente un buen número de afloramientos en las proximidades de la falla de León, entre las localidades de Riaño y Cervera de Pisuerga.

Más recientes y coincidiendo en parte con la elaboración de esta Hoja y otras contiguas son los trabajos de CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ y CORRETGE (1987) y CORRETGE y SUAREZ (1990) en los que distinguen tres grupos para las rocas situadas en las proximidades de la falla de León: Rocas graníticas de La Pernía (Palencia) o G-1, Afloramientos ligados a la falla de León o G-2 y Rocas intrusivas del área La Reina-Riaño (León) o G-3, en el que se incluirían las rocas de Riaño, aunque posteriormente estos autores indican la similitud existente entre los grupos G-2 y G-3. Por otra parte cabe citar el trabajo de GALLASTEGUI *et al.* (1990) sobre el stock de mayores dimensiones de la UPC.

Entre los rasgos principales que caracterizan al conjunto intrusivo de la UPC destaca en primer lugar la notable variedad petrográfica de las rocas que lo integran, encontrándose desde gabros anfibólico-piroxénicos hasta términos ácidos de tipo cuarzodiorítico y grano-diorítico, con texturas hipidiomórficas de grano fino a medio, porfiríticas, ofíticas y micro-porfídicas en los términos más ácidos. Por otra parte es de hacer notar la intensa alteración hidrotermal, que afecta a la mayor parte de las intrusiones y las afinidades subvolcánicas que muestran algunas de ellas, pudiendo corresponder a apófisis de cuerpos mayores en profundidad (CORRETGE *et al.* 1987).

Sólo en ocasiones desarrollan (generalmente en relación con los cuerpos de mayores dimensiones) metamorfismo de contacto en los materiales carboníferos (Namuriense-Estefaniense) en los que se encuentran emplazadas, con formación de corneanas (LOESCHKE, *op. cit.*) y algunos «skarns» a los que pueden asociarse mineralizaciones de interés (MARTIN IZARD *et al.*, 1986; GONZALEZ MONTERO, 1986; CORRETGE, *et al.* 1987; CORRETGE, *et al.* 1988; GONZALEZ MONTERO *et al.*, 1989). Además, en relación con algunos cuerpos ígneos pueden desarrollarse mineralizaciones asociadas principalmente a bandas de cizalla y venas o fracturas rellenas de cuarzo y/o carbonatos (PANIAGUA *et al.*, 1988a; PANIAGUA *et al.*, 1989).

5.3.2. Caracterización Macroscópica

Aunque repartidas en la práctica totalidad de la superficie ocupada por la Hoja, el mayor número de afloramientos se localizan en la mitad septentrional espacialmente asociados con las fallas de León, Tarna, Ventaniella y Peñas Matas, siguiendo generalmente su misma dirección (E-O, NE-SO y NO-SE).

Se trata fundamentalmente de diques, sills y pequeños apuntamientos que incluyen una amplia variedad de rocas, estando representadas desde los términos más básicos del conjunto intrusivo de la UPC hasta los granitoides de naturaleza más ácida. En general predominan en proporción las rocas de naturaleza básica-intermedia en afloramientos de escasas

dimensiones y morfologías alargadas según las direcciones de los principales sistemas de fracturas, mientras que las rocas de composición más ácida, aunque menos numerosas, suelen ser de mayores dimensiones y pueden mostrar formas más equidimensionales e irregulares.

Encajan en materiales carboníferos de edad Namuriense- Cantabriense, existiendo muy probablemente una cierta secuencia de temporalidad, ya que el mayor número de rocas básicas- intermedias se encuentran emplazadas en los Grupos Prioro y Pando de edad Namuriense B-Westfaliense D, mientras que las rocas ácidas se concentran principalmente en los Grupos Pando y Maraña de edad Westfaliense A Sup.-Cantabriense Inf. No se han observado en este área efectos térmicos de contacto ni deformaciones inducidas en el encajante por la intrusión de los cuerpos ígneos, parte de los cuales muestran bordes de grano fino característicos de un enfriamiento rápido y parecen haberse emplazado en condiciones permitidas favorecido por las fallas antes citadas u otras menores con ellas asociadas. Algunos afloramientos están afectados por bandas de cizalla de carácter frágil concordantes con los contactos de los cuerpos intrusivos, debidas a rejuegos de las fallas posteriores a su emplazamiento.

Las rocas ácidas, aunque también pueden mostrar formas alargadas y contactos netos, es más frecuente que aparezcan en masas de morfología irregular y contactos, asimismo variable. Son frecuentes rocas de grano fino y color gris muy oscuro, casi negro, en las que prácticamente no se reconoce ningún cristal a simple vista, a no ser en las variedades debilmente microporfídicas en las que destacan ligeramente en tamaño algunos cristales de plagioclasa y anfíbol (1-2mm); rocas de grano medio o medio-grueso, color gris oscuro verdoso y aspecto gabroide en las que destacan abundantes anfíboles idiomorfos de 0,1 a 1cm, con frecuentes disposiciones palmeadas y un reparto muy homogéneo en la roca. Este segundo grupo parece ser el más abundante y el que mayores variaciones en cuanto a tamaño de grano y aspecto textural muestra en el campo.

En algunos afloramientos pueden observarse zonas micropegmatoides de morfología irregular en las que la fracción leucócrata adquiere mayor tamaño de grano y los anfíboles, que llegan a alcanzar tamaños de 2 cm muestran disposiciones entrecruzadas o palmeadas; así como zonas de aspecto moteado, debido al desarrollo de anfíboles poiquilíticos que alcanzan tamaños superiores a 1cm. Por otra parte, se observan cristales o agregados leucócratas de tamaño centimétrico y formas elipsoidales, con coronas de reacción de máficos, que parecen corresponder a xenolitos de material encajante, aunque tampoco se puede descartar la presencia de algún xenocristal de origen ígneo.

Las rocas ácidas, aunque también pueden mostrar formas alargadas y contactos netos, es más frecuente que aparezcan en masas de morfología irregular y contactos, asimismo muy irregulares o sinuosos, desarrollándose pequeñas apófisis que penetran en el encajante, al que fragmentan y engloban como xenolitos de tamaño centimétrico a métrico con formas angulosas y contactos netos entre ambos. Pueden englobar además algunos enclaves de especto microgranudo de naturaleza microdiorítica. La mayor parte de las rocas ácidas muestran colores blanquecinos, gris muy claro o rosado, son de grano fino a medio equigranulares y más frecuentemente microporfídicas, destacando en tamaño cristales de plagioclasa, filosilicatos, cuarzos globosos y granates de 1 a 3mm. En algunos afloramientos

parece existir una cierta orientación interna evidenciada por la disposición orientada de los filosilicatos.

Además de las claras afinidades subvolcánicas de algunos afloramientos, con carácter muy local, en las proximidades de Riaño se observan algunas brechas volcánicas en relación con el grupo de rocas ácidas ya descritas por LOESCHKE (*op. cit.*) y, por otro lado, KNIGHT (1983) cita la presencia de cineritas interestratificadas en materiales del Carbonífero Superior en las proximidades de la Hoja de Riaño, dentro de la cuenca carbonífera de Sabero.

Como ocurre en una buena parte de los afloramientos presentes en la UPC, estas rocas están afectadas por intensas alteraciones hidrotermales que en muchos casos dificulta o impide su estudio, siendo frecuente que las rocas básicas-intermedias adquieran tonalidades verdosas o pardo-verdosas y las ácidas tonalidades pardo-amarillentas. Por otra parte, coincidiendo generalmente con estas alteraciones hidrotermales y bandas de cizalla pueden desarrollarse y concentrarse mineralizaciones que serán descritas en el capítulo 7 de esta memoria.

5.3.3. Petrografía y Mineralogía

El conjunto de rocas que afloran en la Hoja se caracterizan por una notable variedad petrográfica, comprendiendo desde términos básicos de tipo gabroide a términos ácidos de composición granodiorítica y adamellítica, afectados por intensas alteraciones hidrotermales correspondientes a los tipos propilitico y sericitico de MEYER y HEMLEY (1967). Los procesos de alteración llegan a enmascarar o borrar casi por completo la textura y composición mineralógica original de la roca, impidiendo en muchos casos su estudio y clasificación petrográfica.

Dada esta variedad petrográfica existente se agruparán por separado las rocas de tipo gabroide y términos próximos a ellas y por otro las rocas graníticas (s.l.). Además, se hará referencia a la composición química de algunas fases minerales obtenida a partir de análisis realizados por microsonda electrónica (cuyos resultados se encuentran en la documentación complementaria correspondiente), aunque no se dispone de análisis químicos de todas las fases minerales principales, como en el caso de las plagioclasas y biotitas, ya que su estado de alteración no ha permitido la obtención de resultados aceptables.

5.3.3.1. Rocas básicas-intermedias

Desde el punto de vista petrográfico es de destacar la notable uniformidad en composición mineralógica que caracteriza a este grupo de rocas frente a la amplia variedad textural que muestran. Cuando la alteración lo permite, la mayor parte de las rocas estudiadas pueden clasificarse como gabros, cuarzogabros, gabrodioritas, dioritas y cuarzdioritas. En las rocas de grano medio-grueso son frecuentes las texturas hipidiomórficas inequigranulares, ofíticas y más raramente microporfídicas. En las variedades de grano fino, las cuales afloran mayoritariamente al sur de la falla de León, aunque también se observan texturas hipidiomórficas, son más características las texturas microporfídicas con mesostasis dolerítica, intersertal o intergranular.

Los constituyentes principales son plagioclasa y anfíbol que suelen aparecer en porcentajes muy próximos, mientras que biotita y cuarzo aparecen de forma más subordinada y generalmente en cantidades accesorias. Otros accesorios comunes son clinopiroxeno, apatito, opacos (principalmente ilmenita, cromita y cromoespinelas), anatasa, y más raramente circón y feldespato potásico. De los minerales secundarios predominan clorita y carbonatos que en muchos casos son las fases principales de la roca, además de prehnita, cuarzo, rutilo, esfena, leucóxeno, sericita, ilmenita, epidotas, limonita, óxidos de hierro, sulfuros y serpentinas.

Anfíbol. Se trata de un anfíbol de color marrón que además de ser uno de los componentes mayoritarios en casi todas las rocas estudiadas, es la fase mineral que suele alcanzar los mayores tamaños incluso en las rocas de textura hipidiomórfica. Suele ser automorfo o subautomorfo y presenta en muchos casos hábitos muy alargados y disposiciones entrecruzadas o palmeadas formando una especie de enrejado en cuyos huecos se encuentran las plagioclasas. En las variedades ofíticas muestra un marcado carácter poiquilítico, englobando abundantes inclusiones de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos identificados como ilmenita, anatasa, cromita y cromoespinelas. En las rocas microporfídicas aparece como componente de la mesostasis y como microfenocristales (generalmente pseudomorfos).

Casi siempre está parcialmente alterado aunque es el mineral que con menos intensidad acusa la alteración, transformándose a clorita, carbonatos y limonita a los que pueden acompañar esfena, óxidos de hierro, sulfuros, epidota, rutilo y prehnita. En ocasiones llega a estar casi totalmente transformado, conservándose únicamente la forma del cristal que aparece constituido por agregados de clorita y carbonatos entre los que se observan porciones limonitizadas.

Todos los anfíboles analizados corresponden a anfíboles cálcicos según la clasificación de LEAKE (1978) con $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ y $Na_B < 0,67$, caracterizados por una notable uniformidad composicional con escasas variaciones en su contenido en SiO_2 y una elevada así como constante relación $Mg/(Mg + Fe)$. En dicho diagrama se clasifican como hornblendas tschermaquíticas y tschermaquitas, pargasitas y hornblendas pargasíticas, magnesio-hastingsitas y hornblendas hastingsíticas; únicamente dos análisis de la Hoja contigua de Burón se clasifican como kaersutitas por su contenido en Ti superior a 0,50 en fórmula estructural (Fig. 27).

Con carácter más restringido aparece otro anfíbol de color verde claro y débilmente pleocroico que puede formar las zonas de borde del anfíbol marrón, zonas irregulares dentro del mismo, o bien aparece aislado en la roca en cristales o agregados de cristales de tendencia automorfa y en coronas de reacción alrededor de posibles xenolitos, junto con prehnita, carbonatos y anfíbol marrón.

Plagioclasa. Es el componente mayoritario en muchas de las rocas estudiadas y se presenta en secciones subautomorfas a xenomorfas que al igual que el anfíbol suelen mostrar hábitos alargados y disposiciones entrecruzadas o palmeadas. Según su estado de alteración raramente pueden observarse sus características ópticas aunque en ocasiones se aprecian maclas, zonados concéntricos normales difusos y más raramente zonados múltiples oscilantes. En las variedades microporfídicas aparecen también como microfenocristales que pueden estar constituidos por agregados de dos o tres individuos. En ningún caso se ha podido

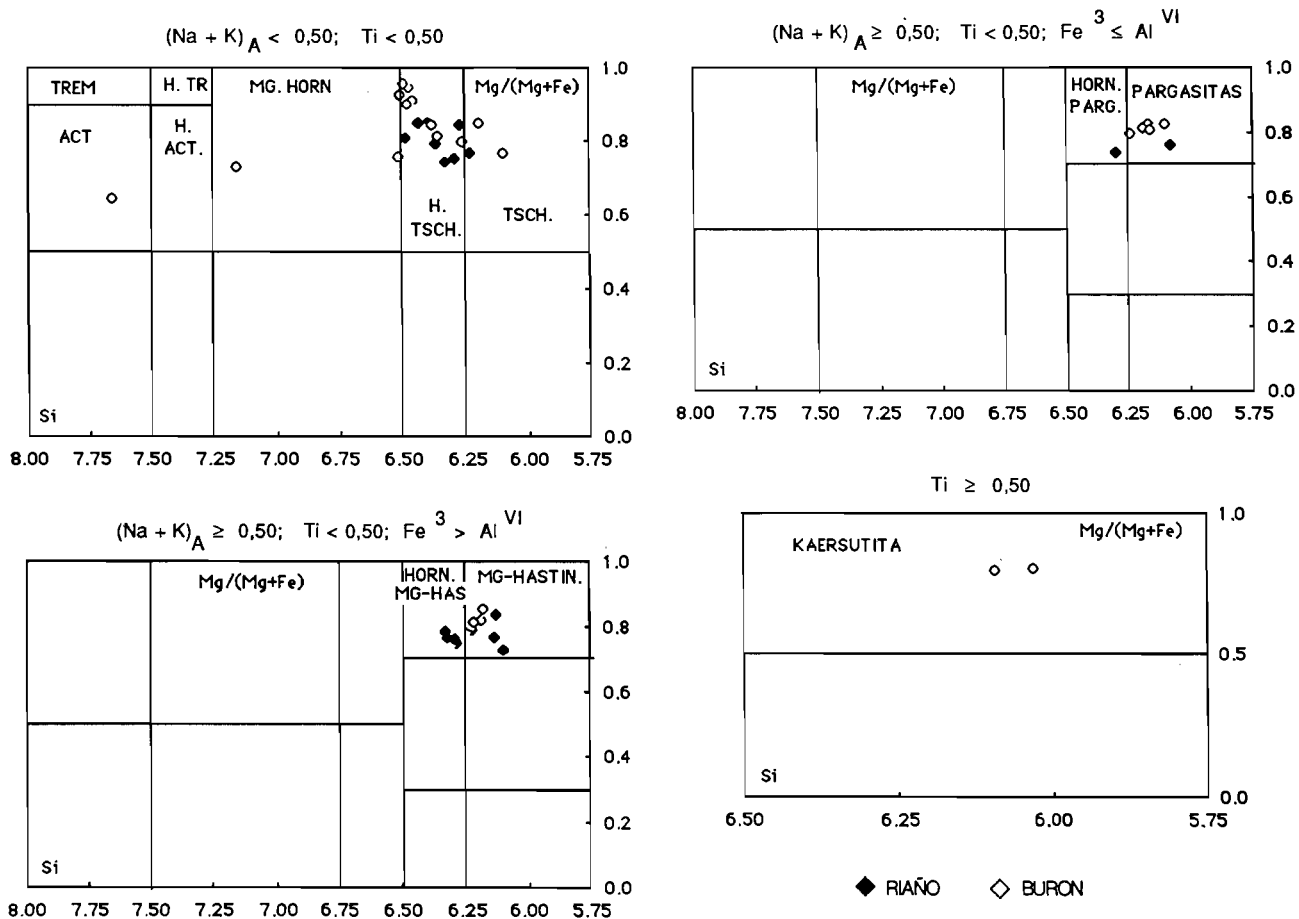


Figura 27. Diagrama de clasificación de anfíboles propuesto por LEAKE (1978). Además de los análisis correspondientes a las rocas presentes en la Hoja de Riaño se han representado análisis de rocas similares de la Hoja contigua de Burón.

determinar su composición pero CORRETGE *et al.* (1987) dan contenidos en An de 48-54% para rocas próximas y comparables a éstas, pertenecientes a su grupo G2.

Debido a la alteración pueden estar totalmente transformadas a sericita-moscovita o más frecuentemente a clorita, carbonatos y prehnita; en ocasiones están enmascaradas por abundantes óxidos de hierro. Engloban apatito, opacos y anfíbol; pueden estar corroidas por cuarzo con el que ocasionalmente muestran intercrecimientos de tipo mirmequítico o micrográfico y, cuando la roca contiene feldespato potásico, débilmente sustituidas por éste.

Biotita. Como ya hemos dicho se encuentra en cantidades subordinadas o accesorias aunque es posible que en origen su porcentaje haya sido algo superior, ya que la alteración no permite en algunos casos el reconocimiento de los cristales existentes en la roca. Cuando esto es posible se observa que la biotita forma cristales individuales de tamaño superior al de las plagioclasas e incluso el anfíbol.

Además de clorita los productos de alteración más frecuentes son prehnita, carbonatos, esfena, leucoxeno, ilmenita, cuarzo y epidotas, parte de los cuales suelen disponerse siguiendo las trazas de exfoliación de la biotita. En las rocas microporfídicas la biotita aparece como pequeños cristales repartidos en la mesostasis generalmente no alterados, mientras que cuando constituye microfenocristales suele mostrar hábitos muy alargados y se encuentra totalmente transformada a clorita e ilmenita.

Piroxeno. Sólo se ha observado clinopiroxeno en algunas muestras y con carácter accesorio. Aparece como cristales individuales o como agregados de pequeños granos englobados y sustituidos por los anfíboles. Con carácter más restringido puede encontrarse en la mesostasis en agregados de pequeños cristales xenomorfos. Dentro de los anfíboles son frecuentes pseudomorfos constituidos por clorita o quizás una mezcla de clorita-serpentina que por su forma parecen corresponder a piroxenos totalmente transformados. En las rocas microporfídicas se observan asimismo, pseudomorfos constituidos por clorita, clorita-serpentina, bastita y en otros casos por carbonatos y cuarzo que podrían derivar de microfenocristales de piroxeno.

Los piroxenos analizados son clinopiroxenos ricos en Ca y muestran una composición muy uniforme en cuanto al contenido en dicho elemento y la relación Mg/Fe. En el diagrama triangular de POLDERVAART y HESS (1951) quedan representados en el límite entre los campos composicionales del diópsido, salita y ferroaugita (Figura 2a) que correspondería a los campos del diópsido y augita de MORIMOTO (1988).

El Cuarzo es escaso, anhedral e intersticial; puede mostrar extinción ondulante y más raramente poligonización. Es frecuente que corra a las plagioclasas y al anfíbol. En las rocas de textura microporfídica aparece de forma esporádica como microfenocristales de aspecto globoso. Además se encuentra como producto de alteración acompañando a otros minerales secundarios. La presencia de *feldespato potásico* es muy restringida en las muestras estudiadas. El *apatito* es un accesorio muy frecuente en secciones hexagonales, prismáticas de hábito corto o con elevadas relaciones longitud/anchura. Los *opacos* corresponden a ilmenita parcialmente transformada a esfena-leucoxeno, anatasa y, magnetita, cromitas-cromoespinelas, englobadas principalmente en los anfíboles alterados.

De los minerales secundarios, además de los ya citados en las alteraciones de cada fase mineral o que forman pseudomorfos, destacan dispersos en la roca agregados de *clorita* con disposición radial y agregados xenomorfos de *carbonatos*, acompañados ambos de otros secundarios, que según el grado de alteración de la roca llegan a ser los constituyentes mayoritarios, enmascarándola casi totalmente. Asociadas a los agregados cloríticos y de carbonatos se observan formas globosas que parecen corresponder a ceolitas. La *prehnita* además de aparecer asociada a los minerales ya descritos, puede ser muy abundante en algunas muestras formando agregados de cristales hojosos o columnares con trazas de exfoliación curvadas, en ocasiones con formas típicas en «nudo de corbata» y formando parte de coronas de reacción alrededor de posibles xenolitos. En cuanto al resto de los minerales secundarios entre los *opacos* destacan en algunas muestras por su abundancia los sulfuros.

5.3.3.2. *Rocas ácidas*

Se caracterizan por presentar texturas que varían de microporfídicas con mesostasis alotriomórfica a alotriomórficas inequigranulares. Cuando la alteración no ha borrado totalmente su textura y composición mineralógica, en cuyo caso es imposible dar una clasificación petrográfica, la mayoría de las rocas estudiadas pueden clasificarse como microgranodioritas, microgranitos y pórfidos leucogranodioríticos o leucograníticos. Además de estos términos existen algunos granitoides extremadamente ricos en cuarzo que podrían clasificarse como cuarzolitas; y otros exentos o con cantidades muy subordinadas de feldespato potásico cuya composición podría ser tonalítica o cuarzodiorítica.

En conjunto los minerales esenciales en la mesostasis son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, aunque con grandes variaciones en sus porcentajes de manera que en unas rocas el cuarzo predomina netamente sobre los feldespatos y en otras son las plagioclasas las que constituyen la fase mineral dominante; por otra parte, el feldespato potásico puede encontrarse en muchas rocas en cantidades accesorias o estar ausente. Otros constituyentes son biotita, moscovita y minerales accesorios como apatito, opacos, circón, rutilo, allanita y granate. Los microfenocristales corresponden mayoritariamente a plagioclasa, en menor proporción cuarzo y granate y pseudomorfos derivados de la alteración de plagioclasas y biotita principalmente.

Los minerales secundarios más frecuentes son sericita, moscovita, clorita y carbonatos acompañados de ilmenita, rutilo, esfena, epidotas, prehnita, cuarzo, óxidos e hidróxidos de hierro y sulfuros. Aparecen constituyendo pseudomorfos, dispersos en la mesostasis y cuando la alteración es muy intensa llegan a enmascarar totalmente la roca, que puede aparecer transformada a una masa fina de sericita-moscovita y en otros casos mayoritariamente a carbonatos conservándose sólo algunas formas de los constituyentes originales.

El *cuarzo* de la mesostasis forma agregados de cristales anhedrales o con bordes rectos y uniones triples a 120°; también aparece con carácter intersticial. Puede mostrar extinción normal, ondulante y poligonizaciones débiles. Engloba apatito, filosilicatos y plagioclasas, a las que puede corroer; los cuales muestran en algunos casos disposiciones circulares o concéntricas en el interior del cristal de cuarzo. Excepcionalmente forma microfenocristales

globosos típicos de facies volcánicas y subvolcánicas. Además se encuentra como mineral secundario acompañando a otros productos de alteración.

Las plagioclasas suelen ser subhedrales o anhedrales y son las principales responsables de la textura porfídica de la roca formando microfenocristales a veces constituidos por dos o tres individuos. Cuando la alteración lo permite se observan maclas de Carlsbad, albita, maclas combinadas, así como zonados concéntricos a veces oscilantes, principalmente en relación con los microfenocristales. Engloban escasas inclusiones de biotita y a veces abundantes opacos. La alteración suele ser muy intensa apareciendo totalmente transformadas a sericita-moscovita o carbonatos.

El feldespato potásico, cuando está presente, puede aparecer como cristales anhedrales, con carácter intersticial y excepcionalmente en cristales subhedrales que destacan ligeramente en tamaño frente a los componentes de la mesostasis. Puede estar maclado Carlsbad, no es perítico y puede englobar abundantes inclusiones de apatito, plagioclasa y cuarzo, que como ocurría con éste último, en algunas muestras se disponen concéntricamente dentro del cristal de feldespato.

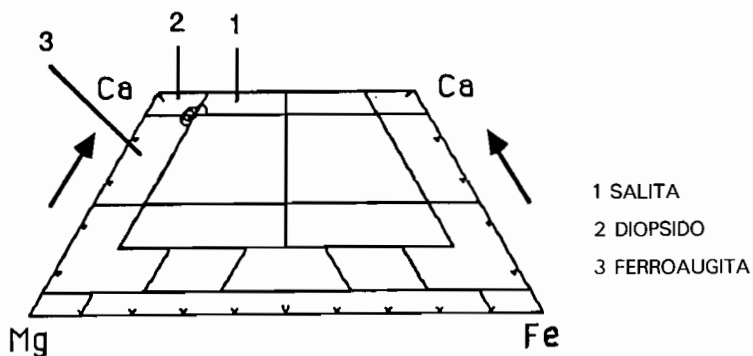
La biotita raramente se conserva sin alterar. Aparece como constituyente de la mesostasis y como microfenocristales, transformada a clorita y rutilo sagenítico o a clorita acompañada según los casos de moscovita, cuarzo, epidotas, rutilo xenomorfo, esfena-leucoxeno, ilmenita, carbonatos y prehnita. Además son frecuentes cristales o agregados moscovíticos, a veces con disposición radial, ricos en ilmenita y rutilo sagenítico o moscovita y carbonatos asociados con ilmenita, rutilo sagenítico y esfena, que muy probablemente derivan de biotitas preexistentes. Pueden englobar opacos, apatito y plagioclasas alteradas.

En el caso de *la moscovita* si bien parte de la misma pueda ser de origen primario, en muchos casos constituye un mineral secundario producto de alteración de plagioclasa y biotita. Además es frecuente en la mesostasis como pequeños agregados de cristales con disposición radial o, como ya se ha dicho, en masas de sericita-moscovita que cuando la alteración es muy intensa enmascaran totalmente la mesostasis y los microfenocristales.

Con carácter accesorio se observan granates aislados que suelen destacar en tamaño frente a la mesostasis (1 a 3mm) o aparecen como cristales de menor tamaño parcialmente englobados por biotita y plagioclasa. Muestran coronas externas de clorita o biotita verde y pueden estar parcial o totalmente transformados a agregados cloríticos. Engloban inclusiones de ilmenita, rutilo, esfena magnésiana, y pequeños cristales de tendencia acicular y difícil identificación que podrían corresponder a apatito o quizás sillimanita.

Los granates analizados se caracterizan por ser relativamente ricos en Fe (almandínicos) y deficitarios en Mn. Su filiación, en cuanto a un origen cogenético o que constituyan xenocristales es problemática; en el diagrama triangular de MILLER y STODDARD (1981) se representan en el campo ocupado por los granates de origen ígneo (Fig. 28). No obstante, en rocas ígneas asociadas a la falla de León —en las proximidades de Cervera de Pisuerga— CORRETGE et al. (1987) describen los granates contenidos en ellas como xenocristales en base a sus características texturales y LOESCHKE (*op. cit.*) considera los granates contenidos en diferentes rocas ácidas situadas entre las localidades de Riaño y Cervera de Pisuerga como relictos de rocas metamórficas atrapadas por el magma durante su ascenso.

A



B

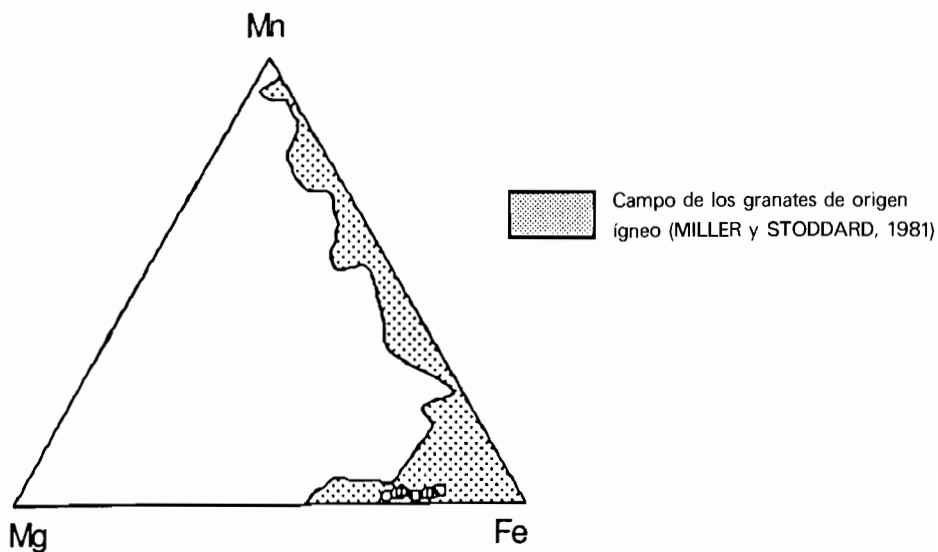


Figura 28. A) Clasificación de diopiroxenos en el diagrama triangular de POLDERVAART y HESS (1951). B) Diagrama triangular de MILLER y STODDARD (1981) que discrimina el campo composicional de los granates de origen ígneo.

Del resto de los componentes de estas rocas destacan dentro de los accesorios *circones* en ocasiones bipiramidados; *allanitas* de hábitos alargados y tendencia idiomorfa, que pueden destacar en tamaño frente a otros componentes de la mesostasis, con zonados típicos y, en ocasiones, en estado metamáctico; en algunas muestras son muy abundantes *opacos* distribuidos homogéneamente que aparecen en cristales o agregados xenomorfos o redondeados, como finos cristales de tendencia acicular, y otros que por su hábito cúbico deben corresponder a sulfuros. De los secundarios, además de los productos de alteración y pseudomorfos ya descritos, destacan cristales anhedrales de carbonatos que pueden amoldarse y englobar al cuarzo de la mesostasis, y que en ocasiones muestran coronas externas moscovíticas. También se observan pseudomorfos sericíticos con coronas de opacos que podrían derivar de plagioclasas.

5.3.4. Caracterización Geoquímica

Para la caracterización geoquímica de este conjunto intrusivo, además de los análisis realizados durante la elaboración de la Hoja (Tabla 1) se han utilizado análisis de las rocas situadas en la Hoja contigua de Burón (cuyos resultados se encuentran en la memoria de

Tabla 1. Relación de análisis químicos de roca total

Muestra	GS-3052	GS-3026	GS-3027	GS-3062	GS-3037	GS-3039
SiO ₂	47,18	47,58	48,59	62,52	62,58	66,29
TiO ₂	0,88	1,12	0,96	0,68	0,70	0,26
Al ₂ O ₃	14,43	15,34	13,07	16,03	16,44	14,46
Fe ₂ O ₃	8,45	8,83	9,89	4,31	4,40	2,52
MgO	8,82	8,87	11,70	1,19	1,13	0,53
MnO	0,13	0,13	0,14	0,06	0,05	0,03
CaO	8,60	6,46	6,81	3,76	3,71	3,90
Na ₂ O	2,70	3,00	3,25	4,61	5,02	3,37
K ₂ O	1,00	0,57	0,31	2,08	2,29	2,55
P ₂ O ₅	0,15	0,28	0,26	0,22	0,19	0,02
PPC	7,29	7,77	5,33	4,71	3,63	5,59
Total	99,63	99,95	100,31	100,17	100,14	99,52
PPM						
RB	28	20	7	91	79	119
Sr	247	472	395	398	524	350
Ba	480	422	520	954	978	244
Nb	3	15	13	13	15	15
Zr	117	157	149	240	243	142
Y	24	21	21	12	11	8
Zn	84	83	95	141	108	66
Cu	25	28	52	28	32	44
Ni	207	253	333	12	10	10
Co	26	44	51	4	5	4
Cr	756	485	593	78	87	59
V	259	207	237	35	27	2

la misma) y análisis de LOESCHKE (*op. cit.*) pertenecientes a rocas de este área y de los afloramientos que se continúan hacia el este, siguiendo el trazado de la falla de León.

Los análisis obtenidos durante la elaboración de la Hoja han sido realizados por fluorescencia de rayos X, en el caso de los elementos mayores en los Laboratorios del ITGE, y los elementos menores y trazas en los Laboratorios de los Servicios Comunes del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Una buena parte de los análisis no entran dentro de los límites comúnmente aceptados para su utilización debido a la intensa alteración hidrotermal que afecta a la mayor parte de las rocas del área, pero dada la imposibilidad de disponer de mejores análisis, al menos al nivel superficial actual, se ha procedido a su utilización, advirtiendo de antemano que algunos de los elementos analizados, sobre todo aquellos geoquímicamente móviles, han debido haber sufrido importantes variaciones.

Si consideramos todas las rocas como integrantes de una serie partícipe de una génesis común, destaca en primer lugar la gran variedad de términos que integran este conjunto intrusivo. El diagrama de clasificación geoquímica Q-P de DEBON y LE FORT (1983) pone de manifiesto esta amplia variedad de términos (Fig. 29a), clasificándose como gabros, cuarzdioritas, cuarzomonzodioritas, tonalitas, granodioritas y adamellititas. Predominan, en todo caso, las rocas de composición intermedia mientras que, los gabros son escasos lo que posiblemente se deba —ya que petrográficamente parecen ser más abundantes— a las variaciones que la composición química de estas rocas ha experimentado con los procesos de alteración hidrotermal. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (*op. cit.*) definen una serie típicamente cáfémica que evoluciona desde el dominio hipoaluminoso al peraluminoso y cuyo carácter hipoaluminoso debería ser en principio más marcado si se tiene en cuenta la deriva hacia el dominio aluminoso, provocado por las alteraciones antes mencionadas (Fig. 29b). Por otra parte, aunque no se ha incluido en esta memoria, en el diagrama Q-B-F de estos mismos autores, constituyen una asociación mesocrática incluso para los términos más evolucionados.

En los diagramas de HARKER (Fig. 30) queda reflejado el amplio espectro de variación en lo que al contenido en sílice se refiere, existiendo desde términos básicos con contenidos de un 45% de SiO_2 hasta términos ácidos cuyo contenido supera el 70%. El comportamiento que muestran los óxidos mayores frente a la sílice es 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 (aunque en el caso del Na_2O es bastante constante) en los términos básicos e intermedios, las cuales a partir de aproximadamente el 60% de SiO_2 pasan a ser claramente negativas y muy acusadas.

El carácter calcoalcalino de esta serie, queda asimismo perfectamente definido en el diagrama AFM (Fig. 31a) en el que, como se observa en otros de los diagramas geoquímicos

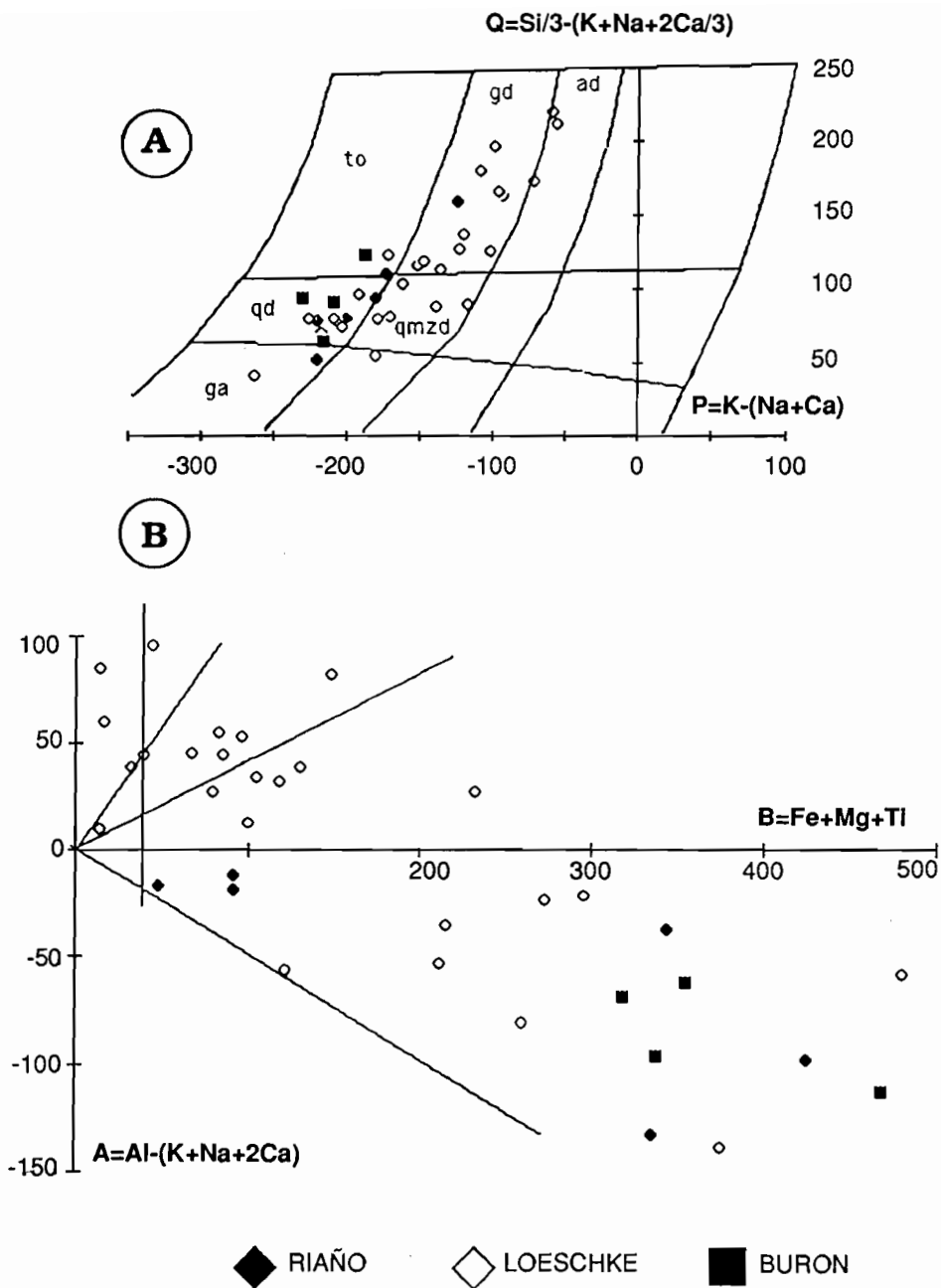


Figura 29. A) Diagrama de clasificación P-Q, y B) diagrama de minerales característicos y tipificación geoquímica A-B, de DEBON y LE FORT (1983). Además de las rocas presentes en las Hojas de Riaño y Burón se han proyectado análisis de LOESCHKE (1982) correspondientes a diferentes rocas situadas en las proximidades de la falla de León entre las localidades de Riaño y Cervera de Pisuerga.

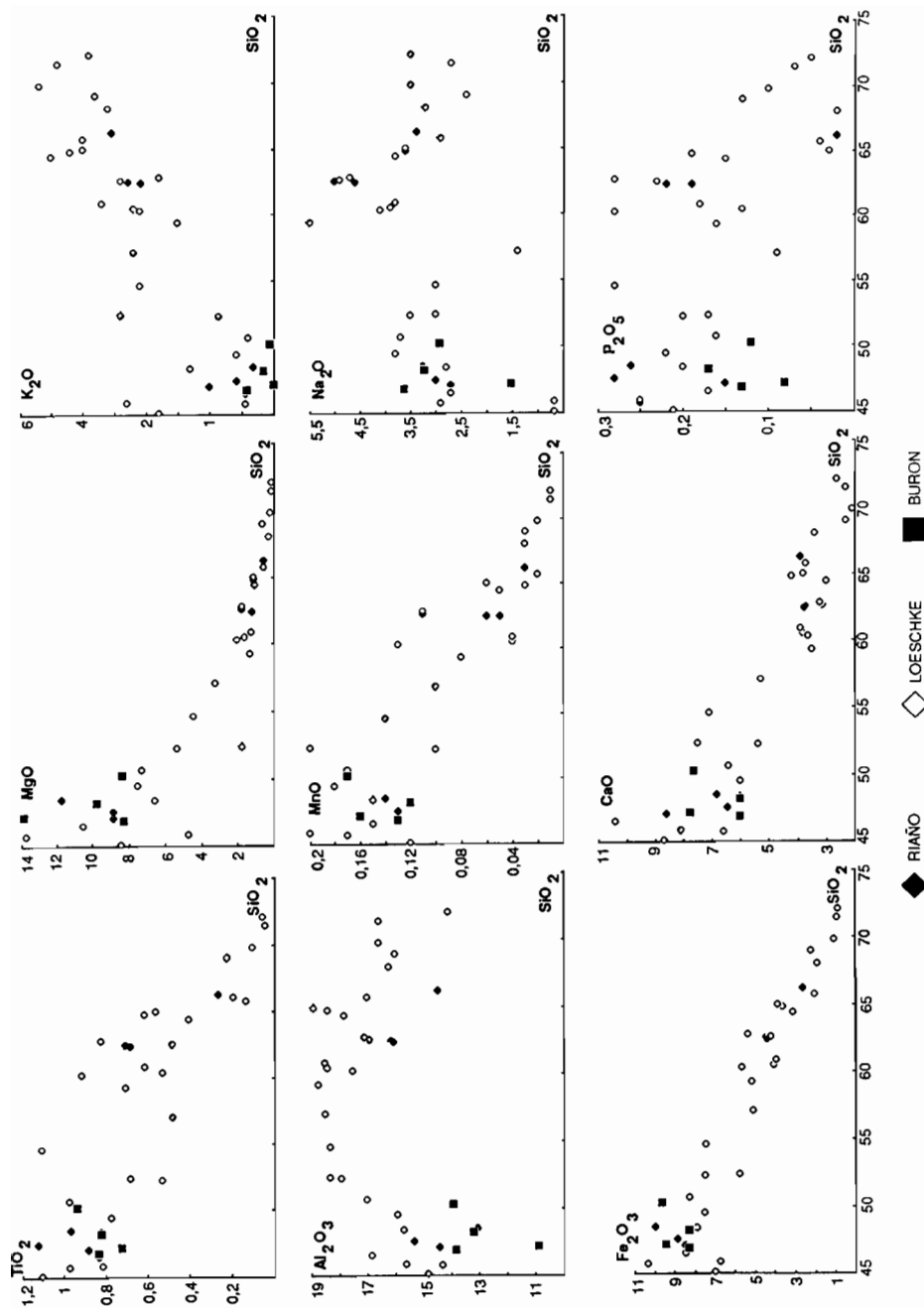


Figura 30. Diagramas de variación de HARKER en los que se representa el comportamiento de los óxidos mayores frente al SiO₂. Leyenda igual que en la Fig. 27.

utilizados en esta memoria, las rocas de la Hoja de Riaño analizadas se sitúan tanto entre los miembros menos diferenciados como en el conjunto de términos más evolucionados del grupo intrusivo de la UPC.

5.3.5. Consideraciones Petrogenéticas

Según se desprende de los diagramas de caracterización geoquímica, en la génesis de las rocas presentes en la Hoja de Riaño y en general en la UPC, parece evidente la participación predominante de material básico profundo, posiblemente del manto superior, el cual sufre diferentes grados de hibridación o contaminación cortical en su ascenso, dando lugar al amplio espectro composicional que caracteriza a este conjunto intrusivo. Por otra parte, es de destacar el solapamiento, en cuanto a quimismo se refiere, entre los granitoides de la UPC y el resto de los presentes en la ZC (Infiesto, Salas-Belmonte), los cuales se separan claramente de los granitoides de la Zona Asturoccidental-leonesa (a excepción de los de Porcia-Salave que son comparables con los primeros), en los que la participación en su génesis de corteza continental alumínica es probablemente muy marcada y posiblemente sean en un porcentaje muy alto palingenéticos (SUAREZ y CORRETGE, *op. cit.*; CORRETGE y SUAREZ, *op. cit.*).

Se ha tratado de vislumbrar el papel jugado por las rocas intrusivas de Riaño dentro de un marco geotectónico. Para ello se han proyectado las rocas analizadas junto con las de la Hoja contigua de Burón y otros datos preexistentes (LOESCHKE, *op. cit.*) en los diagramas Log τ /Log σ propuesto por RITTMANN (1973) y Rb/Y + Nb, Y/Nb propuestos por PEARCE *et al.* (1984), que de alguna manera persiguen la clasificación de rocas ígneas desde un punto de vista geodinámico. En el primero (Fig. 31b) las muestras se sitúan en el campo de las rocas ígneas correspondientes a cinturones orogénicos y arcos de islas. Esta situación es en cierto modo coincidente con el lugar que ocupan en los diagramas de PEARCE *et al.* (*op. cit.*) (Fig. 31c). No obstante, y en lo que respecta a elementos traza deben tenerse en cuenta las consideraciones de los autores en lo referente a la ubicación de las rocas post-colisión dentro de los diagramas y a la falta de discriminación de los mismos para dichas rocas.

Sus contenidos en K₂O, Rb, Nb, Zr e Y normalizados con respecto a los valores de MORB de PEARCE (1982) y PEARCE *et al.* (*op. cit.*) son coherentes con los que presentan los granitos post-colisión, aunque estos últimos autores precisan la falta de discriminación de muchos de los esquemas normalizados de granitoides post-colisión con los de arcos volcánicos de tipo calcoalcalino. CORRETGE *et al.* (1987), aunque precisando la escasa probabilidad de filiación de los granitoides de la UPC a zonas de arco de isla, ponen de manifiesto las afinidades que, desde el punto de vista estrictamente petrológico, guardan los granitoides de la UPC con los granitos tipo M de WHITE (1979) in PITCHER (1983), incluso en lo que respecta a sus mineralizaciones asociadas (Cu y Au).

Con todo lo anteriormente expuesto, desde el punto de vista geotectónico, habría que considerar a las rocas de la UPC como típicos granitos post-colisión para los que CORRETGE *et al.* (1987) y SUAREZ y CORRETGE (*op. cit.*) proponen una génesis a partir de materiales del manto superior generador de rocas ígneas de arco isla que sufrirían un ascenso similar al de los magmatismos tipo caledoniano de levantamiento post-colisión durante el cual, si

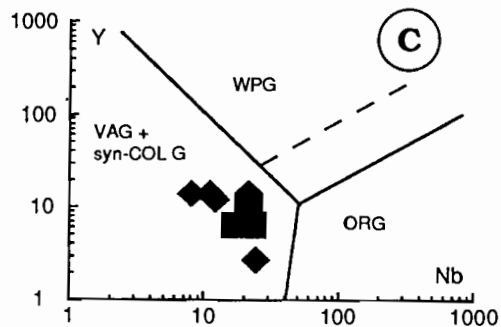
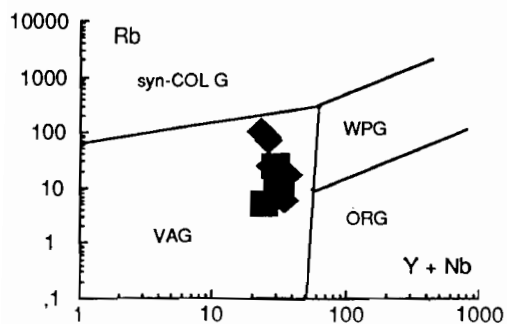
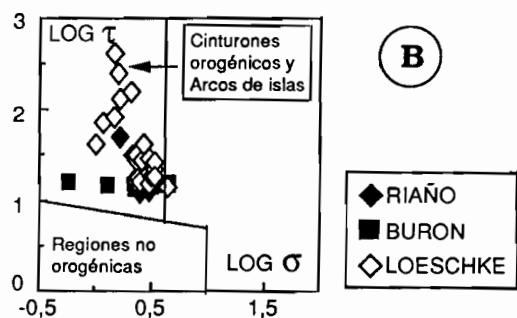
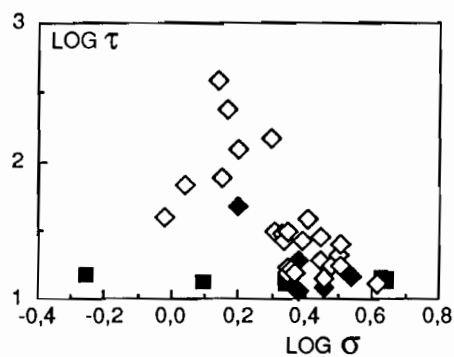
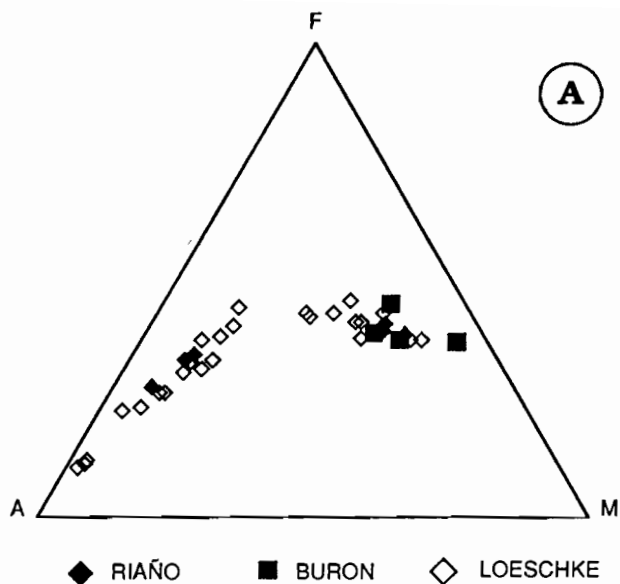


Figura 31. A) Diagrama triangular AFM. B) Diagrama Log t / Log s de RITTMANN (1973). C) Diagramas Rb/ Y+Nb y Y/Nb de PEARCE et al. (1984). Leyenda igual que en las figuras anteriores.

bien sufren contaminación cortical, conservarían rasgos petrográficos y geoquímicos típicos de zonas de arco de isla; pero, por el contrario, habrían intruido atravesando un espesor considerable de corteza en épocas distensivas post-colisión.

A este respecto, RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) y GALLASTEGUI *et al.* (*op. cit.*) proponen que el desarrollo de este magmatismo tardihercínico en la parte más externa de una cordillera de plegamiento, de por sí característica poco común, podría estar relacionado con las últimas etapas del cierre del Arco Astúrico a partir del Estefaniense B, en las que los problemas de espacio en el núcleo del Arco, ocupado por la UPC, adquieren gran importancia. En este momento finaliza la tectónica tangencial «Thin skinned» y el acortamiento se produce a través de grandes fracturas de desgarre, que en muchos casos aprovechan estructuras anteriores e involucran al basamento (tectónica de «Thick skinned») (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, *op. cit.*). Estas fracturas podrían facilitar el ascenso de los magmas básicos profundos, muy probablemente del manto superior, lo que sería coherente con el emplazamiento en condiciones permitidas que caracteriza a la mayor parte de los afloramientos presentes en esta unidad.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos representados en la Hoja de Riaño pertenecen al Cámbrico Inferior y Medio, correspondientes a la sucesión carbonatada de la Formación Láncara. Estos depósitos han sido interpretados (ARAMBURU, 1989) como pertenecientes a una plataforma somera homoclinal, en la que en las épocas finales del depósito se produce un período distensivo con la formación de fosas y umbrales sobre los que se depositaron calizas nodulosas. El resto de la sedimentación durante el Cámbrico hasta el Arenig (Ordovícico inferior) representa la progradación de sistemas deltaicos trenzados («braid deltas») o llanuras deltaicas trenzadas («braid plain deltas»), correspondiendo los Miembros Genetosa, Agrados y La Barca de la Formación Oville, a sedimentos de plataforma marina externa, sedimentos de plataforma interna con secuencias de somerización y sedimentos de ambiente litoral, de baja energía, sometido a aportes aluviales periódicos («sheet flood») respectivamente. El Miembro La Matosa de la Formación Barrios es una continuación de esta secuencia regresiva, dominando los depósitos de «sheet flood» sobre los litorales; mientras que los miembros Ligeria y Tanes representan una secuencia transgresiva existiendo una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de lagoón, a litorales y transicionales.

El Silúrico solamente aparece representado en la Unidad del Manto del Esla, presentándose disconforme sobre la Formación Cuarcita de Barrios, constituyendo una macrosecuencia de somerización desde ambientes de plataforma externa (Formación Formigoso) a ambientes de plataforma interna próxima a la costa (Formación San Pedro).

El Devónico esta constituido por dos facies diferentes, las «facies astur-leonesas» típicas de medios someros y aguas bien aireadas y las faices «palentinas» típicas de ambientes más profundos. En la Unidad del Manto del Esla está representado todo el Devónico con alternancias de sedimentos terrígenos y carbonatados, presentando facies arrecifales, de llanura intermareal y facies terrígenas de aguas someras.

La ausencia de registro sedimentario desde el Arenig hasta el Devónico Superior en las Unidades del Manto del Ponga y Cuenca Carbonífera Central, revela la existencia de un dilatado período de interrupción de la sedimentación y/o erosión, al que sigue una rápida transgresión marina durante el Devónico Superior, que hace que los depósitos de esta edad se apoyen sobre los del Ordovícico y aun sobre los del Cámbrico en las laminas más orientales. El origen de este período transgresivo parece estar asociado a un importante cambio en la dirección de los aportes de la cuenca, que pasarían a tener una procedencia suroccidental a partir de ese momento. Este hecho aparece relacionado con el engrosamiento cortical que las primeras manifestaciones hercínicas producen en sectores más occidentales (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) que dan lugar a la elevación de la Cordillera Variscica y al consiguiente reajuste isostático del área ocupada en ese momento por la Zona Cantábrica que determina el hundimiento generalizado de todo el área y la implantación de condiciones ambientales marinas durante todo el Carbonífero Inferior.

El registro sedimentario durante el Carbonífero inferior revela condiciones de tranquilidad tectónica y escasez de aportes que determinan el depósito de series condensadas de gran extensión lateral en un ambiente de plataforma, somera a veces restringida y/o lagoon (Formaciones Vegamian y Alba). En los Mantos Palentinos, la presencia de brechas sinsedimentarias de esta edad indica la existencia de paleopendientes probablemente relacionadas con los primeros impulsos tectónicos.

A partir del Namuriense se instala una plataforma carbonatada, a veces con ambientes restringidos, en las áreas ocupadas por el Manto de Ponga y Cuenca Carbonífera Central, mientras que, en la Unidad de Valsurvio, se desarrollan facies carbonatadas bioconstruidas. En la Unidad del Esla se aprecia la transición desde esta plataforma carbonatada en el Norte hacia calizas «alodápicas» (equivalentes a turbiditas distales) en la parte meridional. En la Unidad del Pisurgra-Carrión la sedimentación marina siliciclástica, con presencia de algunos olistolitos calcáreos, indica ya condiciones de sedimentación sinorogénica.

Esta aparente compartimentación de los ambientes sedimentarios, que hace difícil la reconstrucción paleogeográfica original, es fruto de la imbricación de todos ellos en las diferentes láminas alóctonas que se superponen en el territorio de la Hoja de Riaño. No obstante, de acuerdo con el modelo evolutivo propuesto por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) el emplazamiento de los Mantos Palentinos se produciría, en un área más meridional a la de su posición actual, durante el Namuriense. Este evento tectónico debe ser contemporáneo con el desarrollo de un «surco de antepaís» en la parte frontal de estos mantos y el consiguiente relleno del mismo, así como con el desarrollo de una sedimentación carbonatada en el margen pasivo del antepaís situado más al Norte. Los sedimentos basales del Grupo Prioro (Formación Perapertú) serían los sedimentos sinorogénicos contemporáneos con este evento estructural que quedaría fosilizado por los Conglomerados de Triollo.

A partir del Westfaliense las condiciones de sedimentación sinorogénica características del relleno de una «cuenca de antepaís» se generalizan a todas las zonas paleogeográficas representadas en las diferentes láminas alóctonas que componen el área de la Hoja.

En el área de la Unidad del Valsurvio, la discordancia basal del Grupo Pando, de edad Westfaliense A Sup. B, parece fosilizar parcialmente esta estructura, por lo que su emplazamiento inicial debe producirse con anterioridad. Para RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA

(*op. cit.*) este evento sería contemporáneo con el emplazamiento gravitacional de los Mantos Palentinos, previamente estructurados durante el Namuriense, en su posición actual dentro de la UPC. El emplazamiento de estas unidades, estaría condicionado por la presencia de importantes paleopendientes estructurales producidas al desarrollarse el apilamiento antiformal del Domo de Valsurvio. El sedimento sinorogénico relacionado con el emplazamiento de esta unidad serían: la parte alta del Grupo Prioro que en otras áreas de la UPC se ha diferenciado como Formación Carmen, localmente discordante sobre la parte basal de este grupo o Formación Perapertú.

El emplazamiento de los mantos y escamas de la unidad del Esla tuvo lugar durante el Bashkiriense Sup. Moscoviense, según se deduce de la edad de los exolistolitos presentes en la sucesión de dicha edad, cabalgada por las diferentes láminas de esta unidad (ARBOLEYA 1978; ALONSO 1985). La primera discordancia que aparece fosilizando a alguno de los cabalgamientos de la Unidad del Esla es la denominada Conjas 2, por ALONSO (*op. cit.*), de edad Westfaliense D Sup, situada en la base del grupo del mismo nombre; la cual puede interpretarse, por su geometría, como una discordancia sintectónica con su emplazamiento. El grupo Cea de edad Cantabriense se encuentra discordante fosilizando a la mayoría de las estructuras (fundamentalmente pliegues) asociadas a los mantos. No obstante, todos estos materiales discordantes se presentan a su vez deformados, indicando que la deformación prosiguió después del emplazamiento de los mantos; de este modo la fosilización por parte del Grupo Cea de las estructuras ligadas a su emplazamiento es sólo parcial, ya que en la mayor parte de los casos los pliegues pre-Cea se han reapretado mediante «flexural slip» provocando el rejuego de los cabalgamientos. El reapretamiento de los pliegues se produjo, en parte, durante el Cantabriense como lo atestiguan las discordancias sintectónicas presentes en el Grupo Cea ALONSO (1982 a); si bien, la mayor parte de dicho reapretamiento es Estefaniense y parece relacionado con el acortamiento N-S ligado al emplazamiento de la UPE.

En la Unidad del Manto del Ponga la sucesión westfaliense representa una megasecuencia de somerización con tránsitos desde facies condensadas en la base, originadas en una cuenca profunda protegida de la entrada de terrígenos, hasta ambientes de plataforma externa y facies deltaicas en el techo. Esta megasecuencia posiblemente representa la «cuña clásica» de relleno de un «surco de antepaís» relacionado con el emplazamiento de unidades estructurales situadas más al Oeste y Suroeste de la Zona Cantábrica.

En el Sector de Lois-Ciguera, de la Cuenca Carbonífera Central, las condiciones sedimentarias corresponden a las de una plataforma carbonatada que permanece hasta el Moscoviense superior, probablemente debido a una posición paleogeográfica lateral o distal respecto a las principales salidas de terrígenos.

El emplazamiento de las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central como láminas alóctonas con una dirección de transporte hacia el ENE se produce en el Westfaliense D Sup. Cantabriense, siendo el Grupo Maraña el sedimento sinorogénico contemporáneo con su emplazamiento.

El juego de las fallas de León y Sabero-Gordón como desgarres dextros se produce antes del Cantabriense y trunca los mantos de la Unidad del Esla previamente emplazados (BASTIDA *et al.* 1976). Este movimiento puede relacionarse con el juego de la falla del Porma,

situada al oeste, como falla inversa y con el emplazamiento hacia el este del Manto del Ponga (ALONSO op. cit.). Los sedimentos sinorogénicos de este evento corresponden probablemente al Grupo Cea y a los Grupos Pontón y Valdeón en la vecina hoja de Burón.

Durante el Estefaniense, el acortamiento N-S produce el reapretamiento y reorientación de las estructuras previas, además de la génesis de otras nuevas, generalmente cabalgamientos y/o fallas inversas con levantamiento del bloque septentrional (Manto de Cardaño, cabalgamiento de Riaño y fallas en el sector de Lois-Ciguera). La falla de León rejuega asimismo como falla vertical, pudiendo haber condicionando el depósito de los sedimentos Estefanienses en cuencas intramontañosas restringidas, con geometría alargada en el sentido E-O, en ambiente subaéreo.

Los rejuegos tardihercínicos de las fallas de León y Sabero-Gordón y el emplazamiento de rocas ígneas con metamorfismo térmico asociado, deben de tener lugar en el Estefaniense terminal o el Pérmico. Por último la falla de Ventaniella es un accidente que corta a todas las estructuras previas y cuya génesis es difícil de precisar temporalmente, aunque lo más probable es que su edad sea pérmica (JULIVERT *et al.* 1971). Durante la orogénesis alpina todo el conjunto de la Cordillera Cantábrica cobija a los sedimentos cretácicos y miocenos de la Cuenca del Duero, mediante un cabalgamiento frontal que se desarrolla en hojas más meridionales; durante este período cuando se produjo el rejuego de las grandes fracturas anteriores (León, Sabero-Gordón, Ventaniella, etc.). Fruto de esta actividad es el levantamiento generalizado del relieve, que ha permitido, especialmente durante el Cuaternario, la excavación de los valles y «cañones» por una red fluvial en que, sus cuerpos mayores, cortan a las direcciones estructurales hercínicas.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja núm. 105 (Riaño) muestra la presencia de mineralizaciones de carácter tanto energético como no energético. La minería de carácter energético, se centra exclusivamente en la explotación de carbón de las cuencas carboníferas, de edad Cantabriense y Estefaniense, de Guardo-Cervera, Sabero y Canseco-Salamón; siendo objeto en la actualidad de una intensa explotación, localizada fundamentalmente en el centro y sureste de la Hoja.

Los recursos no energéticos fueron objeto de explotación intermitente fundamentalmente durante la segunda mitad del siglo XIX y la primera mitad del siglo XX (SOLER, 1883; REVILLA, 1906; LACASA, 1929), prolongándose en algunos casos la actividad hasta la década de los setenta. Las explotaciones se desarrollaron básicamente para el beneficio de arsénico, antimonio, mercurio, cobre, plomo y plata. En la actualidad esta actividad está paralizada, si bien la zona es objeto de investigación por su potencial aurífero, aspecto este que pasó desapercibido durante el apogeo de la minería en esta zona, pero que a la luz de los últimos descubrimientos, y en base a la situación del mercado actual de los metales preciosos, cobra nuevo interés.

7.1. INDICIOS Y MINERIA METALICA

En base a la distribución de indicios a escala de la Hoja, se pueden distinguir dos zonas de asociaciones metálicas: una zona oeste, de dominancia de Cu-Pb-Zn sobre As-Sb, y las zonas norte y noreste, de dominancia As-Sb sobre Cu-Pb-Zn. Estos dos tipos de anomalías a escala de hoja interfieren entre sí, dando lugar a diferentes tipos de yacimientos cuya clasificación se presentará a continuación.

Dado que la explotación de los yacimientos de menas metálicas de la zona se desarrolló de modo en general muy precario, consistente en la mayoría de las ocasiones en labores de tipo superficial o de poca envergadura, de cara al beneficio de la zona más enriquecida y accesible de la mineralización, y carente de una investigación seria y exhaustiva del potencial económico de cada yacimiento, no se dispone de datos adecuados para elaborar un modelo de ley-tonelaje. Por ello se ha efectuado una clasificación genético-descriptiva de los modelos más representativos de las mineralizaciones de la zona, ajustándose cada caso en particular a uno de estos modelos o a la interferencia en mayor o menor medida de dos o más de ellos. En base a los metales de interés económico, a la litología asociada más característica y a su génesis (PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, 1989), las mineralizaciones que se han reconocido en esta Hoja se pueden clasificar del siguiente modo:

1. Mesoepitermales de As-Sb-Au ligados a rocas subvolcánicas.
2. Epitermales de Sb en rocas carbonatadas.
3. Epitermales de Hg-As-Sb en rocas carbonatadas.
4. Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en rocas carbonatadas.
5. Epitermales de Cu-Pb-Zn en rocas carbonatadas.
6. Epitermales polimetálicos en rocas carbonatadas.

A continuación se describe cada modelo en base al esquema de COX et al., (1986).

7.1.1. Mesoepitermales de As-Sb-Au en Rocas Subvolcánicas

Sinónimos aproximados. Zonas de cizalla auríferas, venas de antimonio.

Descripción general. Venas y disseminaciones de sulfuros de As y Sb asociados a rocas ígneas de carácter intermedio a básico y tendencia porfídica, que intruyen materiales fundamentalmente siliciclásticos en zonas de cizalla asociadas a interferencias de fracturas tardiorogénicas.

Localización en la Hoja. A esta tipología responden mineralizaciones localizadas al sur de Pedrosa del Rey, en el paraje denominado Morrón Carretero, y al sureste de Siero de la Reina, en el Alto de Berrendo; así como tres indicios que se pueden encuadrar parcialmente en esta tipología en las proximidades de Siero de la Reina, y en Horcadas.

Referencias generales y locales. BONNEMAISON y MARCOUX, (1987, 1990); PANIAGUA et al. (1989); PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, (1989); PANIAGUA, (1990).

Entorno Geológico

Rocas asociadas. Series sedimentarias o metasedimentarias fundamentalmente siliciclásticas, con escasos carbonatos, a menudo alóctonos, intruidas por diques y sills de dioritas, cuarzodioritas, gabrodioritas y cuarzogabros fundamentalmente, de carácter microporfídico y en general fuertemente metasomatizadas. Los términos más básicos son observables en el Alto de Berrendo. El grado de metamorfismo puede llegar a facies de esquistos verdes.

Edad. El encajante metasedimentario es de edad Westfaliense-Cantabriense. Las mineralizaciones pueden tener cualquier edad necesariamente posterior, probablemente Estefaniense o Pérmico.

Ambiente deposicional. La mineralización se deposita a raíz de la actividad hidrotermal sin y post-intrusión.

Situación tectónica. Zonas de cizalla dúctil a frágil en el área de interferencia de los sistemas de fractura profundos de León (E-W) y Ventaniella (NW-SE).

Mineralizaciones asociadas. Mesoeptermiales de As-Sb-Pb-Zn-Au- Ag; venas de As-Au; epitermales de Cu-As-Sb; epitermales de Hg y As; epitermales de F.

Descripción del Yacimiento

Mineralogía. Paragénesis precoz formada por piritita y arsenopiritita con Au en solución sólida, y como accesorios gudmundita o arsenopiritita antimonífera. Relictos ocasionales de pirrotina y espinelas cromoferríferas. Presencia de rutilo y relictos de ilmenita y titanita. Paragénesis intermedia formada por berthierita, y como accesorios, esfalerita, jamesonita y boulangerita, calcopiritita y tennantita muy escasos. Paragénesis tardía con estibina dominante, acompañada de piritita, greigita y sulfosales de Pb-Sb, fundamentalmente zinkenita, semseyita, plagionita y boulangerita. Localmente aparece calcostibita y bournonita. Presencia ocasional de rejalgar, getchellita y oropimente. Presencia de oro nativo y aurostibita ligados a las paragénesis intermedia y tardía, en general muy escasos. Raramente se observa fluorita y barita con carácter terminal.

Textura y estructura. La paragénesis precoz forma diseminaciones de agregados de cristales idiomórficos de grano fino a muy fino en el encajante ígneo fundamentalmente, aunque en ocasiones se presentan diseminaciones de piritita dominante en pizarras del encajante en el contacto con la roca ígnea. La distribución de la mena está fuertemente controlada por el desarrollo de cizalla local en el intrusivo. La paragénesis intermedia forma diseminaciones y venillas en el contacto entre el intrusivo alterado y las fracturas más tardías. La paragénesis tardía ocupa el núcleo de bolsas y la zona central de venas y fracturas abiertas que atraviesan el intrusivo alterado, y muy raramente el encajante pelítico.

Alteración. Propilitización de la roca ígnea (paragénesis de cuarzo + clorita + talco + sericita + carbonatos), que aumenta en intensidad con el desarrollo de la paragénesis precoz. Silicificación y carbonatación en las fracturas tardías, con formación de cuarzo + ankerita (localmente siderita o dolomita ferrífera), y posteriormente de cuarzo + calcita. Grafitización esporádica en las pizarras. Oxidación supergénica de la mena, poco potente pero muy llamativa, dando lugar a la formación de ocre de arsénico y antimonio.

Controles de la mena. El control litológico esencial es la roca ígnea propilitizada; las pizarras, argilitizadas en el contacto, actúan normalmente como pantalla relativa; localmente la presencia de calizas olistolíticas representa un segundo control deposicional. El control estructural más significativo es la presencia generalizada de fracturas abiertas, subverticales las más importantes, que interfieren entre sí generando alternativamente zonas de brechificación o de cizalla semidúctil, muy favorables para la precipitación del stock metálico.

Rasgos geoquímicos característicos. El As y el Sb alcanzan valores variables entre menos de 1% y más de 10%. El Au oscila entre 0,1 y 50 ppm, siendo generalmente < 1,5 ppm; existe una correlación positiva muy marcada entre Au y As. La correlación entre Au y Sb, o es negativa (Alto de Berrendo) o no es observable (Pedrosa del Rey). El Pb puede alcanzar localmente valores superiores a 0,1%, situándose normalmente por debajo de 100 ppm. Cu y Zn están presentes generalmente a nivel de trazas, superando raramente las 500 ppm. La relación Au:Ag oscila entre 1 y 0,1. Un rasgo muy significativo es la ausencia o escasez manifiesta (<5 ppm) de Hg en la geoquímica de este tipo de yacimientos. Mo y Bi presentan anomalías puntuales y poco significativas.

Condiciones fisicoquímicas de formación. El análisis paragenético, de inclusiones fluidas, y la geotermobarometría derivada de las variaciones composicionales en fases características de la paragénesis permite deducir las siguientes condiciones de formación: durante el estadio precoz la mena se depositó a temperaturas que oscilaron entre 200 y 350°C, pero generalmente no superiores a 280°C, a presiones generalmente inferiores a 2 kbar, en condiciones de fugacidad de S₂ alta ($-14 < \log a_{S_2} < -10$), derivada de la presencia de materia orgánica en las rocas a escala regional, pH neutro o ligeramente ácido, $\log a_{O_2}$ controlada en su límite inferior por el equilibrio pirita-pirrotina y en su límite superior por el equilibrio hematites-magnetita. Estas condiciones evolucionan para el estadio tardío a temperaturas entre 120 y 240°C, con un máximo a 180-190°C, presiones menores de 500 bares, fugacidad de S₂ igualmente alta. La ausencia de Hg se podría explicar por fraccionación de éste en la fase gaseosa durante una ebullición (Spycher y Reed, 1989), mientras el Sb permanece en la fase líquida, y precipita por acidificación posterior. Las zonas más distales de los yacimientos, generalmente más ricas en sulfosales, se ligan a condiciones de más baja temperatura. El esquema evolutivo se completa con una zona enriquecida en Hg, observable al NW de la mineralización de Morrón Carretera (ver epitermales de Hg-As-Sb en rocas carbonatadas). En otros casos la relación entre ambos tipos de mineralizaciones no es tan evidente.

7.1.2. Epitermales de Sb en Rocas Carbonatadas

Sinónimos aproximados. Venas de antimonio, diseminaciones de antimonio.

Descripción general. Venas y diseminaciones de Sb en rocas carbonatadas, con empobrecimiento en arsénico. Corresponden a zonas distales ligadas al tipo 1, cuando domina el encajante carbonatado. Las rocas ígneas pueden estar o no presentes, aunque a menudo no llegan a emplazarse a niveles tan someros como los que corresponden a este tipo de yacimientos, estando sin embargo presentes en profundidad o en las proximidades de la mineralización, ligadas al control estructural.

Localización en la Hoja. En esta hoja se ha reconocido un solo yacimiento de esta tipología, si bien importante: la mina M.^a Teresa de Riaño. Asimismo aparecen pequeñas mineralizaciones que responden a esta tipología en las zonas más distales de las mineralizaciones de tipo 1.

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

Entorno Geológico

Rocas asociadas. Series sedimentarias fundamentalmente carbonatadas, muy tectonizadas, generalmente próximas a intrusivos subvolcánicos.

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

Ambiente deposicional. La mineralización se deposita en relación con la misma actividad hidrotermal que genera el estadio tardío del tipo 1, en continuidad espacial, correspondiendo en el esquema general a zonas más próximas a la superficie que en el tipo anterior.

Situación tectónica. Zonas distensivas en relación con fallas subverticales o rejuegos de sistemas asociados a frentes de unidades alóctonas, que rejuegan tardíamente como zonas de cizalla o distensión local en el entorno de las grandes fallas tardías del área. La dirección dominante es WNW-ESE.

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Au y As-Sb- Pb-Zn-Au-Ag, venas de As-Au, Epitermales de Hg-As.

Descripción del Yacimiento

Mineralogía. Paragénesis precoz escasa y poco significativa, formada por pirita arsenical y más raramente arsenopirita. Paragénesis tardía formada por berthierita y estibina esenciales, con algunas sulfosales de Pb-Sb, fundamentalmente zinkenita, y pirita. Raramente se observa aurostibita.

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

Alteración. Decarbonatización, silicificación y más raramente argilitización del encajante. Calcitización tardía. Grafitización de materia orgánica.

Controles de la mena. El control litológico básico es la roca carbonatada. El control estructural se liga a fracturas distensivas de alto ángulo.

Rasgos geoquímicos característicos. Sb dominante, con valores que superan el 1% normalmente. As escaso, generalmente por debajo de 0,1%. Au en general inferior a 1 ppm. La

relación Au:Ag se mantiene entre 1 y 0,1. Los demás elementos presentan distribuciones similares al tipo 1.

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

7.1.3. Epitermales de Hg-As-Sb en Rocas Carbonatadas

Sinónimos aproximados. Venas de Hg.

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

Localización en la Hoja. La mineralización más importante de esta tipología está reconocida al sur de Pedrosa del Rey. Otras dos mineralizaciones de esta tipología se reconocen en las proximidades de Lillo, y como parte de la mineralización de Salamón.

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

Entorno Geológico

Rocas asociadas. Series carbonatadas de edad Namuriense- Westfaliense o unidades olistolíticas en secuencias de edad Westfaliense-Cantabriense.

Edad. No se conoce con exactitud, pero dado que la mineralización es claramente epigenética, ha de ser Estefaniense o más reciente.

Ambiente deposicional. El depósito se produce a raíz de la actividad hidrotermal ligada a las fracturas tardihercínicas, y está genéticamente relacionado con las mineralizaciones vecinas de As-Sb-Au, correspondiendo el depósito en este caso a las partes más superficiales del sistema.

Situación tectónica. Areas muy tectonizadas en relación con fracturas de alto ángulo, en las inmediaciones de la zona de interferencia entre las fallas de León y Ventaniella.

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Au y As-Sb- Pb-Zn-Au-Ag en rocas subvolcánicas; epitermales de Sb en rocas carbonatadas; epitermales de Cu-Pb-Zn en rocas carbonatadas; epitermales polimetálicos en rocas carbonatadas.

Descripción del Yacimiento

Mineralogía. Paragénesis precoz formada por piritita, y escasamente arsenopiritita y esfalerita. Paragénesis tardía formada por cinabrio dominante, con presencia local de estibina, bert-

hierita, livingstonita, rejalgar, oropimente, getchellita y escasas sulfosales de Pb-Sb. Fluorita y barita pueden estar presentes como fases más tardías.

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

Alteración. En general, decarbonatización precoz, silicificación y calcitización tardías, con argilitización local, a veces importante.

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

Rasgos geoquímicos característicos. El Hg alcanza valores entre 0,1 y 5%; As y Sb presentan valores muy variables, desde pocas ppm hasta localmente < 1%. No existe correlación apreciable entre As, Sb y Hg, aunque se reconoce un incremento en Sb con la profundidad o la proximidad a rocas ígneas. No se han reconocido anomalías significativas de Au. Los demás elementos no se presentan en concentraciones significativas.

Condiciones fisicoquímicas de formación. Estas mineralizaciones se han formado en condiciones epitermales subsuperficiales, a temperaturas entre 120 y 150°C, presiones generalmente menores de 500 bares, pero a menudo más próximas al rango de 1 a 50 bares, a partir de fluidos de salinidad moderada a alta (10-25% eq. NaCl). La abundancia de inclusiones gaseosas en el cinabrio sugiere un transporte importante de Hg en fase vapor, mientras que As y Sb son transportados más eficazmente en fase líquida. Esto explica la zonación en sentido vertical, con predominio de Hg en las zonas más superficiales.

7.1.4. Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en Rocas Carbonatadas

Sinónimos aproximados. Venas de cinco elementos, yacimientos tipo Cobalt, yacimientos tipo Freiberg, epitermales auríferos (en realidad el modelo discernible a escala regional representa la interferencia entre las venas de cinco elementos y los epitermales auríferos en rocas carbonatadas sensu stricto).

Descripción general. Venas y disseminaciones de sulfuros y sulfoarseniuros de Cu, Fe, Co y Ni en rocas carbonatadas. El Co y el Ni no siempre están presentes en las partes observables de los yacimientos.

Localización en la Hoja. Mineralizaciones de esta tipología se localizan fundamentalmente al norte de Las Salas, en Peñas Pintas, y al oeste de Salamón. Otras mineralizaciones menos significativas se localizan en las proximidades de Boca de Huérgano, Riaño y Crémenes.

Referencias generales y locales. LAZNICKA, (1985); PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, (1989); PANIAGUA et al. (1988 b, 1989); PANIAGUA, (1990).

Entorno Geológico

Rocas asociadas. En general, rocas carbonatadas de cualquier edad. En las mineralizaciones más representativas dentro de la presente Hoja, el encajante carbonatado es de edad Namuriense- Westfaliense.

Edad. El control estructural indica edad tardía o post-hercínica.

Ambiente deposicional. La precipitación de la mena deriva de la actividad hidrotermal en el entorno más próximo a la Falla de León. Correspondería a las zonas más internas observables con relación al sistema convectivo a escala regional.

Situación tectónica. Interferencia de fracturas de alto ángulo en las proximidades de la Falla de León. Los sistemas dominantes son NE-SW y E-W, y con carácter ocasional, NW-SE.

Mineralizaciones asociadas. Epitermales polimetálicos en rocas carbonatadas; epitermales de Hg-Sb-As en rocas carbonatadas; epitermales de Pb-Zn-Cu en rocas carbonatadas.

Descripción del Yacimiento

Mineralogía. Estadio precoz formado por disulfuros y sulfoarseniuros de Fe, Co y Ni, localmente con amplio rango de Cu en solución sólida. Las fases dominantes son piritita arsenical y arsenopiritita, con marcasita, bravoita cuprífera y cobaltita-gersdorffita accesorias. Estas fases presentan amplio rango de elementos traza en solución sólida, destacando Au y puntualmente anomalías adicionales de elementos del grupo del platino, a escala de ppb. El estadio tardío está formado fundamentalmente por minerales del grupo de la calcopirita (*calcopirita sensu stricto* y *talnakhita*), tetraedrita-tennantita, y más escasamente, galena y esfalerita. La alteración supergénica da lugar a la formación de covellina, digenita, carbonatos y arseniatos de Cu, Co, Ni y Zn, óxidos de Cu, Fe, Co y Ni, y raramente, Au nativo. A la mineralización hidrotermal se asocia materia orgánica grafitizada y en ocasiones con fuerte contenido uranífero. La paragénesis tardía siempre es observable, mientras la precoz aparece bien representada sólo en puntos muy locales de Salamón y Peñas Pintas.

Textura y estructura. La paragénesis precoz forma diseminaciones de grano fino a muy fino dispersas en una matriz dolomítica o jasperoidea, con fuerte contenido en materia orgánica. La paragénesis tardía forma venas, bolsas y relleno de brechas, en ocasiones a favor de cavidades endocársticas.

Alteración. Decarbonatización, dolomitización y silicificación precoces y cíclicas del encajante carbonatado. Grafitización de materia orgánica. Calcitización tardía. Argilitización local (presencia de dickita en fracturas). Lixiviación ácida y oxidación de la mena en superficie.

Controles de la mena. Como en los casos anteriores, el encajante carbonatado y la presencia de fracturas de alto ángulo.

Rasgos geoquímicos característicos. En general, correlación positiva Au:Co+Ni y Au:As. No se observa correlación Au:Cu. Anomalías locales de Se y U. El contenido en Au varía entre 100 ppb y 10 ppm. El contenido en Cu es en general superior a 1%. El contenido

en Co varía de $> 0,1$ a $< 3\%$, mientras que el contenido en Ni varía de $> 0,01$ a $< 1\%$. Localmente se presentan anomalías en Ir y Os, en general menores de 0,2 ppm. A escala regional se define un halo de dispersión geoquímica con una zona externa de Hg, una zona intermedia de Cu-(Pb-Zn), y una zona interna de Cu-Co-Ni, a la que se asocia la anomalía aurífera.

Condiciones fisicoquímicas de formación. Estas mineralizaciones se depositan a temperaturas variables entre 120 y 240°C, a presiones menores de 1 kb, que varían rápidamente a lo largo del sistema, en condiciones de pH neutro a alcalino, con niveles de acidificación local. La composición de los fluidos no está bien conocida, aunque se reconoce habitualmente una relación Na+K/Ca+Mg baja, presencia de SH² y materia orgánica.

7.1.5. Epitermales de Cu-Pb-Zn en Rocas Carbonatadas

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

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

Localización en la Hoja. Los indicios de esta tipología reconocidos en la Hoja se sitúan en su cuadrante suroeste, en el entorno de las localidades de Corniero, Argovejo, Velilla de Valdoré, Verdiago y Ferreras del Puerto. Asimismo, un pequeño indicio asociado al sistema hidrotermal de Salamón.

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

Entorno Geológico

Rocas asociadas. Series carbonatadas de edad Devónico o Carbonífero Inferior.

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

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

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

Mineralizaciones asociadas. Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en rocas carbonatadas, epitermales polimetálicos en rocas carbonatadas.

Descripción del Yacimiento

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

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

Alteración. Dolomitización y silicificación del encajante carbonatado.

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

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

Condiciones fisicoquímicas de formación. Estos yacimientos están formados a temperaturas bajas (120-160°C) y presiones moderadas (1-200 bar), en condiciones de pH de ligeramente ácido a ligeramente alcalino. La fugacidad de oxígeno es baja ($\log a_{O_2} < -50$ atm) y la fugacidad de azufre relativamente alta ($-18 < \log a_{S^2} < -22$ atm). Los ejemplos observados en esta Hoja responden a manifestaciones de carácter entre epitermal y teletermal. En otras hojas de la zona las manifestaciones son netamente epitermales.

7.1.6. Epitermales Polimetálicos en Rocas Carbonatadas

Sinónimos aproximados. Epitermales auríferos en rocas carbonatadas, yacimientos tipo Carlín.

Descripción general. Diseminaciones de sulfuros de grano fino en rocas carbonatadas con amplio rango de metales en solución sólida.

Localización en la Hoja. Estas mineralizaciones se localizan en el cuadrante noroeste de la Hoja, en una franja alargada en dirección E-W, desde Salamón hasta el sur de Riaño (Mina de Las Viescas), pasando por Peñas Pintas y Huelde.

Referencias generales y locales. BERGER (1986); BAGBY y BERGER (1985); BONNEMAISON y MARCOUX (1987, 1990); PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA (1989); PANIAGUA (1990).

Entorno Geológico

Rocas asociadas. Series interestratificadas de calizas y pelitas, con dominancia de carbonatos, muy ricas en materia orgánica.

Edad. Tardihercínica o posthercínica.

Ambiente deposicional. La mineralización precipita a partir de fluidos hidrotermales en condiciones de descenso brusco de presión y temperatura.

Situación tectónica. Estos yacimientos se sitúan en el entorno de los puntos de interferencia de dos o más fallas distensivas muy profundas, una de las cuales es invariablemente la Falla de León o una satélite muy próxima a ella.

Mineralizaciones asociadas. Epitermales de Cu-Co-Ni-As-Au en rocas carbonatadas, epitermales de As-Sb-Pb-Zn-Au-Ag en rocas carbonatadas, epitermales de Hg-As-Sb en rocas carbonatadas, epitermales de Pb-Zn-Cu en rocas carbonatadas.

Descripción del Yacimiento

Mineralogía. Estadio precoz muy desarrollado, dominante en la mineralización, formado por piritita arsenical, marcasita y arsenopiritita, y localmente bravoita. Todos ellos presentan un amplio rango de metales en solución sólida, incluido Au. Estadio tardío menor, con variaciones locales que responden a la tipología de los modelos previamente descritos. En este estadio dominan calcopiritita, esfalerita, tennantita, cinabrio, rejalgal y oropimente, galena, livingstonita y sulfosales de Pb-Sb, con piritita tardía subordinada.

Textura y estructura. La mineralización del estadio precoz se presenta en forma de diseminaciones de grano muy fino, micrométrico, en matriz cuarzo-carbonatada; constituida, en general, por un jaseroide o una brecha de falla de rango entre milonítico y cataclástico. La mineralización tardía rellena pequeñas fisuras y vacuolas en la masa mineral.

Alteración. Decarbonatización, silicificación muy intensa, alternante en tiempo y espacio con dolomitización y argilitización. Calcitización tardía. Grafitización de la materia orgánica. Lixiviación ácida y oxidación supergénica.

Controles de la mena. El control estructural, formado por fallas de alto ángulo que generan un área totalmente tectonizada, de muy alto nivel de permeabilidad efectiva, es el más importante. El encajante carbonatado y la presencia de materia orgánica son por este orden los otros dos factores claves para controlar el entorno deposicional de la mena.

Rasgos geoquímicos característicos. Anomalías significativas de todos los elementos presentes en el espectro metalogénico a escala regional. Dominancia de arsénico. Valores localmente muy altos de Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Sb y Hg. Valores de Au que oscilan entre 1 ppm y 100 ppm. Relación Au:Ag en torno a 1, o incluso mayor. Anomalías locales de Mo, U y elementos del grupo del platino.

Condiciones fisicoquímicas de formación. Mineralización formada en condiciones de temperatura baja, pero muy variable, con máximos de 280°C y mínimos < 100°C, y un descenso muy brusco de la temperatura condicionado por el incremento de la permeabilidad efectiva.

Este incremento de la permeabilidad efectiva condiciona así mismo un descenso brusco de la presión, desde condiciones iniciales inferiores a 1000 bares, hasta condiciones de presión prácticamente atmosféricas, y en general presión de confinamiento equivalente a la presión hidrostática. Consecuentemente se tienen evidencias de ebulliciones sucesivas a nivel local, controladas por la actividad tectónica (sísmica). Fugacidad de azufre alta ($\log a_{S_2}$ entre -10 y -20), y fugacidad de oxígeno moderada ($\log a_{O_2}$ generalmente < -35). El pH varía mucho localmente, desde muy ácido a condiciones más generales de neutralidad e incluso alcalinidad apreciable ($pH > 7$).

7.2. MINERIA ENERGETICA

En el área ocupada por la presente Hoja aparecen numerosas explotaciones de carbón, que se concentran principalmente en las denominadas «cuencas» de Guardo-Cervera y Sabero y, en menor medida, a diversos afloramientos de pequeño tamaño próximos a la Falla de León que forman parte de la Cuenca de Revero-Salamon. Tanto el sector de Lois Ciguera como el de Piedrafita-Lillo de la Cuenca Carbonífera Central carecen de interés por presentar carboníferos no productivos en los que esporádicamente se intercala alguna capa de carbón de poca potencia y escasa continuidad lateral.

7.2.1. Cuenca de Guardo-Cervera

Se incluyen dentro de esta cuenca los afloramientos situados al N de la Falla de León que forman parte de los sinclinales de Huelde, Horcadas, Salio y Carande. Los carbones tienen una edad comprendida entre el Cantabriense y el Barrueliense Inferior (WAGNER y WINKLER-PRINS, 1985), tratándose generalmente de antracitas y hullas de buena calidad que se destinan en su mayor parte a usos térmicos y en menor proporción a la siderurgia y a la industria química.

Existen registros y pequeñas explotaciones prácticamente en todos los tramos continentales de las diferentes formaciones del Grupo Cea, ya descritas con anterioridad en el apartado de la estratigrafía; de manera que sólo haremos referencia a los de mayor interés. Por otro lado, en el marco de esta Hoja existen diferentes empresas que benefician los carbones de este sector de la cuenca, siendo las más importantes: Antracitas de Besande, Antracitas de Valdehaya y Antracitas de Velilla. Todas ellas explotan o explotaron los tramos más bajos del Grupo Cea en la parte de la cuenca situada al sur de la Falla de Morgovejo.

En las concesiones de Antracitas del Besande se explotan tres «paquetes» de carbón con un total de ocho capas entre 0'60 y 1'80 m, pertenecientes al tramo comprendido entre las formaciones Tarilonte y Santibañez (23).

Antracitas de Valdehaya explota un «paquete» con seis capas en el mismo tramo que explota Antracitas de Besande, aunque en su parte superior.

Antracitas de Velilla explotó tres «paquetes» con hasta ocho capas de carbón con potencias que llegaban hasta 1,20 m, y se situaban respectivamente en las Formaciones: La Choriza, Santibañez y San Pedrin.

En el resto de la cuenca existe un gran número de pequeñas explotaciones de tipo «Chamizo» en la mayor parte de los casos abandonadas. Existiendo un cierto relanzamiento de las labores, aunque de pequeña envergadura, en las proximidades de Caminayo y Tejerina, al norte de la Falla de Morgovejo; y en un pequeño afloramiento desconectado del resto, situado al este de Aleje y cobijado por el cabalgamiento de Peña Quebrada en el que se están extrayendo una pequeña cantidad de carbón a cielo abierto.

Los afloramientos situados al norte de la Falla de León han sido explotados hasta tiempos recientes en los sinclinales de Horcadas y Carande, donde existieron una mina y un pequeño cielo abierto en el primero y tres pequeñas minas de montaña en el segundo. Los otros dos sinclinales presentan algunas labores de reconocimiento pero nunca han tenido explotaciones propiamente dichas.

Según el IGME (1985) la parte occidental de la Cuenca de Guardo- Cervera en el que se incluye el sector estudiado en la Hoja de Riaño y, exceptuando los afloramientos situados al norte de la Falla de León que no vienen inventariados, presenta unos recursos que medidos en tonelaje total explotable se aproxima a las 340 x 106 toneladas de las cuales 325 x 106 son hipotéticas.

7.2.2. **Cuenca de Sabero**

Los carbones explotados en esta cuenca tienen una edad que varía entre el Barrueliense Superior y el Estefaniense B (WAGNER y WINKLER-PRINS, 1985), tratándose generalmente de carbones bituminosos, particularmente buenos para la fabricación de coque que hasta hace pocos años se producía en la factoría de Vegamediana. En la actualidad, el carbón procedente de esta cuenca se utiliza en su mayoría para uso térmico. La explotación más importante y a la que pertenecen la mayoría de las concesiones es Hulleras de Sabero y Anexas S.A., a la que pertenecía también la factoría de coque.

En la actualidad las únicas explotaciones activas se encuentran en el Pozo de Herrera núm. 2, cerca de Sotillos (Hoja de Cistierna) que explota los tres «paquetes» mineros o formaciones productivas tradicionales de esta cuenca: Sucesiva, Herrera y Unica, esta última no aflorante en la presente Hoja y en una explotación a cielo abierto en las proximidades de esta misma localidad.

Según el IGME (1985) el tonelaje total explotable de esta cuenca se sitúa en torno a las 55 x 106 de toneladas, de las cuales aproximadamente 20 x 106 son hipotéticas y 9 x 106 muy probables.

7.2.3. **Cuenca de Canseco-Salamón**

Forma parte de una serie de afloramientos carboníferos discordantes de edad Estefaniense B que se sitúan en las proximidades de la Falla de León.

El sector comprendido en esta Hoja (Reyero-Salamon) es el que menos actividad minera ha mantenido, concentrándose, la poca que se ha producido, en los alrededores de Viego.

Al norte y noreste de esta localidad existen varios indicios con labores de tipo «chamizo» con la excepción de una labor realizada en el camino que va de Viego a Valbuena del Roblo, cerca del collado situado al pie de la Peña La Llomba, en la que se realizó, a principios de los años 80, un transversal próximo a los 200 m (NAVARRO *et al.*, 1987).

Por último en la parte más oriental del sector en las cercanías de Valbuena del Roblo, existe una pista en la que NAVARRO *et al.*, (*op. cit.*) registran el paso de tres capas de carbón, de las cuales sólo la inferior fue objeto de explotación.

Muestras tomadas por estos autores evidencian la presencia en este sector de carbones de buena calidad con alto poder calorífico y baja concentración en volátiles; sin embargo, presentan escasa continuidad lateral, debido en parte a condicionantes estratigráficos (están interestratificados con conglomerados, en la parte proximal de los abanicos) y también a la intensa fracturación que produce la Falla de León.

En el Inventario de Recursos Nacionales de Carbón (IGME, 1985) sólo viene representado el sector más oriental de esta cuenca (sector Canseco-Rucayo) por lo que se desconocen los recursos del sector Reyero-Salamon, aunque no parece que sean muy importantes, sobre todo en la parte representada en el marco de la Hoja.

7.3. ROCAS INDUSTRIALES

Aun existiendo grandes afloramientos de rocas de interés industrial, dentro de esta Hoja no ha habido grandes explotaciones, exceptuando en Besande y en las proximidades de Riaño, debido en su mayor parte a la lejanía de los grandes núcleos de población y a la distancia de las principales vías de comunicación.

Las canteras de Besande, en la Caliza de Montaña, han sido las de mayor importancia y se han explotado, como rocas ornamentales, debido a la marmorización que presentan y a su color blanco-azulado-grisáceo.

En las proximidades de Riaño (Puente Bachende) y en la carretera de Remolina, cerca del cierre de la presa, se han obtenido áridos durante el tiempo que duraron las obras de construcción del embalse y del Nuevo Riaño, en dos crestones calizos pertenecientes a las formaciones Lois-Ciguera (miembro Bachende) y Santa Lucía, respectivamente. También se explotaron con el mismo fin, a pie de presa, las cuarcitas de la Formación Barrios.

Con carácter puntual se han explotado otras zonas de calizas en diferentes puntos, como canteras para áridos de construcción y obras públicas, calizas ornamentales y caleros. Estas siempre cercanas a los pueblos y vías de comunicación.

Cabe destacar las canteras de «mármol rojo» en las proximidades de Lois, en las calizas rojas nodulosas de la Formación Alba (Caliza Griotte) que fueron empleadas, entre otras obras, para la construcción de su iglesia.

En la Hoja afloran intrusiones ígneas que presentan texturas y características físicas que las hacen propicias para su uso como rocas ornamentales, aunque de momento, su reducido tamaño y su difícil accesibilidad hace que no hayan sido explotadas como tales.

Los sedimentos fluviales han sido explotados esporádicamente para obtener arena, aunque éstas no son idóneas para su utilización por tratarse de sedimentos fluviales muy poco maduros.

8. HIDROGEOLOGIA

La hidrogeología de esta zona de la provincia leonesa no presenta un interés especial en lo referente a la explotación de acuíferos subterráneos. Sin embargo, resulta de importancia la regulación de su escorrentía superficial, como lo demuestra el hecho de la construcción del embalse de Riaño con este fin. Esta escorrentía se encuentra alimentada por las precipitaciones que, en una cantidad superior a los 1.000 mm se produce en la región durante el año, en forma de agua y nieve. Dada la elevada altitud media de la Hoja, cabe esperar el mantenimiento de la nieve en las cumbres más elevadas durante largos períodos, con lo que la recarga de acuíferos y corrientes fluviales se efectúa de manera casi continua a lo largo del año.

Los materiales presentes en el área estudiada no constituyen ningún sistema acuífero en sentido estricto, dando lugar más bien a diferentes acuíferos aislados por materiales impermeables; en sentido textural. De estos cuerpos o niveles permeables destacan la caliza de Láncara, las cuarcitas de Barrios, las calizas de La Vid, Sta. Lucia y Portilla, así como otros niveles calcareos menores existentes en el Devónico Superior y el Carbonífero («caliza de Montaña» y Formación Lois-Ciguera). La porosidad que evidencian estos materiales se debe fundamentalmente a fisuración y/o karstificación, y su «aislamiento» no debe ser total, puesto que la intensa fracturación que corta a las formaciones perpendicularmente a su dirección, probablemente pondrá en comunicación distintos cuerpos permeables, facilitando así la circulación hidrológica entre ellos.

A su vez, diaclasado y fisuración son las causas de que muchos sedimentos siliciclásticos del Carbonífero se comporten como acuíferos, pese a ser de naturaleza impermeable. Este es el caso del Sinclinal de Tejerina (en la parte central de la Hoja), que origina una zona más deprimida con recarga en sus bordes y surgencias en su parte central debido a las diferencias de cota.

La descarga de los acuíferos descritos se realiza a través de numerosos manantiales y arroyos que van a desaguar a los ríos principales, los cuales discurren con una dirección aproximada N-S. Dichos ríos son: El Grande y Yuso al E, el Cea en el sector central y el Esla con sus afluentes en la parte occidental.

Existen algunos manantiales que, por sus propiedades minero-medicinales, tienen cierta relevancia, como es el caso del ubicado al N de Morgovejo. Este manantial es de carácter hipotermal y está asociado a una falla con dirección E-O que afecta a materiales carboníferos. Su caudal es de 3 l/seg, y sus aguas presentan una importante mineralización, estando clasificadas como sulfhídricas, cloruradas sódicas, litínicas y nitrogenadas.

Otro tipo diferente de acuíferos son los de carácter libre (superficiales), asociados a depósitos sedimentarios cuaternarios y actuales. Estos se hallan circunscritos a las llanuras aluviales de los ríos principales y a los depósitos fluviales y fluvio-glaciares asociados a arroyos y

vertientes. En general, su importancia hidrogeológica es escasa, destacando tan sólo las llanuras de inundación de los ríos Grande, Cea y Esla en la zona S, ya que al N los valles de mayor amplitud han quedado inundados por las aguas del embalse de Riaño.

La infraestructura para explotación de los recursos hidrológicos subterráneos es prácticamente nula, dada la disponibilidad e importancia de la escorrentía superficial en la zona. Tan sólo se aprovechan las salidas de los acuíferos en forma de fuentes y manantiales para el abastecimiento de los núcleos de población. Esta explotación no suele estar sujeta a regulación alguna, lo que ocasiona en muchos casos una pérdida innecesaria de recursos. Así la circulación hidrológica entre ellos.

9. BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, J. E.; FRENZEL, H. N.; RHODES, M.L., y JOHNSON D. P. (1985): Starved Pennsylvanian Midland Basin. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, pág. 35, 2600-2607.
- ADARO, L., y JUNQUERA, G. (1916): Criaderos de hierro de España. T. II. Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 676 págs.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1965). Conodont-bearing formations of Devonian and Lower Carboniferous age in Northern Leon and Palencia (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, págs. 165-178.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1967): Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, págs. 129-192.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN; BREIMER, A.; KRANS, TH. F., y SJERP, N. (1963): A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of León, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. 70, págs. 131-135.
- ALMELA, A.; GARCÍA FUENTES, S., y RÍOS, J. M. (1956): Memoria explicativa de la Hoja del núm. 52 (Proaza). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. (1ª Serie). IGME, págs. 1-81.
- ALONSO, J. L. (1982a): Las discordancias progresivas de la cobertera carbonífera de Ocejo de la Peña: Testigos de la reactivación de un pliegue del basamento por «flexural slip» (Cordillera Cantábrica). *Bol. Geol. Min.*, XCIII-III, págs. 214-225.
- ALONSO, J. L. (1982b): Una nueva discordancia pre- «Leónica» fosilizando el Manto del Esla (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, 12, págs. 83-82.
- ALONSO, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis de Doctorado, Univ. de Oviedo, 212 págs.
- 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, 275 págs.

- ALONSO HERRERO, E. (1981): Estudio geológico de la zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, 43-44, 30 págs.
- ALONSO HERRERO, E. (1987a): *Inventariación, análisis y evaluación integrada del medio natural en la Comarca de Riaño*. León. Tesis doctoral. Facultad de Biología. Univ. de León. 618 págs. (Inédita).
- ALONSO HERRERO, E. (1987b): Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 1-4, págs. 49-60.
- ALONSO, J. L., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica. NO de España). Significado orogénico. *C.R. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Madrid. IGME. Págs. 533-540.
- ALONSO OTERO, F.; ARENILLAS PARRA, M., y SAENZ RIDRUEJO, C. (1981): La morfología glaciario en las montañas de Castilla La Vieja y León. *Actas I Cong. Geog. de Castilla y León*. Burgos. págs. 23-34.
- ALVAREZ-MARRÓN, J. (1985): Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología* Univ. de Oviedo. 15, páginas 189-202.
- ALVAREZ MARRÓN, J. (1989): *La estructura geológica de la Región del Ponga* (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. 223 págs. (Inédita).
- ALVAREZ-MARRÓN, J., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1988) : Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, 77/2, págs. 539-550.
- ALLER, J.; ALONSO, J.L., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1985): Procedencia de los conglomerados cantabrienses del Grupo Cea en la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, valles del Esla y Cea). *Bol. Geol. Min.* 96, VI, págs. 3-13.
- ALLER MANRIQUE, 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 pags.
- AMBROSE, T.; CARBALLEIRA, J.; LÓPEZ RICO, J., y WAGNER, R. H. (1984): *Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000*, núm. 107 (Barruelo de Santullán). Segunda serie MAGNA. Primera edición. IGME, 113 págs.
- AMERÓN, H. W. J. VAN (1965): Note préliminaire sur quelques flores stephaniennes de la bordure nord des Léonides dans les Montagnes Cantabriques (Espagne du nordouest). *Leidse Geol. Meded.*, 32, págs. 151-156.
- ARAMBURU, C. (1987): Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 221-223.
- ARAMBURU, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo. Tomo I, 531 págs. (no publicada).

- ARAMBURU, C.; GALLASTEGUI, G.; SUÁREZ, O.; CORRETGE, L. G.; BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P.; HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): *El vulcanismo Cambro-Ordovícico en la Zona Cantábrica. X Reunión de Xeología e Minería do NW Peninsular: Paleovulcanismo en el Macizo Hesperico. O Castro-Coruña*. Resúmenes Lab. Xeol Laxe, págs. 49-51.
- ARAMBURU, C., y GARCÍA-RAMOS, J.C. (1984): Cambro- Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain. *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Marseille, Abstracts*, págs. 30-31.
- ARAMBURU, C., y GARCÍA RAMOS, J.C. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, págs. 11-13.
- ARBIZU, M. (1972): El Devónico Inferior de la costa Asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Ast.* Año XVI, 3, págs. 33-48.
- ARBOLEYA, M. L. (1981): La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Geol. Min.*, 42(1), págs. 19-40.
- ARENILLAS PARRA, M., y ALONSO OTERO, F. (1981): La morfología glaciár del Mampodre (León). *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat. (Geol.)* 79, págs. 53-62.
- ARTHAUD, F., y MATTE, P. H. (1975): Les Decrochements tardihercyniens du sud-ouest de L'Europe, Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*. 25, págs. 139-171.
- BAGBY, W. C., y BERGER, B. R. (1985): Geological characteristics of sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits in the Western United States. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems*. BERGER, B. R., y BETHKE, P. M. (eds). *Rev. Econ. Geol.*, 2, págs. 169-202.
- BAHAMONDE, J. R. (1985): *Estratigrafía y sedimentología de la Fm. Beleño en la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo Documental del I.T.G.E. 57 págs.
- BAHAMONDE, J. R.; BARBA, P., y COLMENERO, J. R. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito (Manto del Ponga) en al Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo documental del IGME. 57 págs.
- BALDWIN, C. T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In: CRIMES T. P., y HARPER, J. C., *Trace fossils 2. Geol. Jour. Spec. Iss*, 9, págs. 9-40.
- BARBA, P.; HEREDIA, N., y VILLA, E. (*in litt.*): Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central), NO de España. *Rev. Soc. Geol. España*
- BARROIS, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 págs.
- BASTIDA, J., y CASTRO, S. (1988): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza

- (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 17, páginas 67-85.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Inst. Geol. Min. España*. XCV- VI, págs. 517-739.
- BECKER, G. (1983): Ostracoden-Faunen thringister Proveniez aus derm karbon des kantabrischen Gebirges (n-Spinnen). *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 135, págs. 317-324.
- BERGER, B. R. (1986): Descriptive model of carbonate- hosted Au-Ag. In: Mineral deposit models. COX, D. P., BARTON, P. B. y SINGER, D. A. (eds). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1693, 175 págs.
- BERTRAND, G. (1971): Morphostructures Cantabriques. *Rev. Geog. Pyrénées S-O*. págs. 49-70.
- BERTRAND, G. (1972a): Ecologie d'un espace géographique: les Geosystemes du valle de Prioro (Espagne NO). *L'Espace Géographique*, 2, págs. 113-128.
- BERTRAND, G. (1972b): Les structures naturelles de l'espace géographique. L'exemple des Montagnes Cantabriques (NW de L'Espagne). *Rev. Geog. Pyrénées S-O*, págs. 175-206.
- BLISS, J. D., y ORRIS, G. J. (1986): Descriptive model of simple Sb deposits. In: Mineral deposit models. COX, D. P.; BARTON, P. B., y SINGER, D. A. (eds). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1693, 183 págs.
- BONNEMAISON, M., y MARCOUX, E. (1987): Les zones de cisaillement auríferes du socle hercynien français. *Chron. Rech. Min.*, 488, págs. 29-42.
- BONNEMAISON, M. y MARCOUX, E. (1990): Auriferous mineralization in some shear-zones: a three-stage model of metallogenesis. *Mineral. Deposita*. 25-2, págs. 96-104.
- BOSCH, W.J VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil-Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, págs. 137-225.
- BOSCHMA, D. (1968): Provisional geological map of the southern Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 43, págs. 217-220.
- BOSCHMA, D., y STAALDUINEN, C. L. VAN (1968): Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 221-232.
- BOWMAN, M. B. J. (1980): *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield. (Inédita).
- BOWMAN, M. B. J. (1982): The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/ Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 12, págs. 23-35.
- BOYER, S.E., y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, págs. 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, págs. 222-223.
- BROUWER, A. (1964a): Devonian biostromes and bioherms of the southern Cantabrian Mountains. In: M.J.U. van STRAATEN (ed.). *Deltaic and shallow marine deposits. Developments in Sedimentology*, 1, págs. 48-53.
- BROUWER, A. (1964b): Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Ast.*, VIII (1- 4), págs. 3-10.
- BROUWER, A., y GINKEL, A. C. VAN (1964): La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V Congr. Strat. Geol. Carb.*, Paris, 1963, 1, págs. 307-319.
- BDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964): Zur Frage von sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirgen (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.* 7, págs. 414-429.
- BUTLER, R. W. H. (1982): The terminology of structures in thrust belts, *Jour. Struct. Geol.*, 4, págs. 239-245.
- CAS, R. A. F., y WRIGHT, J. V. (1988): *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London, 528 págs.
- COLMENERO, J. R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- COLMENERO, J. R. (1984): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Cuenca Astur-Leonesa)*. I.G.A. Univ. de Oviedo. (Inédito).
- COLMENERO, J. R.; AGUEDA, J. A.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I.; BAHAMONDE, J. R., y BARBA, P. (1988a): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, N-W Spain. In: NEMEC y STEEL (eds). *Fan-Deltas. Sedimentology and tectonic settings.*, London. págs. 267-285.
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P., y VERA, C. (1988b): *Informe estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente para la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) a escala 1:50.000*. Fondo Documental del I.T.G.E. 93 págs.
- COMTE, P. (1936a): La série dévonienne du León (Espagne). *C. R. Acad. sci. Paris*, 22, págs. 237-239.
- COMTE, P. (1936b): Le Dévonien inférieur du León (Espagne). *C. R. Acad. sci. Paris*, 202, págs. 771-773.
- COMTE, P. (1936c): Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne) *C. R. Acad. Sci. Paris*, 202, págs. 1198-1200.
- COMTE, P. (1936d): Les schistes de la Collada de Ilma et les schistes de Huergas (León, Espagne). *C. R. Soc. Geol. France.* núm. 8-9, págs. 138-139, Paris.

- COMTE, P. (1937a): La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, págs. 604-606.
- COMTE, P. (1937b): Les grès rouges de San Pedro (León). *Ann. soc. Geol. Nord*, 62(13), págs. 60-68.
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne). *71ème Congrès Soc. Sav. Nice*, págs. 181-183.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillre Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. 60: 440 págs.
- COO, J. C. M. DE, (1974): Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucia limestones in Leon, Spain. *Doctoral Thesis Univ. Est. Leiden*.
- COO, J. C. M. DE; DEELMAN, J. C., y DER BAAN, D. van (1971): Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Emsian-Couvianian) in Leon and Asturias, Spain, *Geol. en Mijnb.*, 50, 3, págs. 359-366.
- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALÁN, G.; MONTERO, P.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S.; SUÁREZ, O., y VILLA, L. (1987): Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). *Actas e Comunicaes, IX Reunio sobre a Geologia do Oeste Peninsular* (Porto, 1985). *Memórias núm. 1, Univ. Do Porto*, págs. 469-498.
- CORRETGE, L. G.; GONZÁLEZ-MONTERO, M. P., y SUÁREZ, O. (1988): Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del skarn de Carracedo (Palencia, España). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11-1, págs. 81-88.
- CORRETGE, L. G., y SUÁREZ, 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. Berlin , págs. 72-79.
- CRAMER, F. H. (1964): Some Acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnien) of the Cantabric Mountains in Spain. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 73 (1), págs. 33-38.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1982): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. núm. 76 (Pola de Somiedo)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición IGME, Madrid. 51 págs.
- 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, págs. 350-356.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969): Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.* núm. 6, págs. 727-735. DEBON, F. y LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 73: págs. 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), págs. 1-11.
- DENNIS, J. G.; PRICE, R. A.; SALES, K. K.; HATCHER, R.; BALLY, A. W.; PERRY, H. P.; LAUBSCHER,

- R. E.; WILLIAMS, R. E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D. K.; HUTTON, D. W., y EMMETT, T. (1981): What is a Thrust? In *Thrust and Nappe Tectonics* (Mc Clay and Price Eds.) *Spec. Publ. Geol. Soc. London*. núm. 9, págs. 7-9.
- DIERENDONCK, A. I. VAN (1984): The relationship between sedimentation and tectonism in the southern Esla Nappe Region, Cantabrian Mountains, Spain. Unpubl. M.Sc. Doctoral Thesis. Utrecht.
- EICHMÜLLER, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, págs. 45-154.
- EICHMÜLLER, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCVII-V, págs. 590-607.
- EICHMÜLLER, K., y SEIBERT, P. (1984): Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW- Spanien). *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, págs. 163-191.
- ENADIMSA (1975): Investigación en el área carbonífera de «León-Palencia». Programa sectorial de investigación de carbón. Plan nacional de la Minería. Programa nacional de Investigación Minera. Ministerio de Industria. Dirección General de Minas e Industria de la Construcción. IGME.
- EVERS, H. J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, págs. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, 160-163.
- FERNÁNDEZ, R.; ARANGO, R., y NAVAL, A. (1984): *Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, Zona Norte)*. Fondo documental ITGE, 120 págs.
- FISCHER, A. G. (1966): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. In: Symposium on Cyclic sedimentation. D. F. MERRIAM (ed). *State Geol. Surv. Kansas Bull.*, núm. 169, vol. 1, págs. 107-149.
- FISHER, R. V., y SCHMINCKE, H. U. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 472 págs.
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, págs. 211-218.
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, págs. 291-306.
- FOLK, R. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Ed. Hemphill's, Austin. 170 págs.
- FRANKENFELD, H. (1983): El manto del Montó-Arauz; Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, 13, págs. 37-47.

- FRETS, D. C. (1966): The geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, págs. 113-162.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1980): El macizo central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Eria*, 1. Oviedo, págs. 67-87.
- FÜHRER, J. (1982): Die San Pedro-Formation. *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, 163 (2), págs. 1973-1975.
- GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y CUESTA, A. (1990): El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, págs. 203-217.
- GANDL, J. (1980): Die karbon-Trilobiten des kantabrischen gerbirges (NW-Spanien). 3. Trilobiten mit «kulm- charakter» aus dem Namur B. *Senckenberg Leth.*, 60, págs. 291-351.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A. (1976): Les faunes pelagiques du Devonien Moyen de Leon (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. de L'Espagne. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, vol. 96, pág. 4.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LÓPEZ, S., y MÉNDEZ-BEBIA, I. (1979): Meeting of the International Subcomision on Devonian Stratigraphy. Guide book of the field trip. *Ser. Publ. Univ. de Oviedo*. 41 págs.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1988): The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Cour. Forsch. Senckenbert.* Frankfurt. 100; págs. 21-37.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; MONTESINOS, J. R.; TRUYOLS-MASSONI, M.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; ARBIZU, M. A., y SOTO, F. (1988): El Silúrico y el Devónico del Dominio Palentino (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), págs. 7-13.
- 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, págs. 835-865.
- GARCÍA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH., y FEYS, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, 3, págs. 101-150.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1977): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las series detríticas del Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1978): Estudio e interpretacion de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 10, págs. 195-226.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C., y BRIME, C. (1984a): Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*. 14, págs. 27-33.

- 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 (abstr)*. XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona 1986, 85 págs.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C.; VALENZUELA, M., y SUÁREZ DE CENTI, C. (1984b): Depósitos de tempestad en series de plataforma del Devónico de Asturias. *Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*, Publicaciones de Geología, 20, págs. 121-130.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; SUÁREZ DE CENTI, C.; PANIAGUA, A., y VALENZUELA, M. (1987): Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, págs. 38-40.
- 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, págs. 125-144.
- GINKEL, A. C. van. (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, págs. 1-225.
- GÓMEZ MORENO, M. (1925): Catálogo monumental de la provincia de León. Ministerio de Instrucción Pública y Bellas Artes. Madrid.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, 10, págs. 249-265.
- GONZÁLEZ-MONTERO, M. P. (1986): *Los stocks intrusivos de la Región Palentina: Estudio de las rocas metamórficas de contacto de Carracedo*. Tesis Licenciatura. Univ. de Oviedo. 137 págs.
- GONZÁLEZ-MONTERO, M. P.; CORRETGE, L. G.; SUÁREZ, O., y CUESTA, A. (1989): Las rocas ígneas de Estalaya (Palencia) y los Skarns asociados. *Geogaceta*, 6, págs. 23-25.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., y RODRÍGUEZ, L. (1987): Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 209-220.
- GUTIÉRREZ VILLARIAS, J. L.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S., y PANIAGUA, A. (1988): Las mineralizaciones polimetálicas de Pb-Zn- Sb-Ag-Au de Escaro (Nordeste de León): controles geológicos, evolución mineralógica e implicaciones metalogenéticas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, II-2, págs. 120-121.
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G., y WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 131 págs.
- HEINZ, W. (1984): *Kartierung Altpalozoischer Schichten und Beschreibung des Phreatomagmatischen Vulkanismus im Ordovizium des Sudlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit., Univ. Tubingen, 161 págs.
- HEINZ, W.; LOESCHKE, J.; VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rundschau*, 74/3, págs. 623-639.

- HELMIG, H. M. (1965): The geology of the Valderrueda Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, págs. 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. Palont. Abh.*, 159, págs. 225-255.
- HENKES, H. (1961): Note sur le basin houiller de Sabero (Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 26, págs. 50-58.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 14, págs. 65-78.
- HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; WAGNER, R. H.; PUJALTE, V., y GARCÍA MONDÉJAR, J. P. (1986): *Hoja del Mapa Geológico de España E.1:50.000 núm. 82 (Tudanca)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1914): Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. XLV.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1944): Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa. *Mem. R. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. t. X, 183 págs.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.; LLOPIS LLADÓ, N.; JORDA, F., y MARTÍNEZ, J. A. (1957): *El cuaternario de la región Cantábrica*. Guía de la excursión N₂, V Congreso Internacional de INQUA. Oviedo.
- HEWARD, A. P. (1978): *Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera- Matallana, Sabero)*. Coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25; págs. 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, págs. 179-192.
- HIGGINS, A. C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. on Belgian Microp. limits, Mamur 1974*, publ. 4, 17 págs.
- 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, págs. 205-248.
- IGME (1975): *Mapa metalogenético de España. E. 1:200.000. Hoja núm. 10. Mieres*. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- IGME (1978): *Puntos de interés geológico, metodología*. Inst. Geol. Min. España. Inédito.
- IGME (1985): *Actualización del Inventario de Recursos de Carbon*. Inst. Geol. Min. España. 217 págs.

- IRWIN, M. L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 49/4, págs. 445- 459.
- IWANIW, E. (1984a): Lower Cantabrian basin margin deposits in NW Spain: a model for valley-fill sedimentation in a tectonically active humid climatic setting. *Sedimentology*, 31, págs. 91-110.
- IWANIW, E. (1984b): The sedimentology and floral palaeoecology of Lower Cantabrian Basin margin Deposits, NW León, Spain. Doctoral thesis, Univ. of Sheffield.
- IWANIW, E., y KNIGHT, J. A. (1981): Evidence for the Asturian unconformity near Santa Olaja de la Varga, NE León, Spain. *Brev. Geol. Astúrica*, 3, págs. 17-28.
- JONGMANS, W. J. (1952): *Some problems on Carboniferous Stratigraphy. C. R. 3^{er} Congrès Carbonifère, Heerlen 1951*, I; 295-3=6.
- JULIVERT, M. (1960): Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*. vol. LXXI, 346 págs.
- JULIVERT, M. (1967a): La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*. 1, págs. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967b): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, 1, págs. 39-46.
- JULIVERT, M. (1976): La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, núm. 8, págs. 203-309.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, págs. 353-375.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; TRUYOLS, J. (1971): Le reseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies, In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogné. Publ. Ins. Fr. Petrole, Technip.* Paris T. 2, V. 3.1-v.3.34.
- 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. Géol. France*, 6, págs. 241-243.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España* (COMBA, J. A., ed.), I, págs. 192-246.
- KANIS, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21(2), págs. 377-445.
- KEGEL, W. (1929): Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Z. dt geol. Ges.*, 81, págs. 35-62.
- KENNEDY, W. J., y JUIGNET, P. (1974): Carbonate banks and slumps beds in the Upper Creta-

- ceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*. 21, págs. 1-42.
- KNIGHT, J. A. (1971): The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero coalfield (León, NW Spain). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*. 3, págs. 193-229.
- KNIGHT, J. A. (1974): The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *7 Congr. Int. Str. Geol. Carz., Krefeld, 1971*, 3, págs. 283-316.
- KNIGHT, J. A. (1975): *The systematics and stratigraphic aspects of the Stephanian flora of the Sabero Coalfield, León (NW Spain)*. Ph. D. Thesis., Univ. of Sheffield. (Impublicada). Inédita.
- KNIGHT, J. (1983): The stratigraphy of the Stephanian rocks of the Sabero Coalfield, León (NW, Spain) and an investigation of the fossil flora. *Palaeontographica*. Bd. 187, Abt. B, 88 págs.
- KOOPMANS, B. N. (1962): The Sedimentary and Structural History of the Valsurvio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, págs. 121-232.
- KRANS, T. F. (1982): Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lower Devonian of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, 163 (2), págs. 163-172.
- KRIEST, J. (1984): *The sedimentary and tectonical evolution of the Northern Esla-Nappe area, Cantabrian Mountains, Spain*. Unpubl. M. Sec. Doctoral Thesis. Utrecht.
- KULLMAN, J. (1979): Die «reticuloceras-zeit» (Oberkarbon) im Kantabrischen Variszikums. *Klausth. Geol. Abh.*, 30, págs. 34-44.
- KULLMAN, J. (1960): Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nord Spanien). *Akad. Wiss. Litt., Mainz, Abhandl. Math. Naturwiss. kl.*, 2, págs. 1-105.
- KULLMAN, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie, Palontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Palont., Abh.*, 113. 3, págs. 219-326.
- KULLMAN, J. (1963): Las series devónicas y del Carbonífero Inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, págs. 205-241.
- KULLMAN, J., y SCHNENBERG, R. (1975): Geodynamische und palakologiuche entwicklung iun Kantabrischen Ucriszikum (Nordspanien). Ein interdisziplinres arbeitskonzept. *Neus Jb. Geol. Palont*, 3, págs. 151-166.
- LACASA, A. (1929): Catalogación de los yacimientos minerales de antimonio (Paredes y Riaño). *Cat. Res. Cri. Min.*, T-2.
- LACASA, A. (1934): Catalogación de los yacimientos minerales de Antimonio (Paredes y Riaño). *Cat. Des. Cri. Min.* Tomo 2, págs. 226-233.
- LAZNICKA, P. (1985): *Empirical metallogeny*. Elsevier.

- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag*, 42, págs. 533-563.
- 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, págs. 188-192.
- LEYVA, F.; MATAS, J., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. 2.ª Serie MAGNA.* Inst. Geol. Min. España. 98 págs.
- LIABEUF, J. J.; DOUBINGER, J., y ALPERN, B. (1967): Caracteres palynologiques des charbons stéphanien de quelques gisements franais. *Rev. de Micropal.*, núm. 1 págs. 1-3.
- LOBATO ASTORGA, L. (1977): *Geología de los Valles altos de los rios Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander).* Inst. Fr. Bernardino de Sahagún, CSIC, León, 133 págs.
- LOBATO ASTORGA, L.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; VELANDO, F., y MATAS, J. (1984): *Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, núm. 106 (Camporredondo de Alba).* Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- LOESCHKE, J. (1982): Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, 163, 2, págs. 260-271. págs.
- LOESCHKE, J., y ZEIDLER, N. (1982): Early Palaeozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. Jb. Geol. Palont. Mh.*, 7, págs. 419-439.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1984): La estructura de la Unidad de Abelgas (León, Zona Cantábrica). Tesis de Licenciatura. 67 págs.
- LOON, A. J. VAN (1971): The stratigraphy of the Westphalian C around Prioro (Prov. León, Spain). In: *The Carboniferous of Northwest Spain. Trab. Geol. Univ. de Oviedo.* 3, págs. 231-265.
- LOON, A. J. VAN (1972): A prograding deltaic complex in the Upper Carboniferous of the Cantabrian mountains (Spain): The Prioro-Tejerina basin. *Leidse Geol. Meded.*, 48, (1) págs. 1-81.
- LOREDO, J.; LUQUE, C., y GARCÍA IGLESIAS, J. (1988): Conditions of formation of mercury deposits from the Cantabrian Zone (N Spain). *Bull. Mineral.*, 111, págs. 393-400.
- LOTZE, F. (1954): Forschungen zur Stratigraphie des Westmediterranischen Kambriums. *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, págs. 70-72.
- LOTZE, F. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6-8, 411 págs. (Trad. por J. GÓMEZ DE LLARENA, 1961. *El Cámbrico de España.* Mem. Inst. Geol. Min. España, 75, 256 págs.).
- LUQUE, C. (1974): Los yacimientos de mercurio astur- leoneses. *Bol. Inst. Est. Astur.*, 19, págs. 3-11.

- LUQUE, C. (1985): *Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédita).
- LUQUE, C., y MARTINEZ GARCIA, E. (1983): Depósitos minerales en el carbonífero en la Cordillera Cantábrica. In IGME, *Carbonífero y Pérmico de España*. págs. 163-177.
- LLOPIS LLADO, N. (1950): *Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cántabro-astúrica*. Discurso apertura del curso 1950-51, en la Universidad de Oviedo. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. (1954). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geogr.* año XV, 57, págs. 501-550.
- LLOPIS LLADO, N. (1967): Sur le Devonien Inferieur des Asturies (Espagne). (In: Colloque sur le Devonien Inferieur et ses limites, Paris), *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.* 33, págs. 265-278.
- LLOPIS LLADO, N., y JORDA CERDA, F. (1957). *Mapa del cuaternario de Asturias*. Dip. Provincial de Oviedo. Oviedo.
- MAAS, K. (1974): The geology of Liebana, Cantabrian Mountains. Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.* 49, págs. 379-465.
- MADOZ, P. (1849): *Diccionario Estadístico-Geográfico- Histórico de España y sus posesiones de ultramar*. Madrid.
- MALLADA, L. (1892): Nota para el estudio de la cuenca hullera de Valderrueda (León) y Guardo (Palencia). *Bol. Com. Mapa Geo. España*. XVIII, págs. 467-496.
- MALLADA, L. (1896): Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, t. 2, 1 vol. 515 págs.
- MALLADA, L. (1898): Explicación del mapa geológico de España. Tomo III. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Men. Com. Map. Geol. Esp.*, Vol. 3, 415 págs.
- MALLADA, L. (1900): Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). *Bol. Comis. Mapa Geol. España.*, 27, págs. 1-66.
- MANJÓN, M. (1973): *Sedimentología de la Formación Santa Lucía, Cordillera Cantábrica, España*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédita).
- MANJÓN, M., y FERNÁNDEZ-ARANGO, R. (1985): Principales rasgos sedimentológicos de la Cuenca Carbonífera de Sellaño (Asturias). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 15, págs. 37-44.
- MARCOS, A. (1968): La tectónica de la Unidad de La Sobía-Bodón. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, págs. 59-87.
- MARCUS, E. (1970): The structural pattern and the stratigraphic within the Middle Carboniferous of the Lois-Ciguera Region. Cantabrian Mountains, Spain. *Intern Raport. Rijksmuseum Geol.*, Min. Leiden.

- MARIN, J. A. (1989): *La estructura del área de San Martín Ventanilla (Zona Cantábrica, NO de España)*. Proyecto de Investigación Univ. de Oviedo, 15 págs. (inédito)
- MARTÍN GALINDO, J. L. (1953): Síntesis de las formas de relieve en la provincia de León. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo LI, págs. 11-34.
- MARTÍN IZARD, A.; PALERO FERNÁNDEZ, F. J.; REGUILON BRAGADO, R., y VINDEL CATENA, E. (1986): El skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N de la provincia de Palencia. *Stud. Geol. Salman.* Univ. de Salamanca. 23, págs. 171-192.
- MARTÍN LLANEZA, J. C. (1979): *Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo. (Inédita).
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1962): *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera central de Asturias*. Inst. Est. Astur., págs. 1-229.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1965). *Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias*. Publ. Diputación Prov. Oviedo (I.D.E.A.), Oviedo, 132 págs.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L., y WINKLER-PRINS C. F. (1977): A Namurian Brachiopod fauna from Mere (Province of Oviedo, Spain) *Scripta Geol.* 39, págs. 1-67.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L.; MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., y TRUYOLS, J. (1985): Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N. de España) y su contenido paleontológico. *Trabajos de Geología.* Univ. de Oviedo. 15, págs. 53-65.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y TEJERINA, L. (1979): Fluorspar deposits associated with carboniferous and permian rocks in Asturias and León (NW Spain). Abstractos *IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbon.* Urbana 1979, abstr, 130 págs.
- 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, págs. 233-316.
- 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, págs. 185-189.
- MEIJER, J. J. DE (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, León, Spain). *Leidse Geol. Meded*, 47, págs. 1-97.
- MÉNDEZ, C. A., y MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R. (1985): Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N de España). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, págs. 71-82.
- MÉNDEZ BEDIA, I. (1971): Nota sobre las microfácies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España). *Breviora Geol. Asturica*, 15, 2, págs. 17-32.

- MÉNDEZ BEDIA, I. (1976): Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 9, págs. 1-93.
- MEYER, C., y HEMLEY, J. (1967): Wall rock alteration. In: *Geochemistry on hidrothermal ore deposits*, (H. L. BARNES, Ed.) . Holt, Rinehart y Winston, New York. págs. 166-235.
- MILLER, C. F., y STODDARD, E. F. (1981): The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: An example from the old Woman- Piute Range, California. *J. Geol.*, 89, págs. 233-246.
- MIOTKE, F. (1968): Karsmorplogische studien in der glacialberformen hhenstufe der Picos de Europa Norospaien. *Jahr. Geograph. Gesell. zu Hannover*, mit 3, Karten 49 fig. Vol. 4.
- MIRANDA, J. (1985): *Contribución al estudio de la toponimia menor de la cuenca alta del Esla*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún. Excm. Diputación de León. CSIC- CECEL.
- MOHANTI, M. (1972): The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba Syncline, Cantabrian Mountains, prov. León, northqestern Spain: carbonate facies and rhychonellid paleontology. *Leid. Geol. Med.*, 48; págs. 135-205. Leiden.
- 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, págs. 307-363.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, 39, págs. 55-76.
- MULLINS, H. T., y COOD, H. E. (1960): Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hidrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, págs. 37-79.
- MUTTI, E., y NORMARK, W. R. (1987): Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In: *Marine clastics sedimentology: problems and case studies* (J. K. LEGGETT y G. G. ZUFFA, Eds.). Graham y Trotman, págs. 1-38.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11*. IX Int. Sediment. Congr., Nice, págs. 21-36.
- NAVARRO, D.; MUÑOZ, J. L., y SANTOS, J. A. (1987): Investigación Geológica-Minera del Estefaniense de los sectores Canseco-Rucayo y Reyero Salamón (León). 2.ª Fase. *Fondo Documental del IGME*. 125 págs.
- NUSSBAUM, F., y GIGAX, F. (1953): Glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 14, págs. 261-270.
- OBERMAIER, H. (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Museo Cienc. Natur.* (Serie Geol.), 9, 42 págs.
- OELE, E. (1964): Sedimentological aspects of four Lower- Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, págs. 1-100.

- ORIOI, R. (1876a): Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, págs. 137-168.
- ORIOI, R. (1876b): Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Bol. Com. map. Geol. España*, III, págs. 257-275.
- ORSINI, J. B. (1979): Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-viséén moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, págs. 981-984.
- PANIAGUA, A. (1990): El oro en la Zona Cantábrica: formas de expresión y relación con la metalogenia regional. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13-1, págs. 94-95.
- PANIAGUA, A.; GUTIÉRREZ, 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. *International Symposium in Europe, on gold metallogeny, exploration and beneficiation*. Toulouse, France. *Terra abstracts*, 1.
- PANIAGUA, A.; LOREDO, J., y GARCÍA IGLESIAS, J. (1988b): Epithermal Cu-Co-Ni mineralization in the Aramo mine (Cantabrian mountains, Spain): correlation between paragenetic and fluid-inclusion data. *Bull. Mineral.*, 111, págs. 383-391.
- PANIAGUA, A., y RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S. (1989): A gold metallogenic province related to late-hercynian deep faults in the southern part of the Cantabrian Zone, Northern Spain. *Symp. «Gold'89 in Europe»*, Toulouse, Francia.
- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ-PEVIDA, L. S., y GUTIÉRREZ, J. L. (1988a): Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE de León: Las minas de Burón. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, II-1, págs. 35-46.
- PARGA PEINADOR, J. R. (1969): *Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO de la Península Ibérica*. Tesis de Licenciatura Inédita, Univ. de Oviedo. Oviedo. 34 págs.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. THORPE (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, págs. 525-548. John Wiley y Sons.
- PEARCE, J. A., y CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, págs. 290-300.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W., y TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, Vol. 25, Part 4, págs. 956-983.
- 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 págs.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1978): *Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. Memorias. IGME núm. 92.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*. 7(3), págs. 517-537.
- PITCHER, W. S. (1983): Granite type and tectonic environment. In: *Mountain Building Processes* (K. Hsu, Ed.) págs. 19-40. Academic Press, London.
- POL, C. (1976): *Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Las Mazas (Morcín)*. Tesis de Licenciatura.
- POLDERVAART, A., y HESS, H. H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 39, págs. 472-489.
- POLL, K. (1963): Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien/Nord-spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 117, págs. 235-250.
- PRADO, C. DE (1850): Notes géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne), suivie d'une description des fossiles de ces terrains par E. DE VERNEUIL. *Bull. Soc. Géol. France*. 7(2), págs. 137-186.
- PRADO, C. DE (1852): Notes sur les blocs erratiques de la chane Cantabrique. *Bull. Soc. Geol. France*, t. IX, 171-175.
- PRADO, C. DE, y VERNEUIL, E. DE (1850): Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Sol. Geol. Fr.*, 2.^a S., VII, págs. 137-155.
- PRIOR, D. B.; BORNHOLD, B. D.; COLEMANS, J. M., y BRYAND W. R. (1982): Morphology of a submarine slide, Kititit Arm, British Columbia, *Geology* 10, págs. 588-592.
- PULGAR, J. A. (1973): La zona de escamas de San Martín-Ventanilla y su posible relación con el Domo de Valsurvio. *Brev. Geol. Astúr.* XVII (4), págs. 55-64.
- RACZ, L. (1964): Carboniferous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 31, 112 págs.
- RADING, F. (1962): Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord Spanien). *Geol. Geomorphol. Dym.*, 3.
- RAMSAY, J. G.; CASEY, M., y KLIFFIELD, R. (1983): Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11, págs. 439-422.
- RAVEN, J. G. M. (1983): Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, págs. 265-339.

- READ, J. F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, págs. 195-212.
- READ, J. F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, págs. 1-21.
- READING, J. (1986): *Sedimentary Enviroments and facies*. Blackwell Scientific Publications, 613 págs.
- REIJERS, T. J. A. (1972): Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the River Esla and the Embalse de Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, págs. 163-249.
- REUTHER, C. D. (1977): Das Namur im sdlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). Krustenbewegunden und faziesdifferencierung im ubergang Geosinklinal-Oragen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 págs.
- REVILLA, J. (1906): *Riqueza minera de la Provincia de León: su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla*. Imprenta Alemana, Madrid, 311 págs.
- RICH, J. L. (1934): Mechanics of low angle overthrusting fultings as illustrated by the Cunberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *Bull. Amer. Asoc. Petr. Geol.*, 18, págs. 1584-1596.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933): Die entwicklung der keltiberischen ketten. *Abh. Ges. Wiss. Gttingen, Math. Phys. Klas.*, vol. 3, 7, 118 págs.
- RIO, P. DEL (1977): *Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Caliza de Candamo-Caliza Griotte Carbonífera en Tellego (zona central de Asturias)*. Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- RIO, P. DEL, y MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R. (1978): Estudio lito y biostratigráfico de la Caliza de Candamo (Loredo, Zona central de Asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 10, págs. 379-387.
- RITTMANN, A. (1973): *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag. Berlín. 262 págs.
- RODRÍGUEZ, R. M. (1979): *Palinoestratigrafía por medio de miosporas acritarcos, de las formaciones San Pedro, Furada y Carazo (Silúrico superior-Devónico inferior; Cordillera Cantábrica) en las provincias de León, Oviedo y Palencia*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 476 págs. (Inédita).
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, págs. 151-162.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1985a): La sucesión del Devónico Superior y Carbonífero Inferior en el sinclinal de Alba (León, NO de España). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, págs. 133-144.

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, págs. 207-229.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R., y HEREDIA, N. (1988): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepais ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). *II Cong. Geológico de España. Vol. Simposios: Cinturones orogénicos*. Granada. IGME. págs. 65-74.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; GALLASTEGUI, G.; VILLA, E., y LEYVA, F. (1989): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 54 (Rioseco)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid. 98 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L., y VELANDO, F. (1985b): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 106 (Camporredondo de Alba)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid. 98 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCÍA MONDEJAR, J. P.; WAGNER, R. H.; MARTÍNEZ GARCÍA, E., y LOBATO, L. (1986): *Memoria del Mapa Geológico de España, E.1:50.000 núm. 82 (Tudanca)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 74 págs.
- RYTUBA, J. J. (1986): Descriptive model of hot-spring Hg. In: Mineral deposit models. Cox, D. P.; BARTON, P. B., y SINGER, D. A. (Eds.). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1693, págs. 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.*, págs. 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. (1983): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, págs. 133-150.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J. A., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1982): Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el carbonífero. (curso de conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol. 1981). *R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat.*, 2, págs. 77-90.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; SUÁREZ DE CENTI, C., y AGUEDA, J. A. (1984): Facies y ambientes sedimentarios del Silúrico y Devónico Inferior en la región central de Asturias. *Tomo homenaje a L. Sánchez de la Torre, Publicaciones de Geología*, Univ. Autónoma de Barcelona, 20, págs. 51-71.
- SAVAGE, J. F. (1961): *The structural geology of the area around Portilla de la Reina, León Northwest Spain*. Int. rept., Ms. Thesis, Univ. of London.
- SAVAGE, J. F. (1967): Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, págs. 193-247.
- 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, págs. 41-43.
- SDZUY, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 7-8, págs. 217-408 (499-690).
- SDZUY, K. (1967): Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 1, págs. 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, págs. 45-57.
- SDZUY, K. (1971): La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ., Sec. 1 Geol.*, 2, págs. 769-782.
- SHAW, A. B. (1954): *Time in stratigraphy*. McGraw Hill, New York, 353 págs.
- 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, págs. 638-655.
- SITTER, L. U. DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, págs. 255-264.
- SITTER, L. U. DE, y BOSCHMA, D. (1966): Explanation of the Geological Map of the Paleozoic of the Cantabrian Mountains, Sheet 1, Pisuerga. *Leidse Geol. Meded.*, 31, págs. 192-238.
- SJERP, N. (1967): The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 39, págs. 55-128.
- SOLE SABARIS, L. et al. (1952): España. Geografía Física. V. 1. *Geografía de España y Portugal*. Manuel de Terán, Barcelona, 500 págs.
- SOLER, J. M. (1883): *Reseña geológico-minera de la provincia de León*. Imprenta de la Diputación Provincial, 63 págs.
- 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, págs. 328-359.
- STAALDUINEN, C. J. van (1973): Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 167-205.
- STICKEL, R. (1929): *Die Geographischen Grundzge Nordwestspaniens einschlieblich von Alt-kastillen*. Verh. D. G. Tag. Magdeburgo.
- STICKEL, R. (1929): Observaciones de morfología glaciár en el NW de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. XXIX, págs. 297-313.

- STOCKMANS, F., y WILLIERE, Y. (1965): *Documents paléobotaniques pur l'étude du houiller dans le nord-ouest de l'Espagne*. Mém. Inst. R. Sci. Natur. Belgique, 2, 79 págs.
- SUÁREZ, O., y CORRETGE, L. G. (1987): Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. págs. 13-25. In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Ed. Rueda. Madrid. 542 págs.
- SUÁREZ, O., y GARCÍA, A. (1974): Petrología de la granodiorita de Peña Prieta (León, Santander, Palencia). *Acta Geol. Hisp.*, 9, 5, págs. 154-158.
- SUÁREZ DE CENTI, C. (1988a): *Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Fm. Furada/San Pedro (Silúrico Sup. Devónico Inf.). Zona Cantábrica, Cuenca Astur-leonesa*. In: Estudio de los sedimentos precarboníferos, la estructura y evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. Informe núm. 7, Estratigrafía y sedimentología. Fondo documental ITGE, 273 págs.
- SUÁREZ DE CENTI, C. (1988b): *Estratigrafía y Sedimentología y Paleogeografía de la Formación Forada/ San Pedro*. Zona Cantábrica (NW de España). Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. 530 págs. (Inédita).
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.*, 283, págs. 684-721.
- SUPPE, J., y MEDWEDEFF, D. A. (1984): Fault-propagation folding. *Geol. Soc. Am. Anu. Mtg. Prog. with Abs.* 16, 670 págs.
- TANKARD, A. J. (1986): On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure. examples from the Appalachian and Rocky Mountain basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 8, págs. 369-392.
- TARQUIN TEALE, C., y YOUNG, J. R. (1987): Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, southern Italy. In: Marine clastics sedimentology: problems and case studies (J. K. LEGGETT, y G. G. ZUFFA Eds.). Graham y Trotman, págs. 75-88
- TRUYOLS, J. (1983): El Carbonífero Inferior y Medio de la Región del Ponga. *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME. Págs. 82-94.
- TRUYOLS, J.; ALVAREZ, F.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LOPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y LOBATO, L. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 núm. 104 (Boñar)*. 2.ª serie MAGNA. Primera edición. IGME, 77 págs.
- TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; TRUYOLS-MASSONI, M.; VILLA, E.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J.A.; BASTIDA, F.; ALLER, J. & LORENZO, P. (1982). *Memoria explicativa de la Hoja núm. 77 (La Plaza del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000)*. Inst. Geol. Min. España.

- TRUYOLS, J., y JULIVERT, M. (1976): La sucesión paleozoica entre el Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 8, págs. 5-30.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A., y JULIVERT, M. (1974): Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Geol. France*. 16(1), págs. 23-25.
- TRUYOLS, J., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1983): El Carbonífero Inferior y Medio de la Región de Pliegues y Mantos. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, págs. 37-59.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. jr., Y THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, CH. E. (ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., 26, págs. 83-97.
- VAVRA, G. (1984): *Kartierung palozoischer schichten und phreatomagmatischen vulkanismus im Ordovizium des sudlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz. León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit, Univ. Tubingen, 139 págs.
- VEEN, J. VAN (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, págs. 43-103.
- VERA, C. (1975): *Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces*. Serie de Sograndio (Proaza, Asturias). Tesis de Licenciatura. Universidad de Oviedo.
- VERA, C. (1984): Estratigrafía y Sedimentología de las Unidades carbonatadas del Devónico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *Estudio de los sedimentos precarboníferos, la estructura y evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica*. Informe núm. 2, Estratigrafía y sedimentología. Fondo documental ITGE.
- 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)*. 80, págs. 1-169.
- VILLA, E. (1981): Datos sobre el contenido en fusulinidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NW España). *Brev. Geol. Astúrica*, XXV, 1-2, págs. 9-12.
- VILLA, E. (1985): Foraminíferos de la región oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N. de España). *C.R., X Congr. Inter. Geol. Estr. Carb.*, Madrid, 1, págs. 333-344.
- VILLA, E. (1989): *Fusulináceos carboníferos del Este de Asturias (N. de España)*. *Serv. Pub. Tesis Doctorales, 2 microfichas*. Univ. de Oviedo.
- VILLA, E., y HEREDIA, N. (1988): Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, 99(5); págs. 757-769.
- WAGNER, R. H. (1957): Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Estud. Geol.*, XIII, (35-36), págs. 229-239.

- WAGNER, R. H. (1959): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estud. Geol.*, XV, págs. 398-420.
- WAGNER, R. H. (1960): Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain)(in relation with the Curavacas phase of folding). *Estud. Geol.*, XVI, 2, págs. 55-92.
- WAGNER, R. H. (1963): A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74, págs. 171-334.
- WAGNER, R.H. (1965): Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW Spain. *Memorias Inst. Geol. Min. España*, 66, págs. 1-169.
- WAGNER R. H. (1984): Megafloral zones of the Carboniferous, In: P. K. SUTHERLAND y W. L. MANGER (eds.), *C. R. IX Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonif.*, Washington (D.C.), Champaign-Urbana (Ill.), 1979, Vol. 2, Biostratigraphy, págs. 109-134.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T., y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1984): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000*, núm. 107 (Barruelo de Santullán). Segunda serie MAGNA-Primera edición, IGME, 113 págs.
- WAGNER, R. H., y FERNÁNDEZ GARCÍA, L. G. (1983): Upper Westphalian D and Cantabrian strata in the Guardo Coalfield: tectonics, sedimentation, stratigraphy. In: *Geology and Paleontology of the Guardo Coalfield (NE Leon-NW Palencia), Cantabrian Mountains*. IGME, págs. 11-55.
- WAGNER, R. H.; VILLEGAS, F. J., y FONOLLA, F. (1969): Description of the Lower Cantabrian Stratotype near Tejerina (León, NW Spain), with palaeontological notes by R.H. WAGNER M. A., y CALVER C. R., *6.º Cong. Carbo.*, Sheffield 1967, 1, págs. 115-138.
- WAGNER, R. H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952): Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Barruelo (Palencia). *Estudios Geol.*, VII, 16, págs. 301-345.
- WAGNER, R. H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. *Proc. Kon. Nederl. Adad. Wetenschappen*, (b) LXVI, 3, págs. 149-163.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F.(1979): The lower Stephanian of western Europe. In: *Paleontological characteristics of the main subdivisions of the Carboniferous. C. R. 8.º Congr. Int. Strat. Geol. Carbo.* Moscow, 3, págs. 111-140.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F.(1985): The Cantabrian and Barruelian stratotypes: summary of basin development and biostratigraphic information. *An. Fac. Cien. Univ. Porto, Spe. Vol. Supl. Vol. 64*, (1983), págs. 359-410.
- 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. y Com. Inst. Geol. Min.*, España, 69, págs. 5-23.

- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1980): Goniatites from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*, 55, págs. 1-43.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, págs. 737-748.
- WALLISER, O. H. (1985): Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Cour. Forsch. Inst. Senckenb.*, 75, págs. 401-408.
- WESTBROEK (1984): Systematique et importance stratigraphique des Rynchonelles du calcaire de Crémenes (Devonien superieur, province de León, Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 30, págs. 243-252.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer, Berlin, 471 págs.
- WINKLER PRINS, C. J. (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 41-126.
- WOHLETZ, K. H., y SHERIDAN, M. F. (1983): Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff ring and tuff cones. *Am. Jour. Sci.*, págs. 283-413.
- ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. España) y su distribución geográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 5, págs. 3-118.
- ZAMARREÑO, I. (1975): Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In: *Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts*, (R. N. GINSBURG Ed.). Springer-Verlag, págs. 323-332.
- ZAMARREÑO, I. (1978): Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*, t. Homen. I. Parga Pondal. Ed. do Castro, La Coruña, 287-311.
- ZAMARREÑO, I. (1981): Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their paleoenvironmental significance. In: C.L. MONTY (ed.) *Phanerozoic stromatolites*. Springer-Verlag, págs. 5-18.
- ZAMARREÑO, I. (1983): El Cámbrico en el Macizo Ibérico. In: *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, IGME, I, págs. 117-191.
- ZAMARREÑO, I., y JUVERT, M. (1967): Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 1, págs. 135-163.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID