



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

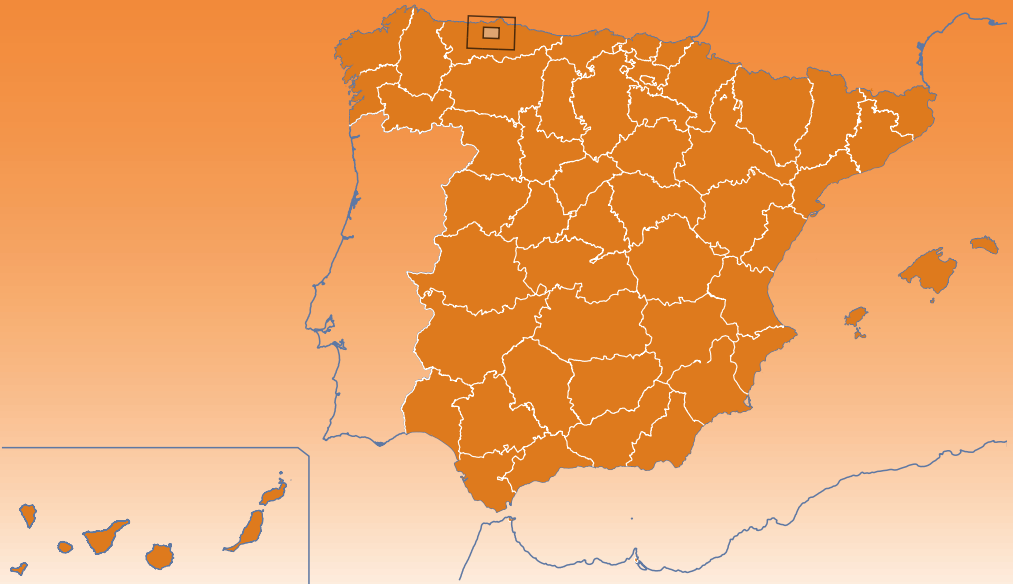
Tercera serie - Edición en línea

28

12-04

12 BARCIA 11-03	13 AVILÉS 12-03	14 GIJÓN 13-03
27 TINEO 11-04	28 GRADO 12-04	29 OVIEDO 13-04
51 BELMONTE 11-05	52 PROAZA 12-05	53 LANGREO 13-05

GRADO (Asturias)



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

GRADO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España, 2021
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
NIPO en línea: 836-21-009-0

Maquetación: J. Vicente Ocaña (I.G.M.E.)

Los Mapas Geológico y Geomorfológico y la Memoria explicativa de la Hoja nº 28 (Grado), del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 3ª serie, han sido realizados por el Instituto Geológico y Minero de España con la colaboración del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. En su realización han intervenido los siguientes autores:

AUTORES

Mapa Geológico:

- L. Quintana (I.G.M.E)
- J. L. Alonso (Univ. de Oviedo)
- L. R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.)

Mapa Geomorfológico:

- A. Rodríguez García (I.G.M.E.)
- L. Quintana (I.G.M.E.), colaborador
- Á. V. González Pando (INDUROT, UNIV. DE OVIEDO), colaborador

Memoria:

- J. L. Alonso (Univ. de Oviedo)
- L. Quintana (I.G.M.E.)
- L. R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.)
- J. M. Toyos (I.G.M.E.)
- A. Rodríguez García (I.G.M.E.)
- L. González (I.G.M.E.). colaborador

Dirección y Supervisión:

- L. R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.)
- A. Suárez Rodríguez (I.G.M.E.). Mapa Geomorfológico

Edición:

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L. F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Para el Mapa Geológico:

- Quintana, L.; Alonso, J. L.; Rodríguez Fernández, L. R. (2021). Mapa Geológico de la Hoja nº 28 (Grado) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 3ª serie. IGME. Madrid

Para el Mapa Geomorfológico:

- Rodríguez García, A. (2021). Mapa Geomorfológico de la Hoja nº 28 (Grado) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 3ª serie. IGME. Madrid

Para la Memoria:

- Alonso, J. L.; Quintana, L.; Rodríguez Fernández, L. R.; Toyos, J. M.; Rodríguez García, A. (2021). Memoria explicativa de la Hoja nº 28 (Grado) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 3ª serie. IGME. Madrid

Para la obra completa, mapas y memoria:

- Quintana, L.; Alonso, J. L.; Rodríguez Fernández, L. R. Toyos, J. M.; Rodríguez García, A. (2021). Mapas y Memoria explicativa de la Hoja nº 28 (Grado) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 3ª serie. IGME. Madrid

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO.....	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA.....	9
1.3. ANTECEDENTES.....	11
2. ESTRATIGRAFÍA.....	12
2.1. NEOPROTEROZOICO.....	12
2.1.1. Serie del Narcea. Pizarras y areniscas; microconglomerados y porfiroides (2). Neoproterozoico.....	12
2.2. PALEOZOICO.....	14
2.2.1. Grupo Cándana. Microconglomerados, areniscas feldespáticas rosadas y pizarras (3). Cámbrico Inferior.....	15
2.2.2. Formación La Herrería. Microconglomerados cuarzosos rosados, areniscas feldespáticas y pizarras moradas (3a). Cámbrico Inferior.....	17
2.2.3. Formación Láncara. Calizas y dolomías (4). Cámbrico Inferior-Medio.....	19
2.2.4. Formación Oville. Pizarras verdes y grises, areniscas glauconíticas y cuarcitas (5). Cámbrico medio - Ordovícico Inferior (Tremadociense).....	19
2.2.5. Formación Barrios. Cuarcitas masivas blancas (6). Arcillas caoliníferas y piza- rras (7). Ordovícico Inferior (Floiense) - Medio (Dapingiense).....	20
2.2.6. Formación Formigoso. Pizarras negras ampelíticas, limolitas y areniscas (8). Silúrico. Llandovery - Wenlock (Sheinwoodiense).....	21
2.2.7. Formación Furada. Areniscas ferruginosas, cuarcitas, limolitas y pizarras (9). Silúrico. Wenlock (Homeriense) - Devónico inferior (Lochkoviense).....	22
2.2.8. Grupo Rañeces. Calizas, dolomías, margas, lutitas y pizarras (10, 11, 12). Devónico Inferior. Pórfido intermedio-ácido (1).....	24
2.2.8.1. <i>Formación Nieva. Calizas grises y amarillentas, margas y pizarras. For- mación Bañuques. Dolomías gris oscuro, margas pardo-amarillentas y pizarras. (10). Devónico (Lochkoviense - Emsiense).....</i>	25
2.2.8.2. <i>Formación La Ladrona. Pizarras y margas rojas, calizas encriniticas y mar- gas. Formación Aguión. Calizas encriniticas rojas y grises, calizas margo- sas rojas y pizarras. (11). Devónico (Emsiense - Emsiense superior).....</i>	25
2.2.9. Formación Moniello. Calizas con “birdeseyes” y margo-calizas. Unidad de la Sobia; calizas, calizas margosas, pizarras y margas. Escama de Tameza; calizas fossilíferas, calizas margosas y pizarras. Escama de Belmonte. (13) . Devónico Inferior (Emsiense) - Medio (Eifeliense).....	27
2.2.10. Formación Naranco. Areniscas rojo oscuro y pizarras (14). Devónico Medio ...	32

2.2.11.	Formación Candás. Calizas masivas arrecifales, calizas dolomíticas y arenosas, pizarras y margas (15). Devónico Medio (Givetiense) - Superior (Frasniense)	34
2.2.12.	Formación Piñeres. Areniscas ferruginosas y cuarcíticas blancas (16). Devónico Superior (Frasniense – Fameniense).....	34
2.2.13.	Formaciones Candamo y Alba. Calizas blancas bioclásticas; calizas nodulosas rojas. (17). Devónico Superior (Fameniense) – Carbonífero (Misisípico)	36
2.2.14.	Formación Barcaliente. Calizas oscuras tableadas y laminadas (18). Carbonífero. Misisípico Superior (Serpukhoviense) - Pensilvánico Inferior (Bashkiriense)..	38
2.2.15.	Formación Valdeteja. Calizas grises claras masivas (19). Carbonífero. Pensilvánico Inferior (Bashkiriense)	39
2.2.16.	Formación San Emiliano. Pizarras oscuras y verdosas, areniscas pardo-amari-llentas y capas calcáreas (20). Carbonífero. Pensilvánico Inferior (Bashkiriense) -Medio (Moscoviense).....	40
2.2.17.	Estefaniense. Areniscas, pizarras, conglomerados y carbón (21). Carbonífero. Pensilvánico Superior	44
2.3.	PÉRMICO Y MESOZOICO	44
2.3.1.	Permo-Triásico. Conglomerados rojos poligénicos, areniscas cuarzosas y arcillas abigarradas (22). Pérmico - Triásico.....	44
2.3.2.	Jurásico. Formación La Ñora. Conglomerados cuarcíticos (23). Jurásico Superior..	48
2.3.3.	Cretácico.....	48
2.3.3.1.	<i>Formación Ullaga. Calizas bioclásticas grises, arcillitas, limolitas y areniscas (24). Cretácico Inferior (Albiense).</i>	50
2.3.3.2.	<i>Formación El Caleyú. Areniscas blanquecinas, limolitas y arcillitas (25). Cretácico Inferior (Albiense) – Superior (Cenomaniense).</i>	52
2.3.3.3.	<i>Formaciones La Manjoya y Latores. Arcillitas, limolitas, areniscas, arenas, microconglomerados y bancos carbonatados (26). Cretácico Superior (Cenomaniense)</i>	52
2.3.3.4.	<i>Formaciones San Lázaro y La Argañosa. Margas, calizas, arcillitas, limo-litas, areniscas, arenas y gravas (28). Cretácico Superior. (Cenomaniense - Coniaciense).</i>	54
2.3.3.5.	<i>Formación Oviedo. Calizas (29). Cretácico Superior (Coniaciense - Santoniense)</i> .	56
2.4.	CENOZOICO	57
2.4.1.	Terciario (Paleógeno).....	57
2.4.1.1.	<i>Terciario de Oviedo y Llanera</i>	57
2.4.1.1.1.	<i>Unidad basal. Margas, arcillas y areniscas con intercalaciones de cali-zas blanquecinas y rosadas (30). Eoceno (Bartoniense-Priaboniense)....</i>	57
2.4.1.1.2.	<i>Unidad detrítica. Conglomerados polimícticos, arenas y arcillas are-nosas (31). Arenas, conglomerados y arcillas arenosas (32). Oligoceno (Rupeliense)</i>	59

2.4.1.2.	<i>Terciario de Grado. Arenas, conglomerados, arcillas, margas y niveles intercalados de calizas claras (33). Eoceno (Bartoniense) – Oligoceno (Rupeliense)</i>	59
2.4.2.	Cuaternario.....	60
2.4.2.1.	<i>Depósitos cuaternarios indiferenciados. Clastos angulosos con matriz limo-arcillosa. Depósito aluvial-coluvial (34)</i>	62
2.4.2.2.	<i>Derrubios ordenados. Clastos angulosos con escasa matriz (35)</i>	62
2.4.2.3.	<i>Movimientos en masa complejos. Clastos angulosos con matriz areno-arcillosa (36)</i>	62
2.4.2.4.	<i>Coluviones. Clastos angulosos con matriz areno-arcillosa (37)</i>	62
2.4.2.5.	<i>Terrazas fluviales. Gravas y arenas con matriz areno-limosa (38)</i>	62
2.4.2.6.	<i>Abanicos torrenciales. Gravas silíceas y bloques con matriz areno-arcillosa (39)</i>	63
2.4.2.7.	<i>Llanuras de inundación y fondos de valle. Gravas heterométricas con matriz areno-limosa (40)</i>	63
2.4.2.8.	<i>Depósitos antrópicos. Escombreras (41)</i>	63
3.	TECTÓNICA	64
3.1.	LA DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA EN EL ANTIFORME DEL NARCEA.....	64
3.2.	LA DEFORMACIÓN VARISCA	66
3.2.1.	Zona Asturoccidental-leonesa	67
3.2.2.	Zona Cantábrica	69
3.2.2.1.	<i>Cabalgamientos y pliegues longitudinales</i>	71
3.2.2.2.	<i>Relación entre cabalgamientos y pliegues</i>	77
3.3.	ESTRUCTURAS EXTENSIONALES LIGADAS A LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA .	79
3.4.	LA DEFORMACIÓN ALPINA.....	80
4.	GEOMORFOLOGÍA	82
4.1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	82
4.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	82
4.2.1.	Estudio morfoestructural	83
4.2.2.	Estudio del modelado.....	84
4.2.2.1.	<i>Formas estructurales</i>	85
4.2.2.2.	<i>Formas de ladera</i>	86
4.2.2.3.	<i>Formas fluviales y de escorrentía superficial</i>	87

4.2.2.4. <i>Formas de meteorización química</i>	90
4.2.2.5. <i>Formas poligénicas</i>	91
4.2.2.6. <i>Formas antrópicas</i>	91
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	91
4.4. PROCESOS ACTIVOS	92
5. HISTORIA GEOLÓGICA	95
5.1. DESDE EL NEOPROTEROZOICO HASTA LA OROGENIA VARISCA	95
5.2. LA OROGENIA VARISCA	97
5.3. LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA Y DEL OCÉANO ATLÁNTICO.....	98
5.4. LA OROGENIA ALPINA.....	99
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	100
6.1. RECURSOS MINERALES.....	100
6.1.1. Minerales metálicos	100
6.1.2. Minerales energéticos.....	103
6.1.3. Rocas y minerales industriales.....	105
6.1.3.1. <i>Calizas y dolomías</i>	105
6.1.3.2. <i>Cuarcitas y areniscas</i>	105
6.1.3.3. <i>Arenas y gravas</i>	105
6.1.3.4. <i>Arcillas</i>	106
6.1.3.5. <i>Caolín</i>	106
6.1.3.6. <i>Fluorita</i>	106
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	110
6.2.1. Hidrología superficial	110
6.2.2. Hidrología subterránea	112
6.2.2.1. <i>Masa de Agua 016.201 Eo-Navia-Narcea</i>	113
6.2.2.2. <i>Masa de Agua 016.202 Somiedo-Trubia-Pravia</i>	113
6.2.2.3. <i>Masa de Agua 016.206 Oviedo-Cangas de Onís</i>	114
6.2.2.4. <i>Sedimentos cuaternarios</i>	114
6.2.2.5. <i>Características hidrogeológicas de los acuíferos</i>	114
6.2.2.6. <i>Uso del agua subterránea</i>	115
7. BIBLIOGRAFÍA	119

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

Desde el punto de vista administrativo, el territorio comprendido en la Hoja de Grado (n.º 28) se encuentra situado en el Principado de Asturias, localizándose en su límite suroriental la ciudad de Oviedo, capital de dicha Comunidad Autónoma. Se ubica en la franja central asturiana, abarcando el concejo de Las Regueras y una parte importante de los concejos de Pravia, Salas, Candamo, Grado, Llanera y Oviedo, así como pequeñas porciones de los concejos de Soto del Barco, Illas, Castrillón, Corvera de Asturias y Belmonte de Miranda. Los principales núcleos de población son Oviedo, Pravia, Grado, Posada de Llanera, Trubia y Cornellana. Las principales vías de comunicación son las autovías nacionales A-63 (Oviedo-La Espina) en construcción, y la A-66 (Gijón-Sevilla), la carretera nacional N-634 (San Sebastián-Santiago de Compostela) y las carreteras regionales AS-15 (Cornellana-Puerto de Cerredo), AS-16 (Soto del Barco-Cornellana) y AS-17 (Avilés-Riaño). Además, la Hoja presenta una amplia red de carreteras comarcales y locales, pistas y caminos forestales.

El relieve de esta región es moderado, con altitudes comprendidas entre los 5 y los 813 m, y sus rasgos morfológicos se deben en gran parte a los procesos erosivos de encajamiento de la red fluvial.

El área de la Hoja se sitúa dentro de la Cuenca del río Nalón, cuyo cauce la atraviesa de SE a NO, y es drenada también por los ríos Narcea, Cubia, Trubia y Nora, afluentes del primero.

El eje principal de la actividad económica de la zona se encuentra en los sectores de servicios y de transformación. Por su parte, el sector primario se basa en la ganadería vacuna orientada a los sectores cárnico y lácteo y en los cultivos hortícolas de calidad.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Geológicamente, el área de esta Hoja se ubica en la parte norte del Macizo Ibérico que constituye el basamento varisco de la parte occidental de la Península Ibérica. En la Hoja se encuentran representados dos de los grandes dominios tectonoestratigráficos establecidos en el orógeno Varisco ibérico (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972): la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa.

La mayor parte de la Hoja corresponde a la Zona Cantábrica, situada en el núcleo del Arco Ibero-Armoricano (o Astúrico), que representa el domino estructural más externo del Orógeno Varisco en el NO de la Península Ibérica (Fig. 1). Está caracterizada por una tectónica de tipo superficial (*thin-skinned deformation*), con ausencia casi total de deformación interna y metamorfismo, y con un desarrollo dominante de cabalgamientos y mantos de despegue con pliegues asociados. Dentro de la Hoja aparecen tres de las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica (Julivert, 1971; Pérez Estaún *et al.*, 1988): La Unidad de Somiedo, la Unidad de La Sobia-Bodón y la Unidad del Aramo (Fig. 1). La sucesión estratigráfica se encuentra integrada por un conjunto de formaciones cuyas edades abarcan desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, y, desde el punto de vista tectonoestratigráfico, dicha sucesión se divide en una

secuencia preorogénica, de edad Cámbrico-Devónico medio, y otra sinorogénica, que abarca el Devónico Superior y la mayor parte del Carbonífero (Marcos y Pulgar, 1982; Colmenero et al., 2002; Aramburu et al., 2004; Fernández et al., 2004; Keller, et al. 2007, 2008).

En el ángulo noroccidental de la Hoja aparece un pequeño sector de la Zona Asturoccidental-leonesa, con rocas del Neoproterozoico y del Cámbrico inferior. El límite con la Zona Cantábrica está definido por un importante accidente tectónico denominado Cabalgamiento de La Espina (Gutiérrez-Alonso, 1992, 1996, 2004). La Zona Asturoccidental-leonesa se caracteriza por la existencia de una deformación polifásica, con pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el este, desarrollo generalizado de foliaciones tectónicas y metamorfismo regional de bajo grado.

Sobre el basamento varisco, aparecen en el ámbito de esta Hoja afloramientos de menor extensión de sedimentos Pérmicos y Mesozoicos que fueron depositados en las cuencas extensionales ligadas a la apertura del océano Atlántico y el golfo de Vizcaya. Por otro lado, se encuentran también depósitos cenozoicos producidos en relación con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante la Orogenia Alpina (Gutiérrez-Alonso et al., 1996; Alonso y Pulgar, 2004; Alonso-Gavilán et al., 2004). Los sedimentos cuaternarios forman retazos aislados que aparecen principalmente en relación con la red fluvial, ocupando los fondos de valle o diseminados por sus laderas.

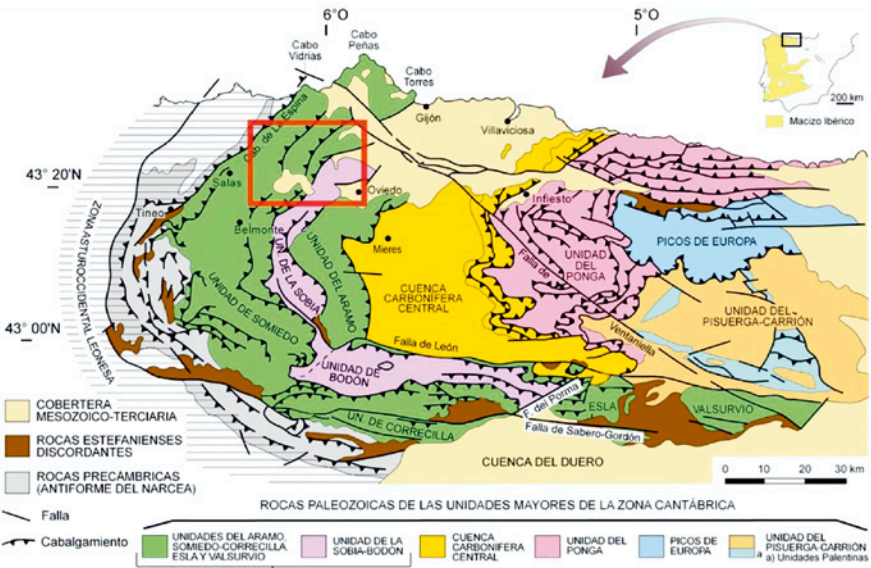


Figura 1. Esquema geológico de la Zona Cantábrica, mostrando su división en unidades (basado en Julivert, 1971 y Pérez Estaún et al., 1988), y situación de la Hoja de Grado.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos sobre la geología de esta región datan de la segunda mitad del siglo XIX. Entre ellos destacan los de Schulz (1858a, 1858b), que incluyen una descripción general de la geología de Asturias y el primer mapa geológico de su territorio, y los de Barrois (1880, 1882), siendo este último especialmente relevante porque establece las bases de la estratigrafía de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa.

Adaro y Junquera (1916) incluyen en su trabajo sobre los yacimientos de hierro en Asturias un mapa geológico de Asturias y áreas vecinas, y otro de la región central de Asturias al norte de Oviedo. Gómez de Llarena (1927, 1928, 1929) realizó una serie de estudios acerca de los depósitos terciarios de la zona de Oviedo.

A partir de 1950, los trabajos realizados en el sector correspondiente a la Hoja de Grado han sido muy numerosos, por lo que se citarán ahora esencialmente aquellos que han tenido mayor relevancia en lo que se refiere a la cartografía geológica. Son destacables los mapas de Llopis Lladó (1950a, 1950b) de los alrededores de Oviedo y otras zonas próximas; el estudio de Llopis Lladó y Martínez Álvarez (1960) de la cuenca terciaria de Grado; el de Beroiz (1968), referido a la parte septentrional de la Escama de Belmonte; y el de Torres Alonso y Martínez Álvarez (1969) sobre el área de la cuenca inferior de los ríos Nalón y Narcea.

La primera edición de la Hoja E. 1:200 000 de Avilés (Pello *et al.*, 1971) viene a sintetizar los conocimientos de tipo cartográfico, estratigráfico y estructural de toda esta región. Otros trabajos relevantes de esos años son el de Pello (1972), que incluye toda el área de esta Hoja, y los de Gutiérrez-Claverol (1972, 1973a, 1973b), relativos a la Depresión Mesoterciaria Central de Asturias.

Poco después se publica la segunda serie de la presente Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50 000 (Martínez- Álvarez *et al.* 1975), que supone un importante avance en el conocimiento geológico de esta área. Posteriormente se realizan varios estudios que aportan cartografías de mayor detalle en la prolongación septentrional de las unidades de Somiedo y La Sobia (Rodríguez Fernández, 1977, 1978; Martínez Cienfuegos y Rodríguez Fernández, 1986; Bastida y Castro, 1988).

Entre los trabajos cartográficos más recientes que hacen relación a esta Hoja cabe destacar los siguientes:

La Hoja de Avilés de la nueva serie del Mapa Geológico de España E. 1:200.000 (Alonso *et al.*, 1991).

Los estudios estructurales sobre un sector de la Unidad de Somiedo situado entre Peñaflo y Arlós, en la parte central de la Hoja (Alonso y Marcos, 1992), y sobre una zona más amplia perteneciente a la Unidad de La Sobia (Bulnes, 1995; Bulnes y Aller, 2002).

Los trabajos de González Fernández (2001) y González Fernández *et al.* (2004), centrados esencialmente en la sucesión cretácica de los alrededores de Oviedo.

2. ESTRATIGRAFÍA

En el ámbito de la Hoja de Grado afloran rocas y sedimentos cuyas edades abarcan desde el Neoproterozoico hasta el Cuaternario. Dentro de este amplio conjunto de materiales, pueden establecerse los siguientes grupos principales, separados entre sí por importantes discontinuidades estratigráficas:

- **Neoproterozoico del Antiforme del Narcea:** Estas rocas son las más antiguas del basamento varisco y constituyen a su vez el sustrato sobre el que se depositaron las formaciones paleozoicas.
- **Paleozoico:** Este grupo de rocas, en su mayor parte sedimentarias, forma una sucesión de más de 5.500 y 8.100 m de espesor, dentro de la cual pueden diferenciarse, de acuerdo con su relación con la deformación varisca, una secuencia preorogénica (Cámbrico-Devónico Medio) y otra sinorogénica (Devónico Superior-Carbonífero pre-Estefaniense). Existen además depósitos continentales del Estefaniense con carácter tardiorogénico.
- **Pérmico, Mesozoico y Terciario:** Se agrupan aquí los depósitos postvariscos que forman la Depresión Mesoterciaria Central de Asturias, y que se encuentran involucrados en el desarrollo del Ciclo Alpino.
- **Cuaternario:** Este último grupo engloba los depósitos que se han producido más recientemente en esta región, muchos de ellos debidos a procesos geológicos que aún continúan activos.

Junto al mapa geológico, se encuentran diversas columnas sintéticas en las que se representan las sucesiones estratigráficas existentes en las principales unidades geológicas de esta Hoja.

2.1. NEOPROTEROZOICO

2.1.1. Serie del Narcea. Pizarras y areniscas; microconglomerados y porfiroides (2). Neoproterozoico.

Las rocas más antiguas que afloran en el área de la Hoja de Grado se sitúan en su ángulo noroccidental, en el sector perteneciente a la Zona Asturoccidental-leonesa, y más concretamente, al Dominio del Navia y Alto Sil (Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1978; Martínez-Catalán, 1985). Dichos afloramientos corresponden a la parte septentrional de la estructura denominada Antiforme del Narcea, en cuyo núcleo aparecen fundamentalmente rocas del Neoproterozoico que se encuentran discordantes bajo las formaciones del Cámbrico (Grupo Cándana). Lotze (1956) fue el primero en describir esta sucesión, a la que denominó Pizarras del Narcea.

La estratigrafía de la Serie del Narcea (también denominada Formación Narcea o Grupo Narcea) fue establecida por Pérez Estaún y Martínez (1978) en el área de Tineo-Cangas del Narcea (Asturias). Esta unidad alcanza entre 1000 y 2000 m de espesor, y se encuentra constituida por una alternancia de pizarras de color verdoso y metareniscas (metagrauvascas

feldespáticas, metarcosas y cuarcitas), con intercalaciones de microconglomerados y rocas de origen volcánico (porfiroides). Las capas de metareniscas suelen mostrar bases netas, localmente con estructuras de muro (*flutes* y *crescent-casts*), e, internamente, gradación normal, laminaciones paralelas y de *ripples*, pudiéndose reconocer secuencias incompletas de Bouma. La presencia de estructuras debidas a deformación sinsedimentaria de tipo *slump* sugiere que gran parte de esta sucesión fue acumulada por flujos de gravedad submarinos (Pérez Estaún, 1973, 1978; Pérez Estaún y Martínez, 1978; Martín Parra, 1989; Suárez *et al.*, 1991), probablemente en zonas distales de sistemas de abanicos submarinos profundos (Valladares *et al.*, 2002).

Las rocas clásticas contienen con frecuencia fragmentos de roca formados bien por agregados de cuarzo con golfos de corrosión, o bien por agregados de cuarzo y albita microcristalina, que procederían en ambos casos de rocas volcánicas. En los microconglomerados aparecen en algunos casos clastos con una foliación previa y texturas características de rocas metamórficas de bajo grado.

Las rocas que se han interpretado como de origen volcánico o con participación volcánica afloran principalmente en el sector de Tineo-Cudillero (Asturias), al oeste y al norte de esta Hoja. Han sido denominadas genéricamente con el nombre de porfiroides. Fueron citadas primeramente por Barrois (1882), aunque sin considerarlas precámbricas. Se trata de rocas con textura porfiroclástica que aparecen interestratificadas en los metasedimentos, con espesores reducidos, que no suelen superar la decena de metros. Presentan porfiroclastos de unos dos milímetros de diámetro, como tamaño medio, englobados en una matriz cuarzo-feldespática con algunas micas (Suárez del Río y Suárez, 1976).

Se reconocen dos tipos extremos de porfiroides, entre los que se encuentran numerosos términos intermedios. El primer tipo se caracteriza por la ausencia de anfíboles y la presencia de fenocristales de cuarzo y plagioclasa sódica (albita). El segundo tipo, por el contrario, contiene anfíboles y no posee fenocristales de cuarzo, y la plagioclasa es más cálcica (An_{20-30}). Cuando la cantidad de anfíbol aumenta con relación a la de los otros componentes minerales, se pasa desde este segundo tipo a gneises albiticos anfibólicos, cuarzo-anfibolitas e incluso anfibolitas, que aparecen muy esporádicamente y con espesor centimétrico.

La textura de estas rocas se debe en parte al metamorfismo y deformación a los que han sido sometidas durante la Orogénesis Varisca. Son comunes las sombras de presión en torno a los porfiroclastos, que se encuentran deformados y fragmentados en distinto grado. En algunos pórfidos biotíticos en los que se han preservado las fábricas originales, pueden llegar a identificarse texturas fluidales y porfídicas volcánicas. Los contactos con los metasedimentos en los que se encuentran intercalados son con frecuencia graduales, y no presentan en ningún caso metamorfismo de contacto.

Estos porfiroides han sido interpretados como derivados de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad precámbrica (Suárez del Río y Suárez, 1976; Pérez Estaún y Martínez, 1978; González Menéndez, 1979; Marcos *et al.*, 1980), cuya naturaleza original iría desde riolitas hasta dacitas y, en algunos casos, hasta andesitas.

En la zona de Pola de Allande (Asturias), al oeste de esta Hoja, afloran también ortogneises, derivados de granodioritas y tonalitas (Corretgé y Carpio, 1968; Corretgé, 1969; Gutiérrez-Alonso y Fernández-Suárez, 1996) que intruyeron en la sucesión sedimentaria de la Serie del Narcea.

Cuesta *et al.* (2004) y Rubio Ordóñez (2010) han realizado un estudio detallado de todas estas rocas ígneas (plutónicas y volcánicas), caracterizándolas como de afinidad calcoalcalina, e identificando, en el caso de algunos de los complejos volcánicos, una alteración hidrotermal moderada a intensa.

La edad de la Serie del Narcea ha sido determinada por los hallazgos en las proximidades de Los Barrios de Luna (León) de acritarcos y esferomorfo de tipo cianobacteria atribuidos al Vendiano (Ediacárico) Medio-Superior (Martín Parra, 1989; Palacios y Vidal, 1992; Vidal *et al.*, 1994). Además, diversas dataciones absolutas han permitido precisar la edad mínima de esta unidad. Entre ellas destacan la determinación de la edad de intrusión de los granitoides de Pola de Allande, con valores de 605 ± 10 Ma y 580 ± 15 Ma (Fernández Suárez *et al.*, 1998); la datación de riolitas del sector de Tineo-Cudillero en 559 ± 3 Ma (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004b); y las dataciones de circones detríticos en grauvacas en el flanco occidental del Antiforme del Narcea, que proporcionaron edades máximas de 640 Ma (Fernández Suárez *et al.*, 2000). Rubio Ordóñez (2010) ha obtenido también edades en torno a los 580 Ma para las rocas plutónicas y volcánicas de la zona de Pola de Allande, y en torno a 560 Ma para las rocas volcánicas del sector de Tineo-Cudillero.

Las rocas de la Serie del Narcea están afectadas por una deformación con desarrollo de pliegues a diversas escalas generados en el ciclo orogénico Cadomiense (Pérez Estaún, 1978; Díaz García, 2006), que queda puesta de manifiesto claramente por el carácter discordante del contacto con la unidad suprayacente (Grupo Cándana). Bajo la discordancia, las rocas precámbricas suelen presentar una zona rubefactada producida por alteración meteórica, que puede tener una amplitud métrica a decamétrica (Van den Bosch, 1969; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004a).

2.2. PALEOZOICO

Exceptuando los afloramientos del ángulo noroccidental de esta Hoja encuadrados en la Zona Asturoccidental-leonesa, las rocas paleozoicas corresponden a la Zona Cantábrica y, como ya se ha indicado, forman una sucesión en la que se reconocen dos grandes conjuntos estratigráficos o secuencias, depositados bajo condiciones geotectónicas diferentes, en relación con el desarrollo de la Orogenia Varisca.

La secuencia preorogénica abarca desde el Cámbrico hasta el Devónico medio, y la secuencia sinorogénica, desde el Devónico Superior hasta el Carbonífero Pensilvánico (Marcos y Pulgar, 1982; Colmenero *et al.*, 2002; Aramburu *et al.*, 2004; Fernández *et al.*, 2004; Keller, *et al.* 2007, 2008; Fig. 2). La primera de ellas, discordante sobre el Neoproterozoico y con un espesor superior de entre 4.200 a 4.700 m en el área de esta Hoja, está

constituida por sedimentos silicioclásticos y carbonatados marinos someros depositados en el margen continental de Gondwana, formando una cuña que se adelgaza progresivamente de oeste a este por erosión de las formaciones superiores (Figs. 2 y 3). La segunda, que en algunos puntos de la Hoja, alcanza los 3.400 m de potencia, está formada por varias cuñas clásticas acumuladas en la cuenca de antepaís desarrollada durante la Orogenia Varisca (Marcos y Pulgar, 1982; Fernández, 1990; Rodríguez Fernández, 1991 y 1993; Colmenero *et al.*, 2002; Fernández *et al.*, 2004; Fig. 2).

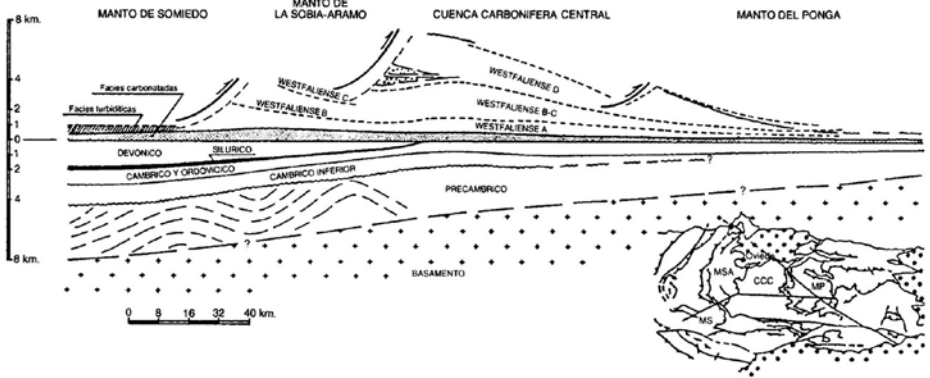


Figura 2. Restauración palinspástica de una sección E-O de la Zona Cantábrica, indicada en el esquema de la parte inferior derecha (Marcos y Pulgar, 1982). El datum de referencia es el límite Devónico-Carbonífero, que se sitúa muy próximo a la discontinuidad del Devónico Superior, marcando la división entre la sucesión preorogénica y la sinorogénica. (MS: Manto de Somiedo, MSA: Manto de La Sobia-Aramo, CCC: Cuenca Carbonífera Central, MP: Manto del Ponga).

2.2.1. Grupo Cándana. Microconglomerados, areniscas feldespáticas rosadas y pizarras (3). Cámbrico Inferior

Lotze (1957) denominó Serie o Cuarcita de Cándana a las rocas silicioclásticas situadas entre los esquistos precámbricos y la Caliza de Láncara, en los alrededores de Tineo (parte occidental de la Zona Cantábrica). Bastida *et al.* (1986) se refirió a esta unidad litoestratigráfica con el rango de grupo en el Dominio del Manto de Mondoñedo (Zona Asturocidental-leonesa) donde Walter (1966a, 1966b, 1968) diferencia varias subunidades que son representables cartográficamente (Martínez-Catalán, 1985).

El término "Grupo Cándana" se extendió posteriormente a toda la Zona Asturocidental-leonesa (Pérez Estaún *et al.*, 1990). Aquí parece conveniente utilizar esta nomenclatura a pesar de que, en el Dominio del Navia y Alto Sil, al igual que en el Dominio del Manto de Mondoñedo, también se han establecido subdivisiones estratigráficas (Färber, 1958; Lotze, 1961; Färber y Jaritz, 1964; Jaritz y Walter, 1970; Ruiz, 1971; Crimes *et al.*, 1977) que sin embargo no han podido plasmarse en la cartografía.

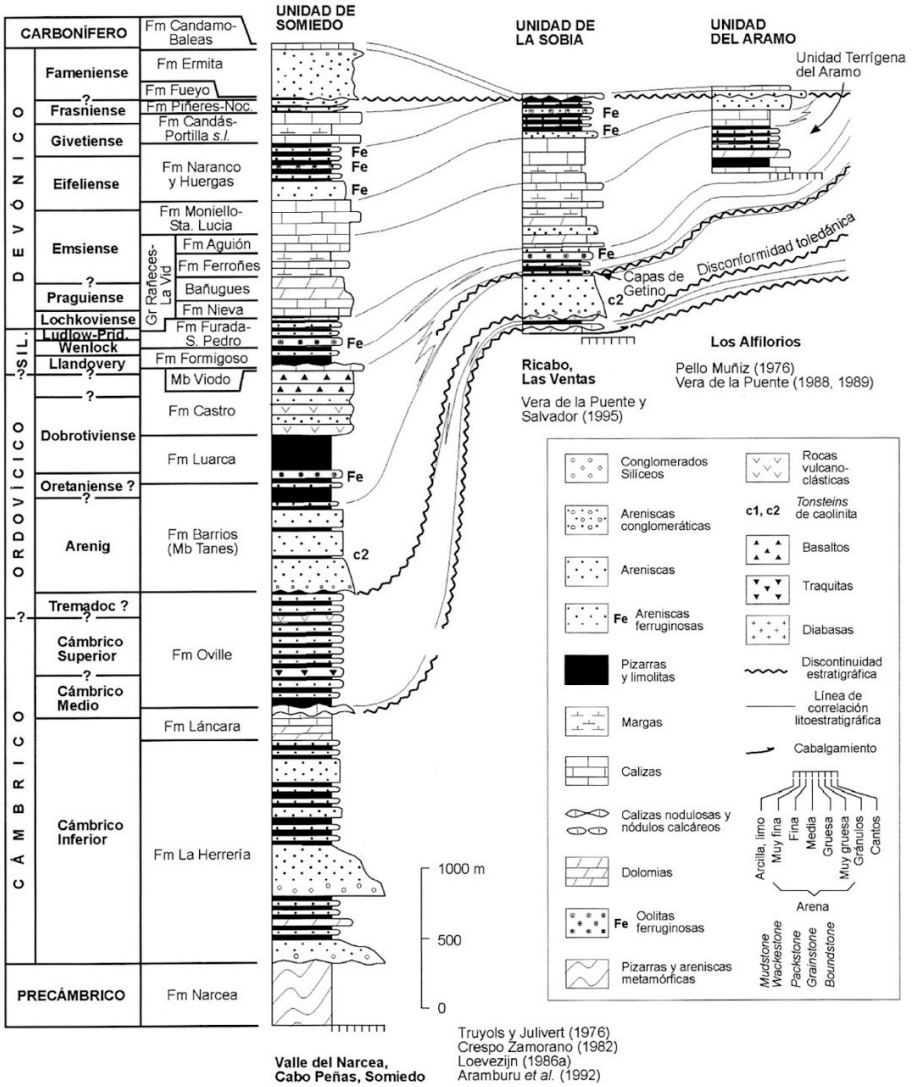


Figura 3. Estratigrafía de las sucesiones precarboníferas en la Región de Pliegues y Mantos (Aramburu et al., 2004).

El Gp. Cándana constituye la unidad litoestratigráfica más antigua del Paleozoico y reposa discordantemente sobre las rocas neoproterozoicas de la Serie del Narcea. Dentro de esta Hoja, el Grupo Cándana aflora únicamente en el ángulo noroccidental, perteneciente al Dominio de Navia y Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa, y es equivalente a la Formación

La Herrería en la Zona Cantábrica. Está formada por areniscas cuarcíticas y feldespáticas (arcosas) de grano grueso (localmente muy grueso a grava fina), con tonos amarillentos o rosados, que localmente muestran estratificaciones cruzadas de pequeña y mediana escala. Entre ellas aparecen intercalaciones delgadas de pizarras pardas, pizarras y limolitas de tonos verdosos, con laminación lenticular y *flaser* (Arboleya, 1973; Crimes *et al.*, 1977; Fig. 4). Martínez Álvarez *et al.* (1975) indican la presencia de intercalaciones volcánicas en las proximidades de Pravia, y estiman que el espesor de la unidad en esta área está en torno a 700-1000 m.

La mayor parte de esta unidad debe corresponder al Cámbrico inferior, de acuerdo con las faunas fósiles de trilobites (Sdzuy, 1961; Färber y Jaritz, 1964; Sdzuy 1971), arqueociátidos (Sdzuy, 1961; Debrenne y Lotze, 1963) e icnofósiles que contiene. Crimes *et al.* (1977) diferencian tres asociaciones de icnofauna con un valor bioestratigráfico por debajo del intervalo donde aparecen los trilobites y acritarcos más antiguos. La primera asociación, caracterizada por la presencia de trazas fósiles de *Skolithos* y *Diplocraterion*, y la segunda, caracterizada por la presencia de *Rusophycus*, indican una edad Cordubiense. La aparición del icnogénero *Astropolichnus*, que caracteriza la tercera asociación, indica una edad Ovetiense. La parte inferior de esta unidad (100-200 m inferiores), en la que no se han hallado indicios fósiles, podría pertenecer incluso al Vendiciense Superior (Crimes *et al.*, 1977). Sin embargo, hay que señalar que en los niveles inferiores de la Fm La Herrería, lateralmente equivalente al Grupo Cándana, se han encontrado icnofósiles y acritarcos del Cámbrico inferior (Vidal *et al.*, 1994).

Teniendo en cuenta las características lito- y bioestratigráficas del Grupo Cándana, Crimes *et al.* (1977) interpretan estas rocas como sedimentos acumulados en medios continentales fluviales y marinos, desde ambientes litorales y a submareales poco profundos.

2.2.2. Formación La Herrería. Microconglomerados cuarzosos rosados, areniscas feldespáticas y pizarras moradas (3a). Cámbrico Inferior

Esta unidad, definida por Comte (1937, 1959), se sitúa en la base de la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica y, como ya se ha indicado, es equivalente al Gp. Cándana de la Zona Asturoccidental-leonesa. Llega a alcanzar unos 1500 m de espesor en el flanco oriental del Antiforme del Narcea. Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu y García-Ramos (1993) diferenciaron en ella tres miembros. Dentro de la Hoja de Grado únicamente afloran los tramos más superiores en la Sierra del Pedroso (al NO de Grado, en el núcleo del Antiforme del Pedroso).

Está formada por areniscas (arcosas y cuarzoarenitas) rosadas y microconglomerados con intercalaciones de lutitas grises, verdosas y rojizas. En la parte inferior de la unidad aparecen conglomerados silíceos, dolomías y delgados niveles volcanoclásticos y areniscas líticas con abundantes granos de rocas volcánicas. En la parte superior, en el tránsito con la Fm Láncara, existe un tramo denominado "capas de Barrios o capas de transición" que está formado por una alternancia de areniscas, lutitas y dolomías.

Los dos primeros miembros contienen asociaciones de icnofósiles que indican una edad Cámbrico inferior (Cordubiense) (Crimes *et al.*, 1977; Palacios y Vidal, 1992; Liñán *et al.*, 2002).

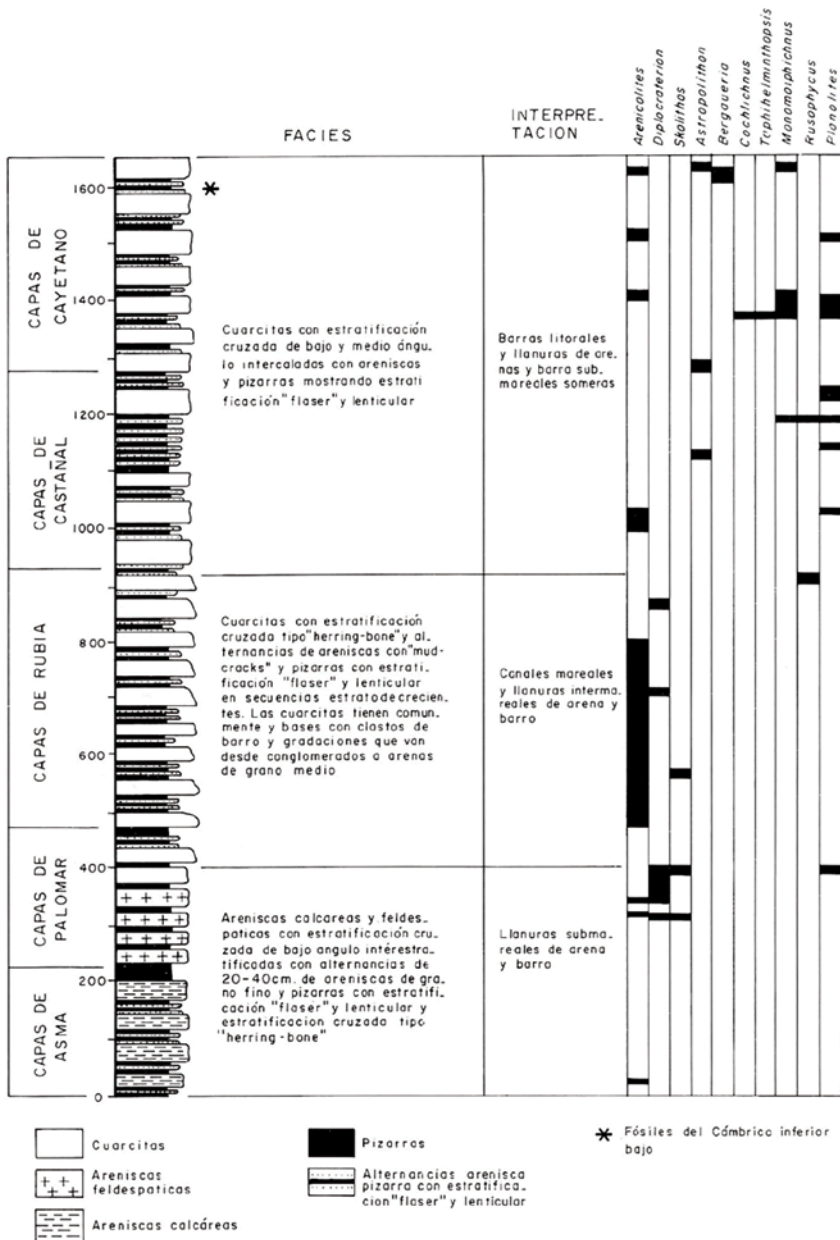


Figura 4. Columna estratigráfica sintética del Gp. Cándana en la costa cantábrica, en los alrededores de Cudillero (Crimes et al., 1977).

En el tramo superior se han hallado acritarcos y trilobites que indican una edad Ovetienese e incluso Marianense (Lotze, 1961; Sdzuy, 1961; Truyols, 1969; Sdzuy, 1971; Palacios y Vidal, 1992; Liñán *et al.*, 1993; Vidal *et al.*, 1999).

La sedimentación de esta unidad tuvo lugar en ambientes continentales y marinos someros (Crimes *et al.*, 1977; Truyols *et al.*, 1990) que probablemente formaban parte de un extenso sistema deltaico (*braidplain delta*) (Aramburu *et al.*, 1992).

2.2.3. Formación Láncara. Calizas y dolomías (4). Cámbrico Inferior-Medio

Los afloramientos de la Formación Láncara (Comte, 1937, 1959) se reducen, en el área de la Hoja, a unas estrechas bandas situadas en el cuadrante nororiental. En la localidad de El Rodical (Asturias), al sur de esta Hoja, presenta un espesor de 223-227 m (Zamarreño, 1972). Esta autora diferencia en ella dos miembros de espesor variable separados por una superficie de disconformidad. El miembro inferior está formado por dolomicritas grises bien estratificadas y laminadas que adquieren una tonalidad ocre al meteorizarse, y calizas grises y margas. El miembro superior está constituido por calizas grises con glauconita, que pasan hacia el techo a calizas micríticas y bioclásticas rojizas y nodulosas (facies *griotte*). Estas últimas contienen abundantes fragmentos bioclásticos de trilobites, braquiópodos, crinoideos y poríferos.

Fuera del área de esta Hoja (en Valdoré, León), en el techo del miembro inferior se han descrito arqueociátidos (Debrenne y Zamarreño, 1970; Perejón, 1994) y trilobites (Sdzuy, 1995) de la parte superior del Cámbrico inferior (probable Bilbiliense). El miembro superior tiene una edad Cámbrico medio variable desde el Leoniense al Caesaraugustiense, debido al carácter diacrónico de su techo (Liñán *et al.*, 2002). Estas edades han sido determinadas a partir de su contenido en trilobites (Sdzuy, 1967, 1968; Sdzuy y Liñán, 1993; Gozalo *et al.*, 1993).

La sedimentación de la Fm Láncara tuvo lugar en una extensa rampa homoclinal con batimetrías progresivamente superiores hacia el oeste. Durante el depósito del miembro inferior predominaron los ambientes inter- a supramareales y submareales someros (Zamarreño, 1972; Aramburu *et al.*, 1992). El miembro superior, en cambio, registra el depósito de facies condensadas en ambientes submareales en una plataforma aislada de tipo rampa desarrollada sobre un extenso umbral submarino (Zamarreño y Julivert, 1968; Zamarreño, 1972, 1983; Aramburu, 1989; Aramburu y García-Ramos, 1993; Sdzuy y Liñán, 1993; Gozalo *et al.*, 1993).

2.2.4. Formación Oville. Pizarras verdes y grises, areniscas glauconíticas y cuarcitas (5). Cámbrico medio - Ordovícico Inferior (Tremadociense)

Esta formación fue definida por Comte (1937, 1959) como "Pizarras y Areniscas de Oville" y sus afloramientos dentro de la Hoja están limitados al mismo sector que los de la Fm Láncara.

Alcanza su espesor máximo en la Unidad de Somiedo (generalmente en torno a 400 m), reduciéndose este progresivamente hacia el este, con potencias próximas a los 100 m en las escamas de La Sobia y del Aramo (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Aramburu y García-Ramos, 1993). Los autores citados diferencian en ella tres miembros, con carácter dia-

crónico, separados por tránsitos graduales de facies. El Mb. Genestosa (inferior) está formado por 50-60 m de lutitas verdes con nódulos calcáreos que en otras áreas de la Zona Cantábrica han aportado una abundante fauna fósil de trilobites, braquiópodos y algunos carpoideos. El Mb. Adrados (intermedio) está integrado por alternancias de lutitas y areniscas glauconíticas, en ciclos grano- y estratocrecientes de espesor métrico a decamétrico. El Mb. La Barca (superior) está constituido por alternancias de lutitas y areniscas sin una clara ordenación cíclica. Entre Belmonte y Tineo (Asturias, al oeste de esta Hoja) existen intercalaciones de rocas volcánicas: traquitas, basaltos, tobas volcánicas y aglomerados volcanoclásticos (Aramburu, 1995).

Por lo que se refiere a su edad, la abundancia de trilobites ha permitido una datación precisa de su base, que muestra un marcado carácter diacrónico, variando desde el piso Leoniense al Caesaraugustiense (Cámbrico medio) (Mallada y Buitrago, 1878; Barrois, 1882; Lotze, 1961; Sdzuy, 1967, 1968). En localidades próximas al borde meridional de la Hoja como El Rodical y Boinás, las faunas fósiles halladas han permitido caracterizar el Cámbrico medio (piso de *Solenopleuroopsis* de Sdzuy, 1971). En el resto de la formación sólo se han encontrado algunos icnofósiles (Baldwin, 1978) y palinomorfos (Fombella, 1979), que según estos autores indican una edad entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior (Tremadoc). Según Aramburu y García-Ramos (1988), el techo de la Fm Oville es diacrónico, alcanzando en el sector noroeste de la Zona Cantábrica y dentro del área de la Hoja sus edades más modernas, que corresponderían al Cámbrico superior-Ordovícico Inferior (Tremadociense).

El análisis sedimentológico de la Fm Oville ha sido llevado a cabo por varios autores (Gietelink, 1973; Baldwin, 1977, 1978; van der Meer Mohr, 1983; Aramburu y García-Ramos, 1988, 1993) que han puesto de manifiesto su carácter regresivo. En términos generales puede afirmarse que los sedimentos que la forman fueron depositados en ambientes marinos de plataforma de baja energía, que hacia el este de la Zona Cantábrica pasaban lateralmente a ambientes de prodelta y llanura deltaica. Este cambio lateral queda también reflejado en la sucesión vertical de facies con un paso progresivo a ambientes más someros.

2.2.5. Formación Barrios. Cuarcitas masivas blancas (6). Arcillas caoliníferas y pizarras (7). Ordovícico Inferior (Floiense) - Medio (Dapingiense)

Esta formación fue definida por Comte (1937, 1959) y es equivalente a la Cuarcita Armoricana de Barrois (1882). Aramburu y García-Ramos (1993) diferencian tres miembros dentro de ella, denominados Mb. La Matosa, Mb. Ligüeria y Mb. Tanes. En la Hoja únicamente está representado el Miembro Tanes, el cual se dispone de forma disconforme sobre la Fm Oville y alcanza un espesor que oscila entre 500 y 750 m. Según Aramburu y García-Ramos (1988), la superficie de discontinuidad de su base es comparable a la discordancia Toledánica (anteriormente denominada Sárdica). Su litología consiste en una sucesión monótona de areniscas cuarcíticas (cuarzoarenitas) blancas, bien estratificadas y con frecuentes estructuras tractivas y bioturbaciones (*Skolithos* y *Cruziana*). Intercalados, aparecen niveles de lutitas gris-verdosas, conglomerados y, con carácter local, niveles de tobas volcánicas (Fig. 5).

A unos 250 m de la base se localiza una capa de caolín de 55-75 cm de espesor, con una notable continuidad lateral, que ha sido objeto de explotación minera desde mediados del siglo XX en la

localidad de Peñaflo, muy próxima a Grado, y en la Sierra del Pedroso (Gómez de Llarena, 1955; García-Ramos *et al.*, 1984). Este nivel, denominado "Capa Pedroso" por Aramburu (1989), se habría originado por alteración *in situ* de un depósito de cenizas volcánicas (García-Ramos *et al.*, 1984), constituyendo un *tonstein* o K-bentonita. Por su interés como nivel guía, esta capa se ha diferenciado y representado en la cartografía (7), exagerando su espesor.

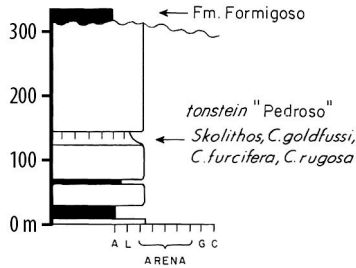


Figura 5. Columna estratigráfica de la Fm Barrios en Peñaflo (Aramburu y García-Ramos, 1993).

La edad de la Fm Barrios se ha establecido principalmente a partir de icnofósiles. En la parte alta de esta unidad se han encontrado varios tipos de trazas fósiles del icnogénero *Cruziana* que caracterizan el Arenig (Floiense, Ordovícico Inferior), en diversas localidades de la Zona Cantábrica situadas fuera del área de la Hoja. Además, el hallazgo de graptolitos del Llanvirniense en los intervalos basales de la unidad suprayacente (Fm Luarca), permite acotar con precisión la edad del techo de la Fm Barrios. También se ha podido datar por métodos radiométricos el *tonstein* "Pedroso" (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2007), para el que se ha obtenido una edad de $477,47 \pm 0,93$ Ma, que se sitúa en el límite Tremadociense-Floiense (Ordovícico Inferior).

El Miembro Tanes incluye, según Aramburu y García-Ramos (1993), sedimentos depositados en áreas litorales, desde extensas llanuras deltaicas en deltas de llanura trenzada (*braidplain deltas*) a ambientes marinos someros de frente deltaico. En su parte inferior predominan asociaciones de facies de llanura deltaica donde los depósitos continentales de relleno de canales trenzados (*braided*) alternan con depósitos de avenida. Estos depósitos son sustituidos hacia el techo por sedimentos litorales, primero, y después por facies netamente marinas, definiendo una megasecuencia transgresiva.

2.2.6. Formación Formigoso. Pizarras negras ampelíticas, limolitas y areniscas (8). Silúrico. Llandovery - Wenlock (Sheinwoodiense)

Sobre las cuarcitas de la Fm Barrios se sitúa una unidad pizarrosa que fue definida por Comte (1937) en la vertiente meridional de la Zona Cantábrica como Pizarras de Formigoso. El tránsito desde la formación infrayacente está marcado, al menos en algunas localidades, por un intervalo de unos pocos metros de areniscas ferruginosas (Julivert *et al.*, 1973) que podrían corresponder a las Capas de Getino (Aramburu y García-Ramos, 1993), que según estos autores constituyen un intervalo de sedimentación condensada en ambientes marinos someros que abarca el Ordovícico Medio y Superior.

La Fm Formigoso tiene un espesor que oscila, dentro del área de la Hoja, entre los 100 y los 200 m. Está constituida por lutitas ampelíticas negras y grises, con intercalaciones de limolitas y areniscas cuarcíticas de grano fino, que son progresivamente más abundantes hacia el techo. Éstas últimas pueden mostrar laminaciones de *ripples* y, localmente, estratificación cruzada *hummocky* (Suárez de Centi *et al.*, 1989). Los restos fósiles son escasos, encontrándose únicamente faunas de graptolitos relativamente abundantes en algunos niveles, trilobites, braquiópodos, bivalvos, cefalópodos dispersos, palinomorfos (acritarcos y quitinozoos) y algunas trazas fósiles. Las asociaciones de graptolitos permiten asignarle una edad comprendida entre el Llandovery medio-superior y el Wenlock inferior (desde cerca del límite Aeroniense-Telychiense hasta el Sheinwoodiense) (Comte, 1959; Truyols *et al.*, 1974). Esta edad es confirmada por las asociaciones de quitinozoos descritas por Cramer y Díez (1978) y Verniers *et al.* (1995).

Los sedimentos que dieron origen a esta unidad fueron acumulados en ambientes marinos de plataforma de baja energía, desde áreas sublitorales relativamente profundas con condiciones euxínicas (en la parte inferior de la formación), hasta zonas más someras no muy alejadas de la costa y afectadas localmente por la acción del oleaje de tormentas (Suárez de Centi, 1988; Truyols *et al.* 1990).

2.2.7. Formación Furada . Areniscas ferruginosas, cuarcitas, limolitas y pizarras (9). Silúrico. Wenlock (Homeriense) - Devónico inferior (Lochkoviense)

La Fm Furada (Barrois, 1882) se superpone a la Fm Formigoso mediante un tránsito gradual. Su espesor varía en el área de la Hoja entre 150 y 220 m. En la base de esta unidad existe un intervalo de areniscas ferruginosas rojas, a veces con oolitos ferruginosos, que dan paso a una sucesión con predominio neto de areniscas claras y grises. Éstas últimas suelen presentar estructuras sedimentarias como *ripples* de corriente, estratificación cruzada en surco de pequeña y mediana escala y, menos frecuentemente, estratificación cruzada planar. Dentro de la sucesión de areniscas aparecen intercaladas lutitas de tonos verdes, grises o beige, a menudo intensamente bioturbadas. En estas intercalaciones, que son más abundantes en la parte superior de la formación, a veces se reconocen intervalos con estratificación lenticular, *flaser* y ondulada. Finalmente, en el techo de la unidad, aparecen también algunas areniscas con cemento carbonatado (Fig. 6).

La fauna fósil es escasa y, cuando aparece, se presenta a menudo muy alterada y fragmentada. Se trata habitualmente de braquiópodos, crinoideos y graptolitos. En las areniscas con cemento carbonatado que aparecen en la parte superior de la formación se han encontrado fragmentos de corales, briozoos, braquiópodos, crinoideos, trilobites y ostrácodos (Suárez de Centi, 1988). Las trazas fósiles son, en cambio, abundantes. Los hallazgos de graptolitos en las inmediaciones de Cabo Vidrias (Comte, 1934) y a unos 50 m del techo de la formación en Soto de los Infantes (POLL, 1970) indican una edad silúrica para la mayor parte de ella (Wenlock superior - Ludlow - Prídoli). En su parte superior alcanza el Devónico (Lochkoviense inferior), tal y como indican las faunas de braquiópodos encontradas por diversos autores en los 20-50 m más altos (Llopis Lladó, 1967, en las inmediaciones del alto de la Cabruñana, al oeste de Grado; Poll, 1970, en Soto de los Infantes; Julivert *et al.*, 1977, en Priero, al nordeste de Salas).

La Fm Furada está constituida por depósitos acumulados en ambientes marinos de plataforma relativamente somera e incluso litorales, sometidos frecuentemente a la acción de tempestades.

tades (Suárez de centi, 1988). El hierro que caracteriza algunos tramos de esta formación procede en gran parte de la meteorización subaérea de rocas volcánicas básicas expuestas en áreas continentales situadas hacia el este (García-Ramos *et al.*, 1987).

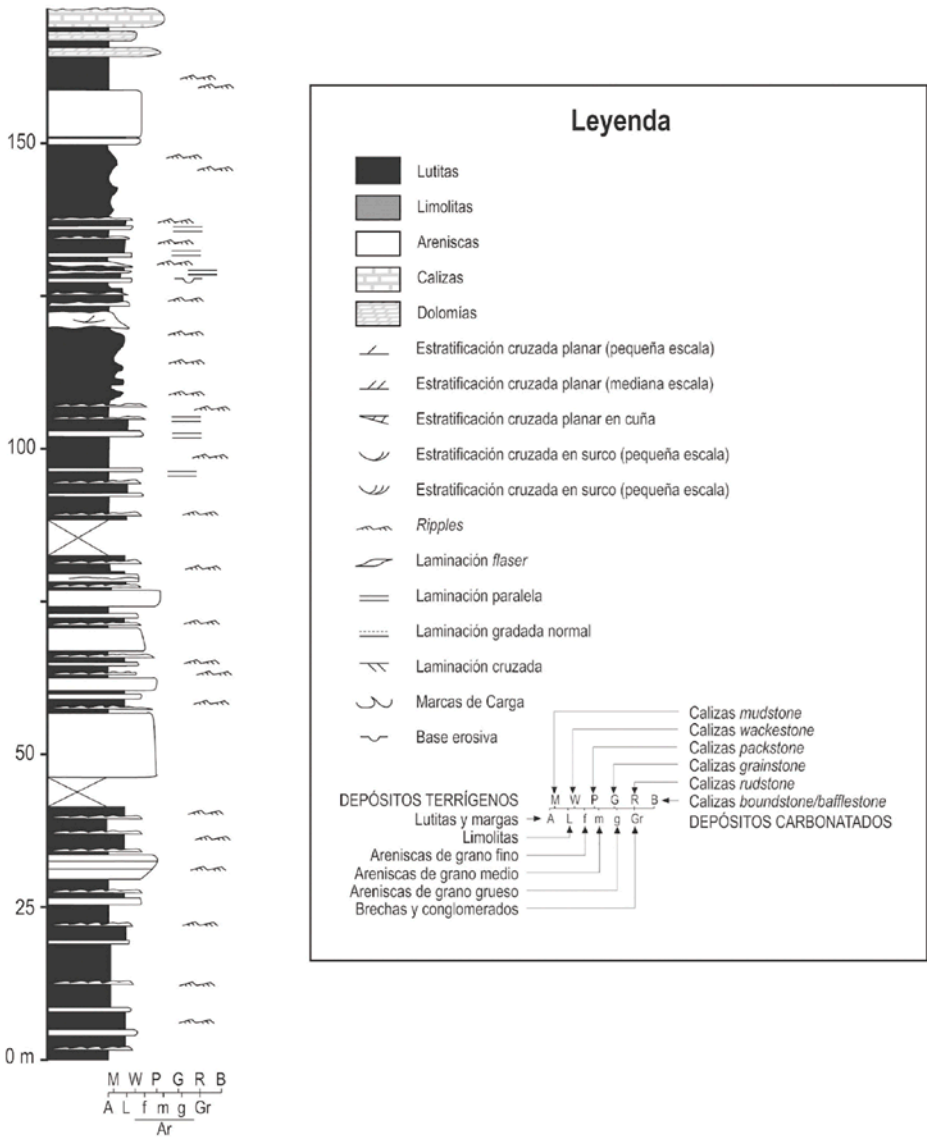


Figura 6. Columna estratigráfica de la Fm Furada en Peñaflores (Suárez de centi, 1988).

2.2.8. Grupo Rañeces. Calizas, dolomías, margas, lutitas y pizarras (10, 11, 12). Devónico Inferior. Pórfido intermedio-ácido (1)

El Grupo Rañeces está constituido por una sucesión de entre 400 y 600 m de espesor integrada principalmente por calizas bioclásticas, dolomías, margas, lutitas y algunas capas de areniscas. Fue introducido por Comte (1959), quien inicialmente lo denominó "Complejo de Rañeces", con el fin de definir una unidad estratigráfica fácilmente cartografiable. Incluye, de muro a techo, la Fm Nieva (o Calizas de Nieva), la Fm Bañugues (o Dolomías de Bañugues), la Fm La Ladrona (anteriormente Calizas y pizarras y de Ferroñes) y la Fm Aguión (o Calizas y margas de Aguión, anteriormente Calizas de Arnao), unidades definidas inicialmente por Barrois (1882) y redefinidas parcialmente por Zamarreño (1976), Radig (1962), Vera de la Puente (1989) y García-Alcalde, (1992). Sin embargo, estas unidades, que son fácilmente identificables en la costa cantábrica, resultan difíciles de reconocer y separar cartográficamente en el interior, lo cual, según García-Alcalde, *et al.*, (1979) justifica la conveniencia de utilizar la denominación de Grupo Rañeces para el conjunto de estas unidades.

En el mapa geológico de esta Hoja se ha representado el Grupo Rañeces como una sola unidad (12) en la Unidad de Somiedo, mientras que en la Unidad de La Sobía se han diferenciado las dos formaciones calcáreas inferiores (Nieva y Bañugues, 10), de las dos superiores (La Ladrona y Aguión, 11), con mayor proporción de lutitas y margas.

Este conjunto de unidades fue depositado en una rampa carbonata homoclinal desarrollada en condiciones climáticas tropicales cálidas (García-Alcalde *et al.*, 2002). Se reconocen sedimentos de ambientes que variaron entre llanura mareal, *lagoon*, barras (*shoals*) bioclásticas y zonas de rampa distal con depósitos de tormenta (Vera de la Puente, 1988; Keller, 1997). La Fm Nieva representa ambientes submareales abiertos frecuentemente expuestos a la acción de tormentas, mientras que las dolomías de la Fm Bañugues fueron acumuladas en extensas llanuras mareales desarrolladas en las áreas de rampa interna (Zamarreño, 1976). La Fm La Ladrona representa ambientes submareales más profundos, con intervalos de sedimentación terrígena que marcan las etapas de máxima profundización. En la Fm Aguión predominaron las condiciones submareales. El desarrollo local de biohermos (parches arrecifales) de estromatopóridos y corales tabulados tuvo lugar en áreas más someras y agitadas o coincidiendo con etapas de somerización, que localmente culminaron con el establecimiento de condiciones intermareales.

En la parte alta del Gp Rañeces, y casi en contacto con la Fm Moniello, aparece el único afloramiento de rocas ígneas cartografiado en el mapa (1). Se encuentra en la Escama de Belmonte, en la antigua carretera que une las localidades de Cornellana y Pravia. Este afloramiento fue cartografiado por MARTÍNEZ ÁLVAREZ *et al.* (1975) con geometría de sill. Las condiciones de afloramiento actuales no permiten ni corroborar ni precisar dicha geometría, por lo que se ha representado tal y como lo hicieron los mencionados autores.

Se trata de una roca ígnea de color claro y textura microporfidica que presenta una alteración muy importante. Solo se ha analizado de *visu*, por lo que no ha sido posible determinar con exactitud el tipo de minerales que la constituyen. Se pueden diferenciar las siguientes fases principales: matriz, feldspatos de tipo plagioclasa y minerales máficos (ferro-magnésicos). La matriz muestra un color amarillento, posiblemente derivado de alteración a arcillas de tipo caolinita-illita (¿sericita?). Los

minerales originales de esta matriz pudieron ser microlitos de feldespato (plagioclasa/feldespato potásico) y/o vidrio volcánico. Los fenocristales de feldespato presentan algunos zonados concéntricos por lo que probablemente se trate de plagioclasa. Los minerales máficos también se encuentran alterados (probablemente cloritizados) y podrían haber sido en origen biotita y/o anfíbol. En algunos casos muestran brillos, que podrían corresponder a alteraciones sericiticas. La textura microporfídica y la mineralogía estimada indica que estas rocas podrían ser clasificadas como pórfidos de composición intermedia-ácida con características subvolcánicas. Para confirmar esta clasificación sería necesario un estudio petrográfico y geoquímico.

2.2.8.1. *Formación Nieva. Calizas grises y amarillentas, margas y pizarras. Formación Bañugues. Dolomías gris oscuro, margas pardo-amarillentas y pizarras. (10). Devónico (Lochkoviense - Emsiense)*

La **Fm Nieva** (Lochkoviense-Pragiense) está compuesta por hasta 200 m de calizas bioclásticas (a veces dolomitizadas) en capas potentes, que alternan con calizas margosas oscuras intensamente bioturbadas. Entre estas facies localmente se reconocen estratos lenticulares de limolitas con estratificación cruzada *hummocky* y acumulaciones residuales (*lags*) con abundantes cantos de fosfatos y restos de peces. En el techo de la unidad a veces se reconocen pequeños biostromos de corales tabulados. Estos depósitos lateralmente (hacia el este y el sur) y verticalmente son reemplazados por la Fm Bañugues. El límite Lochkoviense-Pragiense se sitúa dentro de esta unidad (Radig, 1962; Arbizu, 1972; Julivert *et al.*, 1973; Truyols *et al.*, 1990).

La **Fm Bañugues** (Pragiense-Emsiense basal) está formada por 150-200 m (excepcionalmente hasta 400 m al occidente del Cabo Peñas) de dolomías, y calizas bioclásticas dolomitizadas. Presenta abundantes estructuras sedimentarias características de ambientes inter- y supramareales, como laminaciones criptoalgales, estromatolitos, porosidad fenestral, *mudcracks*, brechas intraformacionales y moldes de yesos intersticiales.

2.2.8.2. *Formación La Ladróna. Pizarras y margas rojas, calizas encriníticas y margas. Formación Aguión. Calizas encriníticas rojas y grises, calizas margosas rojas y pizarras. (11). Devónico (Emsiense - Emsiense superior)*

La **Fm La Ladróna** (Emsiense) presenta un espesor de 100 a 140 m. Está constituida por calizas margosas muy fosilíferas, frecuentemente con estratificación cruzada *hummocky*, que alternan con lutitas grises oscuras. Éstas últimas son más abundantes hacia la base y el techo de la unidad. Internamente se reconocen ciclos grano y estratocrecientes de escala decamétrica. Los braquiópodos, crinoideos, trilobites, corales tabulados y rugosos, y briozoos son abundantes en las calizas, mientras que los niveles lutíticos contienen abundantes ostrácodos.

La **Fm Aguión** (Emsiense superior) está formada por unos 200 m de calizas encriníticas muy fosilíferas de colores rojizos, margas grises oscuras y lutitas grises. Las calizas contienen además abundantes briozoos, braquiópodos, corales tabulados y rugosos, y estromatopóridos. Los corales y estromatopóridos dan lugar frecuentemente a biostromos y pequeños parches arrecifales. Hacia el techo de la unidad se observan localmente intervalos de calizas *mudstone* margosas con *mudcracks* y delgadas intercalaciones dolomíticas.

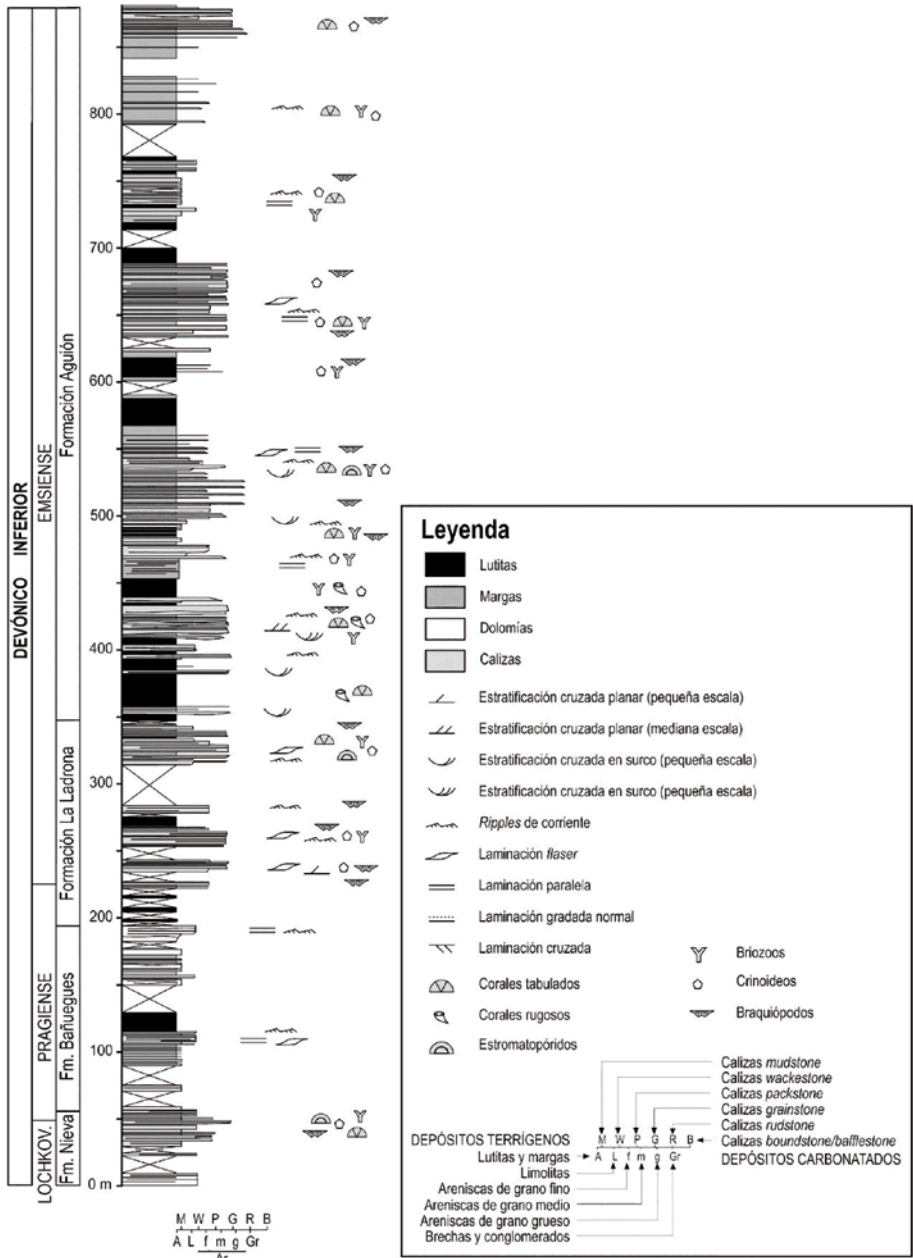


Figura 7. Columna estratigráfica del Gp. Rañeces en La Cabruñana (Vera de la Puente, 1988).

2.2.9. Formación Moniello. Calizas con “birdeseyes” y margo-calizas. Unidad de la Sobia; calizas, calizas margosas, pizarras y margas. Escama de Tameza; calizas fosilíferas, calizas margosas y pizarras. Escama de Belmonte. (13) . Devónico Inferior (Emsiense) - Medio (Eifeliense)

La Fm Moniello, definida por Barrois (1882) en la rama septentrional de la Zona Cantábrica, se encuentra ampliamente representada en la Hoja. Se trata de una formación calcárea que presenta una notable diversidad de facies. Su espesor total oscila entre 220 y 310 m. Su estratigrafía y sedimentología han sido extensamente estudiadas por Méndez-Bedia (1971, 1976), quien diferencia dentro de ella tres miembros. Esta autora además ha distinguido tres tipos de sucesiones, a las que denomina “Ensenada de Moniello”, “San Pedro” y “Las Ventas”, y que caracterizan, respectivamente, la Escama de Belmonte, la Escama de Tameza y la Unidad de La Sobia (Figs. 8 y 9).

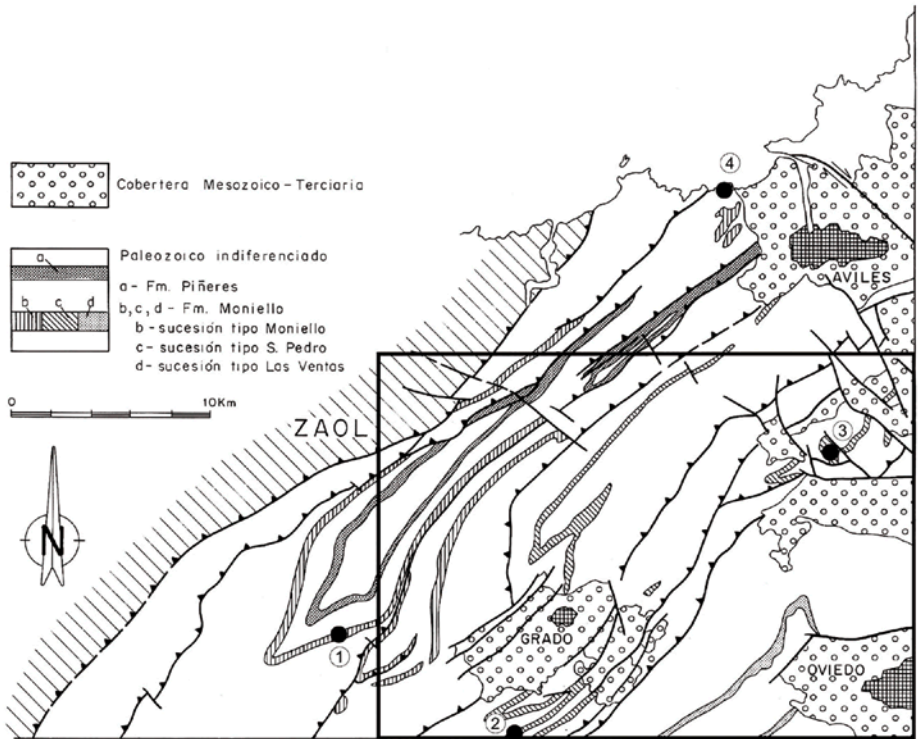


Figura 8. Esquema geológico del NO de la Región de Pliegues y Mantos mostrando los afloramientos de los distintos tipos de sucesiones de la Fm Moniello diferenciados por Méndez-Bedia, 1976. 1: Sección de La Planadera; 2: Sección de San Pedro; 3: Sección de Les Areñas; 4: Sección de Arnao. (Modificado de Alonso et al., 1991)

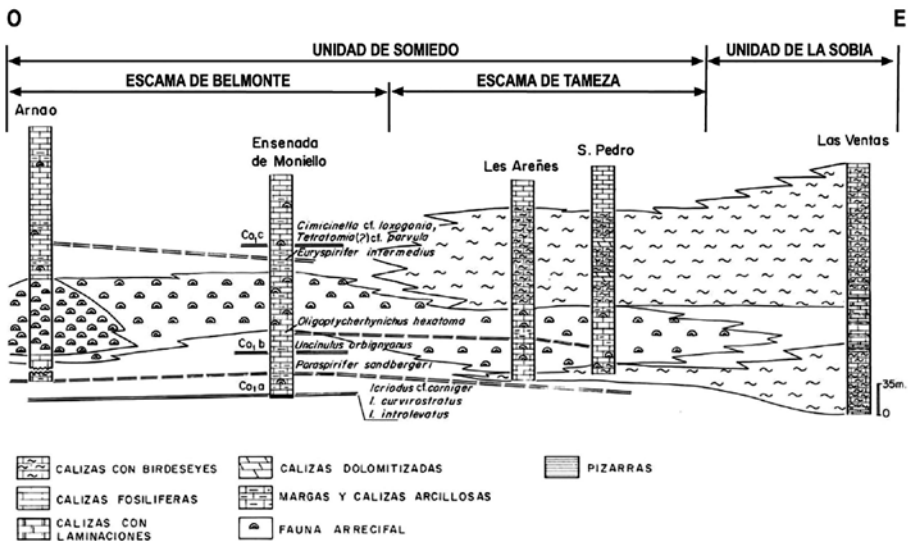


Figura 9. Correlación de los diferentes tipos de sucesiones de la Fm Moniello en un corte E-O de la Región de Pliegues y Mantos (Méndez-Bedia, 1976).

En la Escama de Belmonte (sucesión tipo Ensenada de Moniello) la Fm Moniello está constituida por calizas fosilíferas, a veces margosas, con algunas capas de lutitas intercaladas. Los tres miembros se distinguen por su contenido paleontológico. El miembro inferior presenta gran abundancia de braquiópodos. En el miembro medio, predominan las calizas masivas con corales y estromatopóridos. El miembro superior está formado por calizas bien estratificadas con abundantes braquiópodos y briozoos; gran parte de esta fauna se encuentra silicificada.

En la Escama de Tameza (sucesión tipo San Pedro) el miembro inferior está constituido por calizas margosas alternando con niveles de lutitas y margas; estas rocas presentan una fauna arrecifal abundante (estromatopóridos y tetracoralarios), braquiópodos y crinoideos. El miembro medio está constituido por calizas grises con porosidad fenestral entre las que se intercalan algunos tramos rojizos; su contenido paleontológico es escaso, existiendo principalmente algunos microfósiles (ostrácodos y calcisferas) y algún nivel con gasterópodos. El miembro superior está constituido por calizas muy fosilíferas con corales, crinoideos, braquiópodos, briozoos y estromatopóridos, entre las que se intercalan algunas lutitas (Figs. 10.1, 10.2 y 10.3).

En la Unidad de La Sobia (sucesión tipo Las Ventas) los miembros inferior y superior están constituidos principalmente por calizas con porosidad fenestral, a veces laminadas y con mudcracks, y con algunos niveles rojizos (estos últimos en el miembro superior). El contenido paleontológico es escaso, existiendo algo de microfauna (calcisferas y ostrácodos). El miembro medio presenta una naturaleza margoso-calcárea y un mayor contenido paleontológico que los anteriores; en él abundan sobre todo los corales tabulados, tetracoralarios y ostrácodos.

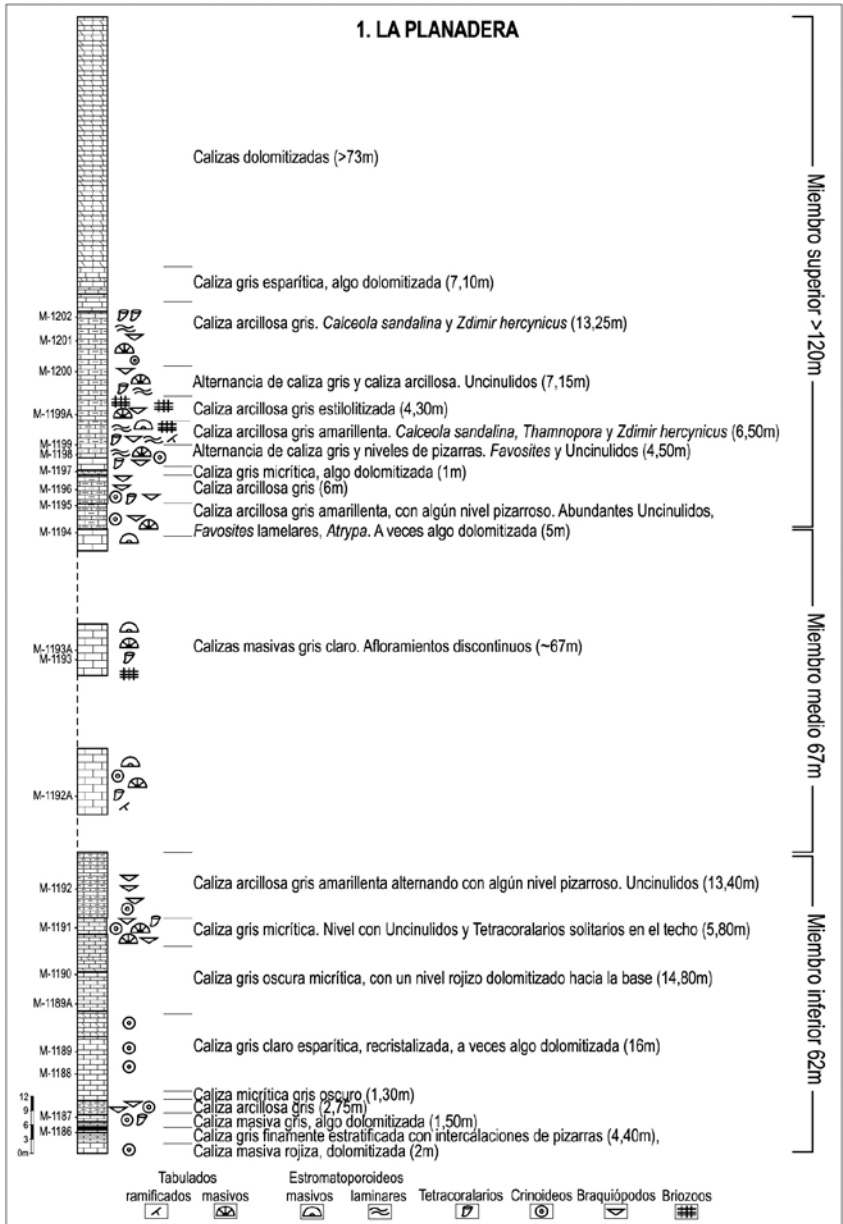


Figura 10.1 Columna estratigráfica de la Fm Moniello correspondiente a la sección de La Planadera (1), en el flanco oriental del Sinclinal de Villazón (Escama de Belmonte) en la Escama de Tameza (Méndez-Bedia, 1976). Ver situación en la Fig. 8.

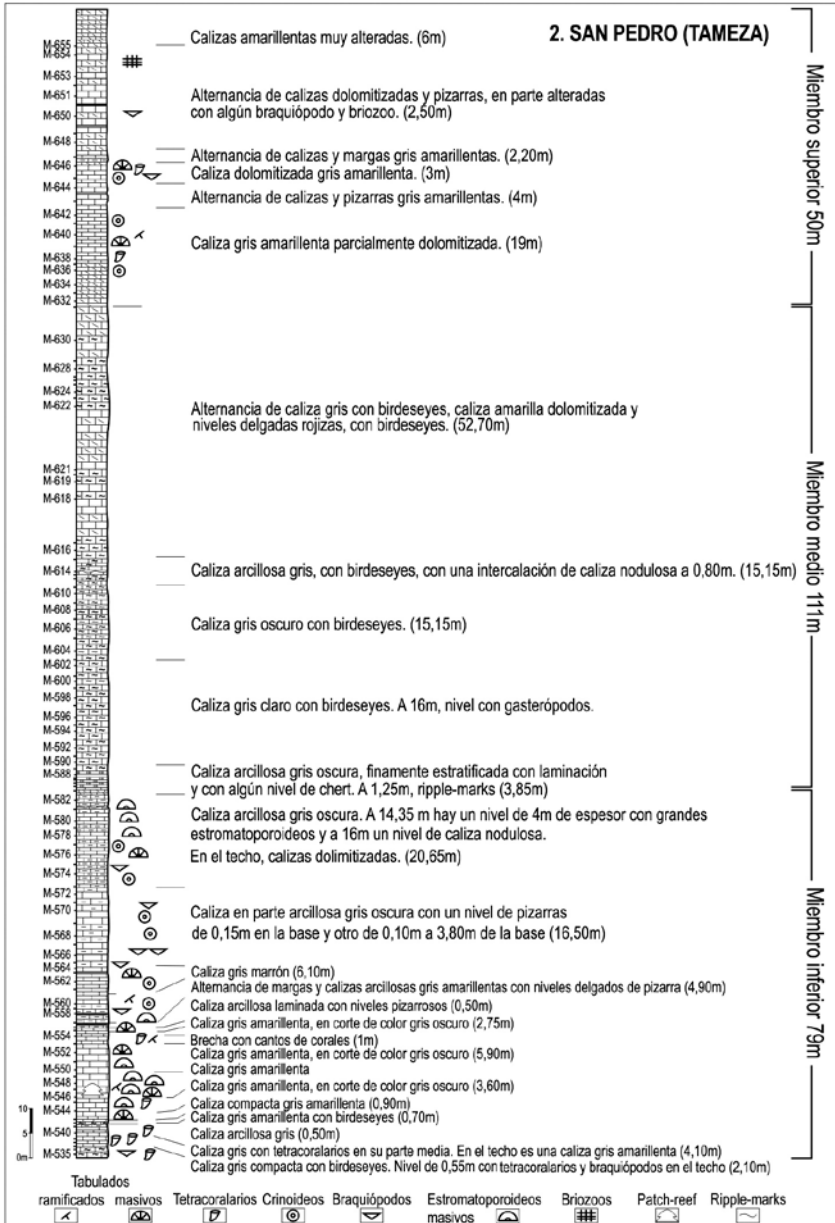


Figura 10.2 Columna estratigráfica de la Fm Moniello correspondientes a las sección de San Pedro (2), en la Escama de Tameza (Méndez-Bedia, 1976). Ver situación en la Fig. 8.

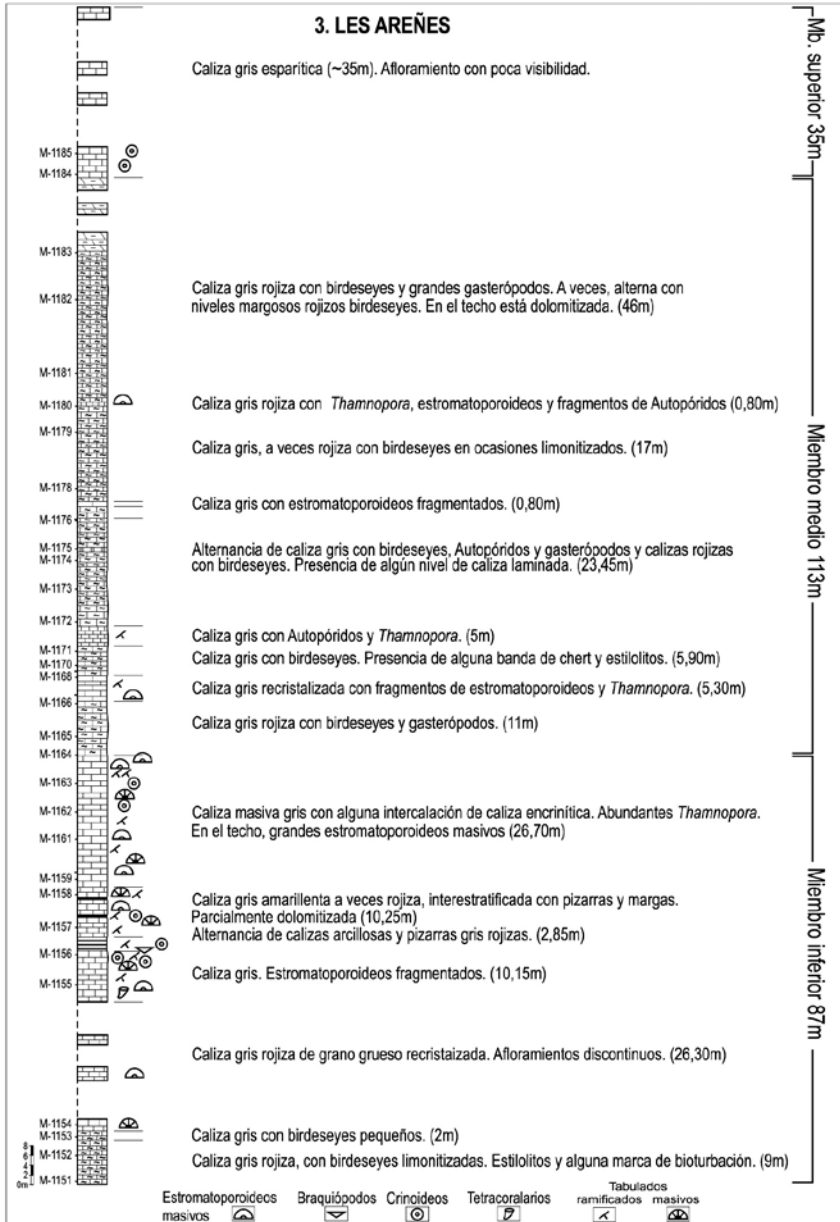


Figura 10.3 Columna estratigráfica de la Fm Moniello correspondientes a la sección Les Areñes (3), en la Escama de Tameza (Méndez-Bedia, 1976). Ver situación en la Fig. 8.

Los abundantes fósiles que contiene esta formación permiten asignarle una edad principalmente Emsiense, si bien cerca del techo llega a ser Eifeliense. El límite Emsiense-Eifeliense viene marcado por la base de la biozona de *Polignatus costatus partitus*, que no ha sido hallado en este dominio, aunque la presencia de otros conodontos propios de la misma biozona, y de braquiópodos de los géneros *Arduspirifer* y *Paraspirifer* permite localizarlo en el miembro superior (Arbizu *et al.*, 1979; García-Alcalde *et al.*, 1979).

Los depósitos de la Fm Moniello fueron acumulados en una extensa plataforma carbonatada, probablemente correspondiente a una rampa homoclinal, cuyas zonas más someras se situaban en la parte interna del Arco Astúrico (Aramburu *et al.*, 2004). En la parte occidental (Escamas de Belmonte y Tameza) predominaron los ambientes submareales abiertos con importante desarrollo arrecifal (Méndez-Bedia, *et al.*, 1994; Aramburu *et al.*, 2004). En la Unidad de La Sobia, los miembros inferior y superior registran el desarrollo de extensas llanuras mareales en ambientes perilitorales y, localmente, de lagoon en áreas de plataforma interna (de Coó *et al.*, 1974; Méndez-Bedia, 1976); en cambio, el miembro medio está formado por depósitos submareales.

2.2.10. Formación Naranco. Areniscas rojo oscuro y pizarras (14). Devónico Medio

Fue definida por Adaro y Junquera (1916) y es equivalente a la "Arenisca de *Gosseletia*" de Barrois (1882). Se trata de una unidad de carácter esencialmente siliciclástico, constituida por areniscas, frecuentemente ferruginosas, con intercalaciones de lutitas y algunas calizas bioclásticas y dolomías. Dentro del área de esta Hoja su espesor aumenta hacia el este, y oscila entre 200 y 370 m.

El tramo inferior de la formación (de unos 100 m de espesor) está constituido por areniscas de tonos grises y rojo oscuros, con frecuentes estructuras tractivas (estratificaciones cruzadas, laminación paralela y de *ripples*), formando paquetes de espesor métrico a decamétrico separados por intervalos de lutitas oscuras (ver García-Ramos, 1984, para una descripción más detallada). Sobre este tramo existe una alternancia de areniscas con frecuentes estructuras tractivas y erosivas, y lutitas (menos abundantes), que supera normalmente los 100 m de potencia. En la parte superior suele aparecer un tramo predominantemente lutítico con escasas intercalaciones de areniscas y limolitas. Este último tramo está culminado por un paquete de areniscas carbonatadas, dolomías y calizas arenosas (Fig. 11). Localmente, dentro de la Fm Naranco, son frecuentes los nódulos y costras de siderita y los oolitos hematíticos y cloríticos.

Entre estos depósitos pueden aparecer niveles con fauna marina fósil. Principalmente braquiópodos, corales solitarios y tabulados, briozoos, equinodermos, crinoideos, tentaculítidos, ostrácodos, gasterópodos, lamelibranquios, conodontos y trilobites. Esta fauna permite asignar a la formación una edad Eifeliense-Givetiense (García-Alcaldey Arbizu, 1976; García-Alcaldey Soto, 1999).

Los depósitos de esta formación fueron acumulados en una extensa plataforma siliciclástica con ambientes progresivamente más someros hacia el este y nordeste (García-Ramos, 1978, 1984). Inicialmente (parte inferior de la formación), la plataforma recibía importantes aportes

desde áreas litorales situadas hacia el este y/o el nordeste, y estaba afectada por intensas corrientes, frecuentemente de origen marea, cuya acción dio lugar al desarrollo de barras arenosas dispuestas paralelamente a la costa, que migraron hacia ella (García-Ramos, 1978). Progresivamente se registra una significativa reducción de las condiciones energéticas (probablemente en relación con un aumento de la batimetría) y una notable reducción de los aportes. Esto da lugar al depósito de los sedimentos lutíticos que caracterizan el tramo superior de la formación, en ambientes tranquilos y relativamente profundos.

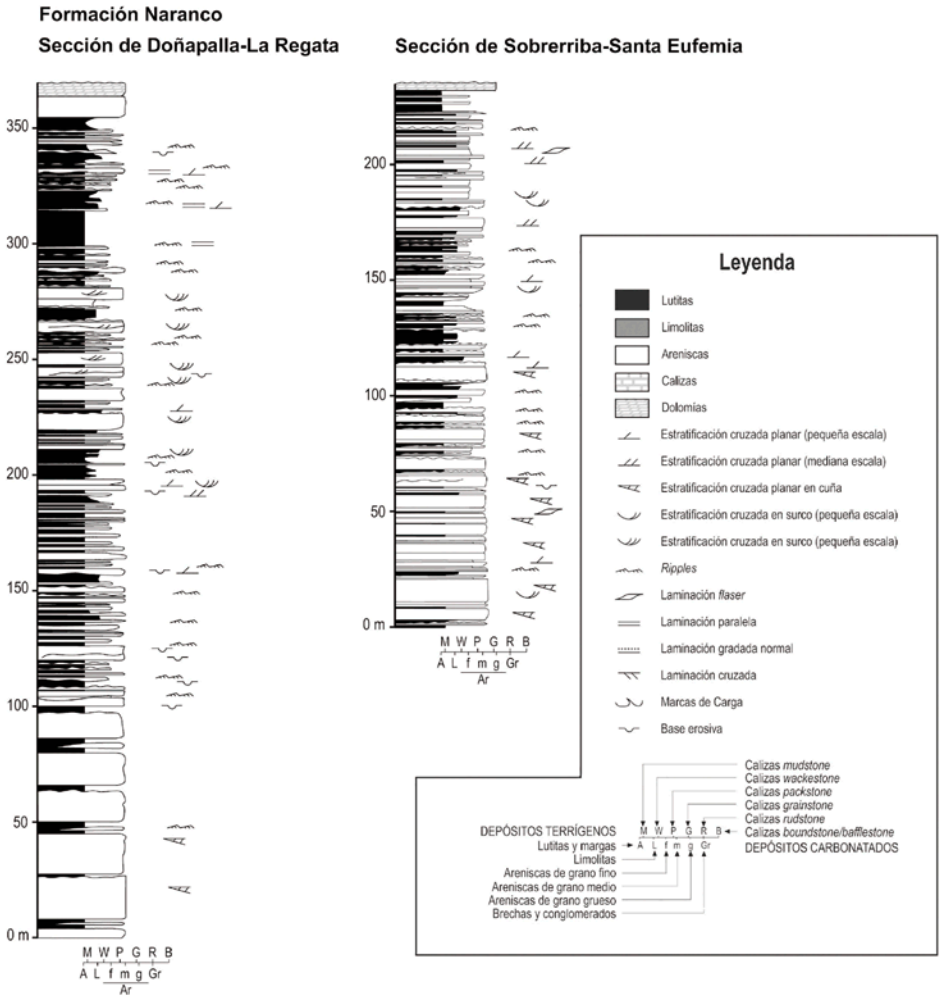


Figura 11. Columnas estratigráficas de la Fm Naranco en las secciones de Doñapalla-La Regata (al este de Pravia) y Sobrerriba-Santa Eufemia (al sur de Cornellana) (García-Ramos, 1984).

2.2.11. Formación Candás. Calizas masivas arrecifales, calizas dolomíticas y arenosas, pizarras y margas (15). Devónico Medio (Givetiense) - Superior (Frasniense)

La Fm Candás (Caliza de Candás, Barrois, 1882) alcanza espesores comprendidos entre 100 y 200 m. Está formada por calizas bioclásticas con texturas variables (desde *mudstone* a *grains-tone*), calizas *boundstone* de estromatopóridos y corales, calizas *grainstone* oolíticas, calizas arenosas, margas, lutitas y areniscas muy fosilíferas. Contiene faunas marinas fósiles ricas en corales rugosos y tabulados, braquiópodos, estromatopóridos lamelares, briozoos, crinoideos, lamelibranquios. Los datos bioestratigráficos indican una edad Givetiense a Frasnense basal (García-Alcalde *et al.*, 2002; Aramburu *et al.*, 2004).

Su depósito tuvo lugar en una rampa carbonatada inclinada hacia el oeste. En ella predominaron los ambientes submareales, diferenciándose un *lagoon* somero flanqueado por un cinturón arrecifal. Hacia el occidente, estos ambientes pasaron lateralmente a un cinturón de arenas carbonatadas (*shoal*), y estas a su vez a margas y lutitas de plataforma externa (Reijers, 1972; Fernández *et al.*, 1997).

2.2.12. Formación Piñeres. Areniscas ferruginosas y cuarcíticas blancas (16). Devónico Superior (Frasniense – Fameniense)

Esta formación fue definida por Comte (1936) como "Areniscas Culminantes de Candás". Posteriormente, de Sitter (1949) la denominó "Arenisca de Candás", nombre que ha sido frecuentemente utilizado para el sector NO de la Zona Cantábrica (Truyols y Julivert, 1976; Julivert *et al.*, 1983). Sin embargo, Radig (1962), para evitar confusiones con el nombre de la formación subyacente, propuso el nombre de "Areniscas de Piñeres", término que finalmente ha prevalecido.

A techo de esta formación se sitúa una discordancia erosiva de bajo ángulo que, hacia el este, corta progresivamente a intervalos más antiguos de la sucesión devónica (Fig. 12). Como consecuencia de ello, su espesor disminuye en dirección transversal a las estructuras tectónicas, de ONO a ESE. Dentro del área de la Hoja sólo se encuentra presente en la Escama de Belmonte, y alcanza los mayores espesores en el flanco occidental del Sinclinal de Villazón. Al oeste de Cornellana, ya fuera de la Hoja, el espesor es de aproximadamente 310 m (Colmenero Navarro, 1984).

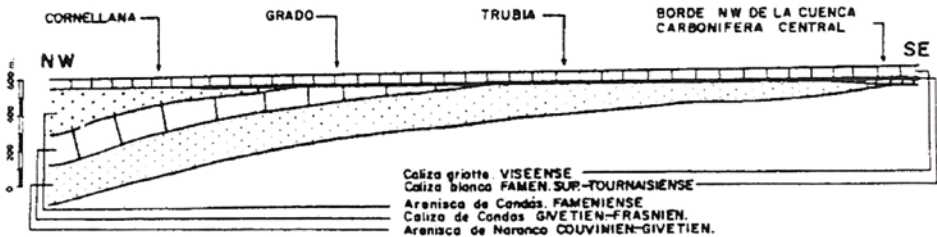


Figura 12. Esquema de distribución de las sucesiones de edad Devónico Superior y Tournaisiense-Viseense en la Región de Pliegues y Mantos (Pello, 1968).

La Fm Piñeres está constituida principalmente por areniscas ferruginosas (hacia la base) y cuarcíticas (a veces microconglomeráticas) blancas, ordenadas en tramos potentes de espesor decamétrico que están separados por intervalos predominantemente lutíticos de espesor métrico. Las areniscas suelen mostrar estructuras tractivas como estratificaciones cruzadas, laminación paralela y de *ripples* (Fig. 13). Localmente existen intervalos carbonatados que generalmente han sido descritos hacia la base de la formación y, sobre todo, hacia su techo, donde son comunes las bioconstrucciones de corales. Normalmente en estos intervalos calcáreos existen niveles con abundantes crinoideos, briozoos, equinodermos, lamelibranquios, corales, ostrácodos y tentaculites, así como horizontes con abundante bioturbación (*Zoophycos*, entre otros icnogéneros).

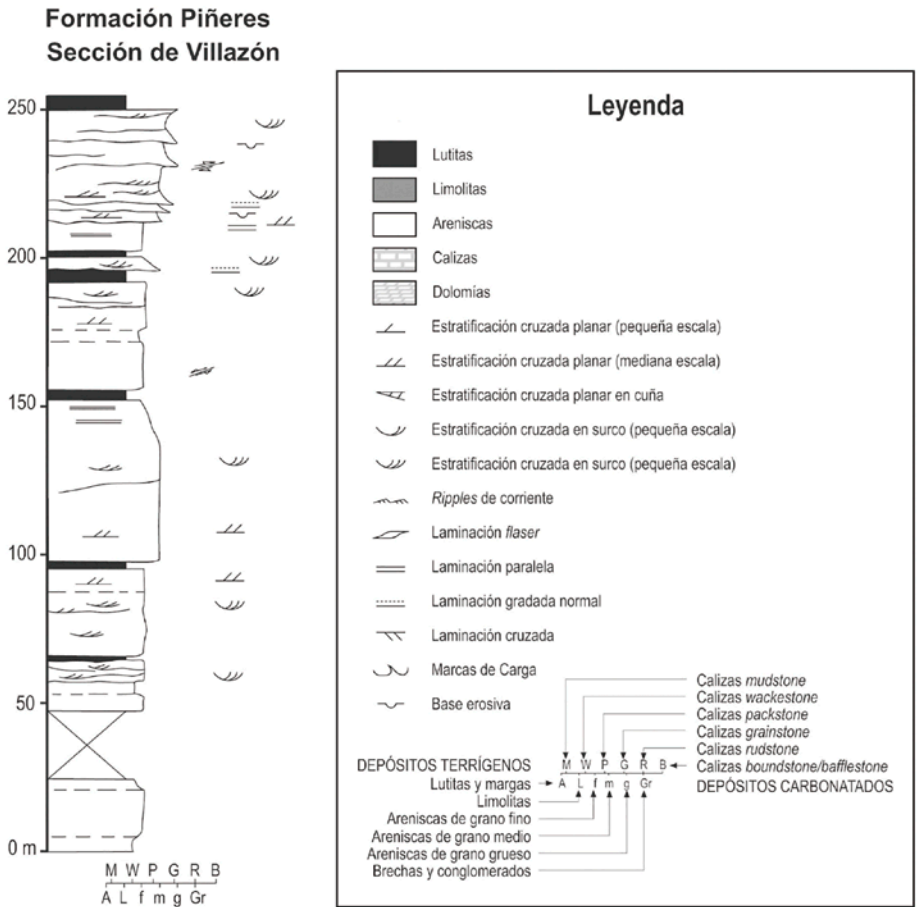


Figura 13. Columna estratigráfica de la Fm Piñeres en la sección de Villazón, al oeste de esta Hoja (Colmenero Navarro, 1984).

La fauna de conodontos encontrada en su parte basal, al sureste de Cabo Peñas (fuera del área de la Hoja) indica una edad Frasnense basal (Truyols *et al.*, 1990). En la citada zona, en los niveles calcáreos superiores se han descrito también asociaciones de corales (Altevogt, 1963) y conodontos (Adrichem Boogaert, 1967) representativas de la parte más alta del Frasnense. Incluso algunos autores sugieren que la parte superior de la formación puede llegar a ser Famenense (Julivert *et al.*, 1973, 1977; Truyols *et al.*, 1990), aunque no existen aún pruebas paleontológicas que confirmen esta hipótesis.

El depósito tuvo lugar en una plataforma marina somera con batimetrías cada vez mayores hacia el oeste, y con sedimentación predominantemente siliciclástica en ambientes sublitorales (plataforma externa), litorales de alta energía, mareales y, localmente, fluviales (García-Ramos y Colmenero, 1981; Colmenero Navarro, 1984). La plataforma estaría alimentada por los aportes transportados por sistemas fluviales desde áreas fuente situadas hacia el este (Umbral Cántabro-Ibérico). Los procesos hidrodinámicos (corrientes mareales, litorales y el oleaje) dieron lugar a la diferenciación de una zona proximal (plataforma interna), más somera y de mayor energía, caracterizada por el depósito de sedimentos arenosos; de una zona distal (plataforma externa) con sedimentación lutítica y escasos depósitos tractivos. Los elevados aportes terrígenos causaron una drástica reducción de la extensión de las áreas con sedimentación carbonatada. Ésta tuvo lugar de forma local en ámbitos más restringidos. En ellos se produjo la colonización del fondo marino por organismos que dieron lugar a depósitos bioclásticos (calcáreos) formando barras y rellenos de canales que se intercalaban con margas y lutitas, y pequeños biohermos de corales.

2.2.13. Formaciones Candamo y Alba. Calizas blancas bioclásticas; calizas nodulosas rojas. (17). Devónico Superior (Famenense) – Carbonífero (Misisípico)

El tránsito Devónico-Carbonífero y el Carbonífero inferior están representados en toda la Zona Cantábrica por una sucesión condensada, con un espesor de 35 a 40 m. En el área correspondiente a esta Hoja, la sucesión existente es asimilable a las secciones de tipo “Enrago” (Truyols y Sánchez de Posada, 1983) que caracterizan los afloramientos más septentrionales de la Unidad de La Sobia. En ellos, sobre las areniscas rojizas de la Fm Naranco (Devónico Superior) se disponen en paraconformidad las calizas de las formaciones Candamo y Alba. En la Unidad de Somiedo, en cambio, estas dos formaciones aparecen dispuestas sobre la Fm Candás en la Escama de Tameza, y sobre la Fm Piñeres en la Escama de Belmonte, a causa de la discordancia erosiva de bajo ángulo situada en su base (Fig. 12).

La **Fm Candamo** fue definida por Pello (1968, 1972) en el NO de la Zona Cantábrica. En la parte leonesa ha sido denominada también Fm Baleas (Wagner *et al.*, 1971) y “Ermita Limestone” (Raven, 1983). Constituye un nivel bastante continuo con espesores comprendidos entre 2 y 9 m. Está formada por calizas bioclásticas con texturas *grainstone* a *wackestone*, a veces encriníticas y con briozoos y braquiópodos; tienen colores claros (blancas o grises) y presentan abundantes superficies estilolíticas. Aparecen en ellas granos de cuarzo y de glauconita en proporciones variables. (Fig. 14).

Cronológicamente, este nivel representa el tránsito Devónico-Carbonífero (Sánchez de Posada *et al.*, 1990). Las faunas de conodontos estudiadas por van Adrichem Boogaert (1967) indican

una edad Fameniense superior-Tournaisiense inferior. En un estudio que abarca gran parte de la Zona Cantábrica, García-Alcalde y Menéndez Álvarez (1988) sitúan el límite Devónico-Carbonífero en la parte más alta de esta formación.

La Fm Candamo fue depositada en ambientes someros y bien oxigenados de una plataforma carbonatada (Sánchez de la Torre, *et al.*, 1983).

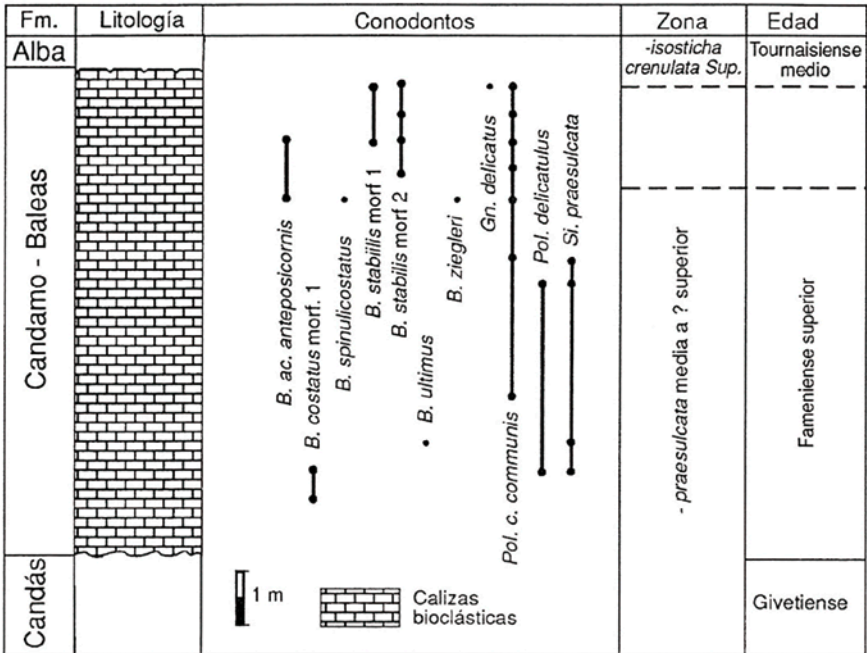


Figura 14. Columna estratigráfica de la Fm Candamo en las inmediaciones de la localidad de El Torno, al SO de Grado (García-Alcalde y Menéndez Álvarez, 1988).

La Fm Alba fue descrita originalmente con el nombre de "Caliza Griotte" por Barrois (1882) en Puente de Alba (León). El nombre de esta localidad fue después utilizado por Comte (1959), quien denomina a esta unidad "Griotte de Puente de Alba", y por van Ginkel (1965), que usa el término de "Formación Alba". Posteriormente, Wagner *et al.* (1971) se refirieron a ella como Fm Genicera, si bien esta denominación ha sido abandonada.

Su espesor es del orden de los 25-30 m (Julivert *et al.*, 1973) y su gran continuidad a lo largo de toda la Zona Cantábrica hace que sea un excelente nivel guía. Está constituida por calizas *mudstone* a *wackestone* nodulosas, con abundante fauna pelágica (goniatites, conodontos, etc.) y escasos organismos bentónicos. Estas calizas tienen una típica coloración rojiza o rosada que desaparece progresivamente hacia el techo, donde muestra un tránsito gradual con la Fm Barcaliente. En su parte inferior existe un tramo de espesor variable de *cherts* rojos (radiolaritas)

con intercalaciones lutíticas de ese mismo color. Su edad es bien conocida gracias a las faunas de conodontos y de goniatítidos existentes en su parte superior. Teniendo en cuenta diversos datos previos (Barrois, 1882; Delépine, 1943; Kullman, 1962; Wagner Gentis, 1963; van Adrichem Boogaert, 1967), Truyols (1983) considera que abarca el Tournaisiense superior, el Viseense y parte del Namuriense A (Arnsbergiense).

Esta formación ha sido interpretada como una unidad condensada acumulada en ambientes profundos (probablemente con profundidades que excedieron los 100 m) y bien oxigenados, dentro de una extensa plataforma pelágica con taludes de pendientes muy suaves (Sánchez de la Torre *et al.*, 1983; Colmenero *et al.*, 2002).

2.2.14. Formación Barcaliente. Calizas oscuras tableadas y laminadas (18). Carbonífero. Misísipico Superior (Serpukhoviense) - Pensilvánico Inferior (Bashkiriense)

Se ha aplicado tradicionalmente la denominación "Caliza de Montaña" a la sucesión calcárea situada sobre la Fm Alba. Esta sucesión fue dividida en dos unidades litoestratigráficas definidas formalmente por Wagner *et al.* (1971), en la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica, con los nombres de Fm Barcaliente y Fm Valdeteja. Inicialmente se admitía que este tipo de sucesión con dos formaciones estaba restringido al extremo oriental de la Unidad de Bodón, a los Picos de Europa y al extremo nororiental del Manto del Ponga (Julivert, 1983), suponiéndose que en el resto de la Zona Cantábrica la Caliza de Montaña presentaba facies comparables a las de la Fm Barcaliente. Sin embargo, también en otras áreas de la Zona Cantábrica, y, en particular, en el área de la presente Hoja, se ha constatado la presencia de facies características de las dos formaciones citadas (Martínez-Álvarez *et al.*, 1975; Martínez Cienfuegos y Rodríguez Fernández, 1986; Bastida y Castro, 1988).

La Fm Barcaliente alcanza en esta Hoja espesores comprendidos entre 300 y 400 m en la Unidad de La Sobia y en la Escama de Tameza, pero su espesor se reduce de forma notable en la Escama de Belmonte, donde se estima en unos 70-100 m. Está constituida esencialmente por calizas microesparíticas y calizas *mudstone* oscuras finamente laminadas, con abundante materia orgánica y un olor fétido. Se disponen en estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico. Su contenido en fósiles es muy pobre, reduciéndose a ostrácodos, calcisferas, radiolarios, y macrofauna muy escasa y dispersa, que aparece principalmente en los tramos superiores e incluye crinoideos, bivalvos de conchas delgadas y braquiópodos sin valor cronoeestratigráfico (Winkler Prins, 1968). El techo de la formación en la Escama de Belmonte coincide con la base de los depósitos siliciclásticos namurienses suprayacentes. La edad de esta formación (sensu Eichmüller, 1985, 1986) es Namuriense A (Arnsbergiense-Alportiense ?) (Kullman, 1962; Wagner Gentis, 1963; Wagner *et al.*, 1971; Julivert *et al.*, 1973).

El ambiente de depósito de la Fm Barcaliente ha sido interpretado por Eichmüller y Seibert (1984), a partir de datos previos (González-Lastra, 1978; Hemleben y Reuther, 1980; Sánchez de la Torre *et al.*, 1983), como una plataforma carbonatada con un extenso *lagoon* somero, restringido e hipersalino, con precipitación de evaporitas, y bordeado por un talud o rampa de escasa pendiente. Hacia el oeste, estos ambientes pasarían a zonas de talud y cuenca submarina profunda con sedimentación turbidítica, siliciclástica y carbonatada. No obstante, las características sedimentológicas de las calizas que forman esta unidad apuntan a un depósito en fondos marinos de muy baja

energía y relativamente profundos (situados por debajo del nivel de base de olas de tormenta) pobremente oxigenados o anóxicos. Esta larga anoxia que afectó al fondo marino en la mayoría de la Zona Cantábrica fue probablemente favorecida por la existencia de una estratificación vertical de las aguas marinas con desarrollo de una masa de agua más profunda y con mayores salinidades.

2.2.15. Formación Valdeteja. Calizas grises claras masivas (19). Carbonífero. Pensilvánico Inferior (Bashkiriense)

La Fm Valdeteja (Wagner *et al.*, 1971) consta de calizas grises, a veces margosas, y margas con un amplio abanico de facies. Dentro del área de esta Hoja la Fm Valdeteja solo está representada en las Unidades de La Sobia y Aramo, donde alcanza un espesor máximo de 1100 m. Eichmüller (1985, 1986) describe la presencia de facies someras como calizas *boundstone* (de algas y, más raramente, de corales) y calizas *mudstone* a *grainstone* bioclásticas, oolíticas y peloidales. Lateralmente, estas litologías pasan a facies submareales más profundas y de talud. Entre ellas son comunes las calizas *mudstone-wackestone* espiculíticas con frecuentes estructuras de deformación sinsedimentaria que fueron tradicionalmente asignadas a la Fm Barcaliente. Internamente se reconocen varias discontinuidades intraformacionales de gran extensión, localmente cubiertas por depósitos terrígenos (Eichmüller, 1985; Fernández, 1990, 1993), que permiten diferenciar en la Fm Valdeteja en las Unidades de La Sobia-Bodón y del Aramo, cinco episodios de sedimentación carbonatada (Episodios Valdeteja 1 a 5, Fernández, 1990, 1993; Fernández *et al.*, 2004). La extensión de cada uno de estos episodios de la Fm Valdeteja se va reduciendo con el tiempo, observándose un progresivo desplazamiento de las áreas de sedimentación carbonatada hacia el interior de la Zona Cantábrica. De este modo, en la Unidad de Somiedo-Correcilla, sobre las calizas de Valdeteja 1, 2 y/o 3 se superponen sedimentos terrígenos de la Fm San Emiliano lateralmente equivalentes a Valdeteja 3, 4 y 5. En cambio, en las unidades de La Sobia-Bodón y del Aramo normalmente se encuentran las sucesiones carbonatadas de la Fm Valdeteja más completas.

Su edad, establecida fundamentalmente a partir de datos de foraminíferos, es muy variable a causa de la diaconia de su techo. La edad de su base es Bashkiriense inferior (Horizonte Krasnopolsky, Namuriense B), mientras que la edad de su techo varía desde Bashkiriense inferior (parte alta o techo de la zona de Millerella, Eichmüller, 1985) a Bashkiriense superior-Moscoviense basal (Westfaliense A). Fernández (1990) establece la edad de los 5 Episodios reconocidos dentro de la formación a partir de numerosos datos bioestratigráficos, incluyendo datos publicados previamente por otros autores: Valdeteja 1 y 2 abarcarían el Horizonte Krasnopolsky (Bashkiriense inferior, con el límite entre ambos episodios situado en la parte alta o techo de la zona de Millerella, Eichmüller, 1985); Valdeteja 3 correspondería a los Horizontes Severokeltmensky y Prikamsky del Bashkiriense inferior); Valdeteja 4 abarcaría principalmente el Horizonte Cheremshansky, Bashkiriense superior); y Valdeteja 5, el Horizonte Melekessky (Bashkiriense superior), pudiendo su techo llegar al Moscoviense basal.

En el sinclinal del Naranco, en el techo de la Fm Valdeteja la fauna de foraminíferos indica una edad Bashkiriense inferior (Horizonte de Prikamsky) o incluso la parte basal del Bashkiriense superior (Horizonte Cheremshansky) (Martínez Cienfuegos *et al.*, 1986). Este hecho indica que en la parte de la Unidad de La Sobia incluida dentro de la Hoja de Grado están representados los Episodios Valdeteja 1, 2 y 3, y quizá la parte basal del 4.

Eichmüller (1985, 1986) y Fernández (1990, 1993) interpretan la Fm Valdeteja como un conjunto de plataformas carbonatadas elevadas sobre áreas de cuenca o plataforma siliciclástica adyacentes y más profundas. La instalación de estas plataformas carbonatadas tuvo lugar después de un episodio de inestabilidad que provocó un rápido y notable descenso relativo del nivel del mar que afectó a la Fm Barcaliente. De acuerdo con Fernández (1990, 1993) y Fernández *et al.* (2004), este episodio de inestabilidad y la diferenciación en la cuenca de las áreas elevadas donde se nucleó la Fm Valdeteja fue probablemente provocado por la propagación de cabalgamientos subcutáneos. En estas plataformas carbonatadas se reconocen facies someras submareales y depósitos de talud que a su vez pasan distalmente a depósitos de cuenca.

2.2.16. Formación San Emiliano. Pizarras oscuras y verdosas, areniscas pardo-amarillentas y capas calcáreas (20). Carbonífero. Pensilvánico Inferior (Bashkiriense) -Medio (Moscoviense).

La Fm. San Emiliano fue definida inicialmente por Brower y van Ginkel (1964) y estudiada en detalle por Bowman (1980, 1982) y Fernández (1990, 1993). Constituye una sucesión predominantemente terrígena que se dispone en contacto disconforme sobre la Fm Valdeteja en las Unidades de La Sobia-Bodón y del Aramo (Fernández, 1990; 1993). En ella se diferencian tres miembros:

- **Miembro Pinos:** Está formado por lutitas grises oscuras a negras entre las que se intercalan areniscas turbidíticas y derrubios calcáreos localizados principalmente en la parte inferior. La parte superior es casi exclusivamente lutítica, con intercalaciones de areniscas con estructuras tractivas y de oleaje, y algunos niveles carbonatados discontinuos. Su techo viene definido por el primer nivel continuo de calizas. La edad de estos depósitos es Bashkiriense Inferior (Horizontes Severokeltmensky y Prikamsky).
- **Miembro La Majúa:** Está formado por lutitas y areniscas formando secuencias granodecrescentes con un tramo final con tendencia granocreciente de espesor métrico a decamétrico. Estas litologías alternan con niveles carbonatados subordinados. Este miembro equivale al Paquete Santianes en Teverga y ha sido denominado Grupo Lena en Quirós. Su edad es Bashkiriense Superior y es equivalente temporal de los estadios de Valdeteja 4 y 5.
- **Miembro Candemuela:** Está constituido por lutitas y areniscas alternantes, con intercalaciones calcáreas escasas y capas de carbón. Hacia el techo se observa un aumento relativo del volumen de areniscas y del número de capas de carbón. Corresponde al Paquete Campiello en Teverga y al Grupo Sama en Quirós. La base de este Miembro es aparentemente sincrónica y corresponde a la parte final del Bashkiriense superior o al tránsito Bashkiriense-Moscoviense (Fernández, 1990; 1993).

En el Sinclinal de Villazón, al igual que sucede en otras áreas de la Unidad de Somiedo-Correçilla (Sinclinal de Alba y Sinclinal de Vega de Los Viejos, entre otros), la Fm Barcaliente tiene un espesor reducido, de aproximadamente 100 m, y sobre ella existe una sucesión siliciclástica que alcanza al menos 700 m de espesor, y que está constituida principalmente por lutitas grises oscuras que muestran escasas intercalaciones calcáreas y potentes intervalos de areniscas hacia la parte media y superior. En esta parte superior Martínez Álvarez (1965) y Martínez Álvarez y

Torres Alonso (1967) citan la existencia de carboneros y algunas capas de carbón de espesor reducido y con escaso interés económico. Aunque la ausencia de datos bioestratigráficos impide descartar que en la parte inferior de esta sucesión existan términos correlacionables con la Fm Olleros (definida por Wagner *et al.*, 1971), muy probablemente gran parte de estos materiales corresponden a la Fm San Emiliano.

En Santo Firme (Unidad de Somiedo, Escama de Tameza), al este de la presente Hoja, existe una potente sucesión, de al menos 1500-1700 m de espesor, que se dispone sobre la Fm Barcaliente (Trell *et al.*, 1988; Fig. 15). La parte inferior, de unos 500 m de espesor, está constituida por pizarras grises oscuras con frecuentes intercalaciones de arenisca, algún nivel calcáreo discontinuo y ocasionales carboneros. Este tramo, de edad Namuriense terminal (Trell *et al.*, 1988) es correlacionable con el Mb. Pinos. El tramo superior alcanza unos 1200 m de espesor y en él los sedimentos se organizan en ciclotemas de espesor decamétrico, los cuales están mejor desarrollados en la parte inferior del tramo y comienzan con niveles carbonatados en la base, lutitas con fauna marina en la parte intermedia y areniscas en la superior, culminadas frecuentemente por una capa de carbón. Este tramo superior ha sido dividido en paquetes mineros, que de muro a techo se denominan: Esperanza, Voluntad, Gavitos, Reguerón, Vena del Medio, Águilas, Tejas y Martas; albergan en total hasta 25 capas de carbón que han sido objeto de explotación minera. De acuerdo con el contenido paleontológico, el Paquete Esperanza tendría una edad Namuriense final, y el límite Namuriense-Westfaliense se situaría en el Paquete Voluntad (Trell *et al.*, 1988). Este hecho unido a la composición litológica del tramo superior permite correlacionarlo con el Mb. La Majúa, y probablemente su parte superior corresponda al Mb. Candemuela.

En el Sinclinal del Naranco (Unidad de La Sobia), la Fm San Emiliano está representada por una potente sucesión siliciclástica de al menos 1200 m de espesor que se dispone sobre la Fm Valdeteja (Navarro *et al.*, 1985; Martínez Cienfuegos *et al.*, 1986). El contacto probablemente corresponde a una superficie de discontinuidad con exposición subaérea y karstificación. La sucesión fue tradicionalmente dividida en dos partes: la inferior, denominada Paquete Folgueras (improductivo), y la superior o Paquete Los Carriles (productivo). Las litologías más comunes son lutitas grises oscuras, limolitas y areniscas, existiendo además intercalaciones carbonatadas y capas de carbón. Estas litologías se ordenan formando ciclos de diferentes órdenes con carácter grano- y estratodecreciente, y grano- y estratocreciente (Navarro *et al.*, 1985; Fig. 16). Los niveles calcáreos son discontinuos y están formados principalmente por calizas *wackestone* y *mudstone* bioclásticas. La parte alta de la sucesión (Paquete Los Carriles) está caracterizada por la presencia de capas de carbón que fueron ocasionalmente explotadas a finales del siglo XIX y comienzos del XX. Su espesor es con frecuencia inferior a 1 m, si bien, en el flanco oriental del Sinclinal del Naranco se explotó una capa de hasta 4 m de espesor. El contenido en foraminíferos de los niveles carbonatados indica una edad Bashkiriense Superior (horizontes Cherenshansky y Melekessky) mientras que las edades obtenidas a partir de palinomorfos procedentes de algunas capas de carbón son ligeramente más antiguas (Westfaliense A basal; Navarro *et al.*, 1985; Martínez Cienfuegos *et al.*, 1986; Fig. 15). Estos datos y la composición litológica permiten asignar esta sucesión al Mb. La Majúa.

Los sedimentos de la Fm San Emiliano fueron depositados en ambientes litorales, de plataforma marina y submarinos profundos, alimentados por los aportes transportados por los sistemas fluviales que drenaban los relieves emergidos del orógeno Varisco correspondientes a la Zona

Asturoccidental-leonesa (Fernández, 1990, 1993). La sucesión, de muro a techo, registra el progresivo relleno y somerización de la cuenca de antepaís. En la parte inferior (Mb. Pinos) están principalmente representados depósitos marinos profundos adyacentes a las plataformas carbonatadas de Valdeteja 1? y 2. El Mb. La Majúa corresponde a depósitos de plataforma

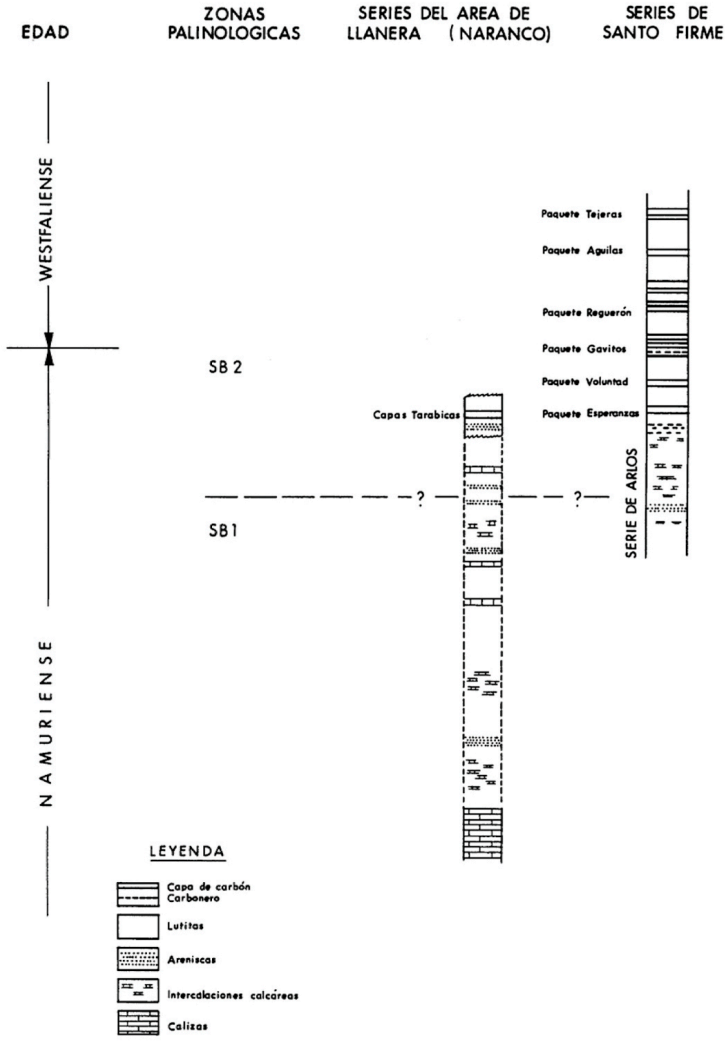


Figura 15. Columnas estratigráficas sintéticas de la Fm San Emiliano en las áreas de Llanera y Santo Firme, esta última localizada al este de la Hoja (Navarro et al., 1985).

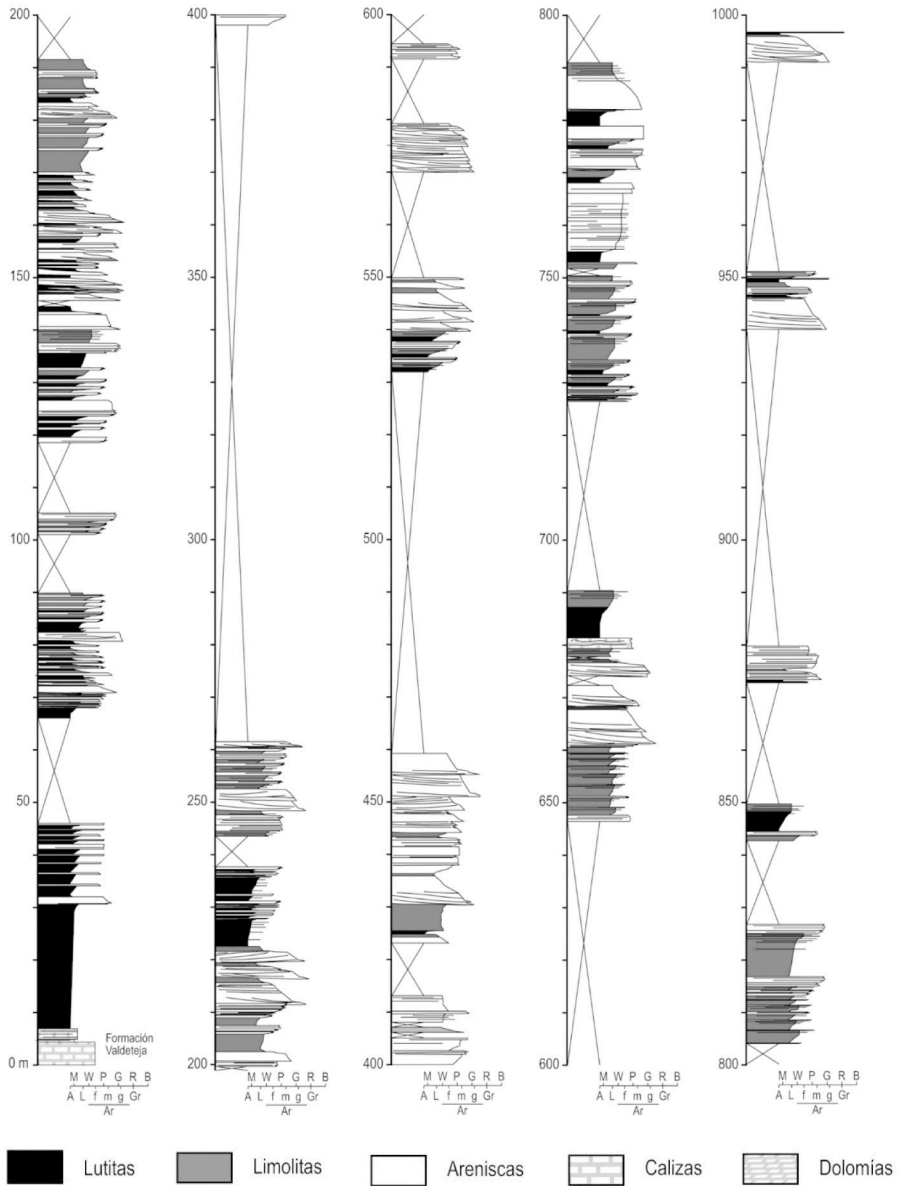


Fig. 16. Columna estratigráfica de la Fm San Emiliano en el Sinclinal del Naranco, en las proximidades de Llanera (basado en Navarro et al., 1985).

somera con episodios de progradación deltaica que alternan con etapas de sedimentación carbonatada. Es lateralmente equivalente a las plataformas de Valdeteja 3, 4 y 5 que se nuclearon en áreas elevadas con menores aportes terrígenos. La progresiva progradación de los sistemas deltaicos sobre la plataforma marina da lugar a un predominio de ambientes de llanura deltaica y frente deltaico, y de ambientes marinos someros adyacentes a ellos, que caracterizan el Mb. Candemuela. El desarrollo de extensas turberas en las llanuras deltaicas, coincidiendo con pulsos transgresivos, dio origen a las capas de carbón y carboneros que aparecen en esta parte de la sucesión.

2.2.17. Estefaniense. Areniscas, pizarras, conglomerados y carbón (21). Carbonífero. Pensilvánico Superior

En el sector de Ferroñes-Monteagudo, en el ángulo nororiental de la Hoja, afloran rocas de edad Estefaniense (Kasimoviense-Gzheliense) que se disponen discordantes sobre el Devónico (Fm Naranco). Estos afloramientos son conocidos desde antiguo (Paillete, 1845), y están constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas, con algunas capas de carbón, que se ordenan formando ciclos granodecrecientes de espesor métrico a decamétrico y que frecuentemente muestran bases erosivas (Fig. 17). Éstos, a su vez, se superponen definiendo dos ciclos mayores, el primero de unos 100 m de espesor y el segundo de unos 66 m de potencia (Trell *et al.*, 1988). Algunas de las capas de carbón han sido explotadas en este sector. Los hallazgos de flora fósil en estos depósitos permiten datarlos como Estefaniense B-C (Zeiller, 1882; Jongmans, 1951; Wagner, 1966, 1970, 1983; Lorenzo, 1978). Los análisis palinológicos realizados (Trell *et al.*, 1988) indican una edad Estefaniense C superior (palinozona II de LIABEUF *et al.*, 1967).

Estos sedimentos fueron depositados por sistemas fluviales, formando rellenos de canales, y en las llanuras de inundación adyacentes se desarrollaron localmente turberas y lagos. Cada uno de los ciclos mayores (megaciclos), registra una evolución de los sistemas fluviales marcada por un descenso relativo del desarrollo de las facies canalizadas frente a las facies de llanura de inundación. La sucesión representa el relleno de una pequeña cuenca intramontañosa situada dentro del cinturón orogénico, durante las últimas fases de la deformación varisca.

2.3. PÉRMICO Y MESOZOICO

En la parte oriental de la Hoja aparecen diversas formaciones del Pérmico y Mesozoico que se disponen de forma discordante sobre las rocas paleozoicas previamente descritas. Dichas formaciones están ligadas a los procesos de *rifting* que, desde el Pérmico y a lo largo del Mesozoico, causaron el desmembramiento del supercontinente Pangea y dieron lugar a la apertura del océano Atlántico y del golfo de Vizcaya.

2.3.1. Permo-Triásico. Conglomerados rojos poligénicos, areniscas cuarzosas y arcillas abigarradas (22). Pérmico - Triásico

Las sucesiones postvariscas más antiguas, que se sitúan por debajo de las calizas y dolomías del Jurásico Inferior, han constituido históricamente una gran incógnita debido a la

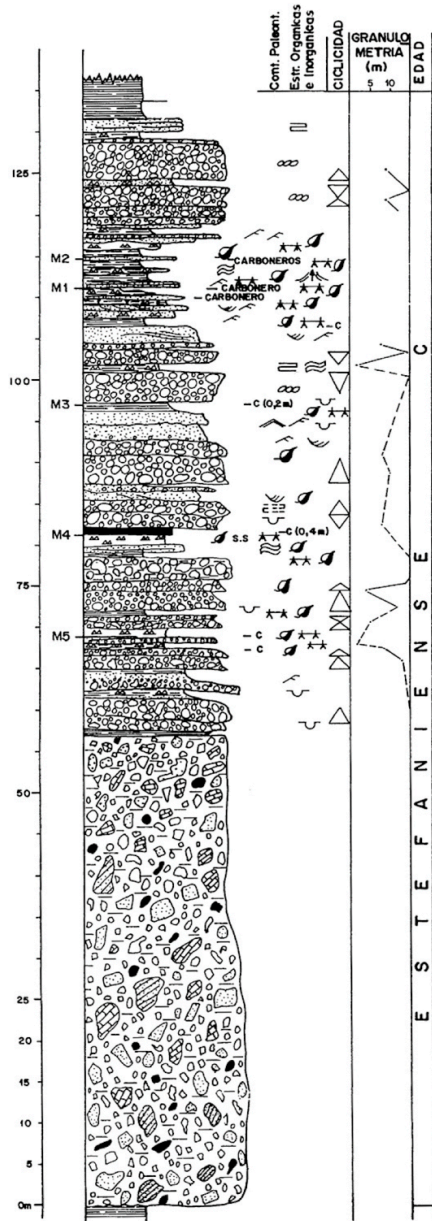


Figura 17. Columna estratigráfica de la sucesión estefaniense de Ferroñes obtenida a partir de un sondeo con recuperación de testigo continuo (Bahamonde y NUÑO, 1989).

escasez en ellas de restos paleontológicos con valor cronoestratigráfico. En la bibliografía geológica se suele hacer referencia a ellas con la denominación de "Permo-Trías", o incluso "Permo-Estefaniense", término, éste último, actualmente en desuso. En la parte nororiental de la Hoja, en las proximidades de Villabona, existe un potente conjunto de estos depósitos, sobre los que, concordantemente, aparecen los carbonatos del Jurásico Inferior (ya fuera de los límites de la Hoja). La sucesión, cuyos espesores pueden llegar a los 500 m (Trell *et al.*, 1988), presenta en general unas condiciones de afloramiento muy deficientes que dificultan su estudio. Las observaciones realizadas en el área de Villabona permitieron un conocimiento aproximado de su estratigrafía (Gervilla *et al.*, 1973; Julivert *et al.*, 1973, Martínez-Álvarez *et al.*, 1975; Trell *et al.*, 1988). Posteriormente, la realización de un sondeo para investigación minera de más de 500 m de profundidad, en las proximidades de Veyo, 700 m al noroeste de Villabona y muy próximo al límite oriental de la Hoja (coordenadas UTM: X: 270 980, Y: 4 816 470), supuso un gran avance en el conocimiento de estos materiales. La sucesión cortada por el sondeo fue descrita en detalle por Manjón *et al.* (1992) e incluye cuatro unidades litoestratigráficas (las dos inferiores no llegan a aflorar en superficie) que, de muro a techo, son las siguientes (Fig. 18):

- **Fm Sotres:** Se dispone discordantemente sobre rocas del Carbonífero. En ella se reconoce un tramo inferior de 39 m de espesor formado por conglomerados poligénicos carbonatados, areniscas y limolitas, lutitas carbonosas negras con horizontes de carbón y lutitas rojas. Le siguen 66 m de alternancias de lutitas margosas con limolitas rojizas y grisáceas, entre las que esporádicamente aparecen capas de areniscas, limolitas, conglomerados calcáreos, margas y calizas. En este tramo superior se reconoce la presencia de cenizas volcánicas.
- **Fm Cabranes:** Alcanza 101,2 m de potencia y está formada por lutitas gris oscuras con nódulos carbonatados, lutitas grises a negras alternantes definiendo intervalos laminados, calizas bioclásticas y dolomías grises, y escasas areniscas carbonatadas. En los intervalos laminados se encuentran horizontes asfálticos y hasta 30 niveles de tobas volcánicas (cineritas). Aunque no se han encontrado restos paleontológicos que permitan obtener datos de edad directos, la correlación de estos materiales con los afloramientos de la Fm Cabranes en Villaviciosa permite inferir una edad Pérmico Inferior (Autuniense) (Manjón *et al.*, 1992).
- **Fm Caravia:** Alcanza 181,3 m de espesor y corresponde a la "Serie inferior" reconocida por Trell *et al.* (1988) y asimilada a las facies *Buntsandstein*. Se dispone discordantemente sobre la Fm Cabranes en el sondeo, pero aparece también discordante sobre el Carbonífero en las proximidades de Santofirme y de Mundín. En la base consta de 36 m de conglomerados rojizos cuarcíticos con escasos clastos de lidita y matriz arenosa, y a veces cemento de fluorita. Sobre ellos aparece un potente tramo (102,8 m de espesor) constituido por alternancias de areniscas y conglomerados calcáreos con lutitas rojas que presentan niveles de caliches. A techo del tramo existe un nivel calcáreo de 3-7 m de espesor con una frecuente mineralización epigenética de fluorita. Finalmente, en el techo de la formación, existen 42,5 m de alternancias de areniscas, conglomerados silíceos, limolitas rojizas y escasos niveles dolomíticos.

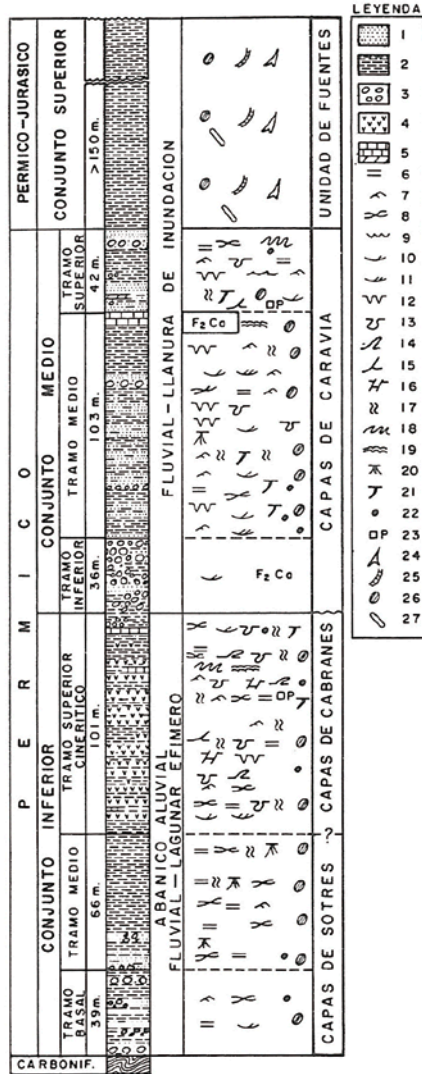


Figura 18. Columna estratigráfica del sondeo de Villabona (Pérmico-Jurásico), según Manjón et al., (1992).
 Leyenda: 1. Areniscas, 2. Lutitas, 3. Conglomerados, 4. Cineritas, 5. Calizas y dolomías, 6. Laminación paralela, 7. Laminación de ripples, 8. Laminación ondulante, 9. Ripples simétricos, 10. Estratificación cruzada en surco de pequeña escala, 11. Ídem de mediana escala, 12. Grietas de desecación, 13. Huellas de carga, 14. Laminación convoluta, 15. Estructuras en llama, 16. Microfracturas, 17. Bioturbación, 18. Pistas, 19. Laminación criptoalgal, 20. Huellas de raíces, 21. Burrows, 22. Intraclastos blandos, 23. Pirita, 24. Yeso, 25. Yeso fibroso, 26. Concreciones carbonatadas, 27. Cuarzo autigénico.

La Fm Caravia tendría una edad Pérmico Superior (Saxoniense) (Manjón *et al.*, 1992; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; López-Gómez *et al.*, 2002).

- **Fm Fuentes:** Alcanza 150 m de espesor en el sondeo descrito por Manjón *et al.* (1992), pero su espesor total es de unos 240 m. Está constituida por lutitas areno-limosas de color rojizo y, menos frecuentemente, verdoso, en ocasiones carbonatadas, las cuales presentan nódulos calcáreos, pseudomorfos de cristales de yeso compuestos por calcita y abundantes fracturas rellenas de carbonato y yeso fibroso de origen diagenético. Su edad es incierta, pudiendo estar comprendida entre el Pérmico Superior y el Jurásico basal, si bien sus facies son similares a las facies del *Keuper* (Triásico Superior) de otras localidades españolas (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995).

2.3.2. Jurásico. Formación La Ñora. Conglomerados cuarcíticos (23). Jurásico Superior.

Aunque en áreas próximas al borde nororiental de la Hoja existen sucesiones jurásicas bastante completas, dentro de ella únicamente afloran depósitos conglomeráticos que corresponden a la Fm La Ñora, descrita por Valenzuela *et al.* (1986), y que popularmente se denominan "Piedra Fabuda". Son conglomerados con clastos silíceos (de cuarcitas principalmente y, en menor medida, de liditas) de tamaño grava (3 a 12 centímetros de diámetro) y matriz arenosa. Intercalados entre ellos aparecen niveles lenticulares de areniscas, a veces conglomeráticas, de color gris claro a beige. Generalmente muestran estratificaciones cruzadas en surco de mediana escala, laminaciones paralelas y superficies erosivas sobre las que, localmente, existen niveles con fragmentos de troncos lignitizados (Trell *et al.*, 1988).

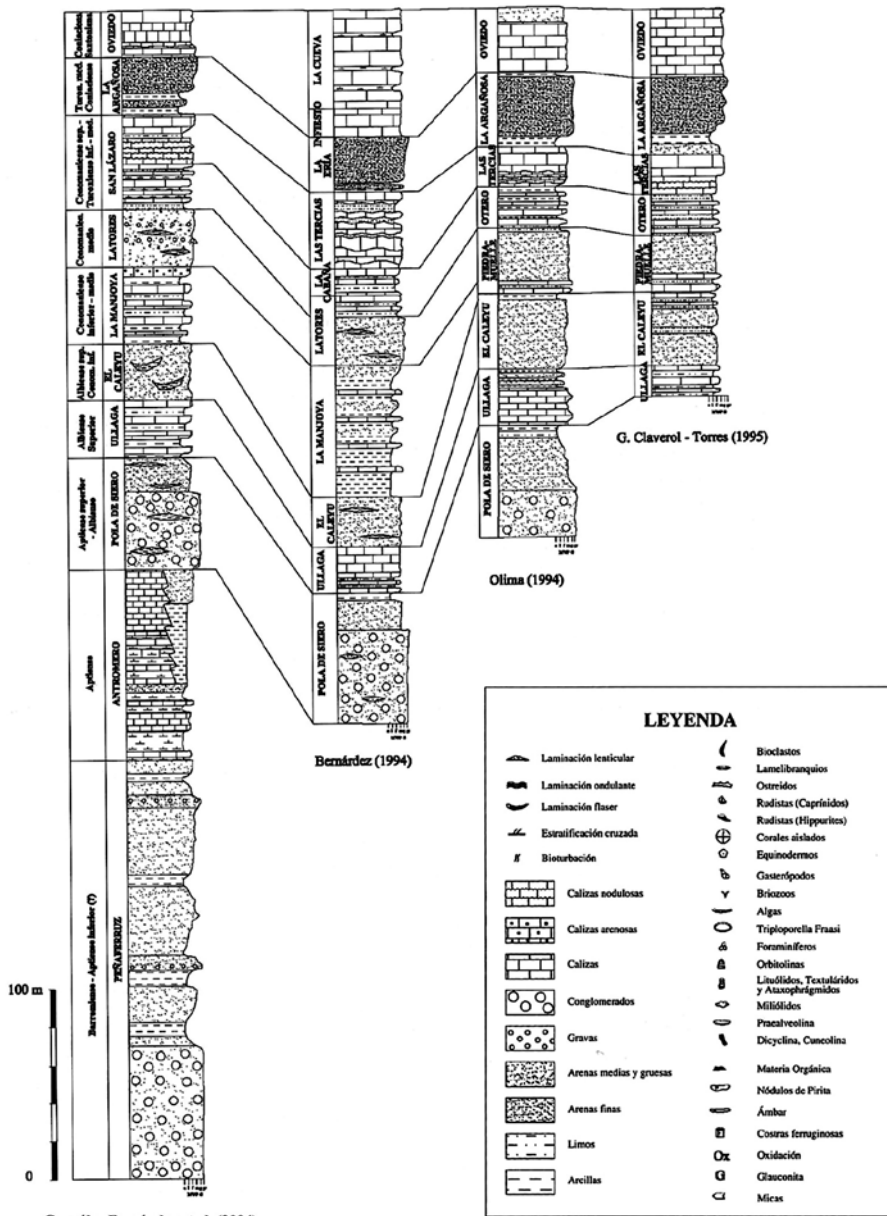
La datación de esta unidad plantea numerosas dificultades debido a la ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico. Ramírez del Pozo (1969) propuso para estos depósitos una edad Jurásico Medio (Dogger) a partir de las edades establecidas para las formaciones infra- y suprayacentes en áreas próximas.

En trabajos posteriores (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; Pujalte *et al.*, 2004) se le asigna una edad Jurásico Superior (Kimmeridgiense).

Sánchez de la Torre y Barba Regidor (1981) interpretan estos sedimentos como depósitos de abanicos aluviales que muestran términos cada vez más distales desde el SO hacia el NE. En esta dirección, y fuera ya de la Hoja, son sustituidos por los depósitos de sistemas fluviales de la Fm Vega (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995).

2.3.3. Cretácico

Las rocas de esta edad se encuentran localizadas dentro de la Hoja en dos sectores situados en su parte más oriental: en la zona de Llanera y en los alrededores de Oviedo. En ambas zonas, las rocas del Cretácico Inferior se apoyan discordantes sobre el Paleozoico. Sobre ellas afloran concordantemente rocas del Cretácico Superior. A continuación, se describirán las formaciones que constituyen este conjunto (Figs. 19 y 20).



González Fernández et al. (2004)

Figura 19. Columnas estratigráficas y denominación de unidades del Cretácico asturiano según diversos autores (basado en González Fernández et al. 2004).

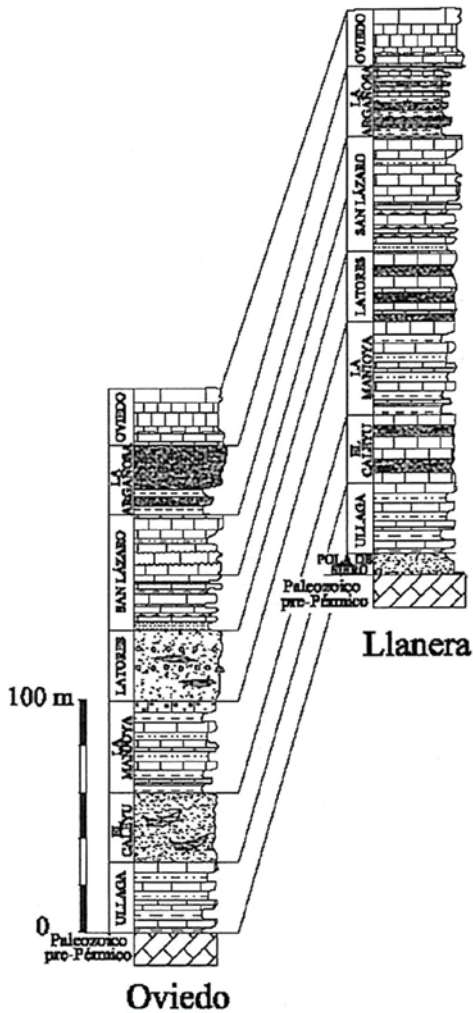


Figura 20. Correlación de las formaciones cretácicas de las áreas de Llanera y Oviedo (González Fernández et al., 2004).

2.3.3.1. *Formación Ullaga. Calizas bioclásticas grises, arcillitas, limolitas y areniscas (24). Cretácico Inferior (Albiense).*

Fue definida en el cerro Ullaga, al sur de Pola de Siero (Olima, 1994; Bernárdez Rodríguez, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; González Fernández et al. 2004). Constituye la base del Cretácico en el sector de Oviedo,

donde se dispone discordantemente sobre el Paleozoico y llega a alcanzar en torno a 40 m de espesor. Está compuesta por calizas bioclásticas de tonos grises o marrón-amarillentos, con niveles de arcillitas grises o negras, limolitas y areniscas de grano fino a medio (Fig. 19).

Entre estas litologías existen frecuentes cambios laterales de facies y variaciones de espesor. En los depósitos carbonatados, que son las rocas volumétricamente más abundantes de esta unidad, González Fernández *et al.* (2004) distinguen las siguientes litofacies:

- Calizas *grainstone* a *packstone* de color gris claro a marrón amarillento, muy bioclásticas y con una pequeña proporción de granos de cuarzo. Entre los bioclastos predominan las algas (codiáceas, dasycladáceas y coralinas), foraminíferos (lituóolidos, orbitolinas, milióolidos, ataxophrágmidos, involutínidos y textuláridos), equinodermos, moluscos (gasterópodos y lamelibranquios), briozoos y corales.
- Calizas *wackestone* bioclásticas y en ocasiones peloidales con granos de cuarzo y color marrón-amarillento. A veces muestran laminación y estratificación cruzadas. Entre los bioclastos se pueden encontrar algas, lamelibranquios, crinoideos, briozoos y foraminíferos (lituóolidos, orbitolinas, ataxophrágmidos, milióolidos y textuláridos).
- Calizas *mudstone* a *wackestone* de tonalidad beige o marrón muy claro, con milióolidos dispersos y algún otro bioclasto, como lamelibranquios y otros foraminíferos. Esta litofacies aparece representada únicamente en la parte inferior de la formación.
- Calizas arenosas de color marrón amarillento que pueden contener algún bioclasto disperso.

Estas facies suelen contener materia orgánica, glauconita y, más escasamente, piritita, micas, costras ferruginosas, ámbar, yeso y minerales pesados, siendo frecuentes los procesos de dolomitización. En ocasiones aparecen numerosos huecos de morfología redondeada e irregular, producidos por meteorización, que confieren a estas rocas un aspecto oqueroso muy peculiar. La presencia del alga dasycladácea *Triploporella* cf. *fraasi* parece ser exclusiva de esta unidad litoestratigráfica (González Fernández *et al.*, 2004).

En la parte inferior de la unidad suele aparecer ámbar dentro de niveles limosos grises que contienen, además, abundantes restos vegetales (lignito), ostreoides, ostrácodos (Méndez y Swain, 1983) y dientes de seláceos (Bernárdez Rodríguez, 1994, 2002). Incluidos en los nódulos de ámbar, que pueden alcanzar dimensiones de hasta 20 cm, se encuentran restos de insectos y otros artrópodos (Arbizu *et al.*, 1999).

Según González Fernández *et al.* (2004), la edad de esta formación es Albiense superior.

El ambiente sedimentario se ha interpretado como de llanura intermareal lutítica o de fangos, con canales mareales de arenas y niveles calcáreos que corresponderían a barras bioclásticas, en unos casos, y al relleno de canales mareales, en otros (Bahamonde, 1984).

2.3.3.2. Formación El Caleyu. Areniscas blanquecinas, limolitas y arcillitas (25). Cretácico Inferior (Albiense) – Superior (Cenomaniense).

Ha sido definida por los mismos autores que la formación precedente, y debe su nombre a la localidad de El Caleyu, situada a unos 4 km al sur de Oviedo. Tiene un espesor medio de unos 30 m, pero puede localmente llegar a alcanzar los 50 m (González Fernández *et al.*, 2004). Está constituida por areniscas de grano fino a medio, débilmente cementadas y de color blanco o blanco-amarillento, con intercalaciones de espesor centimétrico a métrico de limolitas y arcillitas rojizas, grises y negras (Fig. 19). Ocasionalmente poseen estratificación *flaser*, ondulante y lenticular. Son abundantes las costras ferruginosas, los fragmentos de restos vegetales convertidos en lignito y nódulos de pirita, siendo posible también encontrar ámbar (singularmente dentro de lentejones limosos) y mica blanca.

Esta formación tiene una edad comprendida entre el Albiense superior y el Cenomaniense inferior, inferida a partir de las edades de las unidades infra- y suprayacente (González Fernández *et al.*, 2004). Se considera que la sedimentación de estas rocas tuvo lugar en una llanura intermareal arenosa (Bahamonde, 1984; Bahamonde *et al.*, 1984).

2.3.3.3. Formaciones La Manjola y Latores. Arcillitas, limolitas, areniscas, arenas, microconglomerados y bancos carbonatados (26). Cretácico Superior (Cenomaniense)

La **Fm La Manjola** fue descrita inicialmente por Bernárdez Rodríguez (1994) y redefinida posteriormente por González Fernández *et al.* (2004) en las inmediaciones de La Manjola, unos 2 km al sur de Oviedo. Estos últimos autores cartografían en detalle esta unidad en el área de Oviedo e incluyen en ella los niveles de calizas, areniscas calcáreas y limolitas que Olima (1994) describe en la base de la Fm Piedramuelle, y las calizas y areniscas calcáreas que Gutiérrez Claverol y Torres Alonso (1995) sitúan en el techo de la Fm El Caleyu (Fig. 19). De acuerdo con esta definición, la Fm La Manjola coincide aproximadamente con la "Marga de San Bartolomé con *Ostrea africana*" de Barrois (1880).

Alcanza una potencia variable entre 40 y 65 m y, según González Fernández *et al.* (2004), está compuesta por arcillitas y limolitas grises a negras (ocasionalmente con ámbar), areniscas, y calizas de color gris a marrón amarillento en capas de espesor centimétrico a métrico. Éstas últimas consisten en calizas *grainstone* a *wackestone* bioclásticas con abundantes algas codiáceas y coralinas, moluscos (gasterópodos y lamelibranquios), equinodermos, briozoos, ostrácodos, corales y foraminíferos (entre los que abundan los lituólidos, ataxofrágmidos, miliólidos y alveolínidos). Existen también calizas arenosas de color marrón amarillento con bioclastos dispersos y abundantes granos de cuarzo de tamaño arena fina a grava, así como granos de glauconita, materia orgánica, pirita, minerales pesados y escaso ámbar. A techo de la unidad existe un nivel de calizas conglomeráticas en el que el tamaño de los clastos disminuye progresivamente hacia el este. En general, estos depósitos presentan un abundante contenido fosilífero (restos de peces, ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos, lamelibranquios). Estas litologías presentan frecuentes cambios laterales de facies y de espesor, y su aspecto de campo recuerda a la Fm Ullaga. No obstante, la presencia del foraminífero *Praealveolina* sp.,

que es exclusivo de la Fm La Manjoja, puede utilizarse como criterio diferenciador. De acuerdo con Bernárdez Rodríguez (1994) y González Fernández *et al.* (2004), su edad se sitúa en el tránsito Cenomaniense inferior-medio.

La Fm La Manjoja, al igual que la Fm Ullaga, se habría depositado en una llanura intermareal y submareal somera (González Fernández *et al.*, 2004).

La **Fm Latores** (Bernárdez Rodríguez, 1994) tiene un espesor de entre 30 y 35 m. Según González Fernández *et al.* (2004), está constituida por areniscas de grano medio a grueso y color gris blanquecino o amarillento, muy poco cementadas (Fig. 21). Presentan niveles microconglomeráticos e intercalaciones lenticulares de limolitas y arcillitas, así como tramos

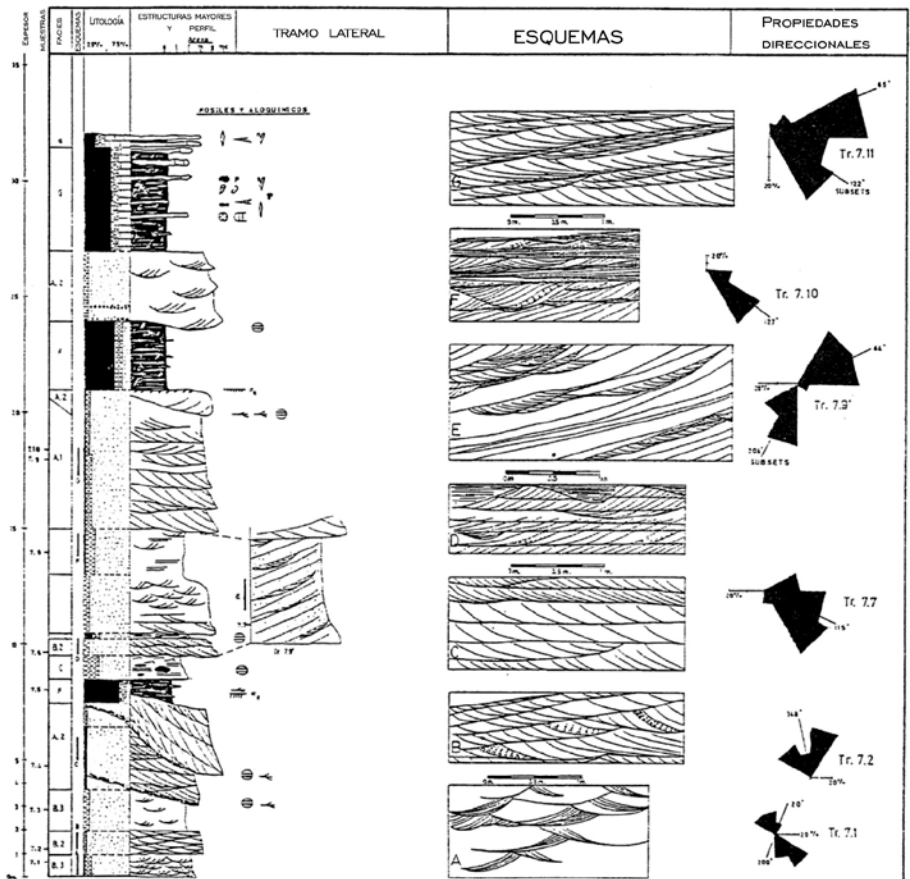


Figura 21. Columna estratigráfica de la Fm Latores en la cantera de La Manjoja (Bahamonde *et al.*, 1984).

arcillosos ricos en caolinita. Internamente suelen mostrar estratificaciones cruzadas y laminaciones. Contienen tramos arcillosos ricos en caolinita y abundantes restos de materia orgánica, diseminada o en finos horizontes (Fig. 19). También aparece mica blanca en proporción variable. Al igual que ocurre con la Fm El Caleyú, hacia el nordeste de Oviedo, en la zona de Cayés (Llanera), la unidad es más carbonatada y disminuye notablemente la proporción de terrígenos. González Fernández *et al.* (2004) le asignan una edad Cenomaniense medio-superior, basándose en las edades establecidas para las unidades situadas a muro y a techo.

Bahamonde (1984) considera que esta unidad se depositó en ambientes mareales. Recientemente, González Fernández *et al.* (2004), a partir de criterios texturales y datos de paleocorrientes, deducen para ella un origen principalmente fluvial. Se trataría de sistemas fluviales que desembocarían en llanuras mareales, siguiendo una dirección SO-NE. De este modo, esta sucesión representaría un episodio regresivo con respecto a la unidad infrayacente.

2.3.3.4. Formaciones San Lázaro y La Argañosa. Margas, calizas, arcillitas, limolitas, areniscas, arenas y gravas (28). Cretácico Superior. (Cenomaniense - Coniaciense).

González Fernández *et al.* (2004) agrupan bajo el término de **Fm San Lázaro** las formaciones Otero y Las Tercias (Olima, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995), debido a la dificultad existente para separar ambas unidades litoestratigráficas descritas con anterioridad, a causa de su similitud (Fig. 19). Es en parte equivalente a la "Marga de Castiello con *Periaster vernuilli*" de Barrois (1980), a la "Caliza nodulosa de Santiago" de VARGAS (1976) y a las "Calizas nodulosas de Nava" de Rincón (1973). Su espesor oscila entre 30 y 65 m, e incluye un conjunto de materiales predominantemente carbonatados, muy característicos y con bastante uniformidad. González Fernández *et al.* (2004) describen su sección tipo en las inmediaciones de Villafría, donde diferencian tres miembros: el inferior equivale a la Fm Otero (Olima, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995), mientras que los miembros medio y superior equivalen a la Fm Las Tercias (Olima, 1994; Bernárdez Rodríguez, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995).

- Miembro inferior: Alcanza 18 m de espesor en la localidad tipo, si bien en otras áreas varía entre 20 y 25 m. Consiste en una alternancia de arcillitas, margas, limolitas, areniscas de grano fino y calizas. Las facies terrígenas pueden contener glauconita, yeso y ámbar, y dentro de ellas existen niveles muy bioturbados. Las lutitas presentan con frecuencia laminación lenticular y ondulante. Las facies carbonatadas consisten en calizas *packstone* a *grainstone* bioclásticas de color gris, calizas *wackestone* a *packstone* peloidales de color gris oscuro, y calizas arenosas de grano fino a muy fino. Bernárdez Rodríguez (1994, 2002) describe en las proximidades de Santa Marina de Piedramuelle una rica fauna fósil, constituida por reptiles, peces óseos, seláceos, decápodos, equínidos, lamelibranchios, gasterópodos, corales, ostrácodos y foraminíferos. Las rocas de este miembro inferior son conocidas como "Caliza de Piedramuelle" en el ámbito de la construcción y de las rocas ornamentales, y han sido utilizadas en la Catedral y otros edificios monumentales de Oviedo (Esbert *et al.*, 1982, 1992a, 1992b; Esbert y Marcos, 1983; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; Alonso *et al.*, 1999). Una

de las canteras principales está ubicada precisamente en la localidad de Santa Marina de Piedramuelle.

- Miembro medio: Tiene 14 m de espesor y está compuesto por calizas nodulosas grises con glauconita, con intercalaciones de limos, arcillas y margas de color gris-oscuro y pardo-verdoso. Los nódulos calcáreos presentan una morfología biconvexa y alargada. Las facies calcáreas incluyen: 1) calizas *packstone* a *wackestone* (localmente *grainstone*) bioclásticas con abundantes gasterópodos, bivalvos (entre ellos rudistas), briozoos, equinodermos, algas y foraminíferos; y 2) calizas *wackestone* a *mudstone* margosas, bioclásticas y peloidales. Estas facies presentan un contenido variable de terrígenos.
- Miembro superior: Presenta 10 m de espesor en la sección tipo. Está formado por calizas nodulosas con abundante glauconita y con colores pardo-amarillentos, verdosos y grisáceos. Hacia el techo aparecen intercalaciones de arcillitas pardo-verdosas y limolitas con abundante glauconita que gradan a areniscas de grano fino en el tránsito con la unidad suprayacente (Fm La Argañosa). Son calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas y, en menor medida, *grainstone*. Presentan un contenido bioclástico similar al del miembro medio, siendo los gasterópodos muy abundantes. Las calizas de la base suelen estar muy karsificadas (por procesos kársticos recientes), siendo frecuente la aparición de dolinas con diámetros que oscilan entre 10 y 40 m, y una profundidad de hasta 10 m.

En los miembros medio y superior es característica la presencia de rudistas caprínidos y equínidos (Cotteau, 1880; Bernárdez *et al.*, 1993).

Los datos bioestratigráficos de ammonites (Almela y Ríos, 1962), conodontos (Méndez y Swain, 1983) y seláceos (Bernárdez Rodríguez, 1994, 2002) indican una edad Cenomaniense superior para el miembro inferior, mientras que los miembros medio y superior corresponderían al Turoniense inferior, y quizá medio (González Fernández *et al.*, 2004).

Los depósitos del miembro inferior se interpretan como sedimentos marinos acumulados en ambientes sublitorales someros en un sistema de bahía abierta-*lagoon*. Los depósitos de los miembros medio y superior corresponden, sin embargo, a ambientes submareales de plataforma somera e indican el máximo transgresivo del Cretácico (González Fernández *et al.*, 2004).

La **Fm La Argañosa** (Olima, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995; García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; González Fernández *et al.*, 2004) es equivalente a la Fm La Ería de Bernárdez Rodríguez (1994). Tiene espesores comprendidos entre 30 y 40 m. Está compuesta por areniscas de grano fino a muy grueso muy poco cementadas, de color generalmente blanquecino, y con abundantes niveles de gravas de cuarzo que son más frecuentes hacia el techo, cerca del contacto con la unidad suprayacente (Fig. 19). En ocasiones presentan estratificaciones y laminaciones cruzadas. Existen también intercalaciones arcillosas de colores variados, fundamentalmente rosáceos, más frecuentes hacia la base. Hacia el nordeste, esta sucesión esencialmente arenosa pasa lateralmente a depósitos areno-arcillosos y margas con intercalaciones calcáreas.

Su edad está comprendida entre el Turoniense medio y el Coniaciense, de acuerdo con las edades de las unidades infra- y suprayacente. Según González Fernández *et al.* (2004) estos depósitos fueron acumulados en ambientes fluviales, durante un episodio regresivo.

2.3.3.5. Formación Oviedo. Calizas (29). Cretácico Superior (Coniaciense - Santoniense)

La Fm Oviedo (Olima, 1994; Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995) ha sido redefinida por González Fernández *et al.* (2004), quienes agrupan en ella sucesiones equivalentes a las formaciones Infiesto y La Cueva definidas por Bernárdez Rodríguez (1994) en los alrededores de la localidad de Infiesto (Piloña). Se sitúa en el techo de la sucesión Cretácica y es característica del subsuelo urbano de la ciudad de Oviedo, donde González Fernández *et al.* (2004) describen su estratotipo (Fig. 19). A pesar de que esta unidad tiene buena continuidad lateral, presenta variaciones de espesor significativas (desde 25 m en el casco urbano de Oviedo hasta 40 m hacia Colloto) como consecuencia de los procesos erosivos que dieron lugar a la discordancia de la base de la sucesión del Paleógeno, que se dispone discordantemente sobre ella.

En la Ería de La Argañosa González Fernández *et al.* (2004) diferencia dentro de esta unidad tres tramos:

- Tramo inferior: Está formado por calizas *grainstone* bioclásticas, con algas, foraminíferos (destacan los miliólidos), moluscos, briozoos, ostrácodos y *Pithonella*, y calizas arenosas con estratificación cruzada tabular.
- Tramo intermedio: Lo componen calizas nodulosas y masivas, bioclásticas y algo cuarzosas, con texturas *wackestone* a *packstone*. En algunas zonas adquieren una coloración rosácea de alteración. Entre los bioclastos se encuentran foraminíferos (abundantes miliólidos de gran tamaño, lituólidos, ataxofrágmidos y algunos planctónicos), moluscos, ostrácodos y *Pithonella*. Hacia el techo de este tramo aparece abundante macrofauna de rudistas, ocasionalmente en posición de vida.
- Tramo superior: Está constituido por calizas *packstone* a *grainstone*, bioclásticas, con fragmentos de algas calcáreas y rudistas muy abundantes y, en menor medida, de otros moluscos y crinoideos. Estas facies comúnmente muestran estratificaciones cruzadas y suelen estar afectadas por intensos procesos kársticos actuales con desarrollo de dolinas (Gutiérrez Claverol *et al.*, 2004). Puntualmente se observan arenizaciones producidas por la descalcificación de las rocas carbonatadas, cuyo aspecto puede hacer que se confundan, a nivel de afloramiento, con otras formaciones siliciclásticas.

La edad de esta unidad abarca desde el Coniaciense hasta el Santoniense (Gutiérrez Claverol Y Torres Alonso, 1990). Más hacia el este, al suroeste de Infiesto, donde aparece una serie más completa, Ramírez del Pozo (1969) describe en el techo de la sucesión la presencia de *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., que indica una edad Santoniense superior.

Los depósitos de esta formación se habrían acumulado en ambientes marinos someros, principalmente submareales, con cierta contaminación terrígena (González Fernández *et al.*, 2004).

2.4. CENOZOICO

2.4.1. Terciario (Paleógeno)

En la Hoja de Grado existen varios afloramientos atribuidos al Paleógeno que alcanzan una considerable extensión. Estos sedimentos, que en general se disponen de forma discordante sobre las sucesiones previas, pueden agruparse en dos conjuntos: de un lado, los afloramientos situados en la zona de Oviedo y en Llanera (al norte del Monte Naranco), y de otro, los existentes en torno a la localidad de Grado.

2.4.1.1. Terciario de Oviedo y Llanera

En Oviedo y sus alrededores, y en el área de Llanera, los depósitos terciarios se disponen disconformes o con ligera discordancia sobre la sucesión cretácica en su contacto meridional, si bien lateralmente también solapan formaciones devónicas y carboníferas. Los límites septentrionales de estos afloramientos coinciden con la Falla de Llanera y la Falla del Naranco que actuaron como fallas inversas durante la Orogénesis Alpina. Gran parte de estos depósitos fueron inicialmente incluidos junto con los de edad Cretácico por diversos autores (BUVIGNIER, 1839; Schulz, 1858b). Fue Barrois (1878) quien por primera vez señaló para ellos la edad terciaria, a partir del hallazgo de fósiles de moluscos (gasterópodos) continentales del Eoceno en las proximidades de Lugones. Con posterioridad, los estudios geológicos de diversos autores (una revisión detallada de estos antecedentes se encuentra en Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995) han permitido incrementar el conocimiento sobre estos sedimentos, que llegan a alcanzar hasta 400 m de espesor (Alonso *et al.*, 1996). Dentro de esta sucesión se diferencian dos unidades litoestratigráficas que no han sido definidas formalmente (Fig. 22):

2.4.1.1.1. Unidad basal. Margas, arcillas y areniscas con intercalaciones de calizas blanquecinas y rosadas (30). Eoceno (Bartoniense-Priaboniense)

Aflora tanto en el área de Oviedo (Fig. 22) como en Llanera, y los depósitos que la integran se disponen formando un solapamiento expansivo (*onlap*) sobre un paleorrelieve que se desarrolla sobre los depósitos del Cretácico y del Paleozoico y que muestra frecuentes procesos kársticos asociados. En Oviedo, la sucesión alcanza hasta 250 m de espesor (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995), y en ella se diferencian tres tramos:

- El inferior está formado por arcillas, margas, margas arenosas, arenas limosas con intercalaciones de capas aisladas de calizas margosas o arenosas. En los alrededores de Llamaquique y de Ventanielles son frecuentes las acumulaciones de yeso evaporítico formando capas de espesor reducido, que han sido objeto de explotación. Según García-Ramos y Gutiérrez Claverol (1995), en varios puntos de la ciudad de Oviedo la sucesión comienza con un nivel de caliza margosa de color blanquecino, mientras que en otros el nivel basal es un conglomerado calcáreo con clastos de calizas cretácicas.
- El tramo medio está formado principalmente por margas abigarradas con delgadas y escasas intercalaciones de calizas blanquecinas (“Margas de San Pedro” de Llopis-Lladó, 1957)

y una alternancia de margas y arcillas arenosas de colores variados con algunos niveles arenosos.

- El tramo superior está compuesto por areniscas, arenas arcillosas, escasos conglomerados silíceos, y calizas margosas que forman niveles de hasta 5 m de espesor. Éstas últimas son calizas micríticas con textura *mudstone* a *wackestone* (intrapelmicritas, biopelmicritas, micritas y dismicritas) y presentan frecuentes intercalaciones irregulares de lutitas arcillosas de diversos

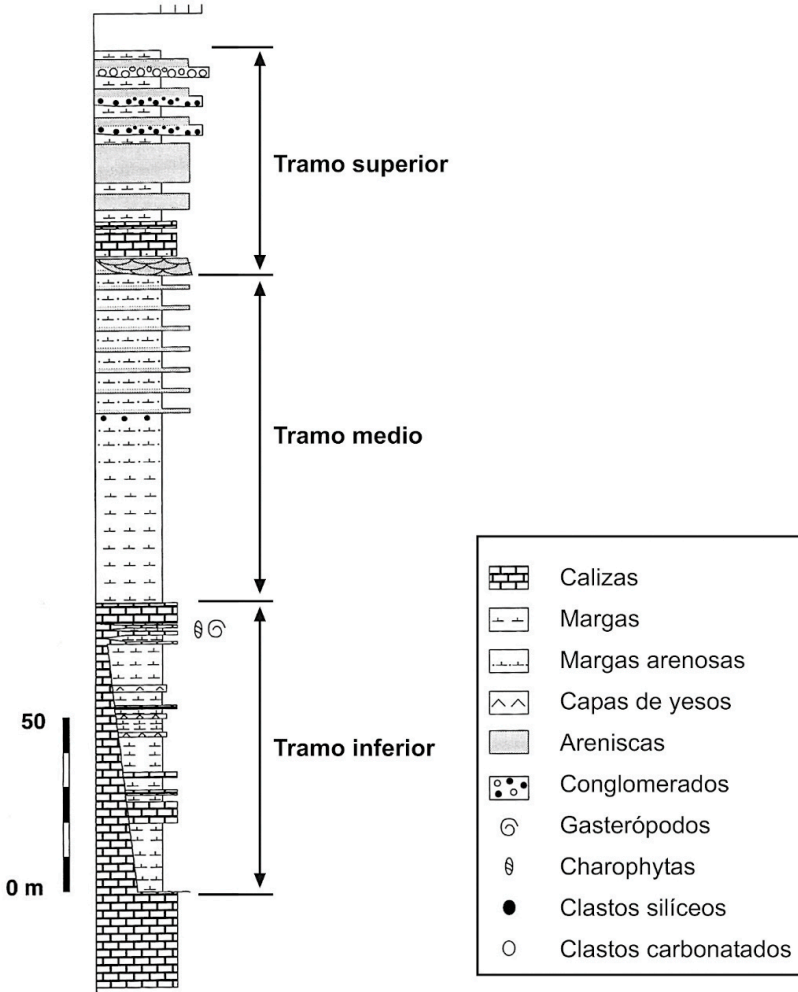


Figura 22. Columna estratigráfica sintética de la sucesión cenozoica de Oviedo (unidad basal; basada en Alonso et al., 1996).

colores. Este último tramo aflora en la vertiente meridional del Naranco, entre la pista finlandesa y la iglesia de San Miguel de Lillo.

Según diversos autores, hacia el norte de la cuenca sedimentaria (dentro del área de Llanera), los depósitos que caracterizan la sucesión en el área de Oviedo pasarían lateralmente, mediante un cambio lateral de facies, a depósitos clásticos gruesos con conglomerados y areniscas (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995; Alonso *et al.*, 1996).

En las antiguas yeseras de Llamaquique, dentro del tramo inferior, existe un importante yacimiento con fauna de vertebrados (González Regueral y Gómez de Llarena, 1926; Royo Gómez, 1927; Gómez de Llarena, 1927; 1928; 1929). En él se encontraron restos de mamíferos herbívoros (paleotéridos, principalmente) y de una tortuga (Truyols y García-Ramos, 1991-1992). Su edad es Eoceno Superior (Rhenaniense-Headoniense) (Casanova-Cladellas *et al.*, 1991-1992). Todos estos depósitos indican una sedimentación en zonas continentales con frecuente desarrollo de ambientes lacustres y palustres, y localmente de paleosuelos calcáreos (caliches) coincidiendo con periodos de mayor aridez. Estos ambientes están bien caracterizados por las calizas, calizas margosas y margas con restos de algas carófitas que aparecen en esta unidad. Según García-Ramos y Gutiérrez Claverol (1995) el clima sería templado y probablemente semiárido, lo que favorecería el desarrollo de paleosuelos carbonatados y la precipitación local de yesos, y explicaría el carácter efímero de la mayoría de los sistemas lacustres (Alonso *et al.*, 1996). Estos ambientes estarían asociados a sistemas de abanicos aluviales enraizados en el borde septentrional de la cuenca, a lo largo de la Falla de Llanera (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004).

2.4.1.1.2. *Unidad detrítica. Conglomerados polimícticos, arenas y arcillas arenosas (31). Arenas, conglomerados y arcillas arenosas (32). Oligoceno (Rupeliense)*

Aflora exclusivamente en el área de Llanera y está integrada principalmente por conglomerados polimícticos, con intercalaciones esporádicas e irregulares de arenas, arcillas y arcillas arenosas. La potencia total de esta sucesión se estima en torno a 140-170 m. Los conglomerados tienen una composición predominantemente calcárea, e incluyen clastos de calizas del Cretácico y del Devónico, cuarcitas del Ordovícico y pizarras del Devónico, presentado una matriz arenosa. Hacia el sur y el oeste, estos depósitos gruesos pasan lateralmente a una sucesión formada por arcillas de colores rojizos, marrones y amarillentos, con intercalaciones lenticulares de areniscas calcáreas. Según Almela y Ríos (1962) la edad de estos materiales es Oligoceno, aunque los conglomerados podrían llegar a tener una edad Ludense (Eoceno superior). Los depósitos gruesos (conglomerados y areniscas) representan pequeños abanicos aluviales con escasa eficiencia de transporte que se disponían formando una orla en el borde norte de la cuenca sedimentaria de Oviedo (Alonso *et al.*, 1996). Los depósitos lutíticos y arenosos corresponderían a sedimentos acumulados en las partes distales de estos abanicos.

2.4.1.2. *Terciario de Grado. Arenas, conglomerados, arcillas, margas y niveles intercalados de calizas claras (33). Eoceno (Bartoniense) – Oligoceno (Rupeliense)*

Estos depósitos se disponen discordantemente sobre rocas paleozoicas. La escasa calidad de sus afloramientos ha impedido su estudio detallado. Diversos autores han realizado trabajos

de índole estratigráfica y cartográfica sobre ellos (Martínez-Álvarez, 1956, 1957; Llopis Lladó y Martínez Álvarez, 1960; Brell, 1972; Martínez-Álvarez *et al.*, 1975; I.G.M.E., 1984b; I.G.M.E., 1986). Brell (1972) define dentro de la sucesión tres miembros que denomina, de muro a techo: Miembro Peñaflor (fundamentalmente arcilloso), Miembro Santo Dolfo (de composición predominantemente arenosa), y Miembro de Guileiro (conglomerático).

Esta división estratigráfica es parcialmente modificada con posterioridad en un nuevo estudio estratigráfico (I.G.M.E, 1986), según el cual la sucesión puede dividirse en tres partes que son denominadas: Serie inferior, Serie intermedia y Serie superior.

- La **Serie inferior** aflora buzando unos 20° hacia el norte en las inmediaciones de Llantrales, al sur de Grado. Está constituida por conglomerados cuarcíticos clastosoportados, con matriz arenosa, formando estratos lenticulares que, hacia techo, pasan progresivamente a areniscas y microconglomerados con intercalaciones centimétricas de limos y arcillas. Tanto los conglomerados como las areniscas generalmente presentan cementos carbonatados.
- La **Serie intermedia** se sitúa en posición horizontal, discordante sobre la inferior, y es la que posee mayor potencia. Está formada por arcillas rojas más o menos arenosas, arenas arcillosas y areniscas con cemento carbonatado, escasos niveles conglomeráticos, margas grises, calizas margosas (con textura *mudstone* a *wackestone*) con ostrácodos, moluscos y frecuente bioturbación por raíces, y, finalmente, costras carbonatadas (caliches) (Fig. 23). En los intervalos arcillosos de este tramo se encuentran algunas explotaciones de arcilla.
- La **Serie superior** es equivalente al “Conglomerado del Guileiro” de Martínez Álvarez (1957) o “Miembro Guileiro” de Brell (1972). Está formada por conglomerados masivos con clastos de cuarcita y matriz arcillosa, que aparecen sobre los depósitos de la serie intermedia, o bien, discordantes sobre el Paleozoico.

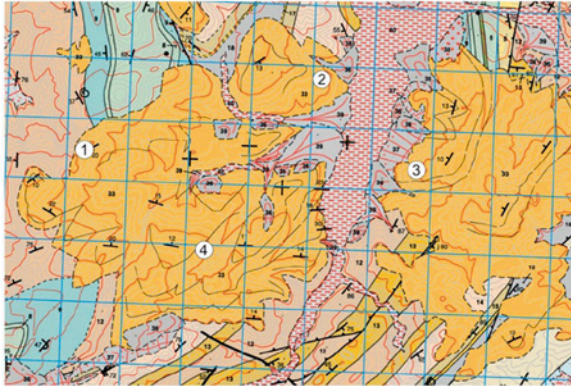
En las proximidades de Sestiello se han encontrado restos fósiles de mamíferos atribuibles al Pontense (Mioceno superior) (Martínez Álvarez, 1956, 1957; Llopis Lladó y Martínez Álvarez, 1960), que a día de hoy representan los únicos datos de edad directos existentes para estos sedimentos. De acuerdo con I.G.M.E. (1986), la parte inferior de esta sucesión sería comparable en edad a los depósitos paleógenos de la Cuenca de Oviedo.

Entre los sedimentos descritos existe un predominio de facies de sistemas fluviales y de abanicos aluviales (I.G.M.E., 1986). En las partes distales de estos sistemas, o bien en las áreas de llanura de inundación adyacentes a ellos, tuvo lugar el desarrollo local de sistemas lacustres y palustres, probablemente efímeros.

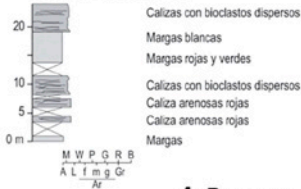
2.4.2. Cuaternario

Los depósitos de esta edad presentan una importante extensión dentro de la Hoja. Los más relevantes son los de origen fluvial (llanuras de inundación, terrazas y abanicos torrenciales) y gravitacional (principalmente movimientos en masa).

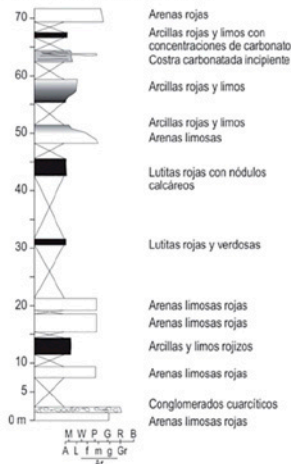
Cronológicamente están representados el Pleistoceno y el Holoceno. Los procesos de ladera que dieron lugar a la mayoría de los depósitos gravitacionales fueron muy activos durante el Pleistoceno, mientras que en el Holoceno su actividad se ha reducido significativamente.



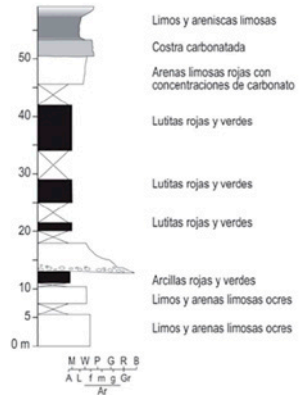
1. Ermita del Fresno



4. Barranco del Zorro



2. Urbanización La Moratilla



3. Carbayín

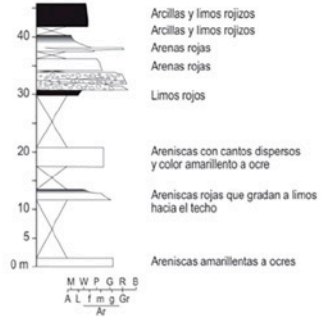


Figura 23. Columnas estratigráficas parciales de la Serie intermedia de la sucesión terciaria de Grado (I.G.M.E., 1986), y fragmento del mapa geológico con su ubicación.

Dentro de los depósitos fluviales se encuentran las terrazas fluviales pleistocenas y las llanuras de inundación holocenas.

2.4.2.1. *Depósitos cuaternarios indiferenciados. Clastos angulosos con matriz limo-arcillosa. Depósito aluvial-coluvial (34)*

En este primer apartado se han incluido un conjunto de depósitos de origen indefinido o poligénicos, situados principalmente en el cuadrante suroriental de la Hoja. Sus características serían semejantes a las de varios de los tipos de depósito que se describen en los epígrafes posteriores como coluviones, movimientos en masa y fondos de valle.

2.4.2.2. *Derrubios ordenados. Clastos angulosos con escasa matriz (35)*

Se trata de depósitos originados por la acción de la gravedad en laderas con pendiente elevada. En general son poco coherentes y están constituidos por clastos heterométricos y angulosos con matriz areno-arcillosa. Su naturaleza depende habitualmente de la litología del sustrato a partir del cual se han originado, y puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz limo-arcillosa, o mixta.

2.4.2.3. *Movimientos en masa complejos. Clastos angulosos con matriz areno-arcillosa (36)*

Son depósitos originados por procesos gravitacionales que afectan a otros depósitos cuaternarios, como derrubios, y, en ocasiones, a rocas del sustrato. Las litologías que los componen con frecuencia no se corresponden con las del sustrato sobre el que reposan, debido al transporte que han sufrido. Los depósitos cartografiados están constituidos por clastos heterométricos y angulosos con matriz areno-arcillosa. La litología de los materiales es fundamentalmente silíceo.

La extensión de los derrubios y movimientos en masa, y las escasas evidencias de procesos gravitacionales actuales en estas formaciones, parecen indicar que se trata de depósitos originados fundamentalmente en laderas con una vegetación más escasa que la actual. De acuerdo con esta interpretación se les asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.4.2.4. *Coluviones. Clastos angulosos con matriz areno-arcillosa (37)*

Los coluviones son depósitos originados por la acción de la gravedad, principalmente por procesos de reptación, con participación de fenómenos de arroyada en fondos de valle o en laderas con pendiente suave. Son, en general, depósitos poco coherentes constituidos por clastos heterométricos y angulosos con abundante matriz areno-arcillosa, enriquecida frecuentemente en materia orgánica. La litología de los materiales puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz limo-arcillosa, o mixta.

2.4.2.5. *Terrazas fluviales. Gravas y arenas con matriz areno-limosa (38)*

Los cursos fluviales que presentan depósitos de terraza asociados son los ríos Nalón, Narcea, Aranguín, Cubia y Nora. Los depósitos están formados principalmente por gravas redondea-

das con matriz areno-limosa; con frecuencia, existen intercalaciones de niveles de arenas y limos-arcillosos. La litología de los materiales es mayoritariamente silíceo.

Se pueden identificar seis niveles de terraza (T_1 a T_6). La terraza T_1 se dispone entre los + 0-5 m, la terraza T_2 entre los + 0-20 m, la terraza T_3 entre los + 10-40 m, la terraza T_4 entre los + 40-70 m, la terraza T_5 entre los + 70-90 m, y la terraza T_6 entre los + 100-130 m.

En el depósito de terraza de Trasquirós (Candamo) (T_{3-4}) fue encontrada industria lítica del Achelense final (Hernández Pacheco, 1919). Este dato permite asignar una edad mínima de 100 000 años (Eemiense) al nivel de terraza T_3 y, a su vez, atribuir los niveles T_1 y T_2 al Pleistoceno superior, y los niveles T_3 , T_4 , T_5 y T_6 , al Pleistoceno medio-inferior.

2.4.2.6. *Abanicos torrenciales. Gravas silíceas y bloques con matriz areno-arcillosa (39)*

Se localizan en la confluencia de cursos tributarios de pendientes elevadas con cursos fluviales mayores. Morfológicamente presentan planta en forma de abanico y perfiles longitudinales y transversales convexos. Estos depósitos están constituidos por cantos y bloques subangulosos a subredondeados con matriz arenosa. Su naturaleza es fundamentalmente silíceo. La potencia de estos depósitos varía considerablemente, e incluso dentro de un mismo depósito, desde su cabecera hasta sus partes más distales, donde suelen pasar lateralmente a otros depósitos fluviales.

A pesar de que los abanicos torrenciales pueden activarse actualmente en épocas de lluvias intensas, su génesis debe relacionarse con sistemas fluvio-torrenciales afectando a materiales poco coherentes, principalmente depósitos cuaternarios, en laderas con vegetación más escasa que la actual. Conforme a esta interpretación, se les asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.4.2.7. *Llanuras de inundación y fondos de valle. Gravas heterométricas con matriz areno-limosa (40)*

Las llanuras de inundación se encuentran bien representadas en los valles de los ríos, Nalón, Narcea, Aranguín, Cobia, Nora y Trubia, y poseen menor desarrollo en otros valles fluviales secundarios. Su superficie coincide con la primera llanura sobre el cauce del río.

Estos depósitos están constituidos por clastos heterométricos, bloques y gravas, desde subredondeados a subangulosos, con abundante matriz areno-limosa; además, son frecuentes las intercalaciones de niveles irregulares arenosos y limo-arcillosos. Los clastos son fundamentalmente silíceos y con carácter accesorio existen clastos calcáreos. Se les asigna una edad holocena, por tratarse de depósitos con numerosas evidencias de actividad reciente.

2.4.2.8. *Depósitos antrópicos. Escombreras (41)*

Los principales depósitos originados por la actividad humana en el ámbito de esta Hoja son las escombreras, que se sitúan principalmente en el entorno de la ciudad de Oviedo. Sólo se han representado aquellos depósitos que dificultan la reconstrucción de la geología o que influyen en la dinámica de algunos procesos geológicos actuales.

3. TECTÓNICA

Las rocas (en su gran mayoría de origen sedimentario) y sedimentos que aparecen representados en esta Hoja fueron depositados en cuencas sedimentarias desarrolladas en diferentes contextos geotectónicos, durante la evolución geológica del sector noroccidental de la península Ibérica. Las principales etapas que tienen lugar a lo largo de dicha evolución son las siguientes:

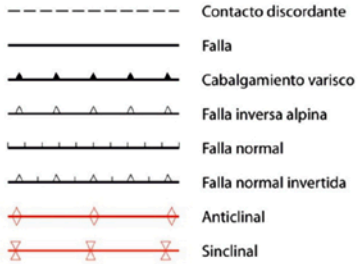
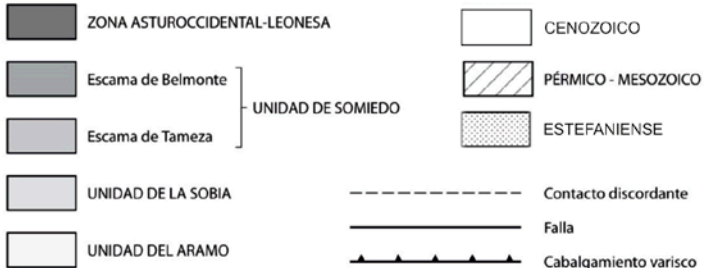
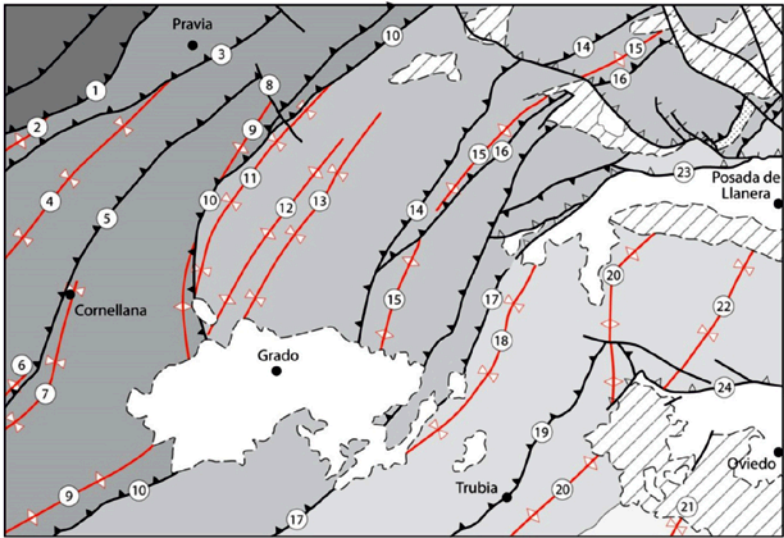
- **Neoproterozoico:** La dificultad del estudio de las rocas de esta edad hace que en la actualidad aún no exista una total certeza acerca del contexto geotectónico que caracterizó este periodo. Los modelos más recientes (Valladares *et al.*, 2002) apuntan a la existencia de un margen continental incipiente desarrollado en el norte de Gondwana tras la Orogenia Panafricana. Un evento de deformación marca el fin de esta etapa y da lugar a la discordancia basal del Cámbrico.
- **Cámbrico-Devónico Superior:** En esta etapa tienen lugar principalmente procesos de sedimentación en el margen continental pasivo del norte de Gondwana.
- **Devónico Superior-Carbonífero:** Se produce la colisión continental entre Gondwana y Laurusia, y se desarrollan el Orogénico Varisco y la cuenca de antepaís asociada a él.
- **Pérmico-Mesozoico:** Se desarrolla una tectónica extensional ligada a la apertura del océano Atlántico y del golfo de Vizcaya, durante el desmembramiento del supercontinente Pangea.
- **Cenozoico:** Se produce la inversión tectónica del margen continental Cantábrico y la elevación de la Cordillera Cantábrica durante la Orogenia Alpina.

En la Fig. 24 se presenta como referencia un esquema tectónico de la Hoja con las denominaciones de las principales estructuras que serán descritas a continuación. Por otra parte, el mapa geológico va acompañado de dos cortes geológicos que ilustran la estructura de este sector: el corte I-I', con orientación NO-SE, es transversal a las estructuras variscas, mientras que en el corte II-II', orientado N-S y situado en el extremo oriental de la Hoja, se representan algunas de las estructuras relacionadas con la tectónica extensional del Pérmico-Mesozoico y con la deformación alpina.

3.1. LA DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA EN EL ANTIFORME DEL NARCEA

La existencia de una deformación precámbrica atestiguada por la presencia de una discordancia entre las rocas neoproterozoicas (Serie del Narcea) y cámbricas (Gp. Cándana, Fm La Herrería), tanto en la Zona Cantábrica como en la Zona Asturoccidental-leonesa, es conocida desde Lotze (1956) y de Sitter (1961). No obstante, el carácter de las estructuras originadas durante esta fase tectónica y su geometría precisa no están todavía bien establecidos, a causa principalmente de la importancia de la deformación varisca superpuesta y a la monotonía litológica de la sucesión precámbrica.

El estudio de las lineaciones de intersección entre la estratificación de las rocas precámbricas y la foliación regional varisca permite deducir que las estructuras precámbricas y variscas no eran homoxiales, ya que dichas lineaciones presentan en amplias áreas posiciones subverticales. En la parte meridional del Antiforme del Narcea han podido observarse pliegues precámbricos cortados



- | | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Cabalgamiento de La Espina | 11. Sinclinal de Carbayedo | 18. Sinclinal de Barredo |
| 2. Anticlinal de Salas | 12. Anticlinal de Grullas | 19. Cabalgamiento de Felechés |
| 3. Cabalgamiento de Salas | 13. Sinclinal de Llamero | 20. Antiforme de Caranga-Trubia |
| 4. Sinclinal de Villazón | 14. Cabalgamiento de Peñaflor | 21. Sinforme de Proaza-Las Caldas |
| 5. Cabalgamiento de Alava | 15. Antiforme del Pedrosu | 22. Sinforme del Naranco |
| 6. Anticlinal del Courio | 16. Cabalgamiento de Granda | 23. Falla de Llanera |
| 7. Sinclinal de Cornellana | 17. Cabalgamiento de Rubiano | 24. Falla del Naranco |
| 8. Falla de Casafría | | |
| 9. Anticlinal de La Cabruñana | | |
| 10. Cabalgamiento de La Cabruñana | | |

Fig. 24. Esquema tectónico de la Hoja de Grado en el que se muestran las principales estructuras citadas en el texto. Denominaciones basadas en Alonso et al., 1991 y Rodríguez Fernández 1977, 1978.

por la foliación varisca o con disposición *facing down* (Pérez Estaún, 1978). En esa misma zona, Díaz García (2006) ha identificado la existencia de dos foliaciones previas a la primera foliación varisca, estando la segunda de ellas relacionada con pliegues a diversas escalas.

3.2. LA DEFORMACIÓN VARISCA

La Orogenia Varisca, que da lugar a la actual estructuración del Macizo Ibérico, es la responsable de la estructura tectónica de las formaciones pre-mesozoicas de la Hoja. El Macizo Ibérico

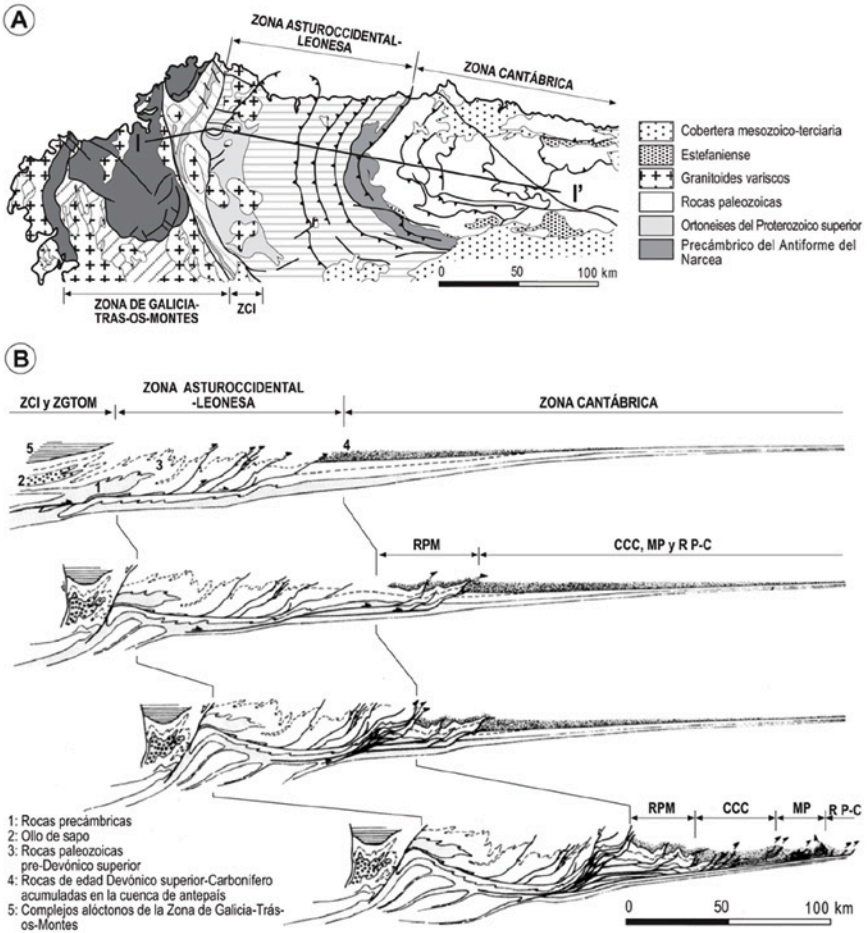


Figura 25. A) Mapa geológico esquemático del NO del Macizo Ibérico. B) Evolución de la deformación en el cinturón varisco a lo largo del corte I-I' del mapa anterior, mostrando el proceso de construcción de la cuña orogénica desde el límite Bashkiriense-Moscoviense hasta el Estefaniense (basado en Pérez Estaún et al., 1991).

forma parte del cinturón orogénico desarrollado por la colisión de Gondwana y Laurusia, y otras masas continentales menores adyacentes. Dicha colisión comenzó en el tránsito del Devónico Medio al Superior (hace 380-375 Ma), una vez que la parte más distal del margen continental de Gondwana inició su subducción por debajo de Laurusia (Martínez-Catalán *et al.*, 1999, 2009). Como consecuencia de la colisión, parte de la litosfera de Gondwana (Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica, Zona Asturoccidental-leonesa y Zona Cantábrica) fue progresivamente incorporada a la cuña orogénica a medida que la deformación progresó hacia el antepaís (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Martínez-Catalán *et al.*, 1996, 1999, 2009; Dallmeyer *et al.*, 1997; Fig. 25). La Zona Cantábrica constituye la zona más externa del cinturón orogénico varisco del NO del Macizo Ibérico, y en ella la deformación se produjo en condiciones corticales superficiales, con escasa deformación interna y desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados; sólo localmente se originaron clivajes y metamorfismo (Aller *et al.*, 2004). Por el contrario, la Zona Asturoccidental-leonesa corresponde a las zonas internas del orógeno, y los rasgos de la deformación y las estructuras tectónicas desarrolladas en ella son marcadamente diferentes. Por este motivo, ambas zonas serán descritas separadamente.

3.2.1. Zona Asturoccidental-leonesa

La práctica totalidad de los rasgos tectónicos que caracterizan la Zona Asturoccidental-leonesa son consecuencia de la Orogenia Varisca. Las principales estructuras tectónicas presentes en ella son pliegues (entre los que se incluyen grandes pliegues acostados), cabalgamientos y fallas (Fig. 26). Estas grandes estructuras se formaron en unas condiciones de metamorfismo epizonal cuyo grado aumenta de este a oeste, y llevan asociadas una considerable deformación interna de las rocas que da lugar a varias foliaciones tectónicas (Marcos *et al.*, 2004).

En el Dominio del Navia y Alto Sil los pliegues son en general pliegues cerrados o isoclinales, con superficies axiales inclinadas fuertemente hacia el oeste y vergentes hacia la zona externa del orógeno, situada al este. Estos pliegues presentan una foliación tectónica de plano axial (S_1), y definen la primera fase de deformación varisca (D_1) (Marcos, 1973; Bastida, 1980). En el flanco occidental del Antiforme del Narcea esta foliación ha sido datada en torno a los 337 Ma (Viseense medio, Dallmeyer *et al.*, 1997).

En los flancos inversos de estos pliegues se forman posteriormente cabalgamientos con la misma vergencia, cuyo desarrollo caracteriza la segunda fase de deformación (D_2). En relación con estos cabalgamientos existen zonas de deformación dúctil que producen decenas de kilómetros de desplazamiento. Ejemplos de estos cabalgamientos en la zona oriental del Dominio del Navia y Alto Sil son los cabalgamientos de La Espina y de Trones (Gutiérrez-Alonso, 1992, 2004). En las zonas de cizalla dúctil asociadas a ellos es común el desarrollo de fábricas miloníticas y filoníticas junto con clivajes de crenulación (S_2), que evidencian una importante deformación interna, y, localmente, pliegues menores que doblan a la S_1 . Dallmeyer *et al.* (1997) obtienen edades para esta segunda foliación en torno a los 321 Ma (Serpukhoviense superior, Namuriense A-Amsbergiense superior). El Cabalgamiento de La Espina es el accidente principal que separa la Zona Asturoccidental-leonesa de la Zona Cantábrica.

— L E Y E N D A —

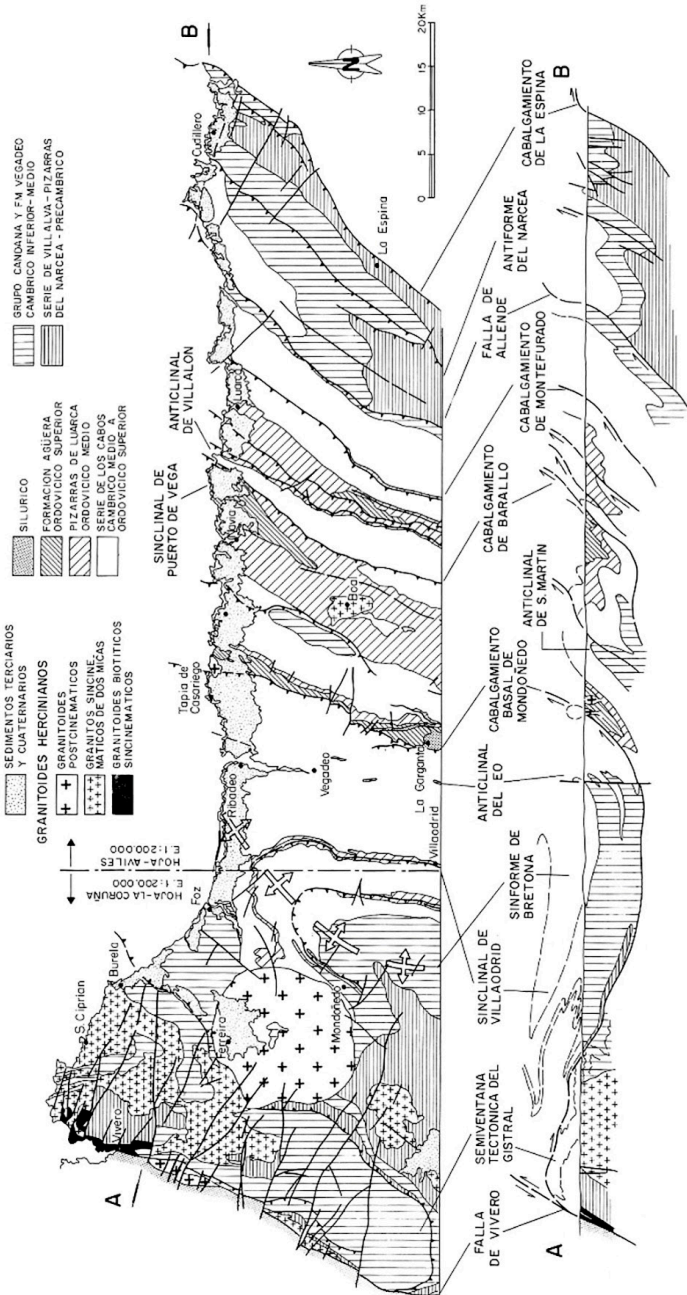


Figura 26. Esquema tectónico y corte geológico del sector septentrional de la Zona Asturoccidental-leonesa con la denominación de las principales estructuras (Alonso et al., 1991).

Los pliegues de la fase D_1 y los cabalgamientos y zonas de cizalla de la fase D_2 están, a su vez, afectados por pliegues abiertos con superficies axiales subverticales formados durante la tercera fase de deformación (D_3) reconocida por (Marcos, 1973). Asociada a esta fase de deformación aparecen clivajes de crenulación (S_3) que afectan a las foliaciones S_1 y S_2 (Marcos, 1973; Pulgar, 1980; Martínez-Catalán, 1985). La cronología relativa de las estructuras de D_3 puede establecerse mediante el estudio de la interferencia entre los pliegues de D_2 y D_3 , las relaciones entre los pliegues y las foliaciones tectónicas, y las relaciones entre las foliaciones D_1 , D_2 y D_3 .

Durante el desarrollo de la deformación en la Zona Asturoccidental-leonesa tiene lugar un metamorfismo sinorogénico que ha sido estudiado por numerosos autores (ver Martínez *et al.*, 2004 y referencias allí incluidas). Se trata de un metamorfismo plurifacial y polifásico en el que se diferencian varios episodios. El primero (M_1) corresponde a un metamorfismo regional sincinemático relacionado con el engrosamiento cortical durante las primeras etapas de la orogenia y se caracteriza por la secuencia de isogradas de grado bajo a medio: clorita-biotita-granate-estaurólita. La parte oriental del Dominio del Navia y Alto Sil que aparece en esta Hoja se sitúa dentro de la zona de la clorita (facies de los esquistos verdes).

A esta primera fase de metamorfismo le sigue un segundo episodio (M_2), tardío en relación con las fases de acortamiento horizontal. Es un metamorfismo de baja presión caracterizado por la paragénesis progradada andalucita-sillimanita, que aparece asociado al emplazamiento de magmas graníticos y con gradientes geotérmicos relativamente elevados (Reche *et al.*, 1998).

En otros puntos de la Zona Asturoccidental-leonesa, como en la parte basal del Manto de Mondoñedo, se reconoce además un tercer episodio de retrometamorfismo (M_3) relacionado con el desarrollo de zonas de cizalla extensionales. Este tercer episodio puede ser sincrónico con algunas estructuras extensionales existentes en el flanco occidental del Antiforme del Narcea, como la Falla de Allande, pero no aparece registrado en el área de la Hoja.

3.2.2. Zona Cantábrica

La Zona Cantábrica representa el dominio estructural más externo (*foreland thrust and fold belt*) del orógeno varisco en el noroeste de la península Ibérica. Se caracteriza esencialmente por la existencia de una tectónica de tipo superficial (*thin-skinned tectonics*) con cabalgamientos dirigidos hacia el núcleo del Arco Astúrico y pliegues relacionados con ellos, y con escasa deformación interna (Aller *et al.*, 2004). El nivel principal de despegue está localizado cerca de la base de la Fm Láncara. No obstante, en profundidad, los cabalgamientos basales de las unidades mayores llegan a cortar la sucesión precámbrica y la Fm La Herrería (Fig. 27). Las unidades occidentales y meridionales (unidades de Somiedo-Correcilla, La Sobia-Bodón, Aramo y Esla-Valsurvio) constituyen en conjunto un sistema mayor de cabalgamientos (Pérez Estaún y Bastida, 1990), mientras que la Cuenca Carbonífera Central y el Manto del Ponga tienen un nivel de despegue basal común y más profundo que corresponde a otro sistema de cabalgamientos mayor. Los cabalgamientos de la unidad de Picos de Europa representan un tercer sistema con vergencia sur (Merino-Tomé *et al.*, 2009). Esta estructuración tectónica ha sido corroborada por el perfil de sísmica profunda ES-CIN-1 (Pérez Estaún *et al.*, 1994, 1995). Los sistemas de cabalgamiento mayores se desarrollaron

sucesivamente en el tiempo y las unidades tectónicas que delimitan se emplazaron siguiendo una secuencia tipo *forward* (Julivert, 1971; Pérez Estaún *et al.*, 1988; Aller *et al.*, 2004).

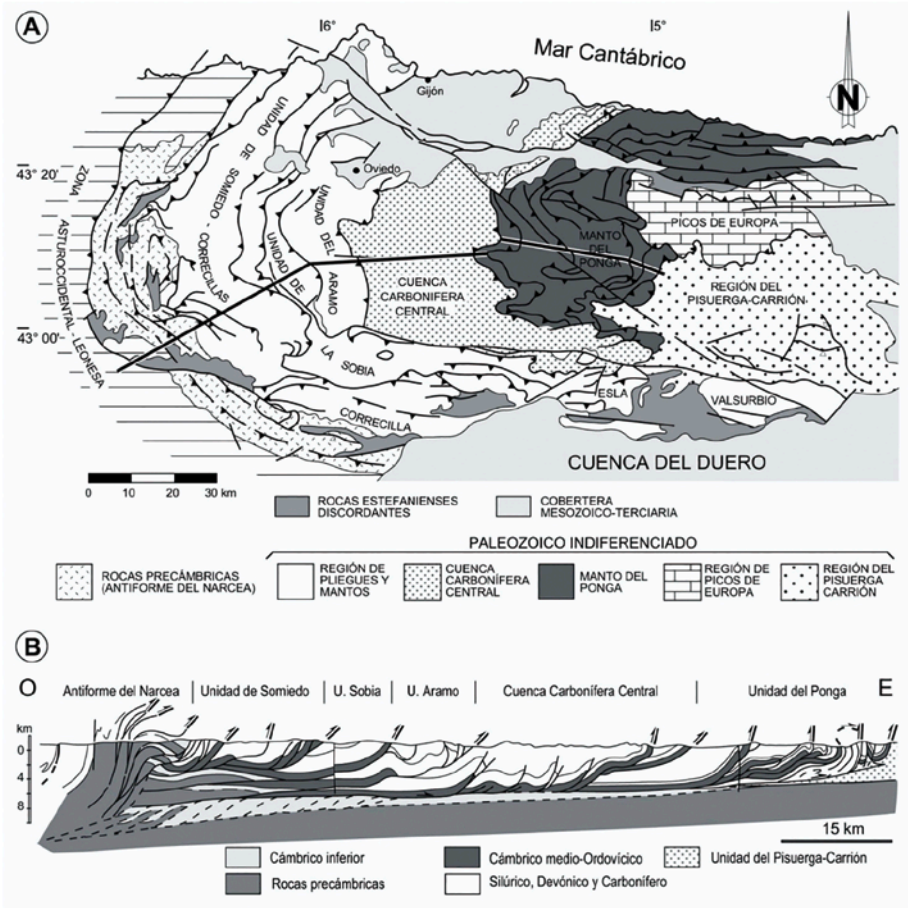


Fig. 27. A) Esquema tectónico de la Zona Cantábrica en el que se indican las principales unidades estructurales diferenciadas en ella. B) Corte geológico de la sección indicada en el esquema superior (basado en Pérez Estaún *et al.*).

Las primeras unidades en emplazarse fueron los Mantos Palentinos, durante el Namuriense. Posteriormente fueron reactivados como estructuras de gravedad durante el desarrollo del apilamiento antiformal del domo del Valserbio (Namuriense C y Westfaliense A) (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987, 1988). En el Westfaliense B-C tuvo lugar el emplazamiento de las unidades superiores de las unidades de Somiedo-Correcilla, Esla, Sobia-Bodón y Aramo (Alonso, 1987). En el Westfaliense D, después de una detención en la progresión de la deformación, se desarrolló un segundo sistema mayor de cabalgamientos con un nivel de despegue más profundo y se produjo

el emplazamiento de la Cuenca Carbonífera Central y el Manto del Ponga (Heredia *et al.*, 1990; Rodríguez Fernández, 1991 y 1993; Colmenero *et al.*, 2002). Probablemente en relación con este nuevo sistema de cabalgamientos se formó la culminación del Antiforme del Narcea (Pérez Estaún *et al.*, 1991). Posteriormente, desde el Moscoviense final y a lo largo del Kasimoviense y Gzheliense, se emplazó la Unidad de Picos de Europa (Merino-Tomé *et al.*, 2009).

El sector de la Zona Cantábrica incluido en esta Hoja corresponde a la parte septentrional de la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1967, 1971), estando representadas en él varias escamas tectónicas de la Unidad de Somiedo-Correcilla, la Unidad de La Sobia y la parte occidental de la Unidad del Aramo. En este sector, las estructuras tienen un trazado NE-SO y los mantos de cabalgamiento bien diferenciados en áreas situadas al sur de la Hoja, dan paso aquí a una estructura caracterizada por pliegues de propagación de falla (Alonso *et al.*, 1991; Alonso y Marcos, 1992, Bulnes y Marcos, 2001; Bulnes y Aller, 2002). Esto ya fue advertido anteriormente por otros autores, quienes consideraron este hecho como algo atípico dentro de la Región de Pliegues y Mantos (Soler, 1967; Julivert, 1971, 1976; Pello, 1972; Rodríguez Fernández, 1977, 1978; Julivert y Arboleya, 1984; Bastida y Castro, 1988).

3.2.2.1. Cabalgamientos y pliegues longitudinales

En la Zona Cantábrica se han distinguido dos sistemas de pliegues que, de acuerdo con su relación con el trazado del Arco Astúrico, han sido denominados "sistema longitudinal" y "sistema radial" (Julivert y Marcos, 1973). La mayor parte de estos pliegues longitudinales han sido interpretados como estructuras relacionadas con cabalgamientos, incluyéndose entre ellos pliegues de propagación de falla, pliegues de flexión de falla y pliegues de despegue sobre rellanos de cabalgamientos (Aller, 1986; Alonso *et al.*, 1989; Bastida y Castro, 1988; Pérez Estaún *et al.*, 1988; Bastida y Gutiérrez, 1989; Alonso y Marcos, 1992; Álvarez-Marrón, 1995; Bulnes y Marcos, 2001; Bulnes y Aller, 2002). Los pliegues del sistema radial han sido interpretados en muchos casos como estructuras transversales a los cabalgamientos, relacionadas principalmente con rampas laterales (Aller *et al.*, 2004 y referencias allí incluidas). Sin embargo, otros autores relacionan su génesis con el plegamiento oroclinal que dio lugar al cierre del Arco Astúrico en los últimos estadios de la Orogenia Varisca (Parés *et al.*, 1994; Van Der Voo *et al.*, 1997; Weil *et al.*, 2000, 2001, 2013; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004c; Weil, 2006).

Los cabalgamientos y pliegues más importantes presentes en la Hoja de Grado (Fig. 24) son estructuras longitudinales, en general vergentes hacia el interior del Arco, aunque su geometría original ha sido modificada en el curso de la deformación. La posición actualmente retrovergente de los pliegues situados entre los ríos Nalón y Narcea, y la posición subvertical de los cabalgamientos en ese sector, puede relacionarse con la rotación pasiva de dichas estructuras como consecuencia del acortamiento tectónico acomodado dentro de la cuña orogénica durante su transporte hacia el este. Al igual que en otras áreas de la Zona Cantábrica, los cabalgamientos y pliegues están estrechamente relacionados y pueden considerarse coetáneos (Alonso, 1985; Alonso *et al.*, 1991; Alonso y Marcos, 1992, Bulnes y Marcos, 2001; Bulnes y Aller, 2002).

Los pliegues son cerrados a apretados, con un ángulo entre flancos habitualmente menor de 50°, llegando en algunos casos a ser prácticamente isoclinales. Los pliegues de tamaños menores que

los representados en el mapa son, en general, escasos, y, cuando se presentan (p. e. en el Gp. Rañeces en la Cabruñana, en la Fm Moniello en el flanco norte del Anticlinal del Courío), parecen estar en relación con despegues locales. Asociado a los pliegues aparece un clivaje espaciado, desarrollado casi exclusivamente en materiales margosos. En general, la disposición de este clivaje es en abanico convergente respecto a los pliegues, inclinándose habitualmente hacia el este en los flancos orientales de los sinclinales, y hacia el oeste en los flancos occidentales. No obstante, este clivaje sufre notables refracciones en función de la litología. La lineación de intersección con la estratificación es congruente con la posición de los ejes de los pliegues. Las variaciones en la inmersión de los ejes no se distribuyen al azar, sino sistemáticamente, lo que parece evidenciar la existencia de estructuras laterales en los cabalgamientos.

A continuación, se pasará a describir las estructuras variscas más significativas de este sector. Para establecer de forma clara las relaciones existentes entre dichas estructuras, se harán consideraciones relativas a un área más amplia que la de esta Hoja, que abarcaría también las Hojas adyacentes de Avilés (n.º 13), Tineo (n.º 27), Belmonte (n.º 51) y Proaza (n.º 52).

El Cabalgamiento de La Espina

Este cabalgamiento es considerado el límite estructural entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa (Gutiérrez-Alonso, 1996). En el área de la Hoja este cabalgamiento superpone las rocas de la Serie del Narcea y el Gp. Cándana del Antiforme del Narcea sobre las formaciones paleozoicas de la Zona Cantábrica. Respecto al autóctono, la traza de este cabalgamiento es generalmente oblicua a la estratificación. En su extremo meridional, el cabalgamiento se dispone sobre ambos flancos del Sinclinal de la Couriscada (Hoja de Tineo, al oeste de la presente Hoja), cortando la traza axial de dicho pliegue. Al norte de este sinclinal, el cabalgamiento se sitúa sobre el flanco normal del Anticlinal de Salas, y más al norte corta a dicho anticlinal y a los pliegues desarrollados sobre el Cabalgamiento de Arnao (Hoja de Avilés, al norte de la presente Hoja).

El Cabalgamiento de Salas

Este cabalgamiento, que aflora en la parte noroeste de la Hoja, deriva de la confluencia de un despegue de la Fm Láncara y de cabalgamientos con geometría de rampas y rellanos que involucran al Precámbrico más al suroeste en la Ventana Tectónica del Narcea (Gutiérrez Alonso, 1987, 1992). Al norte de Salas (Hoja de Tineo) el cabalgamiento se sitúa en el núcleo de un anticlinal, y, a la altura de la confluencia de los ríos Nalón y Narcea, corta al Sinclinal de Villazón, situado por delante del cabalgamiento.

El Cabalgamiento de Alava

Este cabalgamiento se localiza en el flanco inverso del Anticlinal del Courío y el Sinclinal de Cornellana, en la parte oeste de la Hoja. Hacia el norte, se sitúa prácticamente en el núcleo de dicho anticlinal, cuyo flanco inverso desaparece al quedar cobijado por el cabalgamiento. De este modo, en la sección del valle Nalón el cabalgamiento se sitúa sobre una sucesión homoclinal (Alonso et al., 1991). Más hacia el norte, el cabalgamiento queda truncado por la falla transversal de Casarfa. Al norte de esta y de otras pequeñas fallas paralelas a ella, se encuentran diversas estructuras longitudinales que, debido a las condiciones de afloramiento, no parecen correlacionables con

las situadas más al sur. El significado de estas estructuras transversales no puede precisarse. Sin embargo, podrían interpretarse como desgarres contemporáneos con el desarrollo de los cabalgamientos (Alonso *et al.*, 1991).

Respecto a la prolongación del cabalgamiento de Alava hacia el suroeste de esta Hoja, hay que señalar que, si bien no ha sido reconocido en las hojas de Tineo y Belmonte, debe enraizarse en los despegues de las formaciones Láncara y La Herrería observados al norte de la Ventana del Narcea. El Anticlinal del Courío podría derivar de un despegue de la Fm Láncara, la cual aflora en una estrecha banda a lo largo de su núcleo.

Al norte de la confluencia de los ríos Narcea y Pigüena (ángulo suroriental de la Hoja de Tineo), el Cabalgamiento de Alava corta a otros cabalgamientos previos, que al oeste se localizan dentro del Gp. Rañeces y al este son responsables de la duplicación de las formaciones Moniello y Naranco. Estos cabalgamientos previos están plegados por el Anticlinal del Courío y el Sinclinal de Cornellana, situados respectivamente por detrás y por delante del Cabalgamiento de Alava.

El Cabalgamiento de La Cabruñana

Constituye el cabalgamiento basal de la Escama de Belmonte en este sector. En las hojas situadas al suroeste de la Hoja de Grado, este accidente pone en contacto la Fm Láncara, probablemente despegada, sobre las calizas carboníferas. Dentro de la Hoja, hacia el norte, el cabalgamiento discurre por el flanco oriental (a veces invertido) del Anticlinal de La Cabruñana, desarrollado en formaciones pre-devónicas. Al llegar al río Nalón, el cabalgamiento corta en el bloque cabalgante la sucesión devónica hasta alcanzar la Fm Naranco, apareciendo varios pliegues próximos a él. Más al norte, la superficie de cabalgamiento se bifurca.

Respecto al autóctono relativo, lo más llamativo es el truncamiento de ambos flancos del Sinclinal de Carbayedo por la superficie de cabalgamiento. Asimismo, es probable que las trazas axiales del Anticlinal de Grullos y del Sinclinal de Llamero, situados al este, también queden truncadas en el sector localizado bajo el Terciario de Grado, teniendo en cuenta la fuerte oblicuidad de dichas trazas respecto al cabalgamiento.

El Antiforme del Pedroso

La estructura de la Sierra del Pedroso consiste en un antiforme asimétrico de dimensiones kilométricas (Pello, 1972; Martínez Álvarez *et al.*, 1975; Alonso y Marcos, 1992; Fig. 28). El flanco normal (occidental) posee un buzamiento medio de 70° hacia el noroeste, mientras que el inverso (oriental) se dispone generalmente subvertical; no obstante, en las proximidades de los cabalgamientos situados en este segundo flanco, las capas pueden estar fuertemente invertidas (hasta 50° hacia el NO), probablemente en relación con pliegues de arrastre asociados a dichos cabalgamientos. La línea de charnela del Antiforme del Pedroso dibuja una culminación (culminación del río Soto) que da lugar a un extenso afloramiento de la Fm La Herrería. En la zona de charnela del antiforme aparecen pliegues menores con dimensiones de diferentes órdenes, dependiendo del espesor de las capas y del contraste de ductilidad entre ellas, lo que sugiere que se han desarrollado por un mecanismo de *buckling* (Alonso y Marcos, 1992).

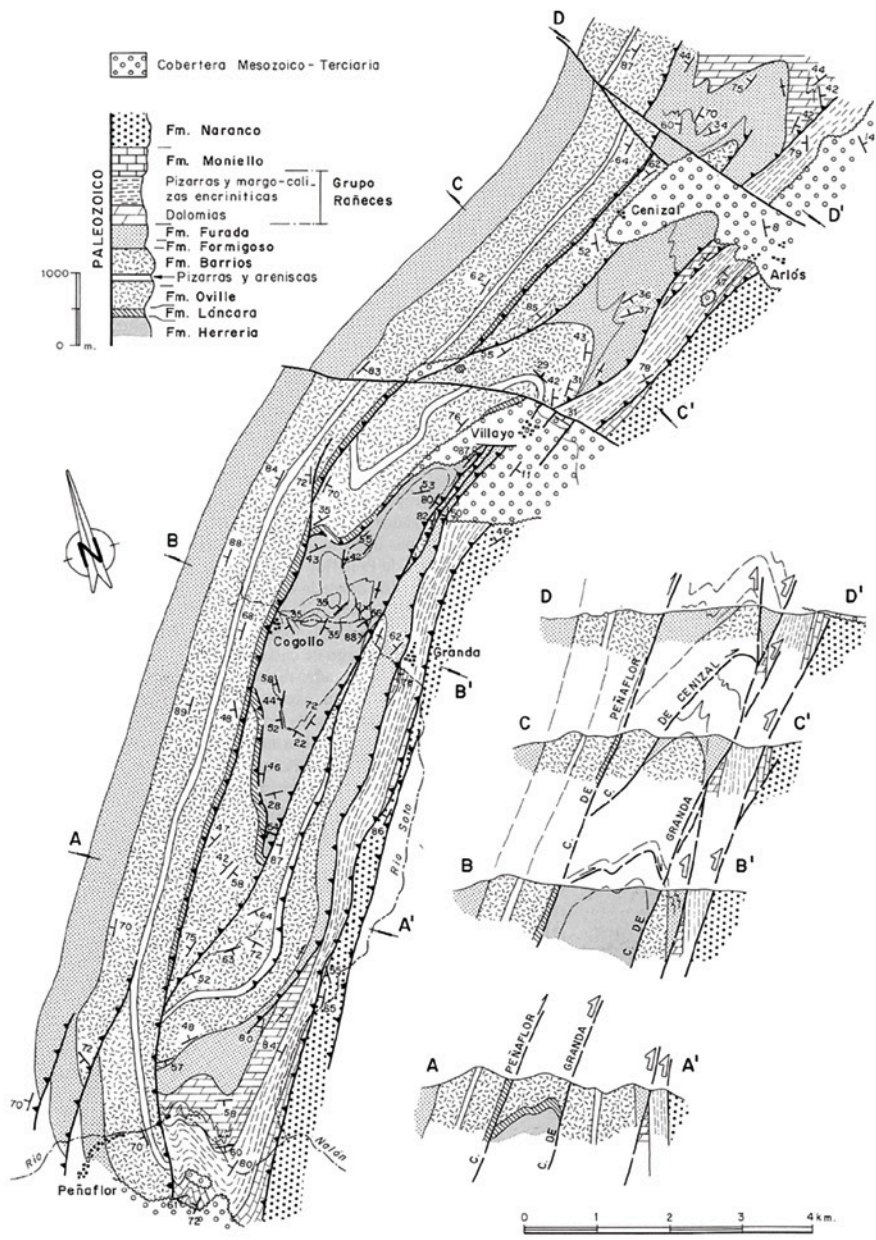


Figura 28. Mapa y cortes geológicos del Antiforme del Pedroso (Alonso y Marcos, 1992). En los cortes se indica con pequeñas flechas negras el sentido de transporte de los cabalgamientos que repiten parte de la sucesión estratigráfica, y con flechas vacías el de los cabalgamientos más tardíos, que omiten parte de dicha sucesión.

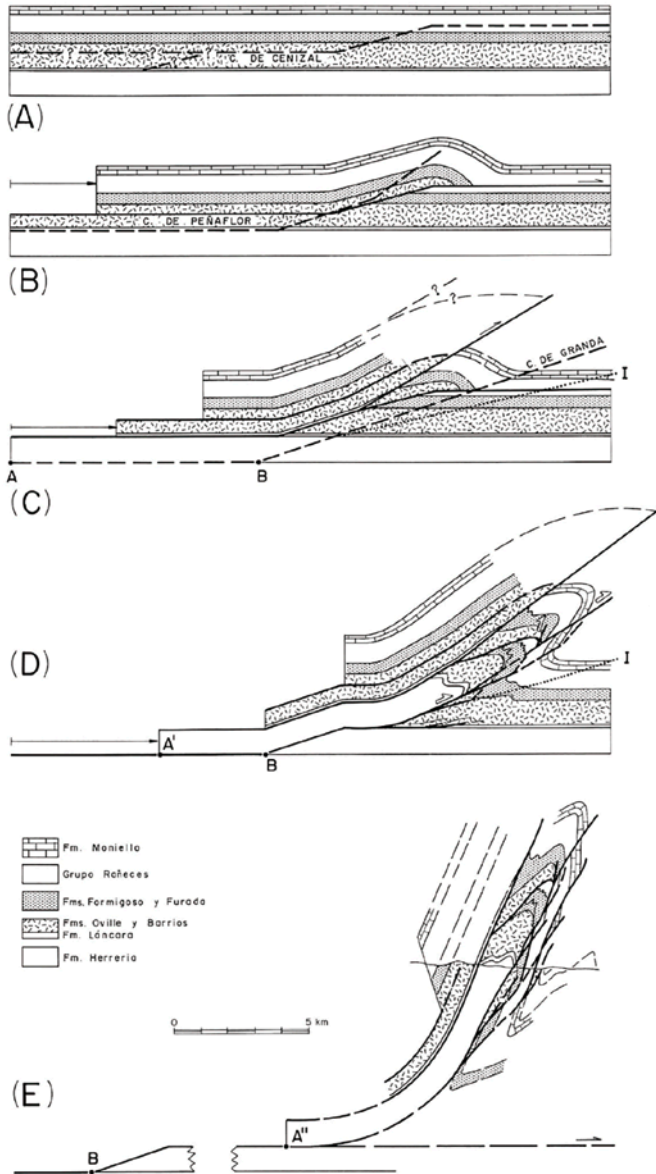


Figura 29. Esquema evolutivo del Antiforme del Pedroso según Alonso y Marcos (1992). A) Estado indeformado. B) Emplazamiento de la Escama del Cenizal. C) Emplazamiento de la Escama de Peñaflor. D) Etapa inicial en la formación del pliegue de propagación de falla. La línea I muestra la posición final de la traza axial del sinclinal. E) Corte geológico actual.

En el flanco normal del antiforme la sucesión cambro-ordovícica aparece repetida a consecuencia de la existencia de cabalgamientos cuyo nivel de despegue se sitúa en la Fm Láncara. Por el contrario, los cabalgamientos presentes en el flanco inverso causan la omisión de parte de la sucesión estratigráfica y el adelgazamiento de dicho flanco (Alonso y Marcos, 1992). Según estos mismos autores, dichos cabalgamientos están genéticamente relacionados con el desarrollo de este antiforme, que se interpretaría como un pliegue de propagación de falla (Fig. 29).

Los cabalgamientos de Peñafior y Granda, y cabalgamientos asociados

El Cabalgamiento de Peñafior (Rodríguez Fernández, 1977, 1978) discurre por el flanco occidental del Antiforme del Pedroso, situándose en la base de la Fm Láncara durante gran parte de su trazado (Fig. 28). En el bloque cabalgado, la superficie de cabalgamiento es oblicua a la estratificación, excepto en la parte central de la culminación del Antiforme del Pedroso, donde se reduce a un despegue de la Fm Láncara sobre la Fm La Herrería (Alonso y Marcos, 1992). Desde esta culminación, el cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica. La prolongación del cabalgamiento al sur de los afloramientos terciarios de Grado es problemática, ya que no afloran rocas anteriores al Devónico.

El Cabalgamiento de Granda se sitúa en el flanco inverso del Antiforme del Pedroso y discurre paralelamente al Cabalgamiento de Peñafior durante gran parte de su trazado, confluyendo con él hacia el sur. Se dispone oblicuo a la estratificación tanto en el bloque cabalgante como en el cabalgado. En el bloque cabalgante, desde la culminación del Antiforme del Pedroso (culminación del río Soto) hacia el nordeste, este cabalgamiento asciende en la sucesión estratigráfica desde la Fm La Herrería hasta la Fm Furada, y causa la omisión de parte de la sucesión estratigráfica en el flanco inverso del antiforme. Asociados a este cabalgamiento existen otros cabalgamientos menores que consisten en fallas inclinadas en el mismo sentido que la sucesión estratigráfica pero con menor ángulo de buzamiento que ella. Sus trazados son difíciles de determinar con precisión debido a la mala calidad de los afloramientos.

El Cabalgamiento de Rubiano

En la Hoja de Proaza, al sur de la Hoja de Grado, el Cabalgamiento de Tameza pone en contacto formaciones cámbricas sobre rocas del Carbonífero. El desplazamiento y la separación estratigráfica asociados a esta importante estructura disminuyen progresivamente hacia el norte (Bastida y Castro, 1988). Este hecho, junto con el desarrollo de estructuras de acortamiento alpinas, dificulta la identificación de su prolongación dentro de la Hoja, que muy probablemente corresponde al Cabalgamiento de Rubiano, el cual pone en contacto la Fm Barcaliente, en el bloque cabalgante, con las formaciones Valdeteja y San Emiliano, en el bloque cabalgado. En el bloque cabalgante, la sucesión devónica y carbonífera forma un anticlinal vergente hacia el este, en cuyo núcleo afloran rocas de las formaciones Naranco y Moniello, y del Gp. Rañeces. Este anticlinal aparece truncado por fallas inversas alpinas que conectan con la Falla de Llanera. Hacia el nordeste, el Cabalgamiento de Rubiano fue reactivado durante la compresión Alpina y aparece cobijando los depósitos cenozoicos del borde occidental de la cuenca terciaria de Oviedo.

Los cabalgamientos del sector de Trubia

Entre los cabalgamientos del sector de Trubia destaca el cabalgamiento de Felechés, que causa la repetición de las calizas de la Fm Moniello en el núcleo del Antiforme de Caranga-Trubia. A lo largo de casi todo el sector correspondiente a esta Hoja, el Cabalgamiento de Felechés constituye un rellano cabalgante en la base de la Fm Moniello superpuesto a otro cabalgado situado en el techo de esta misma formación. Su traza cartográfica, que dibuja la curvatura del cierre periclinal del Antiforme de Caranga-Trubia, al sur de Llubrio, queda oculta bajo las rocas del Mesozoico y Cenozoico. Este hecho impide conocer con detalle las relaciones entre el cabalgamiento y la estratificación en las láminas autóctona y alóctona. Bulnes (1995) estima un desplazamiento tectónico mínimo asociado a esta estructura de 6 km, asumiendo que corresponde al cabalgamiento que superpone la Fm Moniello sobre las lutitas del Carbonífero al este de esta Hoja. Esta autora también señala que este cabalgamiento es anterior al desarrollo del Antiforme de Caranga-Trubia.

Además del Cabalgamiento de Felechés, en el núcleo del Antiforme de Caranga-Trubia existen numerosos cabalgamientos con desplazamientos de pequeña magnitud. Las superficies de despegue de estos cabalgamientos son subverticales y oblicuas a la estratificación tanto del bloque cabalgante como del cabalgado, disponiéndose sobre rocas progresivamente más modernas hacia el noreste. Según Bulnes (1995) representan la prolongación septentrional del sistema imbricado de La Sobia.

El Antiforme de Caranga-Trubia y el Sinforme de Proaza-Las Caldas

La macroestructura del Sector de Trubia consiste en dos grandes pliegues: el Antiforme de Caranga-Trubia (o Anticlinal del Escamplero, según Martínez Cienfuegos *et al.*, 1986) y el Sinforme de Proaza-Las Caldas (Bulnes, 1995), cuya prolongación septentrional ha sido denominada Sinclinal del Naranco (Martínez Cienfuegos *et al.*, 1986). La traza axial del Antiforme de Caranga-Trubia posee una dirección NE-SO y, a partir de la localidad de Soriana, se dispone N-S y su eje se inclina hacia el norte; este hecho determina su terminación periclinal hacia el norte. Los cabalgamientos que se disponen en el flanco occidental de este pliegue dan lugar a repeticiones de la sucesión estratigráfica y, por tanto, originan un engrosamiento de dicho flanco. Por el contrario, los cabalgamientos situados en su flanco oriental producen omisión de la sucesión estratigráfica y, por tanto, un adelgazamiento de dicho flanco.

El Sinforme de Proaza-Las Caldas, al sur de los afloramientos del Mesozoico y Terciario de Oviedo, se sitúa en la lámina autóctona del Cabalgamiento de Felechés y, al igual que el Antiforme de Caranga-Trubia, es un pliegue vergente al este con cabeceo hacia el norte. El Sinforme del Naranco constituye la prolongación del Sinforme de Proaza-Las Caldas en la lámina alóctona del cabalgamiento de Felechés. En su núcleo aflora la Fm San Emiliano, y en su flanco oriental, en la proximidad de la zona de charnela, se desarrollan pliegues menores muy apretados dentro de la Fm Alba.

3.2.2.2. Relación entre cabalgamientos y pliegues

Los pliegues que se observan en la Hoja corresponden, en general, a pliegues de propagación de falla (*fault-propagation folds*, Suppe y Medwedeff, 1984; Jamison, 1987) y pliegues de revestimiento o de flexión de falla (*fault-bend folds*, Suppe, 1983). En los pliegues de propagación de

falla el desplazamiento del cabalgamiento es inicialmente compensado con el acortamiento que supone el desarrollo del par anticlinal-sinclinal en la terminación de este. La evolución posterior del cabalgamiento determina la geometría final de estos pliegues. En el caso de esta Hoja, gran parte de los pliegues longitudinales (par anticlinal-sinclinal) asociados a los cabalgamientos deben incluirse dentro de este tipo ya que: 1) generalmente el anticlinal se sitúa en la lámina alóctona sobre el cabalgamiento; 2) el sinclinal se sitúa en el autóctono relativo, quedando parcial o totalmente cobijado por el cabalgamiento; 3) el desplazamiento del cabalgamiento disminuye bruscamente al llegar al par anticlinal-sinclinal (Alonso *et al.*, 1991). En muchos casos, la propagación del cabalgamiento prosiguió durante o después de la formación del par anticlinal-sinclinal, tal y como indica el hecho de que los cabalgamientos corten el flanco inverso de los sinclinales.

Por otro lado, las variaciones sistemáticas en la inmersión de los ejes de los pliegues longitudinales son fácilmente explicables si se admite la existencia de algunas rampas laterales. Por ejemplo, al sur de la línea Salas-Pedorrio los ejes de los pliegues se inclinan unos 50° hacia el norte, en paralelo a las estructuras longitudinales, lo cual puede interpretarse como una culminación (*culmination wall*) lateral en relación con el apilamiento antiformal que aflora más al sur y que da lugar a la Ventana del Narcea. Dicha línea constituiría por tanto el límite septentrional del apilamiento antiformal del Narcea. Otro ejemplo se sitúa en la banda Peñafior-Cabruñana, donde los ejes de los pliegues se inclinan hacia el sur, probablemente en relación con una rampa lateral cabalgante en el Cabalgamiento de Peñafior. La desaparición lateral de las formaciones predevónicas de la sierra del Pedroso, al sur de Peñafior, es acorde con esta hipótesis, e indicaría un cambio del nivel de despegue desde la Fm La Herrería al Gp. Rañeces, de modo equiparable a lo descrito por Bastida y Castro (1988) en la Escama de Tameza. Los afloramientos del Terciario de Grado se sitúan aproximadamente al sur de la supuesta estructura lateral. Otro de los cambios laterales más importantes se produce en los cabalgamientos de Alava y de La Cabruñana un poco más al norte del Valle del Nalón. Al llegar a dicho valle, el Cabalgamiento de La Cabruñana asciende rápidamente de nivel estratigráfico hacia el norte, mientras el eje del Anticlinal de La Cabruñana, que en el sector de sierra Sollera es subhorizontal, cabecea con un ángulo de entre 20° y 50°, lo que puede achacarse a la presencia de una rampa lateral cabalgante. Coincidiendo con estos cambios, el Cabalgamiento de Alava queda truncado por la Falla de Casafría, al norte de la cual aparecen diversos cabalgamientos que no parecen correlacionables con el anterior, lo cual conduce a la interpretación de esta falla como una *tear fault* (Alonso *et al.*, 1991).

3.3. ESTRUCTURAS EXTENSIONALES LIGADAS A LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA

Desde el Pérmico inferior y a lo largo del Mesozoico tuvo lugar en el Atlántico norte un proceso de extensión y adelgazamiento de la litosfera. Este proceso inicialmente generó cuencas intracratónicas de tipo *rift* (Ziegler, 1989; Cartwright, 1989; Simpson *et al.*, 1989) que, posteriormente, en el norte del Macizo Ibérico, dieron paso al desarrollo del margen continental Atlántico a través de sucesivos episodios extensionales de edad Triásico, Jurásico y Cretácico (Espina *et al.*, 2004). Las estructuras extensionales generadas actuaron como límites estructurales de las cuencas mesozoicas, y actualmente limitan muchos de los afloramientos de rocas de esta edad (Fig. 30).

En el cuadrante nororiental de la Hoja de Grado son observables numerosas fallas extensionales de dirección NO-SE que convergen hacia el S en la Falla de Llanera, con la que probablemente guar-

dan una relación genética. Esta última representa una estructura distensiva mayor que fue activa al menos durante las fases iniciales de la apertura del golfo de Vizcaya durante el Pérmico, Triásico y Jurásico. Este hecho es atestiguado por la preservación de la sucesión permo-triásica y jurásica en el labio norte, mientras que al sur de ella los depósitos del Cretácico Inferior se apoyan directamente sobre el sustrato paleozoico (Almela y Ríos, 1962). La presencia de depósitos del Pérmico y del Triásico en el área de Villabona en relación con estas estructuras indica que, probablemente, fueron activas desde el Pérmico inferior y a lo largo de los episodios extensionales del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior registrados en otras áreas vecinas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica (Espina *et al.*, 2004; Pujalte *et al.*, 2004). Muy probablemente su actividad cesó con anterioridad al Cretácico Superior, ya que las sucesiones de esta edad presentes en la Hoja y áreas adyacentes no muestran cambios de facies ni de espesores significativos en torno a estas estructuras.

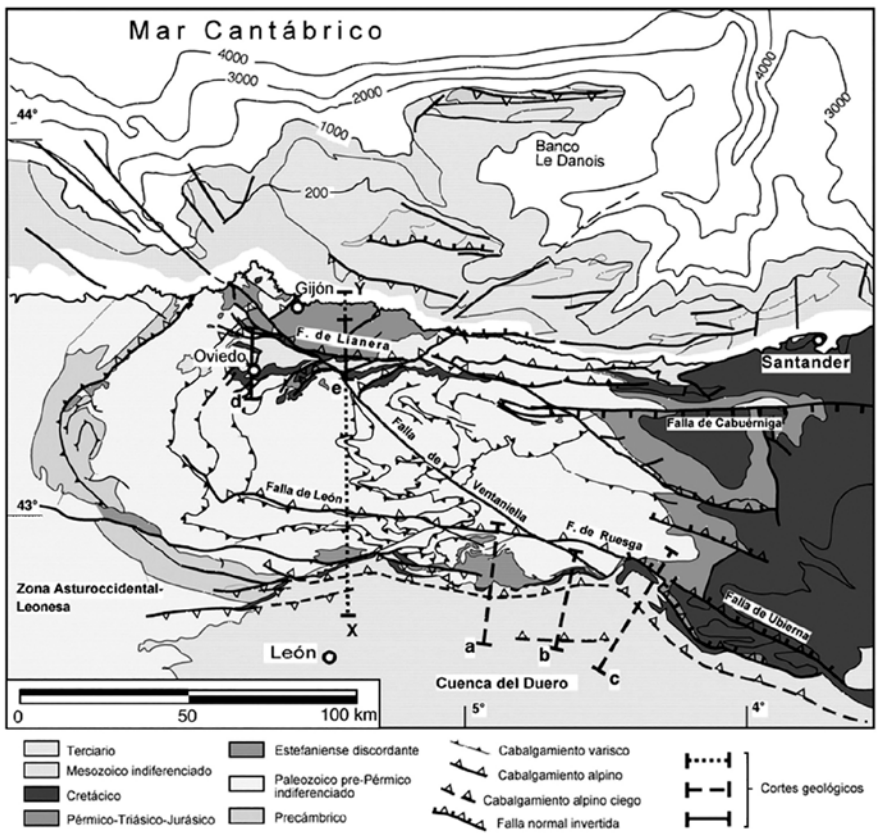


Figura 30. Mapa geológico de la parte central de la Cordillera Cantábrica, donde se muestran los principales cabalgamientos variscos, las fallas mesozoicas extensionales, los cabalgamientos alpinos y la localización de los cortes geológicos X-Y (en la Fig. 31), d y e (en la Fig. 32), según Alonso y Pulgar, 2004.

3.4. LA DEFORMACIÓN ALPINA

La Cordillera Cantábrica constituye la terminación occidental del Cinturón Orogénico Alpino que se extiende desde el Himalaya, a lo largo de Irán y el norte del Mediterráneo, y a través de la Cordillera Pirenaica hasta Galicia. En la parte central de la Cordillera Cantábrica, en cuya vertiente septentrional se localiza la presente Hoja, la deformación alpina corresponde a un modelo de tectónica de piel gruesa (*thick skinned tectonics*) que involucra al basamento paleozoico sin desarrollo de despegues dentro de la cobertera (Alonso y Pulgar, 2004). El levantamiento del basamento, responsable de la elevación de la cordillera en este sector, y los principales rasgos estructurales mayores han sido explicados mediante un gran pliegue de flexión de falla asociado a un cabalgamiento alpino del basamento con una rampa inclinada unos 16° hacia el N (Pulgar y Alonso, 1993; Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999; Alonso y Pulgar, 2004; Figs. 30 y 31). Además de este levantamiento del basamento, tuvo lugar la reactivación de estructuras previas, como cabalgamientos variscos o fallas extensionales pérmicas y mesozoicas con orientaciones favorables (Alonso y Pulgar, 1993; Pulgar *et al.*, 1999; Alonso y Pulgar, 2004; Fig. 30).

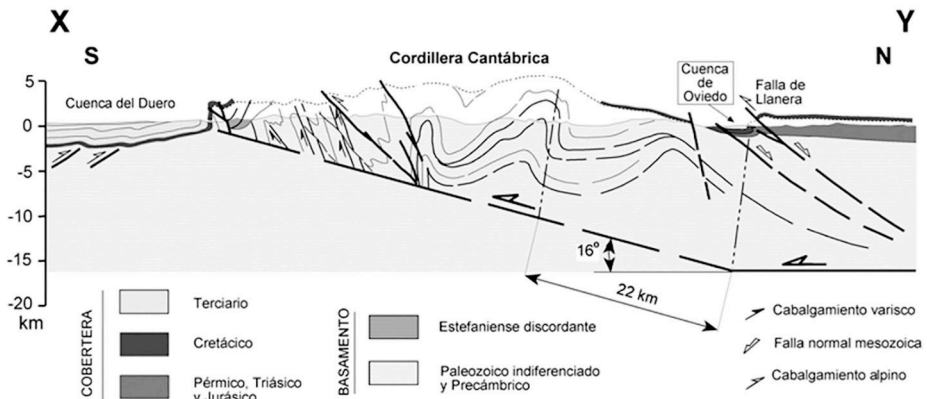


Figura 31. Corte geológico a través del sector central de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996, Alonso y Pulgar, 2004). Ver situación en la Fig. 30.

La inversión de la Falla de Llanera y fallas extensionales ligadas a ella, y la elevación de su bloque superior (labio norte) dio lugar al desarrollo de la cuenca terciaria de Oviedo (Figs. 31 y 32). En la terminación occidental de dicha falla, la reactivación de algunos cabalgamientos variscos sirvió para acomodar parte del acortamiento tectónico asociado a esta estructura. La Falla del Naranco corresponde, según Alonso y Pulgar (2004), a un cabalgamiento varisco rejugado, por lo que estos autores la denominan Cabalgamiento del Naranco (Fig. 32).

Las relaciones de estas estructuras con los depósitos terciarios permiten establecer su cronología relativa. Tal y como se ha indicado, la Falla de Llanera fue una estructura tectónica activa que limitó por el norte la cuenca sedimentaria terciaria de Oviedo. El desarrollo en su bloque inferior de una orla de pequeños abanicos aluviales en dicha cuenca constata la creación de relieve y el levantamiento sinsedimentario de su bloque septentrional. La reactivación de los cabalgamientos variscos

anteriormente indicados parece tener lugar en momentos posteriores (Alonso *et al.*, 1996). En las sucesiones terciarias adyacentes a estos cabalgamientos variscos rejugados no aparecen clastos procedentes de la sucesión paleozoica aflorante en sus respectivos bloques elevados; este hecho es considerado por Alonso *et al.* (1996) como un indicador de que su actividad fue posterior a la sedimentación de los depósitos terciarios asociados. Los conglomerados silíceos que aparecen en el techo de la sucesión terciaria en el área de Grado serían posteriores a la principal fase de deformación alpina Alonso *et al.* (1996). Todos estos datos permiten acotar la edad de dicha deformación entre el Eoceno y el Mioceno.

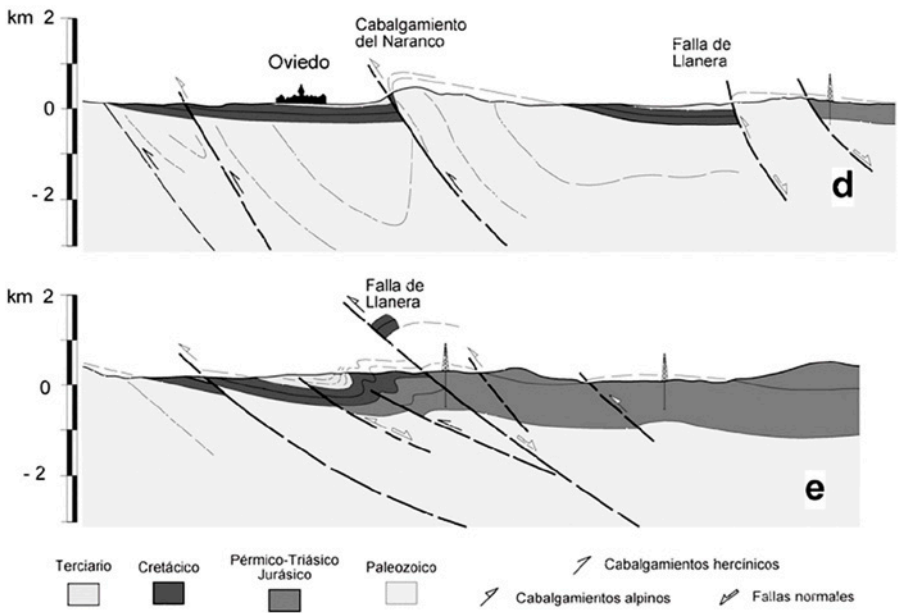


Figura 32. Cortes transversales de la cuenca meso-terciaria de Oviedo (Pulgar *et al.*, 1999). Ver situación en la Fig. 30.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Grado se sitúa en la región central asturiana, entre el borde litoral y el eje de la Cordillera Cantábrica. Esta región está caracterizada por un relieve moderado en cuya génesis el encajamiento fluvial ha jugado un papel importante.

El relieve se encuentra condicionado por la variedad litológica y las estructuras del sustrato paleozoico y de la cobertera mesozoico-terciaria, con alternancias de formaciones silíceas, calcáreas y mixtas. Los principales relieves están constituidos por unidades del sustrato resistentes a la erosión, como son las formaciones silíceas Barrios, Furada, Naranco o Piñeres. Las cotas máximas se sitúan en el ángulo suroccidental de la Hoja, en la Sierra de Pedrorio, donde destacan el Pico Grande (813 m), el Alto del Pedrorio (778 m) y el Pico las Peruyales (673 m). En el cuadrante noroccidental, el valle del río Nalón posee las cotas inferiores, en torno a los 5 m.

Los principales cursos fluviales son los ríos Nalón y Narcea, que confluyen en la parte noroccidental de la Hoja. El río Narcea discurre con dirección SSO-NNE, coincidiendo con la traza de las estructuras geológicas, mientras que el Nalón lo hace según una dirección SE-NO, aproximadamente perpendicular a las estructuras, adquiriendo un trazado meandriforme al atravesar formaciones con distinta resistencia a la erosión. Otros cursos fluviales de rango inferior destacables son los ríos Aranguín, Cubia, Nora y Trubia, todos ellos afluentes del Nalón.

Las condiciones climáticas de esta región son las típicas del clima oceánico de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, caracterizadas por temperaturas suaves y precipitaciones abundantes durante todo el año (Felicísimo, 1992). Los contrastes de temperaturas son siempre moderados y las diferencias entre las temperaturas medias de los meses más cálido y más frío del año se sitúan en torno a los 10°C; la media de las temperaturas máximas anuales oscila entre los 16°C y 18°C, y la media de las temperaturas mínimas anuales, entre los 8°C y 9°C. Las lluvias anuales varían entre 1100 y 1300 l/m²; en el periodo invernal se produce la mayor parte de las precipitaciones, descendiendo estas en el periodo estival.

De acuerdo con Bueno Sánchez *et al.* (1997a, 1997b), Martínez Martínez (1999), y Bueno Sánchez y Valderrábano Luque (1997), se pueden reconocer dentro de este territorio diversas unidades de vegetación. Entre las artificiales, las más extensas son los prados de siega y las plantaciones de eucaliptos, castaños, coníferas y frutales. Las unidades de vegetación naturales más relevantes son los bosques ribereños, destacando las alisedas de los ríos Narcea, Nalón y Nora, y los bosques de roble y abedul con intervención del castaño. Son también numerosas las formaciones de aulagares, tojales y brezales.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La geomorfología del área de la Hoja de Grado ha sido estudiada en detalle con motivo de la realización del Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias a escala 1:25 000, hojas 28-I, Pravia (Rodríguez García, 2009a), 28-II, San Cucao (Rodríguez García, 2009b), 28-III, Gra-

do (Rodríguez García y Quintana, 2009a), y 28-IV, Oviedo Oeste (Rodríguez García y Quintana, 2009b), y de sus correspondientes memorias (Alonso *et al.*, 2009b, 2009c, 2009d, 2009e). En este y los subsiguientes apartados se expondrán los principales contenidos de dichos trabajos.

Entre los trabajos geomorfológicos previos pueden destacarse los siguientes: la Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias (González Pando, 1997; Quintana, 1997a, 1997b; Rodríguez García, 1999); trabajos dedicados al estudio de aspectos globales del relieve de Asturias, como los de Llopis Lladó y Jordá Cerdá(1957), Hernández Pacheco *et al.* (1957), Martínez García (1981), Muñoz Jiménez (1982), Marquínez (1992), Flor (1992a), y Farias y Marquínez (1995); y otros estudios más específicos, centrados en la geomorfología fluvial, como son los de Llopis Lladó(1954), Fernández Martínez (1981), Flor (1992b), y Peón y Flor (1993).

4.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista geomorfológico, el área de la Hoja de Grado se incluye en el Macizo Ibérico (o Hespérico) Septentrional (Gutiérrez Elorza, 1994), abarcando parte de las unidades geomorfológicas de Asturias denominadas Subregión central y Cobertera mesozoico-terciaria (Farias y Marquínez, 1995).

La característica más destacada de la Subregión central de Asturias es la gran diversidad de las rocas del sustrato, con una alternancia de pizarras, lutitas, areniscas, calizas y cuarcitas de edad Precámbrico-Carbonífero, afectadas por estructuras de deformación variscas. En este dominio son frecuentes las sierras, coincidentes con las rocas más resistentes, y los valles fluviales, cuya morfología también depende de las rocas del sustrato, con desfiladeros, meandros encajados y llanuras de inundación en los tramos bajos de los ríos. Las sierras se pueden encontrar coronadas por retazos de paleosuperficies de topografía suave o por superficies de cumbres, cuando las anteriores se encuentran muy degradadas.

La Cobertera mesozoico-terciaria abarca la región en la que afloran formaciones de esas edades, discordantes sobre el sustrato paleozoico y afectadas por estructuras alpinas. Las características más destacadas de esta unidad son un relieve suave y suelos ricos y profundos.

Las características cronoestratigráficas y la evolución estructural de las rocas del sustrato son factores que controlan la distribución y evolución de las formas del relieve. De acuerdo con ellos, en la Hoja se pueden distinguir tres dominios geológicos: el basamento varisco, las formaciones mesozoicas y las formaciones cenozoicas.

El **basamento varisco** está constituido por rocas precámbricas y paleozoicas prepérmicas, intensamente plegadas y fracturadas durante el Carbonífero, a lo largo de la Orogénesis Varisca. El dominio de las **formaciones mesozoicas** está constituido por rocas pérmicas y mesozoicas generadas a partir de sedimentos depositados en cuencas extensionales durante el Pérmico y Mesozoico, en relación con la apertura del Atlántico norte. Por último, el dominio de las **formaciones cenozoicas** lo constituyen rocas del Terciario deformadas durante la Orogénesis Alpina, la cual provocó, a su vez, el reapretamiento de pliegues y la reactivación de cabalgamientos variscos, así como el acortamiento de las cuencas pérmicas y mesozoicas.

La litología del sustrato es otro factor que controla la distribución y evolución de las formas del relieve. En las hojas del Mapa Geomorfológico de Asturias a escala 1:25 000 que componen la Hoja 1:50 000 de Grado se muestran las formaciones geológicas agrupadas en las siguientes unidades litológicas:

La **Unidad de Cuarcitas, Microconglomerados, Areniscas y Pizarras** incluye las rocas del Grupo Cándana (3) y las formaciones La Herrería (3'), Barrios (6) y Piñeres (16); esta unidad constituye la unidad litológica dominante en las principales sierras montañosas de la Hoja.

La **Unidad de Areniscas y Pizarras** incluye las rocas de la Serie del Narcea (2) y las formaciones Oville (5), Furada (9) y Naranco (14), y también muestra una importante relación espacial con las principales sierras montañosas de la Hoja.

La **Unidad de Calizas** incluye las formaciones Moniello (13), Candás (15), Candamo y Alba (17), Barcaliente (18) y Valdeteja (19), y presenta una morfología dominada por la dinámica de los procesos kársticos.

La **Unidad de Dolomías, Calizas y Pizarras** incluye la Fm Láncara (4) y el Grupo Rañeces (10, 11), y muestra también una importante relación espacial con el modelado kárstico de la Hoja.

Las restantes unidades, que poseen todas ellas un relieve suave son:

La **Unidad de Pizarras, Areniscas y Calizas**, que incluye la Fm San Emiliano (20).

La **Unidad de Conglomerados**, que incluye las rocas y sedimentos del Jurásico (23), del Terciario de Grado (33), y de las facies más gruesas de la Unidad Detrítica del Terciario de Oviedo y Llanera (31).

La **Unidad de Conglomerados, Areniscas y Pizarras**, que incluye los depósitos del Estefaniense (21), Permo-Triásico (22) y de las facies finas de la Unidad Detrítica del Terciario de Oviedo y Llanera (32).

La **Unidad de Arenas, Arcillas y Calizas**, que incluye las formaciones Ullaga (24), El Caleyú (25), La Manjoja y Latores (26), San Lázaro y La Argañosa (28), Oviedo (29), y la Unidad Basal del Terciario de Oviedo y Llanera (30).

Y, por último, la **Unidad de Pizarras**, que incluye la Fm Formigoso (8) y los niveles lutíticos de la Fm Barrios (7).

4.2.2. Estudio del modelado

A continuación se describen las diferentes formas del relieve, tanto erosivas como de depósito (formaciones superficiales), derivadas de la actuación de los procesos geomorfológicos.

Las formas del relieve de la Hoja de Grado destacan por su variedad genética y, en el caso de las formaciones superficiales, por su extensión y variedad litológica; la potencia mínima en las

formaciones superficiales es de 0,5 m, sin embargo pueden llegar a alcanzar varios metros de espesor. En general, son las formas gravitacionales y fluviales las de mayor desarrollo espacial. Otras formas con menor desarrollo espacial pero con semejante relevancia geomorfológica son las formas estructurales, kársticas y poligénicas. Todas estas formas se han agrupado según los sistemas morfogénicos a los que pertenecen.

4.2.2.1. *Formas estructurales*

Los **valles de fractura** son formas indicadoras de la influencia de la fracturación en el relieve, ya sea por las deformaciones en superficie relacionadas con fracturas recientes o por efecto de la erosión diferencial en fracturas relictas. Los criterios considerados para identificar un valle de fractura son la superposición o situación en prolongación o en paralelo a una fractura de un segmento fluvial rectilíneo, independientemente del orden del curso fluvial en el que se incluye.

Entre los valles de fractura de esta Hoja destacan dos sistemas con orientaciones aproximadamente perpendiculares: el sistema NE-SO y el NO-SE. La orientación NE-SO es la que presentan algunas de las principales fallas variscas de esta Hoja, entre las que se encuentran el Cabalgamiento de La Espina, en el valle del río Araguín, o los cabalgamientos de La Cabruñana y de Feleches. La orientación NO-SE está relacionada con un conjunto de fallas de aparición frecuente en todo el norte de España; aunque algunas de ellas se han interpretado como variscas (p. e. la Falla de Casafría, Alonso *et al.*, 1991), otras, como la Falla de Ventaniella (al nordeste de esta Hoja), se han relacionado con la deformación extensional de la Placa Ibérica durante la apertura del golfo de Vizcaya en el Pérmico y Mesozoico (Pulgar *et al.*, 1999).

Durante la deformación alpina, tuvo lugar la reactivación de algunas de las estructuras previas, como algunos de los cabalgamientos variscos y fallas extensionales pérmicas y mesozoicas, con orientaciones favorables, así como el desarrollo de nuevas fracturas de dirección E-O (Alonso y Pulgar, 1993; Pulgar *et al.*, 1999).

La probable reactivación alpina del Cabalgamiento de La Espina (Alonso y Pulgar, 2004) y la localización de dos epicentros sísmicos en la esquina noroccidental de esta Hoja (ver esquema de actividad sísmica del Mapa de Procesos Activos) permiten plantear la hipótesis de que el valle del río Araguín haya podido presentar una actividad tectónica reciente y, a su vez, que la evolución de sus laderas y el origen de algunos de sus movimientos en masa hayan podido estar controlados por la actividad sísmica.

La reactivación alpina de la Falla de Llanera (Alonso *et al.*, 1996) y de la Falla del Naranco (Alonso y Pulgar, 2004), permite interpretar las vertientes meridionales del pico del Uxo (al sureste de Agüera) y de la sierra del Naranco (al norte de Oviedo) como escarpes de falla inversa. En el caso de la sierra del Naranco, tanto la evolución de sus laderas como algunos de sus movimientos en masa han podido tener una estrecha relación con la actividad sísmica (Rodríguez García *et al.*, 2007).

Por último, también cabe mencionar que la elevación de diferentes bloques durante la deformación alpina determinó la dirección de algunos valles fluviales. Éste es el caso del valle del

río Nalón, que hubo de seguir una dirección NO-SE para evitar el bloque elevado por la Falla de Ventaniella (Farias y Marquínez, 1995).

4.2.2.2. *Formas de ladera*

Dentro de las formaciones superficiales, los **coluviones** son las que mayor representación cartográfica presentan. En general, esta formación se localiza en relieves suaves al pie de las laderas. La extensión de los depósitos puede variar según se desarrolle en fondos de valle o en amplias superficies de topografía suave y ondulada. Se trata de depósitos poco coherentes, y están constituidos por clastos angulosos y heterométricos con abundante matriz areno-arcillosa, enriquecida frecuentemente en materia orgánica. La litología de los materiales puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz limo-arcillosa o mixta. Son formaciones originadas por la acción conjunta de la gravedad y del agua en las laderas; principalmente, por procesos de reptación con participación de fenómenos de arroyada en fondos de valle o en laderas con pendientes suaves. Debido a que son depósitos de transporte moderado, en general suelen reposar sobre las formaciones del sustrato de las que proceden.

La larga evolución, gran extensión y limitados afloramientos de los coluviones hacen difícil la diferenciación cartográfica, dentro de esta formación, de otras formaciones superficiales de aspecto similar pero con diferente génesis. Esta dificultad implica que en algunas ocasiones los coluviones puedan presentar características sedimentológicas heterogéneas, más propias de depósitos cuaternarios indiferenciados.

Los **derrubios** se localizan en laderas con pendientes elevadas, por lo que se encuentran agrupados en posiciones topográficas altas y en torno a los principales relieves de la Hoja, como son las sierras de Sandamías, Sollera, Pedroso, Bufarán, Faidiello, Pedrorio, Naranco y Pico Lovio. Son depósitos poco coherentes y están constituidos por clastos angulosos y heterométricos con escasa matriz. La litología de los materiales puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz limo-arcillosa o mixta, siendo los derrubios silíceos procedentes de las formaciones Barrios y Naranco los más extensos y potentes.

Esta formación superficial se interpreta como el resultado de la fragmentación de las rocas por gelifracción y posterior movilización de los fragmentos por procesos de caída, deslizamiento o flujo en laderas con pendientes elevadas y escasa vegetación.

Los **canchales** se localizan fundamentalmente en las vertientes de las sierras Sollera, de Faidiello, de Pedrorio, y del Naranco; aparecen asociados espacialmente a derrubios. Son depósitos poco coherentes, y están constituidos por clastos angulosos y heterométricos sin matriz. La litología de los materiales puede ser silíceo o calcárea, siendo los canchales silíceos procedentes de las formaciones Barrios y Naranco los más extensos y potentes.

Esta formación superficial también se interpreta como el resultado de la fragmentación de las rocas por gelifracción y posterior movilización de los fragmentos por procesos de caída o deslizamiento en laderas con pendientes elevadas y escasa vegetación; en este sentido, la asociación espacial de canchales y derrubios parece indicar que parte de los derrubios

cartografiados podrían proceder de canchales con acumulación de materiales finos por procesos de iluviación.

Los **movimientos en masa** se localizan fundamentalmente sobre las rocas del zócalo paleozoico, al pie de los principales relieves de la Hoja, y sobre la cobertera meso-terciaria. Los depósitos están constituidos por clastos heterométricos y angulosos con matriz areno-arcillosa. La litología de los materiales es fundamentalmente silícea. Los movimientos en masa cartografiados se han clasificado, teniendo en cuenta el tipo de proceso gravitacional que los ha originado y el tipo de material afectado, en movimientos en masa complejos y flujos; debido a que se trata de una formación de ladera de transporte potencial alto, en ocasiones no reposan sobre las formaciones del sustrato de las que proceden.

Los **movimientos en masa complejos** han sido originados por procesos de deslizamiento y flujo que afectaron a rocas del sustrato y a formaciones superficiales, como canchales, derrubios o coluviones, con un alto contenido de humedad.

Los **flujos** más importantes presentan planta en forma de abanico y cabeceras asociadas a pequeñas cuencas torrenciales; estas características, similares a las de los abanicos torrenciales, parecen indicar que estas formas han sido originadas por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos fluvio-torrenciales que afectaron a depósitos con matriz detrítica poco consolidada, como son los coluviones y derrubios. La interacción de estos procesos puede originar flujos de sedimentos (*debris flows*) con un alto contenido en agua (hasta un 30% de agua en volumen). Este origen mixto provoca dificultades en su clasificación como formaciones gravitacionales o fluviales; en este sentido, la relación Área de Cuenca / Área de Depósito ≤ 1 determina su clasificación como formaciones gravitacionales de tipo flujo.

Las **cicatrices** de los movimientos en masa están, en la mayoría de los casos, muy degradadas o fosilizadas por otros depósitos de ladera.

Con una extensión cartográfica más reducida, también se pueden observar flujos que forman masas poco definidas con lóbulos de deformación localizadas en laderas, o pequeñas lenguas alargadas en fondos de valle. Estos depósitos son movimientos controlados fundamentalmente por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos de arroyada; es frecuente que el material afectado por estos procesos presente un alto contenido de humedad. La dimensión de los flujos de fondo de valle es reducida, por lo que en la mayoría de los casos no son cartografiables.

Por lo que a la cronología de las formas de ladera se refiere, la gran extensión y las escasas evidencias de procesos gravitacionales actuales en estas formaciones inducen a relacionar su origen con los periodos fríos del Pleistoceno.

4.2.2.3. *Formas fluviales y de escorrentía superficial*

Las **cárcavas** son incisiones fuertemente encajadas sobre materiales fácilmente erosionables; se localizan en las partes altas de las laderas. Estas formas se relacionan con procesos de arroyada concentrada de cierta permanencia y régimen irregular.

Las **incisiones en "v"** se localizan principalmente en las partes altas de las laderas, aunque también pueden aparecer en tramos bajos de cursos fluviales, como los ríos Nalón, Nora, Aranguín, Andallón y Menéndez. La longitud de estas formas puede variar desde centenas de metros hasta varios kilómetros de longitud.

El estudio de la morfología de los cauces y de la red de drenaje permite interpretar algunas características de los procesos que han generado las incisiones en "v". La morfología de los cauces de estas formas es, según la clasificación de Morisawa (1985), de tipo rectilíneo, mientras que la morfología de la red de drenaje más frecuente es, según la clasificación de HOWARD (1967), de tipo dendrítico. La morfología del cauce indica que se trata de cursos fluviales con alta energía y gran capacidad para el arranque y arrastre de materiales; en este sentido, el perfil transversal en "v" de los valles asociados a estas formas apunta, además, a que la tasa de encajamiento fluvial es semejante a la del retroceso de ladera. Por su parte, la morfología de la red de drenaje indica un origen relacionado con el tránsito de escorrentía superficial difusa a concentrada; en los tramos altos de estas formas el caudal de los cursos fluviales asociados presentaría un régimen discontinuo, mientras que, en los tramos más bajos y relacionados con cursos fluviales con un grado de madurez mayor, el régimen llegaría a ser continuo.

Por último, es necesario mencionar que, en algunos casos, las incisiones en "v" presentan trazados meandriformes. La escasa relación que presentan estos meandros encajados con las actuales condiciones de pendiente y carga de sedimento disponible parece indicar que se trata de formas previas; ya sea por procesos de inadaptación de la red fluvial, debido a un rápido levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante la deformación alpina, o bien por procesos de sobreimpresión debidos al control que la cobertera meso-terciaria ya erosionada ha ejercido sobre la geometría de la actual red fluvial.

Los depósitos **aluvio-coluviales** se localizan en fondos de valle o depresiones cerradas. Se trata de una formación superficial con clastos desde angulosos a subangulosos y matriz abundante de carácter limo-arcilloso; también es frecuente observar niveles intercalados de limos y arcillas sin apenas clastos. La litología de los materiales puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz predominantemente limo-arcillosa o mixta. Los suelos originados sobre estos depósitos son, en general, poco evolucionados y corresponden a suelos grises y pardos, en los que aparece un horizonte orgánico bien desarrollado.

El hecho de que esta formación aparezca en relación con los tramos de la red fluvial con menor grado de madurez indica que estos depósitos son el resultado de la interacción de procesos fluviales y de gravedad generados en las vertientes adyacentes a los fondos de valle en los que aparecen. En este sentido, la alternancia de niveles con clastos y niveles de limos y arcillas sin apenas clastos, también explica una alternancia entre procesos gravitacionales y periodos de inundación.

A los estos depósitos se les ha asignado una edad holocena. Sin embargo, la localización a nivel regional de depósitos aluvio-coluviales a la salida de cuencas fluvio-torrenciales o con depósitos torrenciales adyacentes o subyacentes, parece indicar que también estuvieron relacionados en origen con el funcionamiento de los sistemas fluvio-torrenciales pleistocenos.

Los **fondos y abanicos torrenciales** se localizan en la confluencia de cursos tributarios de pendientes elevadas con cursos fluviales mayores, como los ríos Narcea, Aranguín y Soto. Morfológicamente, presentan perfiles longitudinales y transversales convexos y, en el caso de los abanicos torrenciales, planta en forma de abanico. Los depósitos están constituidos por gravas y bloques de formas subangulosas a subredondeadas y escasa matriz arenosa. La litología de los materiales puede ser silíceo con matriz fundamentalmente arenosa, calcárea con matriz limo-arcillosa o mixta; los depósitos torrenciales del río Aranguín son silíceos mientras que los del río Narcea incorporan además materiales calcáreos.

A pesar de que algunos de estos depósitos pueden activarse en épocas de lluvias, su génesis parece estar relacionada con fenómenos fluvio-torrenciales, afectando a materiales poco coherentes, principalmente derrubios y coluviones, en laderas colonizadas por una vegetación más escasa que en la actualidad. Por otra parte, la presencia aleatoria de estos depósitos a la salida de cuencas fluvio-torrenciales de características similares induce a caracterizarlos como formaciones en proceso de fosilización. A partir de estas interpretaciones, y de su relación espacial a nivel regional con depósitos aluvio-coluviales, se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

Los **abanicos aluviales** se localizan en la confluencia de los ríos Gaspar y Moutas con el río Cubia. Morfológicamente presentan planta en forma de abanico. Los depósitos están constituidos por gravas y bloques de formas subangulosas a subredondeadas con abundante matriz arenolimoso; son frecuentes las intercalaciones de niveles arenosos y limo-arcillosos. La litología de los materiales es fundamentalmente silíceo, y con carácter accesorio existen clastos calcáreos.

Los abanicos aluviales están generados por cursos fluviales que emergen en áreas de relieve no confinante. Frente a los abanicos de los sistemas torrenciales, los abanicos aluviales cartografiados presentan cursos fluviales con pendientes longitudinales escasas, abundante carga en suspensión y llanuras de inundación aguas arriba.

Se les asigna una edad Holocena, por ser depósitos con numerosas evidencias de actividad reciente.

Las **llanuras de inundación** se encuentran bien representadas en los ríos Nalón, Narcea, Aranguín, Nonaya, Cubia, Nora, Soto, Andallón y Trubia. Merecen especial atención el tramo del río Nalón en su confluencia con los ríos Narcea y Aranguín, y el tramo del río Cubia sobre el Terciario de Grado, en los cuales las llanuras aluviales adquieren extensiones muy notables. Las llanuras de inundación cartografiadas coinciden con la primera llanura sobre el cauce del río.

Los materiales que constituyen estos depósitos están formados por clastos heterométricos, bloques y gravas, desde subredondeados a subangulosos con abundante matriz arenolimoso; además, son frecuentes las intercalaciones de niveles irregulares arenosos y limo-arcillosos. Los clastos son fundamentalmente silíceos, y con carácter accesorio existen clastos calcáreos.

La morfología de los cursos fluviales asociados a esta formación superficial es, según la clasificación de MOLLARD (1973), de tipo meandriforme confinada; esta clasificación asigna a

los cursos fluviales con esta morfología valores moderados para el tamaño dominante del sedimento, la carga y también para la sinuosidad, estabilidad y gradiente del canal.

Se les asigna una edad Holoceno, por ser depósitos con numerosas evidencias de actividad reciente.

Los cursos fluviales que presentan depósitos de **terrazza** asociados son los ríos Nalón, Narcea, Aranguín, Cubia y Nora. Estos depósitos consisten principalmente en gravas redondeadas con matriz areno-limosa; con frecuencia, existen intercalaciones de niveles de arenas y limos arcillosos. La naturaleza de los materiales es mayoritariamente silíceo.

Se han identificado seis niveles de terraza (T_1 a T_6). La terraza T_1 se dispone entre los + 0-5 m, la terraza T_2 entre los + 0-20 m, la terraza T_3 entre los + 10-40 m, la terraza T_4 entre los 40-70 m, la terraza T_5 entre los + 70-90 m y la terraza T_6 entre los + 100-130 m. Algunos de estos niveles de terraza se han agrupado (T_{2-3} , T_{3-4} , T_{2-4} y T_{4-5}), ya que numerosos depósitos presentan superficies de colmatación degradadas y bordes de terraza poco netos o enmascarados por depósitos de ladera.

Como ya se indicó en el capítulo 2, en el depósito de terraza de Trasquiros (Candamo) (T_{3-4}) fue hallada industria lítica del Achelense final (Hernández Pacheco, 1919), lo cual permite asignar una edad mínima de 100 000 años al nivel de terraza T_3 , y atribuir los niveles T_1 y T_2 al Pleistoceno superior, y los niveles T_3 , T_4 , T_5 y T_6 al Pleistoceno medio-inferior.

Los **bordes de terraza** son, en la mayor parte de los casos, poco netos y, a su vez, los bordes superiores se encuentran con frecuencia enmascarados por depósitos de ladera.

Los **rellanos fluviales** son pequeñas superficies de topografía suave y subhorizontal limitadas por cambios bruscos de pendiente con escasos metros de desnivel; en la Hoja, no se han observado sobre estas formas depósitos fluviales.

Los rellanos han sido interpretados como restos degradados de terrazas fluviales erosivas. Esta interpretación se basa en que sus características litológicas no indican un origen relacionado con erosión diferencial, y en que existe, además, una relación cartográfica con otras hombreras o formas de claro origen fluvial; esta relación consiste en que las formas relacionadas definen bandas relativamente estrechas, alargadas, próximas a cursos fluviales actuales y con una pendiente similar a la de estos.

4.2.2.4. *Formas de meteorización química*

Las dolinas que aparecen en esta Hoja son depresiones con un fondo plano o en embudo, y de planta más o menos circular, originadas por procesos de meteorización kárstica. Se han desarrollado sobre las litologías calcáreas del Gp. Rañeces y de las formaciones Moniello, Candás, Alba y Barcaliente.

El fondo de las dolinas puede estar tapizado por depósitos de ladera procedente de sus bordes, por **depósitos de descalcificación** o por **rellenos de depósitos mixtos**.

4.2.2.5. *Formas poligénicas*

Las **superficies de erosión** existentes en las sierras Sollera y del Naranco (Sc) y en las localidades de Cabruñana, Rañeces y Escamplero (St) son superficies de topografía suave y limitadas por cambios bruscos de pendiente.

Desde el punto de vista genético, estas formas se han interpretado como restos muy degradados de los paleorrelieves sobre los que se apoyan las unidades del sustrato cretácicas, en el caso de la superficie de erosión Sc, y terciarias, en el caso de la superficie St.

Esta interpretación se ha basado en que las características litológicas y estructurales de estas superficies no indican un origen relacionado con la erosión diferencial, y en la existencia de una relación cartográfica con otras superficies de erosión, con otras formas poligénicas, como **relieves residuales**, o con discordancias geológicas; dicha relación cartográfica consiste en que las superficies relacionadas definen superficies extensas con cotas y pendientes equivalentes.

4.2.2.6. *Formas antrópicas*

En este sistema morfogenético se han incluido **explotaciones a cielo abierto, escombreras, superficies fuertemente remodeladas por el hombre y núcleos urbanos**, por tratarse de áreas en las que las actividades antrópicas dificultan la reconstrucción geomorfológica o influyen de forma importante en la dinámica de algunos procesos geomorfológicos.

4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Durante el final del Carbonífero, las rocas paleozoicas del Macizo Ibérico formaban parte de una cordillera montañosa afectada por periodos de intensa erosión que empezaría a suavizar el relieve y a trazar una red fluvial en relación con las principales estructuras variscas (Biro y Solé Sabarís 1954).

Desde el Pérmico y a lo largo de gran parte del Mesozoico, el Macizo Ibérico experimentó importantes procesos extensionales (Martínez García, 1983) que acabaron por generar extensas cuencas afectadas por distintos episodios de transgresión y regresión marina. En el área del Macizo Ibérico correspondiente a gran parte de Asturias, se desarrollaron durante el inicio del Cretácico Inferior procesos de erosión subaérea y, posteriormente, en el Cenomaniense, procesos transgresivos. Fue en esta situación cuando probablemente se formó la superficie de erosión Sc, relacionada cartográficamente con el paleorrelieve fosilizado por las formaciones cretácicas de la Cobertera mesozoico-terciaria asturiana.

En el Paleoceno-Eoceno, el margen continental septentrional de la Placa Ibérica comenzó a deformarse como resultado de su convergencia con la Placa Europea (Boillot y Malod, 1988); a partir de ese momento, la evolución del relieve de esta región se debe enmarcar en un contexto de levantamiento del zócalo varisco (Alonso *et al.*, 1996). Este levantamiento dio lugar a un descenso en el nivel de base de la red de drenaje que, a su vez, provocó la disección fluvial de los paleorrelieves preexistentes. Al mismo tiempo se generaron los relieves de las

sierras prelitorales asturianas y la Cordillera Cantábrica, delimitándose entre estos relieves la superficie de erosión St.

En el inicio del Cuaternario se produjo un cambio importante en las condiciones climáticas, caracterizado por la aparición de las etapas glaciares pleistocenas (Penck y Brückner, 1909). En la última etapa glacial, conocida en Europa como “Würm”, las condiciones periglaciares que afectaban al territorio de esta Hoja originaron abundantes formaciones de ladera, como coluviones, derrubios o flujos. Finalmente, en el Holoceno las temperaturas fueron aumentando hasta alcanzar las actuales condiciones climáticas.

4.4. PROCESOS ACTIVOS

El modelado del actual relieve de la Hoja de Grado es consecuencia de la actuación, a lo largo del tiempo, de procesos geológicos endógenos y exógenos. Los procesos más recientes se encuentran representados cartográficamente en el Mapa de Procesos Activos de Asturias a escala 1:25 000 (Rodríguez García, 2009a, 2009b; Rodríguez García y Quintana, 2009a, 2009b) mediante las formas, tanto erosivas como de depósito, que han generado. En dichos mapas también se proporciona una valoración cualitativa del grado de actividad de dichos procesos en la actualidad, basada en el grado de conservación de las formas que han generado, la comparación de estas formas en fotografías aéreas de distintas fechas y estudios geomorfológicos regionales. Esta valoración ha permitido proponer en la leyenda de los mapas tres niveles de atención (bajo, moderado y notable) que proyectos o estudios de cualquier clase deben prestar a estos procesos. La información aportada en estos mapas de procesos activos es una estimación orientativa de la actividad de los procesos geológicos representados que no exime de la necesidad de realizar análisis geodinámicos más detallados en proyectos o estudios de cualquier clase.

Entre los procesos geológicos endógenos con actividad reciente, cabe citar la actividad neotectónica. En este sentido, la probable reactivación alpina del Cabalgamiento de La Espina (Alonso y Pulgar, 2004) y la localización de dos epicentros sísmicos en el ángulo noroccidental de la Hoja sugieren que esta estructura ha presentado actividad tectónica reciente y, a su vez, que la evolución de las laderas y el origen de algunos de los movimientos en masa del valle del Río Aranguín han podido estar controlados por actividad sísmica. También la probable reactivación alpina de la Falla de Llanera (Alonso *et al.*, 1996) hace suponer que la vertiente meridional del pico Uxo ha podido presentar actividad como escarpe de falla inversa reciente.

Entre los procesos geológicos exógenos que en la actualidad modelan el relieve, destacan por su importancia la dinámica de laderas, los procesos fluviales y el karst.

La dinámica de laderas ha generado coluviones, derrubios, canchales y movimientos en masa. Las escasas evidencias de procesos gravitacionales y de escorrentía superficial actuales asociados a los coluviones, derrubios y canchales de esta Hoja, permiten proponer un nivel de atención bajo a los procesos de caída, deslizamiento, flujo y arroyada que han generado estos depósitos. Los movimientos en masa también se han interpretado como depósitos fundamentalmente heredados; sin embargo, la alta probabilidad de reactivación por variaciones, ya

sea por causas naturales o antrópicas, de carga, geometría, estabilidad sísmica, humedad o cobertera vegetal, aconsejan proponer un nivel de atención moderado para estos procesos.

Se puede afirmar que los principales procesos activos en el territorio de esta Hoja son los procesos de erosión de carácter fluvial. Esta área presenta una red de drenaje con alta densidad y baja sinuosidad, que al transcurrir por zonas con pendientes elevadas propician el arranque y arrastre de material, dando lugar a una generalizada red de incisión.

Los procesos de inundación y sedimentación actúan fundamentalmente en los principales valles fluviales. En los ya citados mapas de procesos activos a escala 1:25 000 se han representado como zonas inundables las llanuras de inundación y algunas terrazas inundables en avenidas con mayor periodo de recurrencia. También se producen procesos de inundación y sedimentación en los fondos de valles secundarios, aunque suelen tener un carácter esporádico debido al encauzamiento muy incipiente del agua. Es importante destacar que cuando disminuyen los caudales de la avenida tiene lugar la sedimentación, aportando depósitos de decantación sobre las zonas inundables. Los procesos de inundación y sedimentación también pueden manifestarse en depósitos con pendientes más pronunciadas como los fondos y abanicos torrenciales.

Los procesos activos asociados a determinadas litologías consisten fundamentalmente en fenómenos kársticos desarrollados sobre litologías carbonatadas del Gp. Rañeces y las formaciones Moniello, Candás y Barcaliente. Estos procesos se manifiestan por la presencia de dolinas producidas por disolución y/o subsidencia.

Los procesos de origen antrópico han introducido diversas modificaciones en el paisaje; estas actividades, por ejemplo, han llevado a cabo movimientos de materiales que han originado explotaciones a cielo abierto, escombreras y superficies fuertemente remodeladas por el hombre.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia y evolución geológica del área correspondiente a la Hoja de Grado ha de enmarcarse necesariamente en un contexto más amplio. La evolución desde el Neoproterozoico y a lo largo del Paleozoico del fragmento de la litosfera donde se encuentra (noroeste de la península Ibérica) está inseparablemente ligada a la evolución del Macizo Ibérico, y finaliza con la colisión continental que da lugar a la formación del supercontinente Pangea. El desmembramiento de este supercontinente, iniciado en el Pérmico, da lugar a lo largo del Mesozoico a la individualización de la placa Ibérica y a la apertura del océano Atlántico y del golfo de Vizcaya. La convergencia N-S entre las placas Ibérica, Europea y Africana durante el Cenozoico controlaron la evolución del margen continental Cantábrico y dieron lugar a su inversión y a la formación de la Cordillera Pirenaica y Cantábrica.

5.1. DESDE EL NEOPROTEROZOICO HASTA LA OROGENIA VARISCA

Las rocas de la Serie del Narcea, junto con otras formaciones neoproterozoicas presentes en el NO de Macizo Ibérico, contienen el registro geológico más antiguo existente en la península Ibérica. Originalmente, estas rocas formaron parte del margen continental septentrional del paleocontinente Gondwana (Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Apoyándose en la información geológica de diversa índole extraída de ellas por diferentes autores, Valladares *et al.* (2002) esbozan un modelo de evolución según el cual, hace en torno a 1000 Ma, tuvo lugar una fase de *rifting* que afectó al norte de Gondwana y dio lugar a la individualización de varias placas tectónicas menores. La posterior colisión entre dichas placas y el consiguiente cierre de los océanos que las separaban produjo la formación de cadenas orogénicas durante la primera parte de la Orogenia Panafricana o Cadomiense (800-640 Ma). A este proceso le sigue una etapa con tectónica extensional (segunda parte de la Orogenia Panafricana, Murphy y Nance, 1991) que marca el comienzo del desarrollo de las cuencas sedimentarias del Precámbrico y va acompañada de la intrusión de magmas ácidos datados en unos 600 Ma. Esta fase extensional dio lugar al desarrollo de un margen continental inmaduro en el norte de Gondwana, donde se acumularon las sucesiones siliciclásticas del Neoproterozoico del Antiforme del Narcea (Serie del Narcea). Probablemente, las áreas fuente de estos materiales correspondieron inicialmente a las cadenas orogénicas generadas durante la primera parte de la Orogenia Panafricana y a los sedimentos molásicos asociados, aumentando a lo largo del tiempo la contribución de aportes procedentes de la erosión de áreas del basamento de Gondwana.

Al final del Proterozoico existió probablemente otra fase de tectónica extensional que afectó al margen continental de Gondwana y que fue responsable del desarrollo de la discordancia existente a techo de las sucesiones Neoproterozoicas (discordancia de la base del Cámbrico) y de los pliegues existentes en ellas. Desde este momento y hasta el Devónico Superior, las zonas Centro-Ibérica, Asturoccidental-leonesa y Cantábrica formaron parte del margen continental septentrional de Gondwana bordeado por el océano Iapetus o Proto-Reico. La Zona Cantábrica representaría la parte más proximal y menos subsidente de este margen continental pasivo. Hacia el este (considerando las coordenadas geográficas actuales) existía un área de basamento tectónicamente estable que permaneció emergida durante parte del Paleozoico y actuó como área fuente de los sedimentos siliciclásticos que se acumularon en el margen continental durante el Paleozoico infe-

rior y el Devónico. Esta configuración paleogeográfica definiría las dos áreas que han sido denominadas "Surco Cántabro-Ibérico" y "Umbral Cántabro-Ibérico" (Aramburu *et al.*, 2004). El límite entre las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa estaría definido por un accidente tectónico (probablemente una estructura distensiva que coincidiría aproximadamente con la situación del Cabalgamiento de La Espina) que posteriormente, durante la deformación varisca, actuaría como una estructura inversa. Al oeste de este límite la subsidencia fue mayor que en la Zona Cantábrica, y la sucesión del Paleozoico inferior alcanza un espesor total próximo a los 10 000 m, en contraste con los 3000 m que presenta en la parte occidental de la Zona Cantábrica. En la zona proximal del Surco Cántabro-Ibérico, correspondiente a la Zona Cantábrica, se desarrolló una extensa plataforma con predominio de ambientes marinos someros de plataforma, litorales y localmente terrestres. Hacia el oeste, en zonas más distales y subsidentes, correspondientes a la Zona Asturoccidental-leonesa, predominaron los ambientes de plataforma externa relativamente profundos.

A lo largo del Paleozoico inferior, la parte central de Gondwana se encontraba próxima al polo sur del planeta. Durante dicho periodo de tiempo, las latitudes a las que se encontraba el Surco Cántabro-Ibérico fueron variando a causa de la deriva continental de Gondwana. En el Cámbrico inferior se ubicaba en latitudes tropicales, pero su desplazamiento hacia el sur lo llevó a situarse durante el Ordovícico en latitudes circumpolares. Desde este momento y durante el resto del Paleozoico, el continente Gondwana, y con él su margen septentrional, se desplazaron hacia el norte, llegando a alcanzar latitudes tropicales en torno a 20-30° S durante el Devónico Inferior. La posición paleolatitudinal, unida a los elevados aportes terrígenos, hicieron que la sedimentación en el Surco Cántabro-Ibérico estuviera caracterizada por el predominio de depósitos siliciclásticos. Los materiales procedentes de la erosión del Umbral Cántabro-Ibérico fueron transportados hacia la línea de costa por grandes sistemas fluviales de los que existe un registro puntual en el Gp. Cándana y las formaciones La Herrería y Barrios. En la línea de costa se desarrollaron grandes sistemas deltaicos (p. e., la Fm La Herrería o el Mb. Tanes de la Fm Barrios) que carecen de análogos modernos. La acción de procesos como el oleaje, corrientes generadas por tormentas y corrientes mareales redistribuiría los sedimentos a lo largo de la zona litoral y en la plataforma continental. Las zonas más proximales y litorales, batidas frecuentemente por la acción del oleaje y las corrientes de marea, se caracterizaron por el predominio de las facies arenosas (Gp. Cándana, Fm La Herrería, Mb. Tanes de la Fm Barrios, formaciones Furada y Naranco). Las zonas más distales y profundas se caracterizaron por el predominio de sedimentos lutíticos y el depósito ocasional de arenas y limos transportados por corrientes de retorno de tormentas (formaciones Oville, Luarca, y términos lutíticos de las formaciones Furada y Naranco). El episodio de sedimentación carbonatada correspondiente a la Fm Láncara, rompe este predominio de los sistemas siliciclásticos. El miembro inferior de esta formación representa una extensa rampa carbonatada, probablemente homoclinal, en la que los ambientes inter- y supramareales alcanzaron una gran extensión. Esta rampa carbonatada fue progresivamente sumergida en el Cámbrico medio.

En el Devónico, la reducción de los aportes siliciclásticos desde el Umbral Cántabro-Ibérico favoreció la instalación de importantes sistemas carbonatados. Estos consistieron en extensas rampas carbonatadas representadas por los depósitos del Gp. Rañeces, y las formaciones Moniello y Cándás. En términos generales, y de acuerdo con el registro sedimentario preservado, en estas rampas los ambientes proximales de rampa interna estuvieron caracterizados por el desarrollo de extensas llanuras mareales de baja energía. En la zona batida por el oleaje y las corrientes de marea se

acumularon predominantemente arenas carbonatadas, formando grandes *shoals* y barras entre las que con frecuencia se desarrollaron construcciones biohermales de corales y estromatopóridos. Mar adentro, en las áreas de rampa media y distal se depositaron margas, lutitas, calizas margosas y arenas calcáreas transportadas desde las áreas someras por corrientes de retorno de tormentas.

5.2. LA OROGENIA VARISCA

El desplazamiento de las placas litosféricas durante el Paleozoico superior condujo a la colisión de Gondwana y Laurusia y otras microplacas escindidas de Gondwana, dando lugar al supercontinente Pangea y al cinturón orogénico Varisco del que formaba parte el Macizo Ibérico (Martínez-Catalán *et al.*, 1999). Dicha colisión comenzó en el tránsito del Devónico Medio al Superior (380-375 Ma), una vez que la parte más distal del margen continental de Gondwana inició su subducción por debajo de Laurusia. Ello trajo consigo la progresiva transformación de este margen pasivo en una cuenca de antepaís de tipo periférico, cuya historia se prolongó hasta el Carbonífero terminal. Como consecuencia de la colisión, parte de la litosfera de Gondwana (Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes, Zona Centro-Ibérica y Zona Asturoccidental-leonesa) fue progresivamente incorporada a la cuña orogénica a medida que la deformación progresó hacia el antepaís (Pérez Estaún *et al.*, 1991; Martínez-Catalán *et al.*, 1996, 1999; Dallmeyer *et al.*, 1997). Los primeros efectos del inicio de la colisión continental en la Zona Cantábrica son registrados, probablemente, por la discordancia del Devónico Superior, que marca el inicio del desarrollo de la cuenca de antepaís ligada al orógeno. El episodio transgresivo que sucede a esta discontinuidad se inicia con el depósito de una unidad siliciclástica de escaso espesor (Fm Ermita) no representada en la Hoja, que es seguido por el desarrollo de una sucesión condensada (formaciones Candamo, Vegamián y Alba) que se extiende a lo largo de toda la Zona Cantábrica. Durante el Devónico Superior y el Carbonífero inferior, el área de esta Hoja y la mayor parte de la Zona Cantábrica estarían situadas en la parte más distal de la cuenca de antepaís.

El depósito de la mencionada sucesión condensada es sincrónico con la deformación tectónica en áreas más occidentales (en coordenadas actuales), representadas hoy en día por las zonas internas del Macizo Ibérico. Dallmeyer *et al.* (1997) datan el inicio de la deformación en la parte occidental de la Zona Centro-Ibérica en el Devónico Superior, y en el borde occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa en el Viseense medio. El avance del frente orogénico y la carga impuesta por la cuña orogénica sobre la litosfera del margen continental de Gondwana provocan un incremento progresivo de la subsidencia en la cuenca de antepaís, y el fondo marino en la Zona Cantábrica incrementa sensiblemente su batimetría. En este contexto, sobre las calizas claras de la Fm Candamo se acumula la *griotte* carbonífera (Fm Alba), que es, a su vez, sustituida al final del Carbonífero inferior (Serpukhoviense, Namuriense inferior) por calizas micríticas oscuras y finamente laminadas acumuladas en fondos pobremente oxigenados (Fm Barcaliente). Estos depósitos son sustituidos en el surco subsidente de la cuenca de antepaís (*foredeep*) por sedimentos siliciclásticos de origen turbidítico.

En el comienzo del Bashkiriense se produce un importante descenso eustático de carácter global, y, sincrónicamente con él, en el área de la Hoja también se registra un importante descenso relativo del nivel del mar que favorece la nucleación de las plataformas carbonatadas de la Fm Valdeteja. El continuo avance hacia el antepaís de la cuña orogénica y, como consecuencia, la

mayor proximidad de los relieves de la cordillera emergente, provocaron la rápida progradación de sistemas deltaicos y sus cuñas clásticas prodeltaicas (correspondientes a la Fm San Emiliano). Estos sedimentos sustituyeron y cubrieron progresivamente a las plataformas carbonatadas a lo largo del Bashkiriense. En conjunto, estas sucesiones ofrecen un buen registro de los ciclos de descenso y ascenso del nivel del mar originados por las glaciaciones que caracterizaron el Carbonífero superior (Pensilvánico), y son sincrónicas con la deformación del Domino del Navia y Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa y con el comienzo de la deformación de las partes más occidentales de la Zona Cantábrica. La Región de Pliegues y Mantos es incorporada progresivamente a la cuña orogénica a lo largo del Bashkiriense superior y el Moscoviense. Desde ese momento, el área de esta Hoja pasó a formar parte de la Cordillera Varisca y estuvo sometida a intensos procesos erosivos. Sin embargo, en el Estefaniense, reajustes tectónicos dieron lugar al desarrollo de pequeñas cuencas subsidentes donde se acumularon sedimentos fluviales y de abanicos aluviales. Estos sedimentos molásicos fueron también afectados por la deformación durante la etapa final de la Orogenia Varisca, probablemente en relación con la deformación asociada al cierre del Arco Ibero-Armoricano.

5.3. LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA Y DEL OCÉANO ATLÁNTICO

Desde el Pérmico inferior y a lo largo del Triásico se produjeron importantes episodios tectónicos extensionales que dieron lugar al desarrollo de grandes cuencas de tipo *rift*. La evolución posterior de algunas de ellas dio lugar finalmente a la ruptura del supercontinente Pangea y a la individualización de placas litosféricas menores. En el norte del Macizo Ibérico, durante el Pérmico, Triásico y Jurásico, los procesos extensionales generaron inicialmente, pequeñas cuencas continentales limitadas por fallas subverticales (como p. e. la existente en torno a Villabona). Su relleno está generalmente formado por sucesiones siliciclásticas acumuladas por sistemas fluviales y abanicos aluviales, siendo común también el desarrollo de sistemas lacustres (formaciones Sotres, Cabranes y Caravia). La presencia de niveles de cenizas y tobas volcánicas en los depósitos pérmicos (formaciones Sotres y Cabranes) evidencia la existencia de una cierta actividad volcánica durante las fases iniciales del *rifting*. El clima árido reinante durante el Pérmico y el Triásico es el responsable de la coloración pardo-rojiza de estos sedimentos y explica además la presencia frecuente de costras carbonatadas y de depósitos evaporíticos como los que caracterizan la Fm Fuentes.

Durante el Jurásico Inferior, en el norte de la península (Asturias y Cuenca Vasco-Cantábrica) se acumularon sucesiones carbonatadas marinas en ambientes de plataforma, después de una rápida transgresión. Esta transgresión, que tuvo lugar aproximadamente durante el límite Triásico-Jurásico, fue favorecida por la existencia de un episodio de subsidencia regional (Barnolas Y Pujalte, 2004). En el área de la Hoja, sin embargo, no se han preservado depósitos de esta edad. Las condiciones de sedimentación marinas dominantes en el norte de Iberia durante gran parte del Jurásico cesaron hacia finales del Jurásico Medio y comienzos del Jurásico Superior, coincidiendo con la reactivación de la tectónica extensional. A continuación, y hasta casi finales del Barremiense (Cretácico Inferior), se acumularon sucesiones continentales, litorales y marinas restringidas, constituidas mayoritariamente por depósitos siliciclásticos (Pujalte *et al.*, 2004), representados en la Hoja únicamente por los depósitos aluviales conglomeráticos de la Fm La Ñora.

Durante el inicio del Cretácico Inferior, el área del Macizo Ibérico correspondiente a gran parte de Asturias estuvo emergida y afectada por procesos de erosión subaérea. La sedimentación cretácica no se inicia hasta el Barremiense y tiene un marcado carácter transgresivo. Los sedimentos forman un solapamiento expansivo hacia el sur, que indica el progresivo ensanchamiento de la cuenca sedimentaria en esa dirección. En el área de la Hoja de Grado, la sedimentación propiamente dicha se inicia en el Cenomaniense (Cretácico Superior) con el depósito de los sedimentos de la Fm Ullaga, y se prolonga al menos hasta el Santoniense. Durante este periodo de tiempo alternan los sedimentos carbonatados marinos someros, litorales y de plataforma (formaciones Ullaga, La Manjoya, San Lázaro y Oviedo), con depósitos siliciclásticos litorales y fluviales (formaciones El Caleyú, Latores y La Argañosa). Esta sucesión se acumula en una extensa plataforma vergente hacia el golfo de Vizcaya.

La sedimentación marina en este margen continental del norte de Iberia se prolonga en áreas de la Cuenca Vasco-Cantábrica hasta el Eoceno. Sin embargo, en el área correspondiente a esta Hoja no se han preservado sedimentos marinos tan modernos.

5.4. LA OROGENIA ALPINA

La convergencia y colisión de las placas Ibérica y Europea, que se inicia durante el Cretácico Superior, da comienzo a la formación de la Cadena Pirenaica. La deformación alcanza al Margen Nord-Ibérico a lo largo del Paleógeno. Los esfuerzos compresivos provocaron la inversión de las fallas extensionales más prominentes del margen continental, el rejuego de las estructuras variscas y tardi-variscas con orientaciones favorables y el desarrollo de nuevas fallas inversas y cabalgamientos. El desplazamiento hacia el sur de parte del basamento de la zona Cantábrica sobre un cabalgamiento alpino profundo fue el responsable de la elevación de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996; Alonso y Pulgar, 2004). La inversión tectónica de la falla extensional de Llanera dio lugar a la creación de la Cuenca terciaria de Oviedo durante el Eoceno medio-superior. Esta pequeña cuenca endorreica, que ocupaba la parte central de Asturias, estaba afectada por un clima templado y con un cierto grado de aridez. En el borde septentrional, junto a la Falla de Llanera, existía una orla de pequeños abanicos aluviales que pasaban distalmente a pequeños sistemas fluviales y amplias llanuras con zonas palustres. El entorno de lo que actualmente es Oviedo estuvo ocupado parcialmente por pequeños lagos y charcas de aguas turbias (ciénagas), en cuyos bordes se desarrollaba una rica vegetación de algas carofitas. La sedimentación en esta cuenca se prolonga al menos hasta el Oligoceno. No existen evidencias de que la cuenca de Grado, que presenta sedimentos de similar naturaleza, estuviera directamente conectada con la de Oviedo. De acuerdo con (Alonso *et al.*, 1996), la sucesión de Grado representaría los términos más modernos de la sucesión terciaria asturiana, y registraría el desarrollo de sistemas de drenaje en la vertiente Cantábrica que postdatan la principal fase de deformación Alpina.

La historia geológica del área de esta Hoja durante el resto del Cenozoico viene marcada por el progresivo desarrollo y encajamiento de los sistemas de drenaje de la vertiente Cantábrica, que dieron lugar a la red fluvial que actualmente continúa desmantelando la Cordillera Cantábrica.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En este capítulo se relaciona toda la información referida a los Recursos Minerales y a la Hidrogeología del territorio comprendido en la Hoja E. 1:50 000 de Grado, basada en los contenidos de las memorias de las cuatro hojas del Mapa Geológico, Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias a escala 1:25 000 que se encuadran en la Hoja E. 1:50 000 de Grado: 28-I, Pravia (Alonso *et al.*, 2009a, 2009b; Rodríguez García, 2009a); 28II, San Cucao (Alonso *et al.*, 2009c, 2009f; Rodríguez García, 2009b); 28-III, Grado (Quintana *et al.*, 2009; Rodríguez García y Quintana, 2009a; Alonso *et al.*, 2009d); y 28-IV, Oviedo Oeste (Bulnes *et al.*, 2009; Rodríguez García y Quintana, 2009b; Alonso *et al.*, 2009e).

6.1. RECURSOS MINERALES

6.1.1. Minerales metálicos

En el ámbito de la Hoja existen 26 indicios de minerales metálicos que en su totalidad consisten en mineralizaciones de hierro (ver Tabla 1). La mayoría tiene pequeñas dimensiones, y algunos fueron objeto de explotación durante distintas épocas del siglo XX. La minería del hierro tuvo una gran importancia económica en el desarrollo industrial asturiano, y algunas de estas explotaciones suministraron hierro a la siderurgia de Mieres.

La mayor parte de estas mineralizaciones presenta morfología estratiforme, y corresponden a los denominados *ironstones* o niveles de hierro oolítico y areniscas ferruginosas. Se trata de capas con alta concentración de óxidos de hierro y, ocasionalmente, óxidos de manganeso, interestratificadas en distintas formaciones detríticas, como las formaciones Furada, Naranco y Piñeres.

Hay otro grupo de mineralizaciones con geometría irregular que están relacionadas con rellenos de cavidades kársticas y/o de fracturas en formaciones calcáreas del Devónico y Carbonífero.

Entre todos estos indicios cabe destacar los siguientes:

– *En la Fm Furada.*

La Mina del Cuero (Tabla 1, n.º 17), que se localiza en el flanco occidental del Antiforme del Pedrosu. Estuvo en explotación hasta finales de la década de 1960. Las labores eran subterráneas y superaban los 500 m de longitud.

– *En la Fm Naranco.*

En el monte Naranco (Tabla 1, n.º 26) está documentada la extracción de minerales de hierro desde, al menos, el siglo XVII. Al parecer, en una primera época, las minas fueron trabajadas a pequeña escala para abastecer ferrerías y muy probablemente a la Fábrica de Armas de Trubia, hasta finales del siglo XIX. Fue en ese momento, al crearse la importante

industria siderúrgica de la Fábrica de Mieres, cuando las minas se empezaron a explotar a gran escala. Las labores fueron subterráneas, de gran tamaño, y actualmente se observan en la superficie del terreno las cicatrices producidas por su hundimiento. Se construyeron varias infraestructuras, como un ferrocarril minero y planos inclinados, que dan fe de la importancia económica que representaron esas minas a principios del siglo XX (Gutiérrez Claverol y Torres Alonso, 1995). El yacimiento está formado por dos capas, denominadas Piquete y Naranco. La primera tiene una potencia de 12,5 m, con una ley comprendida entre 40 y 42 % de hierro. La segunda tiene una potencia de 11,5 m, y tiene una ley de 38- 41 % de hierro (Adaro y Junquera, 1916).

Otro indicio importante es el P.I. Narcea (Tabla 1, n.º 2), que se sitúa en La Borbolla, en Quinzanas (Pravia). Fue explotado durante la década de 1960 por minería subterránea y presenta leyes elevadas (45% de Fe y 2,3% de Mn). Al nordeste de él se encuentran las labores del P.I. Nalón (Tabla 1, n.º 3), que fue explotado en la misma época.

En el Anticlinal de Otero (Las Regueras) se sitúan un conjunto de labores superficiales, de tamaño decamétrico (Tabla 1, n.º 12).

La Mina Matilde, en Picasoso (Tabla 1, n.º 22), se sitúa en la terminación periclinal del Anticlinal de Grullas. Se trata de unas labores de reconocimiento con leyes muy bajas.

– *En la Fm Piñeres.*

A lo largo de toda la Sierra de Sandamías, en Pravia, se encuentran una serie de calicatas y registros en los que se han reconocido mineralizaciones de características análogas a los anteriores (Tabla 1, n.º 1). La mineralización consiste en una capa interestratificada que presenta mayores contenidos en óxidos de hierro y manganeso.

– *En calizas del Devónico y Carbonífero.*

En el flanco occidental del anticlinal de Grullas y dentro de las calizas de la Gp. Rañeces existe un yacimiento, con morfología irregular, consiste en un relleno arcilloso de cavidades kársticas (Tabla 1, n.º 8). La mineralización está formada por limonita, producto de la alteración supergénica del relleno original. En La Argañosa existe una galería realizada hacia 1930 para la explotación de dicho yacimiento.

En el flanco oriental del sinclinal de Candamo (Tabla 1, n.º 4) se reconoce un conjunto de labores que explotaban un yacimiento de hematites con morfología irregular, correspondiente a un relleno de cavidades kársticas desarrolladas sobre zonas de fractura en la Fm Barcaliente.

La mineralización de la Mina Descuidada, en Rozadas (Tabla 1, n.º 21), también se aloja en la Fm Barcaliente. Se trata de una mineralización de hematites y pirolusita de carácter residual, que rellena una zona de fractura y cavidades kársticas, con geometría irregular formando bolsadas. La explotación tuvo lugar durante la década de 1960.

TABLA 1. Indicios de minerales metálicos en la Hoja de Grado.
(Hem: hematites, Qz: cuarzo, Po: pirrotina).

N.º	COORD. U.T.M.		SUSTANCIA	LOCALIDAD / TÉR.M. MUNIC.	MORFOLOGÍA	MINERALOGÍA	OBSERVACIONES
	X	Y					
1	731 100	4 814 500	Fe (Mn)	Repollés (Pravia)	Estratiforme	Hem, Qz, Po	Varias calicatas. Fm Candás
2	732 700	4 814 700	Fe (Mn)	Quinzanas (Pravia)	Estratiforme	Hem, Qz, Po	P.I. Narcea. Galería. Explotado hacia 1960. Fm Naranco
3	734 000	4 816 080	Fe (Mn)	Quinzanas (Pravia)	Estratiforme	Hem, Qz, Po	P.I. Nalón. Galería. Explotado hacia 1960. Fm Naranco
4	737 060	4 816 200	Fe	San Román (Candamo)	Estratiforme	Hem	Cuevas de Candamo. Dos galerías. Explotado hacia 1920. Rellenos de bolsadas kársticas. Fm Barcaliente
5	737 340	4 816 750	Fe	San Román (Candamo)	Estratiforme	Hem, Qz	Fm Naranco
6	737 340	4 817 300	Fe	Valdemora (Candamo)	Estratiforme	Hem, Qz	Pozo. Fm Naranco
7	738 180	4 818 540	Fe	Valdemora (Candamo)	Estratiforme	Hem, Qz	Fm Naranco
8	256 680	4 819 580	Fe	La Argañosa (Illas)	Irregular	Óxido de Fe	Rellenos de bolsadas kársticas. Una galería. Explotada hacia 1930
9	257 650	4 817 900	Fe	La Reigada (Candamo)	Estratiforme	Hem, Qz	Mina Filomena. Varias calicatas
10	259 750	4 815 850	Fe	Trasmonte (Las Regueras)	Estratiforme	Hem, Qz	Dos socavones
11	259 700	4 814 600	Fe	Las Regueras	Estratiforme	Hem, Qz	Pequeño socavón
12	260 200	4 813 300	Fe	Otero (Las Regueras)	Estratiforme	Hem, Qz	Labores superficiales
13	264 450	4 817 600	Fe	Vendon-Arlós (Llanera)	Estratiforme	Hem, Qz	Explotado hacia 1920
14	264 500	4 819 150	Fe	Arlós (Llanera)	Estratiforme	Hem, Qz, óxido de Fe	Galería de 200 m y labores superficiales. Explotado hacia 1960
15	265 700	4 820 500	Fe	Arlós (Llanera)	Estratiforme	Hem, Qz, óxido de Fe	
16	266 250	4 818 450	Fe	Lavares-Arlós (Llanera)	Estratiforme	Hem, Qz	Mina Conchita

17	739 300	4 810 650	Fe	Cuero (Candamo)	Estratiforme	Hem, Qz	Mina de Cuero. Labores subterráneas en dos niveles. Explotado hacia 1960. Fm Furada
18	729 460	4 803 500	Fe	Hospital (Belmonte de Miranda)	Estratiforme	Hem, Qz	Galería. Explotado hacia 1940. Fm Furada
19	733 500	4 808 160	Fe	El Fresno (Grado)	Estratiforme	Hem, Qz	Varias calicatas. Fm Furada
20	733 350	4 810 100	Fe	Cabruñana (Salas)	Estratiforme	Hem, pirolusita, Qz	Galería. Fm Furada
21	735 450	4 809 190	Fe (Mn)	Rozadas (Grado)	Irregular	Hem, Qz	Mina Descuidada. Dos galerías y un pozo. Fm Barcaliente
22	736 600	4 810 150	Fe	Picaroso (Grado)	Estratiforme	Hem, Qz	Mina Matilde. Varias labores superficiales. Fm Naranco
23	261 520	4 809 020	Fe	La Venta (Las Regueras)	Estratiforme	Hem, Qz	Labores superficiales
24	264 200	4 810 350	Fe	Bañes (Oviedo)	Estratiforme	Hem, Qz	Agrupación de labores dispersas. Se trabajaron durante el primer tercio del siglo XX
25	265 200	4 807 400	Fe	Lampaya (Oviedo)	Estratiforme	Hem, Qz	Galería y varias labores de reconocimiento
26	267 700	4 807 800	Fe	Oviedo	Estratiforme	Hem, Qz	Mina del Naranco. Importantes labores mineras. Varias galerías. Explotado a principios del siglo XX. Ley de 40% Fe

6.1.2. Minerales energéticos

En el ámbito de la Hoja, la actividad minera energética está representada por cuatro explotaciones de carbón abandonadas y dos indicios (ver Tabla 2), que se encuentran distribuidos en tres sectores bien diferenciados. Dos de ellos contienen recursos de edad Westfaliense, en los sinclinales del Naranco, situado al norte de la ciudad de Oviedo, y de Santo Firme, al noroeste del anterior y del que sólo aflora en esta Hoja su borde occidental. El tercero se sitúa en el afloramiento estefaniense de Ferroños.

En el Sinclinal del Naranco, la actividad extractiva se desarrolló principalmente a finales del siglo XIX y principios del XX, continuando de forma intermitente hasta la década de los años 1960 (Minas Inesperada y Tarabica, Tabla 2, n.ºs 1 y 2). En 1985 se realizó el “Estudio geológico-minero de la zona carbonífera de Llanera” (Navarro *et al.*, 1985), que reveló la existencia de un paquete productivo que ocupa el núcleo del sinclinal. En este paquete

productivo se reconocieron cinco capas de carbón con potencias medias entre 0,30 y 1 m, alcanzándose hasta 4 m en el caso excepcional de la denominada “Capona” (Navarro *et al.*, 1985).

El Sinclinal de Santo Firme o de Villabona constituye la prolongación septentrional del Sinclinal del Naranco al norte de la depresión meso-terciaria de Llanera. De las treinta y cuatro capas explotadas en distintos paquetes mineros sólo tres afloran en el ámbito de esta Hoja, y corresponden al Paquete Esperanza (Tabla 2, n.º 4) (Trell *et al.*, 1988).

En el año 1990, el I.G.M.E. llevó a cabo una prospección y valoración del yacimiento de los recursos de la cuenca westfaliense de Llanera (Tabla 2, n.º 3), bajo la cobertera meso-terciaria que recubre al Sinclinal del Naranco, mediante una campaña de sondeos mecánicos. Desde el punto de vista minero, los resultados fueron en general poco satisfactorios, dado el grado de complejidad estructural encontrado (Bahamonde y Nuño, 1990).

El Estefaniense de Ferroñes corresponde a una pequeña cuenca aislada, con un carácter mayoritariamente continental. En su borde occidental, el afloramiento carbonífero aparece cobijado por un cabalgamiento de bajo ángulo. En la parte nororiental del afloramiento existió cierta actividad minera hacia finales del siglo XIX y principios del XX, dirigiéndose las labores a la explotación de una sola capa (Tabla 2, n.º 5) (Trell *et al.*, 1988).

Por otra parte, el I.G.M.E., con objeto de reconocer, por un lado, la serie estefaniense cobijada bajo el cabalgamiento y, por otro, la profundidad del fondo de la cuenca, llevó a cabo un sondeo mecánico de investigación en el borde suroccidental de los afloramientos carboníferos (Tabla 2, n.º 6), que hasta esa fecha no había sido reconocido. Este sondeo puso de manifiesto la presencia de varias capas de carbón con un contenido en cenizas alto (Bahamonde y Nuño, 1989).

N.º	COORD. U.T.M.		SUSTANCIA	TÉRMINO MUNICIPAL	NOMBRE	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	ESTADO
	X	Y					
1	267 500	4 811 260	Hulla	Oviedo	Mina Inesperada	Fm San Emiliano	EB
2	268 210	4 811 540	Hulla	Oviedo	Mina Tarabica	Fm San Emiliano	EB
3	268 060	4 812 310	Hulla	Llanera		Fm San Emiliano (bajo cobertera meso-terciaria)	IN (sondeo)
4	269 035	4 815 910	Hulla	Llanera		Fm San Emiliano	EB
5	267 750	4 817 320	Hulla	Llanera	Mina Ferroñes	Estefaniense	EB
6	266 820	4 815 855	Hulla	Llanera		Estefaniense	IN (sondeo)

TABLA 2. Labores mineras de carbón en la Hoja de Grado.(EB: Explotación abandonada, IN: Indicio).

6.1.3. Rocas y minerales industriales

En el territorio correspondiente a esta Hoja existe un amplio grupo de rocas y de sustancias minerales susceptibles de utilización industrial (ver Tabla 3): calizas y dolomías, empleadas preferentemente para áridos y fundentes, y como roca ornamental y de construcción; cuarcitas, areniscas, arenas y gravas, utilizadas como áridos; arcillas, empleadas para la fabricación de productos cerámicos; caolín, utilizado en materiales refractarios y en la fabricación de cemento blanco; y, por último, fluorita, usada principalmente para la fabricación de ácido fluorhídrico.

6.1.3.1. *Calizas y dolomías*

Los niveles calcáreos que tradicionalmente han sido explotados se sitúan preferentemente en el Gp. Rañeces y en las formaciones Moniello, Candás, Barcaliente y Valde-teja. Se utilizan para áridos, roca de construcción, cales y, en menor medida, como roca ornamental.

Entre las explotaciones activas, la n.º 25 (Tabla 3) se encuentra altamente mecanizada, y se dedica preferentemente a la preparación de diferentes tipos de áridos y material de escollera. Las n.ºs 33, 35 y 45 son canteras para la obtención de diferentes tipos de áridos de machaqueo, destinados sobre todo a la construcción. La n.º 32 es una importante explotación de dolomías y calizas dolomitizadas, que son usadas como materia prima para la fabricación de refractarios para horno y fundentes siderúrgicos. El gran volumen de reservas que presentan, la buena calidad y su cercanía a las áreas de consumo (que abarata su precio, dada la gran incidencia del transporte en el precio final del material), explican el gran desarrollo industrial que presentan estas explotaciones de rocas carbonatadas.

Las labores de los n.ºs 28 y 48 (Tabla 3) son dos pequeñas canteras en las que se explotan niveles carbonatados para uso ornamental.

6.1.3.2. *Cuarcitas y areniscas*

Se han explotado niveles areniscosos de las formaciones Oville, Barrios, Naranco y Piñeres, como rocas de construcción y para áridos.

La cantera del n.º 94 (Tabla 3) explota los niveles cuarcíticos de la Fm Barrios, cuyo uso principal es para áridos y, en menor grado, para rocas de construcción. La Cantera Monteagudo (n.º 95) explota un nivel de areniscas cuarcíticas muy puras de la Fm Piñeres, que se emplean preferentemente en la fabricación de vidrio

6.1.3.3. *Arenas y gravas*

Se han extraído arenas y gravas para su uso como áridos en depósitos de las formaciones La Ñora y Latores, y del Terciario. En Pravia, se han explotado los depósitos detríticos cuaternarios de la llanura de inundación como áridos naturales.

6.1.3.4. Arcillas

Han sido explotados diversos niveles arcillosos situados en las cuencas terciarias de Grado y Oviedo para la fabricación de materiales cerámicos.

En la Cuenca terciaria de Grado, las labores n.ºs 55, 58 y 59 (Tabla 3) corresponden a explotaciones a cielo abierto de pequeñas dimensiones donde se extraían arcillas del Paleógeno para la fabricación de cerámica estructural.

En la Cuenca de Oviedo se explotaron niveles arcillosos de las formaciones Ullaga, Caleyú y Latores, y del Terciario. A pesar de la importante y larga tradición industrial existente en el campo de la cerámica fina (como la Fábrica de Loza de San Claudio) y de la cerámica estructural (fábricas de ladrillos y tejas), en la actualidad no existe ninguna explotación activa. Además, los terrenos donde antiguamente se ubicaban las explotaciones han sido en gran parte restaurados y transformados en suelo urbano.

6.1.3.5. Caolín

Históricamente han tenido especial relevancia una serie de antiguas explotaciones de caolín situadas en el denominado "Coto Minero de Sierra del Pedroso", en las cuales se explotaba un mismo nivel de caolín de unos 0,70 m de espesor, interestratificado en las cuarcitas de la Fm Barrios. Su génesis se debe a la alteración diagenética "in situ" de un depósito de cenizas volcánicas (*tonstein*) por transporte eólico (García Ramos *et al.*, 1984). Esta zona ha sido la más intensamente explotada en Asturias, siempre mediante minería de interior de montaña, ya que fue en ella donde se inició la extracción de caolín; y puede decirse que toda la Sierra del Pedroso se encuentra en gran parte agotada hasta la cota de la base de la Sierra.

6.1.3.6. Fluorita

Las explotaciones de fluorita se encuentran en el denominado "Distrito de Villabona-Arlós" (I.G.M.E., 1982; García Iglesias y Loredó Pérez, 1992). En este distrito la mineralización se presenta con morfología estratiforme sobre un mismo horizonte de calizas atribuido al Triásico Medio. La capa mineralizada está constituida principalmente por fluorita (espato flúor), sílice, calcita y, en menor proporción, barita y pirita. En Mina Moscona (Tabla 3, n.º 120), actualmente en actividad, el mineral extraído tiene contenidos medios de 30-35% de F_2Ca , 35% de SiO_2 , 25% de CO_3Ca y 2,5% de SO_4Ba .

La explotación se lleva a cabo en minería de interior, por el método de cámaras y pilares, y el mineral se transporta al exterior por un plano inclinado de aproximadamente 15° de pendiente mediante camiones. El mineral se trata en la planta-lavadero que la empresa explotadora (MINERSA) posee en Berbes (Ribadesella), y se destina el 95% de la producción a la obtención de espato ácido, utilizado en la fabricación de ácido fluorhídrico, y el 5% restante a la obtención de espato cementero, empleado en la industria del cemento.

TABLA 3. Labores mineras de rocas y minerales industriales en la Hoja de Grado
(datos incluidos en el Archivo de Rocas y Minerales Industriales, ANARMIN, del I.G.M.E.).

Uso posible: 1: Rocas ornamentales, 2: Rocas de construcción, 3: Áridos naturales, 4: Áridos de machaqueo, 6: Cementos, 7: Cales, 9: Cerámica estructural, 10: Cerámica fina, 11: Refractarios, 12: Vidrio, 18: Fundentes, 22: Ácido fluorhídrico.

Estado: EA: Explotación activa continua, EI: Explot. activa intermitente, EB: Explot. abandonada, IN: Indicio

N.º	COORD. U.T.M.		SUSTANCIA	TÉRMINO MUNICIPAL	NOMBRE DE LA EXPLOTACIÓN	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	USO POSIBLE	ESTADO
	X	Y						
1	733 270	4 819 250	Caliza	Pravia		Fm Moniello	4	EB
2	732 620	4 816 440	Caliza	Pravia		Fm Barcaliente	4	EB
3	735 060	4 817 090	Caliza	Candamo		Fm Candás	4	EB
4	735 750	4 816 740	Caliza	Candamo		Fm Moniello	4, 2	EB
5	736 000	4 814 920	Caliza	Candamo		Fm Barcaliente	4	EB
6	738 150	4 813 250	Caliza	Candamo		Fm Moniello	4, 2	EB
7	729 720	4 812 160	Arenisca	Pravia		Fm Naranco	2, 4	EB
8	737 650	4 811 750	Caliza	Candamo		Gp. Rañeces, Fm Moniello	4	EB
9	731 625	4 811 525	Caliza	Salas		Fm Moniello	4, 2	EB
10	257 340	4 819 480	Caliza	Illas		Gp. Rañeces	4	EB
11	256 220	4 817 160	Caliza	Candamo		Gp. Rañeces	4	EB
12	261 830	4 815 410	Caliza	Las Regueras	Cantera La Ferrería	Fm Moniello	4, 2	EA
13	265 760	4 818 770	Caliza	Llanera		Fm Moniello	2, 1	EB
14	269 100	4 819 800	Dolomía	Corvera		Lías Inferior	4	EB
15	266 850	4 817 850	Caliza	Llanera		Fm Moniello	1, 2	EB
16	266 650	4 817 500	Caliza	Llanera		Fm Moniello	1, 2	EB
17	265 220	4 816 050	Caliza	Llanera	Cantera El Fresno	Fm Moniello	1	EI
18	265 250	4 816 10	Caliza	Llanera		Fm Moniello	1, 2	EB
19	265 300	4 812 225	Caliza / Dolomía	Llanera	Caleras asturianas	Fm Barcaliente	7	EA
20	264 075	4 811 900	Caliza	Oviedo		Fm Barcaliente	4	EB

21	265 975	4 811 800	Caliza	Llanera		Fm Valdeteja	4	EB
22	729 375	4 810 800	Arenisca	Salas		Fm Naranco	2, 4	EB
23	738 325	4 811 250	Caliza	Candamo		Gp. Rañeces	4, 2	EB
24	729 720	4 809 280	Arenisca	Grado		Fm Naranco	4	EB
25	731 230	4 809 650	Caliza	Salas		Fm Moniello	4, 2	EA
26	730 950	4 806 100	Caliza	Salas		Fm Moniello	4	EB
27	738 700	4 806 925	Caliza	Grado	Cantera Doriga	Fm Moniello	4	EB
28	737 050	4 802 950	Caliza	Grado	Cantera Malafogaza	Gp. Rañeces	1	EA
29	741 150	4 803 650	Caliza	Grado		Fm Valdeteja	4	EB
30	258 775	4 811 510	Caliza	Las Regueras		Fm Alba	1	EB
31	258 850	4 811 375	Caliza	Las Regueras		Fm Barcaliente	4	EB
32	261 250	4 811 220	Caliza / Dolomía	Las Regueras	Perrosiello	Fm Valdeteja	18, 2	EA
33	265 250	4 811 100	Caliza	Grado	Cantera Brañes	Fm Barcaliente	4	EA
34	256 200	4 807 775	Caliza	Grado		Fm Barcaliente	4	EB
35	742 220	4 807 205	Caliza	Grado	Cantera Peñón Maluce	Fm Barcaliente	4	EA
36	258 720	4 809 380	Caliza / Dolomía	Las Regueras		Fm Valdeteja	18, 2	EI
37	260 850	4 809 560	Caliza	Las Regueras		Fm Valdeteja	4	EB
38	262 240	4 808 220	Caliza	Las Regueras		Fm Moniello	1	EB
39	260 460	4 807 100	Caliza	Las Regueras		Fm Barcaliente	4	EB
40	260 150	4 806 750	Caliza	Oviedo		Fm Barcaliente	4	EB
41	257 510	4 805 460	Dolomía / Caliza	Grado		Fm Valdeteja	18	EB
42	260 280	4 805 510	Caliza	Oviedo		Fm Moniello	1, 2	EB
43	728 650	4 810 300	Caliza	Salas		Fm Candás	1, 2	EB
44	256 310	4 803 530	Caliza	Grado		Fm Barcaliente	2, 4	EB
45	263 400	4 803 020	Caliza	Oviedo	Peñas Arriba Peñas Abajo	Fm Barcaliente, Fm Valdeteja	4	EA
48	736 845	4 802 705	Caliza	Grado		Fm Moniello	1	EA

55	738 790	4 809 150	Arcilla	Grado		Paleógeno	9	EB
56	263 280	4 803 640	Arcilla	Oviedo	La Ventina	Fm Ullaga	10, 9	EB
57	268 410	4 803 210	Arcilla	Oviedo	Arenero El Toral	Fm Latores	9	EB
58	738 780	4 808 820	Arcilla	Grado	Cantera San Cosme	Paleógeno	9	EB
59	737 220	4 806 880	Arcilla	Grado		Paleógeno	9	EB
60	264 180	4 805 565	Arcilla	Oviedo	Cerámica La Lloral	Fm Caleyú	10, 9	EB
61	265 280	4 803 400	Arcilla	Oviedo	Tejera Santa Marina	Fm Latores	9	EB
63	262 065	4 816 970	Arcilla	Llanera	Tejera Sierra del Bello	Paleógeno	9	EB
71	734 145	4 819 430	Arenas / gravas	Pravia		Depósitos aluviales	3	I, EB
72	258 290	4 818 195	Gravas / conglomerados	Illas		Coluviones	3, 4	EB
73	258 620	4 820 340	Gravas / conglomerados	Illas		Fm La Ñora	3, 4	EB
74	258 960	4 820 060	Gravas / conglomerados	Illas		Fm La Ñora	3, 4	EB
75	265 490	4 803 780	Arenas	Oviedo		Fm Latores	9	EB
77	267 620	4 803 270	Arenas	Oviedo		Fm Latores	3	IN
79	268 479	4 803 220	Arenas	Oviedo	Arenero El Toral	Fm Latores	3	EI
81	269 020	4 814 570	Gravas / arenas	Llanera		Paleógeno	3, 4	EB
82	739 880	4 805 340	Arenas / gravas	Grado		Paleógeno	3, 4	IN
83	739 395	4 806 030	Arenas / gravas	Grado		Paleógeno	3, 4	EB
84	257 910	4 805 020	Arenas	Grado		Paleógeno	3	EB
85	257 310	4 807 180	Arenas	Grado		Paleógeno	3	EB
86	258 100	4 805 040	Arenas	Grado		Paleógeno	3	EB
90	258 665	4 818 290	Cuarcita	Las Regueras		Fm Oville	3, 4	EB
92	739 815	4 810 168	Arenisca	Grado		Fm Barrios	4	IN
94	734 570	4 809 070	Cuarcita	Salas	Cantera Manuela / Julia	Fm Barrios	4	EA
95	728 170	4 810 020	Arenisca / Cuarcita	Grado	Cantera Monteagudo	Fm Piñeres	12	EA
96	257 677	4 816 910	Cuarcita	Candamo		Fm Barrios	4	IN

100	263 100	4 820 050	Caolín	Illas	Mina Gorfoli	Fm Barrios	11	EB
101	258 090	4 817 957	Caolín	Candamo	Mariqueta	Fm Barrios	11	EB
103	258 820	4 816 060	Caolín	Candamo	Cantabria	Fm Barrios	11	EB
104	256 360	4 815 130	Caolín	Candamo	La Fuentina	Fm Barrios	11	EB
105	741 305	4 814 797	Caolín	Candamo	La Perdiz	Fm Barrios	11	EB
109	739 815	4 811 406	Caolín	Grado	Mina Piso Campillin	Fm Barrios	11, 6	EB
110	740 150	4 811 420	Caolín	Grado	Mina Piso Escrita	Fm Barrios	11, 6	EB
111	739 800	4 810 750	Caolín	Grado	Mina Piso Alfaraz	Fm Barrios	11, 6	EB
112	739 805	4 810 160	Caolín	Grado	Mina Piso Peñafior	Fm Barrios	11, 6	EB
113	739 800	4 809 985	Caolín	Grado	Mina Casualidad	Fm Barrios	11, 6	EB
114	741 100	4 811 220	Caolín	Grado	Mina Cimero	Fm Barrios	11, 6	EB
115	258 720	4 811 610	Caolín	Las Regueras	Mina Pereda	Fm Barrios	11	EB
116	259 120	4 815 560	Caolín	Las Regueras	Landrio	Fm Barrios	11	EB
117	260 610	4 816 910	Caolín	Las Regueras	La Milagrosa	Fm Barrios	11	EB
120	268 800	4 819 650	Fluorita	Corvera	Moscona	Permo-Triásico	22, 6	EA
121	266 810	4 818 700	Fluorita	Llanera	Mina Arlós	Permo-Triásico	22, 6	EB
122	267 615	4 819 170	Fluorita	Corvera	Mina Gloria	Permo-Triásico	22, 6	EB
123	268 520	4 817 490	Fluorita	Llanera	Casa del Cura	Permo-Triásico	22, 6	EB

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Hidrología superficial

El área correspondiente a esta Hoja se sitúa dentro de la Cuenca del río Nalón, y en ella se encuentra la unión de este río con su principal afluente, el río Narcea, en las proximidades de la localidad de Forcinas (Pravia).

El río Nalón, con una longitud de 153 km y un caudal medio de 56,4 m³/s, es el más largo y caudaloso de Asturias, y su cuenca ocupa una extensión aproximada de 3700 km², algo más de la tercera parte de la superficie provincial. El río Narcea es el segundo en cuanto a longitud (97 km) y caudal (43,4 m³/s de media), y su cuenca, incluida en la del río Nalón, llega a los 1135 km² de superficie. Los depósitos aluviales de ambos ríos están muy desarrollados en los cursos medio y bajo, y constituyen un recurso importante desde el punto de vista agrícola por el apro-

vechamiento de sus vegas, destacando las plantaciones de kiwis y legumbres en este tramo final de ambos cursos fluviales.

El río Nalón se encuentra aquí en su curso bajo; de hecho, a 7 km al norte del límite superior del mapa desemboca en el mar Cantábrico, formando la ría de San Esteban. Entre los afluentes de este río que aparecen en la Hoja están: el río Aranguín, que confluye con él a la altura de Pravia por su margen izquierda; el río Cubia, que se une al Nalón, también por su margen izquierda, a unos 2 km al norte de Grado; confluyendo igualmente por la margen izquierda está el río Trubia, que lo hace en la localidad del mismo nombre; por último, en la parte oriental de la Hoja, aparece un tramo del curso bajo del río Nora, afluente del Nalón por la margen derecha.

El río Cubia tiene una longitud de 41 km y cuenta con un caudal medio próximo a los 2 m³/s en el tramo final. El río Trubia tiene 46 km de longitud. El río Nora, con una longitud de 67 km y un caudal medio en torno a los 6 m³/s en este sector, constituye en esta zona el límite entre los concejos de Oviedo, Llanera y Las Regueras. Forma una serie de meandros que fue propuesta como punto geológico de interés singular, y desemboca en el río Nalón aguas abajo del Embalse de Priañes.

Por su parte, el río Narcea cuenta como afluente principal en este sector, por su margen izquierda, al río Nonaya.

En cuanto al uso de las aguas superficiales para el abastecimiento a núcleos urbanos, el Ayuntamiento de Grado utiliza este recurso para satisfacer el 70% de su demanda de agua; el siguiente término municipal en importancia es el de Salas, que utiliza el agua superficial para cubrir únicamente el 20% de su demanda. En cuanto al resto de las principales poblaciones dentro de esta Hoja, su abastecimiento se lleva a cabo mediante captaciones de aguas subterráneas o a través del suministro proporcionado por el Consorcio para el Abastecimiento de Agua y Saneamiento en el Principado de Asturias (CADASA), procedente en su mayor parte de los embalses situados en la cabecera del río Nalón. Destaca la importante captación de agua del río Narcea al sur de Pravia, entre esta localidad y Quinzanas. Desde aquí se conduce por medio de un canal, cuyo destino final, ya fuera del ámbito geográfico de la Hoja, es la factoría de Arcelor-Mittal, para satisfacer su demanda de agua industrial, y los depósitos de distribución del Ayuntamiento de Avilés, para el abastecimiento humano, con un caudal que supone el 35-40% de la demanda total de agua de dicho término municipal.

Los ríos Nalón, Narcea y Nora han sido clasificados como *ríos ganadores con conexión mixta*: esto quiere decir que ambos cursos constituyen un eje de drenaje de los acuíferos que interceptan. La descarga de estos acuíferos se produce directamente a través de manantiales, que vierten sus aguas a ambos ríos o sus afluentes, y de forma difusa a los cauces de ambos cursos fluviales en aquellos tramos en que dichos cauces discurren sobre los afloramientos permeables de los acuíferos aludidos.

Dentro de esta Hoja, la Confederación Hidrográfica del Cantábrico (CHC) cuenta con diversas estaciones de aguas. Pertenecientes a la Red SAI (Sistema Automático de Información)

están la estación Q102 (1368), en las proximidades de la localidad de Grullos (río Nalón), y la estación Q103 (1360), en Quinzanas (río Narcea). La Red CEMAS (Red de Control de Aguas Superficiales) tiene 15 estaciones: cuatro en el río Nalón, en las inmediaciones de las localidades de Pravia (CHC17_2070), Valduno (CHC17_2072), Trubia (CHC17_2073) y Grullos (CHC17_2280); dos en el río Narcea, en Quinzanas (CHC17_2081) y en Requejo (CHC17_2082); dos en el río Cubia, una en Grado (CHC17_2288) y otra en Las Dos Vías (CHC17_2095); una en el río Menéndez, en Coalla (CHC17_2096); una en el río Nora, en San Pedro de Nora-Priañes (CHC17_2097); una en el río Aranguín, en Agones (CHC17_2363); y otra en el arroyo Pixuetas, en Bances (CHC17_2368).

Un último rasgo destacable de la hidrología superficial es la presencia de siete puntos que han sido incluidos en el *Inventario y Tipificación de los Humedales de Asturias*. Se trata de dos embalses, una laguna, dos charcas y dos turberas:

- Embalse de Priañes (código 121061). Es un embalse en el río Nora, propiedad de la empresa eléctrica HC Energía, que cuenta con un volumen total de 1,9 hm³. La litología de su cubeta está formada por calizas carboníferas, su origen es artificial y tiene inundación permanente.
- Embalse de Furacón (código 121064). Se trata de un embalse en el río Nalón, propiedad de la empresa eléctrica HC Energía, que cuenta con un volumen total de 0,5 hm³. Su cubeta se sitúa en la llanura de inundación del río, su origen es artificial y tiene inundación permanente.
- San Claudio (código 121127). Es una laguna de origen artificial que se formó a mediados del siglo XX a partir de una explotación de arcillas en ese sector, y cuenta con inundación permanente. El fondo de su cubeta está constituido por arcillas y arenas del Albiense (Cretácico Inferior).
- Latores (código 121125). Es un conjunto de dos charcas de origen artificial, ubicadas en una antigua explotación de arcillas, actualmente desecadas y con inundación estacional. Su cubeta se asienta en arcillas y arenas del Cretácico Superior.
- Las turberas denominadas Alto de la Cabruñana (código 121202) y Monte Xorro (código 121203) se ubican en el Concejo de Grado, sobre los depósitos de la Cuenca terciaria. Son de origen natural y poseen inundación permanente.

6.2.2. Hidrología subterránea

En el estudio “Investigación hidrogeológica de la Cuenca Norte de España (Asturias)” (I.G.M.E., 1984b) se definieron tres sistemas acuíferos que se ubican en parte en el ámbito geográfico de esta Hoja: el Sistema Acuífero n.º 2 (Unidad Mesoterciaria de Oviedo-Cangas de Onís), el Sistema Acuífero n.º 3 (Caliza de Montaña Cántabro-Astur), y el Sistema Acuífero AA (Sedimentos calcáreos y dolomíticos precarboníferos). Posteriormente, al crearse la figura administrativa denominada unidad hidrogeológica (D.G.O.H. - I.G.M.E. - EPTISA, 1988), los

acuíferos más importantes de esta Hoja se incluyeron en la Unidad Hidrogeológica 01.22 Oviedo-Cangas de Onís y en la Unidad Hidrogeológica 01.24 Somiedo-Trubia-Pravia. Finalmente, a partir de la definición de masas de agua en la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE (D.O., 22.12.2000), los materiales geológicos representados en esta Hoja se han englobado en las masas de agua definidas por el Ministerio de Medio Ambiente con los códigos 016.201 Eo-Navia-Narcea, 016.202 Somiedo-Trubia-Pravia y 016.206 Oviedo-Cangas de Onís.

6.2.2.1. *Masa de Agua 016.201 Eo-Navia-Narcea*

La Masa de Agua 016.201 se sitúa dentro de su cuadrante noroccidental y ocupa una superficie que constituye aproximadamente el 5% del total de la Hoja. Está compuesta, principalmente, por pizarras, areniscas, microconglomerados y porfiroides de la Serie del Narcea (Neoproterozoico), pizarras, areniscas y microconglomerados del Gp. Cándana (Cámbrico inferior) de la Zona Asturoccidental-leonesa, y cuarcitas de la Fm Barrios (Zona Cantábrica). Desde el punto de vista hidrogeológico, estos materiales presentan una permeabilidad baja a muy baja, desarrollada únicamente por fisuración, por lo que se consideran de menor interés para el aprovechamiento de las aguas subterráneas, como se manifiesta por el hecho de la ausencia de puntos de agua de cierta importancia dentro de los límites de la Hoja. Sin embargo, las cuarcitas de la Fm Barrios pueden llegar a tener ocasionalmente valores de permeabilidad media.

6.2.2.2. *Masa de Agua 016.202 Somiedo-Trubia-Pravia*

La Masa de Agua 016.202 ocupa una superficie que representa aproximadamente el 83% del total de la Hoja, está compuesta principalmente por rocas y sedimentos paleozoicos, mesozoicos, y cenozoicos. En ella se distingue un gran número de litologías, que se agrupan en las distintas formaciones descritas en el capítulo 2. Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden diferenciar varios grupos de materiales, en función de sus parámetros hidrogeológicos:

- Materiales de baja a muy baja permeabilidad, representados fundamentalmente por las lutitas de las formaciones Oville y Formigoso, los tramos margoso-lutíticos del Gp. Rañeces, los niveles de lutitas de la Fm San Emiliano, las arcillas abigarradas del Triásico y las margas, arcillas y conglomerados del Terciario. En términos generales, suelen constituir los límites impermeables de los acuíferos infra o suprayacentes.
- Materiales de baja permeabilidad, desarrollada por fisuración, representados por los sedimentos siliciclásticos (areniscas y cuarcitas) de las formaciones La Herrería, Barrios, Furada, Naranco, Piñeres y San Emiliano, y del Triásico y Jurásico. Dentro de este grupo, las cuarcitas de la Fm Barrios constituyen la litología más importante, debido tanto a su elevada potencia como a que, en ocasiones, su grado de fisuración y fracturación les confiere valores de permeabilidad que pueden considerarse como medios.
- Materiales de permeabilidad variable (media-alta), desarrollada por fisuración y karstificación, representados por las calizas y dolomías de las formaciones Láncara, Moniello, Candás, Alba, Barcaliente, Valdeteja y San Emiliano, del Gp. Rañeces, y del Terciario. Los acuíferos más

importantes de esta Hoja están desarrollados en los sedimentos calcáreos y dolomíticos de algunas de estas formaciones, destacando además el hecho de que las surgencias de agua más importantes corresponden a descargas de estos niveles permeables.

6.2.2.3. *Masa de Agua 016.206 Oviedo-Cangas de Onís*

La Masa de Agua 016.206 se sitúa en la mitad oriental de la Hoja, ocupando aproximadamente el 12% de su superficie total, y está compuesta principalmente por sedimentos cretácicos, terciarios y cuaternarios, incluidos dentro de la Cobertera Mesozoico-Terciaria de Asturias. En ella se distingue un cierto número de litologías, fundamentalmente detríticas con niveles carbonatados intercalados, que se agrupan en distintas formaciones (ver capítulo 2). Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden diferenciar varios grupos de materiales, en función de sus parámetros hidrogeológicos:

- Materiales de baja a muy baja permeabilidad, representados fundamentalmente por arcillas y limos, por una parte, y areniscas y conglomerados cementados y con escasa fracturación, por otra, incluidos en las formaciones cretácicas y terciarias; suelen constituir los límites impermeables de los acuíferos infra o suprayacentes.
- Materiales de permeabilidad media, por porosidad intergranular, constituidos por las arenas y las areniscas escasamente cementadas que se encuentran en los sedimentos cretácicos y terciarios.
- Materiales de permeabilidad media, desarrollada por fisuración y karstificación, representados por las calizas de las formaciones cretácicas y terciarias, que en este sector se presentan en niveles de poca entidad.

6.2.2.4. *Sedimentos cuaternarios*

Los depósitos cuaternarios de origen fluvial, muy desarrollados en los valles de los ríos Nalón, Narcea y Nora, y los de origen gravitacional, pueden constituir acuíferos superficiales de cierta entidad. Estos depósitos pueden presentar una permeabilidad primaria por porosidad intergranular variable en función de la presencia mayor o menor de arcillas y limos.

6.2.2.5. *Características hidrogeológicas de los acuíferos*

Los acuíferos más importantes entre los mencionados anteriormente se localizan en las litologías carbonatadas. Destacan sobre todo los incluidos en el Gp. Rañeces y las formaciones Moniello y Candás (Devónico), y en las formaciones Barcaliente y Valdeteja (Carbonífero). Estas dos últimas constituyen el conjunto conocido como Caliza de Montaña, un importante acuífero de ámbito regional, que en el cuadrante suroriental de la Hoja tiene una relevante representación cartográfica.

Estas formaciones carbonáticas presentan una karstificación que en ocasiones es intensa, desarrollada fundamentalmente a favor de lineaciones estructurales y, en menor medida, de planos de estratificación. No obstante, la presencia de sedimentos impermeables a muro

y a techo limita significativamente la extensión e importancia de los acuíferos existentes en ellas. Su recarga tiene lugar en su mayor parte a partir de las precipitaciones, y, en mucha menor medida, por la cesión de agua procedente de arroyos que discurren sobre los sedimentos permeables en aquellos puntos en los que la piezometría del acuífero favorece este proceso. La descarga de cada uno de ellos tiene lugar de forma independiente, a través de los manantiales existentes en la zona (Tablas 4 y 5) y de los drenajes a los cursos fluviales que los intersectan.

Puede destacarse que los puntos n.ºs 4 y 6 (Tabla 4), que en la cartografía geológica de superficie se ubican en areniscas de las formaciones Naranco y Piñeres, presentan unas características hidrodinámicas y físico-químicas que hacen suponer que se trata de drenajes de las formaciones carbonatadas Moniello y Barcaliente, respectivamente. Lo mismo ocurre con los puntos n.ºs 23 y 24 (Tabla 4), ubicados respectivamente en areniscas de las formaciones Oville y La Herrería, que supuestamente serían drenajes de la Fm Láncara a través de un accidente tectónico. También es destacable la presencia de un manantial termal (punto n.º 61 de la Tabla 4), que surge con una temperatura de 24,4°C en el cauce del río Nalón. En la actualidad esta surgencia se encuentra bajo el nivel del agua debido a la existencia de un embalse para aprovechamiento de energía hidroeléctrica.

Según los datos de que se dispone, se considera que la calidad química del agua subterránea es, en general, buena. Los valores de pH se mueven en el rango de 6,5 a 7,9, y la mineralización del agua entre 200 y 680 $\mu\text{S/cm}$.

Las surgencias de agua en materiales siliciclásticos tienen menor caudal, debido a la menor permeabilidad de los materiales, y presentan valores más bajos de pH (4,5-6,9) y de mineralización (60-120 $\mu\text{S/cm}$).

6.2.2.6. *Uso del agua subterránea*

En las Tablas 4 y 5 se recoge una relación de los puntos de agua más significativos de esta Hoja, englobados en las masas de agua 016.202 y 016.206 respectivamente, indicándose el aprovechamiento actual del agua en cada uno de ellos. Algunos de los más importantes se utilizan para el abastecimiento urbano de los términos municipales de Pravia, Candamo, Salas, Illas, Llanera y Grado, que aprovechan las aguas subterráneas para satisfacer la totalidad (en el caso de los dos primeros) o parte de su demanda de agua (un 80% en Salas, un 85% en Illas, un 15% en Llanera, y un 30% en Grado).

N.º	COORD. U.T.M.		NOMBRE	USO	LITOLÓGIA	CAUDAL (L/S)	FECHA
	X	Y					
1	731 000	4 816 746	Manantial de Perzanas	Abastecimiento	Calizas	1,3	26.03.09
2	729 930	4 815 327	Fuente Sandamías	Abastecimiento	Calizas	> 1,1	26.03.09
3	731 730	4 818 654	Manantial La Fornaz	Abastecimiento	Calizas	2,2	26.03.09

4	729 630	4 815 948	Manantial Regueirón	Abastecimiento	Calizas	~ 12	26.03.09
5	733 371	4 819 427	Manantial El Güeyu	No se usa	Calizas	~ 1	26.03.09
6	733 216	4 818 000	Manantial de Forcinas	Abastecimiento	Calizas	> 5	26.03.09
7	737 075	4 813 890	Manantial La Reguera	Abastecimiento	Calizas	> 8,4	25.03.09
8	736 732	4 818 306	Fuente Fontebona	Fuente pública	Areniscas	0,2	16.02.01
9	734 963	4 814 856	Manantial El Ribón	Abastecimiento	Calizas	> 6,4	25.03.09
10	736 588	4 815 173	Manantial de Fumayor	Abastecimiento	Calizas	~ 9	25.03.09
11	738 400	4 818 140	Manantial La Cueva	Abastecimiento	Calizas	1,9	25.03.09
12	734 765	4 814 125	Fuente San Pedro	No se usa	Cuarcitas	~ 0,25	25.03.09
13	734 774	4 813 130	Manantial Fontanica	Abastecimiento	Areniscas	0,1	25.03.09
14	735 283	4 812 722	Fuente La Cueva	Fuente pública	Areniscas	0,9	25.03.09
15	735 145	4 817 334	Manantial de Beifar	Abastecimiento	Calizas	~ 2	26.03.09
16	736 215	4 819 470	Fuente Peñauillán	Fuente pública	Areniscas	0,7	26.03.09
17	257 055	4 819 665	Fuente de Burgos	Abastecimiento	Calizas	> 0,3	23.02.09
18	258 995	4 817 318	Manantial El Espolón	Abastecimiento	Calizas	4	23.02.09
19	256 930	4 816 420	Manantial Montecico	Abastecimiento	Cuarcitas	8,33	25.03.09
20	258 630	4 819 338	Manantial Jompernal I	Abastecimiento	Calizas	1,82	23.02.09
21	261 086	4 812 081	Manantial Foncaliente	No se usa	Calizas	~10	23.02.09
22	260 642	4 817 772	Manantial de Villayo	Abastecimiento	Areniscas	0,47	17.02.09
23	255 830	4 812 040	Manantial Ablanosas	Abastecimiento	Calizas	~15	23.03.09
24	257 000	4 813 430	Manantial La Mofosa	Abastecimiento	Calizas	~10	23.03.09
25	258 644	4 819 341	Manantial Jompernal II	No se usa	Calizas	0,92	23.03.09
26	257 934	4 819 653	Manantial Fonfría	Abastecimiento	Calizas	1,9	23.03.09
27	257 295	4 819 550	Fuente de Reconco	Abastecimiento	Calizas	> 0,91	23.03.09
28	257 100	4 819 780	Manantial La Espinera	Abastecimiento	Calizas	> 1,1	23.03.09
29	260 644	4 820 557	Fuente La Barrera	Abastecimiento	Calizas	> 0,72	23.03.09

30	262 225	4 820 486	Manantial El Foscón	Abastecimiento	Cuarcitas	4	23.03.09
31	258 567	4 820 869	Fuente de Llanavao	Fuente pública	Calizas	> 0,64	24.03.09
32	257 565	4 820 350	Fuente del Garaje	Fuente pública	Calizas	1,38	23.03.09
33	259 975	4 820 365	Fuente Ponticiella	Fuente pública	Calizas	0,1	23.03.09
34	257 850	4 819 316	Fuente de La Peral	Fuente pública	Calizas	0,25	23.03.09
35	255 770	4 814 840	Manantial T-1	Abastecimiento	Cuarcitas	~25	25.03.09
36	267 026	4 817 864	Fuentecaliente	Abastecimiento	Calizas	3,9	17.02.09
37	266 164	4 818 380	Fuente de Colás	Abastecimiento	Areniscas	~ 1	17.02.09
38	264 810	4 812 596	Manantial Fueñegrona	Abastecimiento	Calizas	17	24.03.09
39	263 124	4 811 804	Manantial de Xugal	Fuente pública	Areniscas	0,33	23.02.09
40	263 960	4 818 460	Fuente de Barredo	Fuente pública	Areniscas	1	19.02.09
41	265 743	4 820 513	Manantial Foncaliente	Fuente pública	Cuarcitas	~ 5	16.11.00
42	263 556	4 819 978	Fuente del Güeyu	Abastecimiento	Calizas	~ 1	19.02.09
43	266 734	4 815 754	Manantial de La Peña	No se usa	Calizas	~ 0,5	17.02.09
44	265 177	4 817 875	Manantial Escañolín	Abastecimiento	Areniscas	~ 1	17.02.09
45	266 152	4 817 440	Manantial Truébano	Fuente pública	Areniscas	0,06	19.02.09
46	734 131	4 808 984	Fuente Cabruñana	Fuente pública	Lutitas	0,03	02.11.00
47	728 570	4 810 316	Fuente Hinchona	Fuente pública	Calizas	0,7	13.02.01
48	735 653	4 808 722	Fuente de Santiago	Fuente pública	Calizas	0,9	02.11.00
49	738 433	4 807 401	Fuente Las Arangas	Fuente pública	Calizas	0,07	14.11.00
50	739 832	4 811 436	Reguero La Vara	No se usa	Cuarcitas	~ 6	25.03.09
51	739 782	4 810 160	Mina Peñafior	No se usa	Cuarcitas	> 8	25.03.09
52	260 650	4 806 846	Manantial Campanal	Fuente pública	Areniscas	0,34	23.03.09
53	260 335	4 807 590	Manantial La Fontona	No se usa	Calizas	5,2	23.03.09
54	261 150	4 807 977	Manantial El Tesorío	Fuente pública	Areniscas	0,3	23.03.09
55	261 487	4 808 354	Fuente del Güeyu	Fuente pública	Areniscas	0,55	23.03.09
56	261 686	4 808 349	Fuente Los Arroxos	Fuente pública	Areniscas	< 0,1	23.03.09

57	259 920	4 811 246	Fuente de La Riba	Fuente pública	Calizas	8	23.03.09
58	258 290	4 811 600	Fuente de Lazana	Fuente pública	Calizas	3,6	23.03.09
59	255 885	4 811 070	Manantial Mermellines	No se usa	Cuarcitas	< 0,3	25.03.09
60	258 561	4 809 073	Fuente Les Caldes	Fuente pública	Calizas	0,2	25.03.09
61	258 285	4 808 500	Fuente Foncaliente	Abastecimiento	Calizas	~ 2	02.11.00
62	268 406	4 809 393	Manantial El Aguañaz	Abastecimiento	Calizas	~ 20	24.03.09
63	267 720	4 807 534	Fuente los Pastores	Fuente pública	Areniscas	0,2	05.03.01
64	264 506	4 807 504	Fuente del Boo	Fuente pública	Areniscas	0,2	05.03.01

TABLA 4. Principales puntos de agua de la Masa de Agua 016.202 en la Hoja de Grado.

N.º	COORD. U.T.M.		NOMBRE	USO	LITOLÓGIA	CAUDAL (L/S)	FECHA
	X	Y					
1	261 990	4 817 797	Fuente Casares	Fuente pública	Calizas	0,15	24.03.09
2	262 590	4 816 668	Manantial Golmaire	No se usa	Calizas	0,4	24.03.09
3	264 958	4 815 628	Manantial Bonielles	Abastecimiento	Calizas	~ 1	19.02.09
4	262 683	4 813 881	Manantial Fuente Santa	Fuente pública	Calizas	0,4	23.02.09
5	267 427	4 814 325	Manantial de Bauro	Abastecimiento	Calizas	~ 5	17.02.09

TABLA 5. Principales puntos de agua de la Masa de Agua 016.206 en la Hoja de Grado.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ADARO, L. DE Y JUNQUERA, G. (1916). *Criaderos de Hierro de España. Tomo II: Criaderos de Asturias*. Instituto Geológico de España, Madrid, Memorias, 27, 610 pp.
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN (1967). "Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application". *Leidse Geologische Mededelingen*, 39, 129-192.
- ALLER, J. (1986). "La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central". *Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo*, 180 pp.
- ALLER, J., ÁLVAREZ MARRÓN, J., BASTIDA, F., BULNES, M., HEREDIA, N., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J. A. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (2004). "Zona Cantábrica. Estructura, deformación y metamorfismo". En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E.*, Madrid, 42-49.
- Almela, A. y Ríos, J. M. (1962). "Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)". *Informe inédito, ENADIMSA*, 171 pp.
- ALONSO, F. J., ORDAZ, J., VALDEÓN, L., ROJO, A., DÍAZ-PACHE, F. Y ESBERT, R. M. (1999). "Caracterización petrofísica de la caliza de Piedramuelle (Oviedo, Asturias)". *Trabajos de Geología*, 21, 25-31.
- ALONSO, J. L. (1985). "Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW. de España)". *Institución Fray Bernardino de Sahagún, Diputación Provincial de León, León*, 276 pp.
- ALONSO, J. L., ALLER, J., BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUÍNEZ, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. Y PULGAR, J. A. (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:200.000, "Hoja n.º 2 (Avilés)"*. I.T.G.E., Madrid.
- ALONSO, J. L., ÁLVAREZ MARRÓN, J. Y PULGAR, J. A. (1989). "Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica". *Trabajos de Geología*, 18, 145-153.
- ALONSO, J. L. Y MARCOS, A. (1992). "Nuevos datos sobre la estratigrafía y la estructura de la sierra del Pedrosu (Zona Cantábrica, NW de España): implicaciones tectónicas". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4), 81-88.
- ALONSO, J. L. Y PULGAR, J. A. (1993). "La deformación alpina en el basamento hercínico de la Zona Cantábrica". *XV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular, "Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular"*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, O Castro-Sada, A Coruña, Resumes, 69-71.
- ALONSO, J. L. Y PULGAR, J. A. (2004). "Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades". En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E.*, Madrid, 332-334.

- ALONSO, J. L., PULGAR, J. A., GARCÍA-RAMOS, J. C. Y BARBA, P. (1996). "Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain)". En: Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (eds.), "Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics". *Cambridge University Press, Cambridge, World and Regional Geology*, 6, 214-227.
- ALONSO, J. L., QUINTANA, L., MERINO-TOMÉ, O. Y RODRÍGUEZ GARCÍA (2009a). Mapa Geológico de Asturias escala 1:25.000, "Hoja n.º 28-I (Pravia)". I.G.M.E. - *Principado de Asturias, Madrid*.
- ALONSO, J. L., QUINTANA, L., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A., BOIXEREU, E., MELÉNDEZ, M., NUÑO, C. Y RODRÍGUEZ, M. L. (2009b). Mapa Geológico, Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000. "Hoja n.º 28-I (Pravia)". *Memoria. I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid*, 94 pp.
- ALONSO, J. L., QUINTANA, L., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A., BOIXEREU, E., MELÉNDEZ, M., NUÑO, C. Y RODRÍGUEZ, M. L. (2009c). Mapa Geológico, Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000. "Hoja n.º 28-II (San Cucao)". *Memoria. I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid*, 101 pp.
- ALONSO, J.L., QUINTANA, L., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A., BOIXEREU, E., MELÉNDEZ, M., NUÑO, C. Y RODRÍGUEZ, M. L. (2009d). Mapa Geológico, Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000. "Hoja n.º 28-III (Grado)". *Memoria. I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid*, 83 pp.
- ALONSO, J. L., QUINTANA, L., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A., BOIXEREU, E., MELÉNDEZ, M., NUÑO, C. Y RODRÍGUEZ, M. L. (2009e). Mapa Geológico, Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000. "Hoja n.º 28-IV (Oviedo Oeste)". *Memoria. I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid*, 99 pp.
- ALONSO, J. L., QUINTANA, L., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (2009f). **Mapa Geológico de Asturias escala 1:25.000.** "Hoja n.º 28-II (San Cucao)". *I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid*.
- ALONSO-GAVILÁN, G., ARMENTEROS, I., CARBALLEIRA, J., CORROCHANO, A., HUERTA, P. Y RODRÍGUEZ, J. M. (2004). "Cuencas cenozoicas del Macizo Ibérico". En: VERA, J. A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 581-584.
- ALTEVOGT, G. (1963). "Die oberdevonischen rugosen Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien)". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen (Festband Lotze)*, 117, 9-38.
- ÁLVAREZ MARRÓN, J. (1995). "Three-dimensional geometry and interference of fault-bend folds: examples from the Ponga unit, Variscan belt, NW Spain". *Journal of Structural Geology*, 17 (4), 549-560.
- ARAMBURU, C. (1989). *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 530 pp.

- ARAMBURU, C. (1995). "El Precámbrico y el Paleozoico Inferior". En: ARAMBURU, C. Y BASTIDA, F. (eds.), *Geología de Asturias. Ed. Trea, Gijón*, 35-50.
- ARAMBURU, C. Y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1988). "Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica". *Geogaceta*, 5, 11-13.
- ARAMBURU, C. Y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1993). "La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España)". *Trabajos de Geología*, 19, 45-73.
- ARAMBURU, C., MÉNDEZ-BEDIA, I., ARBIZU, M. Y GARCÍA-LÓPEZ, S. (2004). "Zona Cantábrica. Estratigrafía. La secuencia preorogénica". En: VERA, J. A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 27-34.
- ARAMBURU, C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., ZAMARREÑO, I., GARCÍA-RAMOS, J. C., SUÁREZ DE CENTI, C. Y VALENZUELA, M. (1992). "El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica". En: GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., SAAVEDRA, J. Y RÁBANO, I. (eds.), "Paleozoico Inferior de Ibero-América". *Universidad de Extremadura, Mérida*, 397-421.
- ARBIZU, M. (1972). "El Devónico inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la Ensenada de Moniello". *Breviora Geologica Asturica*, 16 (3), 33-39.
- ARBIZU, M., BERNÁRDEZ, E., PEÑALVER, E. Y PRIETO, M. A. (1999). "El ámbar de Asturias (España)". *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, 14 (N.º esp. 2), 245-254.
- ARBIZU, M., GARCÍA-ALCALDE, J. L., GARCÍA-LÓPEZ, S., MÉNDEZ-BEDIA, I., SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., SOTO, F. M., TRUYOLS, M., TRUYOLS, J., ÁLVAREZ, F., MÉNDEZ, C. Y MENÉNDEZ, J. R. (1979). "Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains, Asturias, NW Spain)". *Geologica et Paleontologica*, 13, 103-124.
- ARBOLEYA, M. L. (1973). "Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO de España)". *Breviora Geologica Asturica*, 17 (3), 37-42.
- BAHAMONDE, J. (1984). *Análisis sedimentológico de las facies detríticas del Cretácico de los alrededores de Oviedo. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo*, 89 pp.
- BAHAMONDE, J., COLMENERO, J. R. Y VERA, C. (1984). "Facies Sedimentarias del Cretácico de los alrededores de Oviedo". *Publicaciones de Geología, Univ. Autónoma de Barcelona*, 20: 109-119. (Tomo homenaje a Luis Sánchez de la Torre).
- BAHAMONDE, J. Y NUÑO, C. (1989). "Informe del sondeo número 2 de la Cuenca de Ferroñes". Informe inédito, n.º 11222", I.G.M.E., Madrid, 18 pp.
- BAHAMONDE, J. Y NUÑO, C. (1990). "Informe de los sondeos 6 y 7 de la cuenca westfaliense de Llanera". Informe inédito, n.º 11244, I.G.M.E., Madrid, 19 pp.

- BALDWIN, C. T. (1977). "The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of the northwestern Spain". En: CRIMES, T. P. Y HARPER, J. C. (eds.), *Trace Fossils 2. Seel House Press, Liverpool, Geological Journal Special Issue, 9*, 9-40.
- BALDWIN, C. T. (1978). "A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones". En: JULIVERT, M., CAPDEVILA, R., DEN TEX, E., MATTE, PH. Y RIBEIRO, A. (eds.), "Geología de la parte N del Macizo Ibérico". Tomo homenaje a I. Parga Pondal, *Ediciones do Castro, Sada, La Coruña*, 43-70.
- BARNOLAS, A. Y PUJALTE, V. (2004). "La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid, 233-241.
- BARROIS, CH. (1978). "Mémoire sur le terrain crétacé du bassin d'Oviedo (Espagne)". *Annales de la Société Géologique du Nord*, 10, 1-40.
- BARROIS, CH. (1880). "Formación cretácea de la provincia de Oviedo". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 7, 115-149.
- BARROIS, CH. (1882). "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice". *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 2 (1), 1-630.
- BASTIDA, F. (1980). *Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NW de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 276 pp.
- BASTIDA, F. Y CASTRO, S. (1988). "Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España)". *Trabajos de Geología*, 17, 67-85.
- BASTIDA, F. Y GUTIÉRREZ, G. (1989). "Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica (NO de España)". *Trabajos de Geología*, 18, 117-125.
- BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Y PULGAR, J. A. (1986). "Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nappe (Hercynian belt, NW Spain)". *Journal of Structural Geology*, 8 (3/4), 415-430.
- BERNÁRDEZ, E., GALLEMÍ, J., LÓPEZ, G., MARTÍNEZ, R., MUÑOZ, J., PONS, J. M. Y SANTAMARÍA, R. (1993). "Macrofauna de invertebrados del Cretácico superior de la Depresión Central Asturiana". *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 3, 41-60.
- BERNÁRDEZ RODRÍGUEZ, E. (1994). "Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la Depresión Central Asturiana". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18 (2), 11-25.
- BERNÁRDEZ RODRÍGUEZ, E. (2002). *Los dientes de seláceos del Cretácico de la Depresión Central Asturiana*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 475 pp.

- BEROIZ, C. (1968). "Nota sobre la prolongación norte de la Escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas". *Breviora Geologica Asturica*, 12 (3): 6-10.
- BIROT, P. Y SOLÉ SABARÍS, L. (1954). "Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". En : *Mémoires et documents. Centre National de la Recherche Scientifique, Centre de Documentation Cartographique et Géographique, Paris*, 4, 7-61.
- BOILLOT, G. Y MALOD, J. (1988). "The North and North-West Spanish continental margin: a review". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4), 295-316.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969). "Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain)". *Leidse Geologische Mededelingen*, 44, 137-225.
- BOWMAN, M. B. J. (1980). *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de Sheffield.
- 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*, 12, 23-35.
- BRELL, J. (1972). *Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid.
- BROWER, A. Y GINKEL, A. C. VAN (1964). "La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)". *Compte Rendu, V Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Paris*, 1963, 1, 307-319.
- BUENO SÁNCHEZ, A., ÁLVAREZ ARBESÚ, R. L. Y VALDERRÁBANO LUQUE, J. (1997a). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa de Vegetación, escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-I (Pravia). Memoria". Principado de Asturias, Oviedo.
- BUENO SÁNCHEZ, A., ÁLVAREZ ARBESÚ, R. L. Y VALDERRÁBANO LUQUE, J. (1997b). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa de Vegetación, escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-III (Grado). Memoria". Principado de Asturias, Oviedo.
- BUENO SÁNCHEZ, A. Y VALDERRÁBANO LUQUE, J. (1997). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa de Vegetación, escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-IV (Oviedo Oeste). Memoria". Principado de Asturias, Oviedo.
- BULNES, M. (1995). *La estructura geológica del valle del río Trubia (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 255 pp.
- BULNES, M. Y ALLER, J. (2002). "Three-dimensional geometry of large-scale fault-propagation folds in the Cantabrian Zone". *Journal of Structural Geology*, 24, 827-846.

- BULNES, M., GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, B., MENÉNDEZ CASARES, E., QUINTANA, L., ALONSO, J. L., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (2009). *Mapa Geológico de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-IV (Oviedo Oeste)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- BULNES, M. Y MARCOS, A. (2001). "Internal structure and kinematics of Variscan thrust sheets in the valley of the Trubia River (Cantabrian Zone, NW Spain): regional tectonics implications". *International Journal of Earth Sciences*, 90 (2), 287-303.
- BUVIGNIER, A. (1839). "Note géologique sur les Asturies". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10, 100-104.
- CARTWRIGHT, J. A. (1989). "The kinematics of inversion in the Danish Central Graben". En: Cooper, M.A. y Williams, G.D. (eds.), *Inversion Tectonics. Geological Society, London, Special Publications*, 44, 153-175.
- CASANOVAS-CLADELLAS, M. L., JIMÉNEZ, E., MARTÍN-CLOSAS, C., MOYA-SOLÀ, S., SANTAFÉ-LLOPIS J. V. Y TRUYOLS, J. (1991-1992). "Consideraciones sobre la edad del yacimiento eocénico de Llamaquique (Oviedo, España)". *Boletín de Ciencias de la Naturaleza*, 41, 253-261.
- COLMENERO, J. R., FERNÁNDEZ, L. P., MORENO, C., BAHAMONDE, J. R., BARBA, P., HEREDIA, N. Y GONZÁLEZ, F. (2002). "Carboniferous". En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.), *The Geology of Spain. Geological Society, London*, 93-116.
- COLMENERO NAVARRO, J. R. (1984). *Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Devónico superior en la Zona Cantábrica (Cuenca Astur-leonesa)*. Informe inédito, I.G.M.E., Madrid, 78 pp.
- COMTE, P. (1934). "Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies". *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 198, 1164-1166.
- COMTE, P. (1936). "La série dévonienne du León (Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 202, 337-339.
- COMTE, P. (1937). "La série cambrienne et silurienne du León (Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 204, 604-606.
- COMTE, P. (1959). *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*". I.G.M.E., Madrid, Memorias, 60, 440 pp.
- COO, J. C. M. DE (1974). *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía Limestones in Leon, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de Leiden, 87 pp.
- CORRETEGÉ, L. G. (1969). "El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias)". *Boletín Geológico y Minero*, 80, 289-306.

- CORRETEGÉ, L. G. Y CARPIO, V. (1968). "Los ortoneises básicos de Pola de Allande (Asturias)". *Breviora Geologica Asturica*, 12, 14-16.
- COTTEAU, M. (1880). "Nota acerca de los equinodermos urgonianos recogidos por M. Barrois en la provincia de Oviedo". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 7, 151-157.
- CRAMER F. H. Y DíEZ M. C. R. (1978). "Iberian chitinozoans. 1. Introduction and summary of pre-Devonian data". *Palinología*, N.º extr. 1, 149-201.
- CRIMES, T. P., LEGG, L., MARCOS, A. Y ARBOLEYA, M. L. (1977). "Late Precambrian-Lower Cambrian trace fossils from Spain". En: *Trace fossils 2* (T.P. Crimes y J.C. Harper, Eds.), *Geological Journal Special Issue*, 9, 91-138.
- CUESTA, A., GALLASTEGUI, G., SUÁREZ, O. Y RUBIO ORDÓÑEZ, A. (2004). "Magmatismo Neoproterozoico Calcoalcalino en el Antiforme del Narcea (N de España)". *Geogaceta*, 36, 15-18.
- DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FARIAS, P., BASTIDA, F. Y ALLER, J. (1997). "Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics". *Tectonophysics*, 277 (4), 307-337.
- DEBRENNE, F. Y LOTZE, F. (1963). *Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 2, 38 pp.
- DEBRENNE, F. Y ZAMARREÑO, I. (1970). "Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne". *Breviora Geologica Asturica*, 14 (1), 1-11.
- DELÉPINE, G. (1943). "Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)". *Mémoires de l'Académie de Sciences de l'Institut de France*, 66 (3), 1-122.
- D. G. O. H. - I. G. M. E. - EPTISA (1988). *Estudio 07/88. Delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características. Cuenca del Norte de España*. Informe inédito, n.º 37036, I.G.M.E., Madrid.
- DÍAZ GARCÍA, F. (2006). "Geometry and regional significance of Neoproterozoic (Cadomian) structures of the Narcea Antiform, NW Spain". *Journal of the Geological Society, London*, 163, 499-508.
- EICHMÜLLER, K. (1985). "Die Valdeteja Fm: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien)". *Facies*, 13, 45-155.
- EICHMÜLLER, K. (1986). "Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation". *Boletín Geológico y Minero*, 97, 590-607.

- EICHMÜLLER, K. Y SEIBERT, P. (1984). "Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien)". *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 135, 163-191.
- ESBERT, R. M., GARCÍA-RAMOS, J. C., NISTAL, A. M., ORDAZ, J., VALENZUELA, M., ALONSO, F. J. Y SUÁREZ DE CENTI, C. (1992a). "El proceso digital de imágenes aplicado a la conservación de la piedra monumental. Un ejemplo: Santa María del Naranco". *Revista de Arqueología*, 139, 7-11.
- ESBERT, R. M. Y MARCOS, R. M. (1983). *Las piedras de la Catedral de Oviedo y su deterioración*. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Asturias, 147 pp.
- ESBERT, R. M., MARCOS, R. M. Y ALONSO, J. (1982). "La deterioración de las piedras de la Catedral de Oviedo. 1.ª Parte: Petrografía y porosidad características intrínsecas determinantes de la deterioración de sus rocas carbonatadas". *Materiales de Construcción*, 185, 61-71.
- ESBERT, R. M., ORDAZ, J., ALONSO, L. M. Y SUÁREZ DEL RIO, L. M. (1992b). "Estudio diagnóstico del deterioro de las piedras de la fachada del antiguo Hospicio provincial de Oviedo". *Congreso Internacional "Rehabilitación del Patrimonio Arquitectónico y Edificación"*, Islas Canarias, 1, 123-126.
- ESPINA, R. G., ALONSO, J. L. Y PULGAR, J. A. (2004). "Extensión triásica en la Cuenca Vasco-Cantábrica". En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 338-339.
- FÄRBER, A. (1958). "Stratigraphie und tektoniks der Westasturischen küste zwischen den Flüssen Navia and Nalon (Spanien)". *Dissertation Univ. Münster*, 140 pp.
- FÄRBER, A. Y JARITZ, W. (1964). "Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)". *Geologisches Jahrbuch*, 81, 679-738.
- FARIAS, P. Y MARQUÍNEZ, J. (1995). "El relieve". En: Aramburu, C. y Bastida, F. (eds.), *Geología de Asturias. Ediciones Trema, Gijón*, 163-172.
- FELICÍSIMO, A. M. (1992). "El clima en Asturias". En: Morales Matos, G. (ed.), *Geografía de Asturias, I. Ed. Prensa Ibérica*, 17-32.
- FERNÁNDEZ, L. P. (1990). *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 322 pp.
- FERNÁNDEZ, L. P. (1993). "La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas". *Trabajos de Geología*, 19, 97-122.
- FERNÁNDEZ, L. P., BAHAMONDE, J. R., BARBA, P., COLMENERO, J. R., HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., SALVADOR, C. I., SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., VILLA, E., MERINO-TOMÉ, O. A. Y MOTIS, K. (2004). "Zona Cantábrica. Estratigrafía. Secuencia sinorogénica". En: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 34-42.

- FERNÁNDEZ, L. P., FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E., GARCÍA-RAMOS, J. C., MÉNDEZ-HEVIA, I. Y SOTO, F. (1997). "A sequential approach to the study of reefal facies in the Candás and Portilla Formations (Middle Devonian) of the Cantabrian Zone (NW Spain)". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 92 (1-4), 23-33.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, M. V. (1981). "Hidrografía de Asturias". En: *Enciclopedia Temática de Asturias*. Silverio Cañada, Gijón, 10, 125-178.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNER, G. A. Y JACKSON, S. E. (1998). "Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids. Their bearing on the Cadomian/Avalonian evolution of NW Iberia". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1439-1453.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ ALONSO, G., JENNER, G. A. Y TUBRETT, M. (2000). "New ideas on the Proterozoic-early Palaeozoic evolution of NW Iberia": Insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102, 185-206.
- FLOR, G. (1992a). "El relieve asturiano". En: Mases, J.A. (coord.), *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias. La Voz de Asturias, Oviedo*, 1, 1-16.
- FLOR, G. (1992a). "Los ríos asturianos". En: Mases, J.A. (coord.), *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias. La Voz de Asturias, Oviedo*, 5, 1-32.
- FOMBELLA, M. A. (1979). *Palinología de la Formación Oville en las provincias de León y de Oviedo, edad Cámbrico Medio inferior-Cámbrico Superior-Tremadoc*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 268 pp.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L. (1992). "El Devónico de Santa María del Mar (Castrillón, Asturias, España)". *Revista Española de Paleontología*, 7 (1), 53-79.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L. Y ARBIZU, M. A. (1976). "Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne)". *Annales de la Société Géologique du Nord*, 11 (6), 835-865.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., ARBIZU, M. A., GARCÍA-LÓPEZ, S. Y MÉNDEZ-BEDIA, I., eds. (1979). *Meeting of the International Subcommittee on Devonian Stratigraphy. Guide-book of the field trip*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 41 pp.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., CARLS, P., PARDO ALONSO, M. V., SANZ LÓPEZ, J., SOTO, F., TRUYOLS-MASSONI, M. Y VALENZUELA RÍOS, J. I. (2002). "Devonian". En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.), *The Geology of Spain. Geological Society, London*, 67-91.
- GARCÍA ALCALDE, J. L. Y MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J. R. (1988). "The Devonian-Carboniferous boundary in the Astur-leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain)". *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 100, 21-37.

- GARCÍA-ALCALDE, J. L. Y SOTO, F. (1999). "El límite Eifeliense/Givetiense (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica (N de España)". *Revista Española de Paleontología*, N.º extr. Homenaje al Prof. J. Truyols, 43-56.
- GARCÍA IGLESIAS, J. Y LOREDO PÉREZ, J. (1992). "Yacimientos de fluorita en Asturias". En: GARCÍA GUINEA, J. Y MARTÍNEZ FRÍAS, J. (coords.), *Recursos minerales de España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, Textos Universitarios*, 15, 487-500.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1978). "Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico medio) en la Cordillera Cantábrica". *Trabajos de Geología*, 10, 195-247.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1984). *Estratigrafía y sedimentología de las unidades detríticas del Devónico medio de la Zona Cantábrica (cuenca Astur-leonesa)*. Informe inédito, I.G.M.E., Madrid, 110 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., ARAMBURU, C. Y BRIME, C. (1984). "Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain)". *Trabajos de Geología*, 14, 27-33.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. Y COLMENERO, J. R. (1981). "Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Devónico en la Cordillera Cantábrica". *Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Curso de conferencias PICG*, 2, 61-76.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. Y GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (1995). "La cobertera mesozoico-terciaria". En: ARAMBURU, C. Y BASTIDA, F. (eds.), *Geología de Asturias. Ediciones Trea, Gijón*, 81-94.
- 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, 38-40.
- GERVILLA, F., BEROIZ, C., BARÓN, A., RAMÍREZ DEL POZO, J. Y GIANNINI, G. (1973). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.*, "Hoja n.º 30 (Villaviciosa)", segunda serie. I.G.M.E., Madrid.
- GINKEL, A. G. VAN (1965). "Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains". *Leidse Geologische Mededelingen*, 34, 1-225.
- GIETELINK, G. (1973). "Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain)". *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 124-144.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1927). "Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 28, 219-220.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1928). "Esquema de la cuenca terciaria de Oviedo". *Revista Industrial-Minera Asturiana*, 319, 320, 241-245, 257-264.

- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1929). "Sobre la pudinga de Posada". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 293-294.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1955). "Un yacimiento de caolín sedimentario en la Cuarcita Armoricana de la Sierra del Pedroso (La Reigada, Avilés, Asturias)". *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 37, 73-93.
- GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, B. (2001). *Cartografía, hidrogeología y modelo hidrogeológico del Cretácico y Terciario del Concejo de Oviedo*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, B., MENÉNDEZ CASARES, E., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y GARCÍA-RAMOS, J. C. (2004). "Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias". *Trabajos de Geología*, 24, 43-80.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978). "Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)". *Trabajos de Geología*, 10, 249-265.
- GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L. (1979). *Petrología y geoquímica de los porfiroides del Precámbrico del Narcea (Zona de Tineo-Cangas de Narcea)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo, 110 pp.
- GONZÁLEZ PANDO, A. V. (1997). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa Litológico, escala 1:25.000. "Hoja 28-I (Pravia)"*. Principado de Asturias-INDU-ROT, Oviedo.
- GONZÁLEZ REGUERAL, J. Y GÓMEZ DE LLARENA, J. (1926). "Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 399-406.
- GOZALO, R., ÁLVARO, J. J., LIÑÁN, E., SDZUY, K. Y TRUYOLS, J. (1993). "La distribución de Paradoxides (Acadoparadoxides) mureroensis Sdzuy, 1958 (Cámbrico Medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 217-230.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1987). *La estructura de la parte norte de la ventana tectónica del Narcea (Zona Cantábrica, NW España)*. Seminario de Investigación, Univ. de Oviedo, 42 pp.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1992). *El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 317 pp.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1996). Strain partitioning in the footwall of the Somiedo Nappe: structural evolution of the Narcea Tectonic Window. *Journal of Structural Geology*, 18 (10), 1217-1229.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (2004). "La transición de la Zona Asturoccidental-leonesa con la Zona Cantábrica: el Antiforme del Narcea". En: VERA, J. A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid, 52-54.

- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., BLANCO, J. A., MACFARLANE, A. Y FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. (2004a). "Paleometeorización vs. Paleoalteración en la superficie de discordancia Proterozoico-Cámbrico en el Antiforme del Narcea". *Geogaceta*, 36, 7-10.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. Y FERNÁNDEZ SUÁREZ, J. (1996). "Geología y geoquímica del Granitoide pre-Varisco de Puente de Selce (Antiforme del Narcea, Asturias)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9, 227-239.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., CORFU, F., MURPHY, B. Y SUÁREZ, M. (2007). "U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography". En: LINNEMANN, U., NANCE, R. D., KRAFT, P. Y ZULAUF, G. (eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. The Geological Society of America, Special Paper, 423, 287-296.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. Y JEFFRIES, T. F. (2004b). "Age and setting of the Upper Neoproterozoic Narcea Antiform volcanic rocks (NW Iberia)". *Geogaceta*, 35, 79-83.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. Y WEIL, A. B. (2004c). "Orocline triggered lithospheric delamination". En: SUSSMAN, A. J. Y WEIL, A. B. (eds.), *Orogenic curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural analysis*. The Geological Society of America, Special Paper, 383, 121-130.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (1972). *Estudio geológico de la Depresión Mesoterciaria Central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (1973a). "El Cretácico de la Depresión Mesoterciaria Central de Asturias". *Boletín Geológico y Minero*, 84: 314-323.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (1973b). "Sinopsis estratigráfica del Cretácico de Asturias". *Boletín del Real Instituto de Estudios Asturianos (Supl. Ciencias)*, 18: 1-118.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M., PANDO, L. Y GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, B. (2004). "Problemática de las calizas del Cretácico Superior en las cimentaciones de Oviedo". *Geogaceta*, 36, 95-98.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y TORRES ALONSO, M. (1990). "Precisiones sobre el Cretácico Superior del subsuelo urbano de Oviedo". *Geogaceta*, 7, 40-42.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y TORRES ALONSO, M. (1995). "Geología de Oviedo. Descripción, recursos y aplicaciones". *Ed. Paraíso, Oviedo*, 276 pp.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., ed. (1994). "Geomorfología de España". *Ed. Rueda, Alcorcón (Madrid)*, 526 pp.
- HEMLEBEN, CH. Y REUTER, C. D. (1980). "Allodapic limestones of the Barcaliente Fm (Namurian A) between Luna and Cea Rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain)". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 159, 225-255.

- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1919). „La Caverna de la Peña Candamo (Asturias)”. *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, 24.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., LLOPIS LLADÓ, N., JORDÁ CERDÁ, F. Y MARTÍNEZ, J. A. (1957). “Guía de la Excursión N 2. El Cuaternario de la Región Cantábrica”. *INQUA, V Congreso Internacional, Excma. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo*, 72 pp.
- HOWARD, A. D. (1967). “Drainage analysis in geologic interpretation: a summation”. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 2246-2259.
- I.G.M.E. (1982). *Inventario Nacional de recursos de fluorita*. Informe inédito, n.º 10814, I.G.M.E., Madrid.
- I.G.M.E. (1984a). *Investigación hidrogeológica de la Cuenca Norte: Asturias*. I.G.M.E., Madrid, Colección Informe, 81 pp.
- I.G.M.E. (1984b). *Exploración de Lignitos en áreas circungalaicas (Asturias-León-Zamora). Fase I*. Informe inédito, n.º 10997, I.G.M.E., Madrid.
- I.G.M.E. (1986). *Exploración lignífera en la Región Astur-Galaica y experiencia piloto en la Cuenca del Duero (Borde Zamorano-Leonés)*. Informe inédito, n.º 11168, I.G.M.E., Madrid.
- JAMISON, W. R. (1987). “Geometric analysis of fold development in overthrust terranes”. *Journal of Structural Geology*, 9 (2), 207-219.
- JARITZ, W. Y WALTER, R. (1970). „Fazies Untersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens/ Asturien und Prov. Lugo”. *Geologisches Jahrbuch*, 88, 509-552.
- JONGMANS, W. J. (1951). “Las floras carboníferas de España”. *Estudios Geológicos*, 7, 281-330.
- JULIVERT, M. (1967). “La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga”. *Trabajos de Geología*, 1, 59-76.
- JULIVERT, M. (1971). “Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain”. *American Journal of Science*, 270 (1), 1-29.
- JULIVERT, M. (1976). “La estructura de la región del cabo Peñas”. *Trabajos de Geología*, 8, 203-309.
- JULIVERT, M. Y ARBOLEYA, M. L. (1984). “A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian Chain, NW Spain)”. *Journal of Structural Geology*, 6 (5), 499-519.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. Y CONDE, L. E. N. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000*. I.G.M.E., Madrid, 113 pp.

- JULIVERT, M. Y MARCOS, A. (1973). "Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain)". *American Journal of Science*, 273 (5), 353-375.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. Y PULGAR, J. A. (1977). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000.*, "Hoja n.º 27 (Tineo)", *segunda serie*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J., MARCOS, A. Y ARBOLEYA, M. L. (1973). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*, "Hoja n.º 13 (Avilés)", *segunda serie*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J. Y VERGÉS, J. (1983). "El Devónico en el Macizo Ibérico". En: COMBA, J. A. (ed.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E., Madrid, 1, 265-311.
- KELLER, M. (1997). "Evolution and sequence stratigraphy of an Early Devonian carbonate ramp, Cantabrian Mountains, northern Spain". *Journal of Sedimentary Research*, 67 (4), 638-652.
- KELLER, M., BAHLBURG, H. Y REUTHER, C. D. (2008). "The transition from passive to active margin sedimentation in the Cantabrian Mountains, Northern Spain: Devonian or Carboniferous?". *Tectonophysics*, 461, 414-427.
- KELLER, M., BAHLBURG, H., REUTHER, C. D. Y WEH, A. (2007). „Flexural to broken foreland basin evolution as a result of Variscan collisional events in northwestern Spain". En: HATCHER JR., R. D., CARLSON, M. P., MCBRIDE, J. H. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. The Geological Society of America, Boulder, Memoir, 200, 489-510.
- KULLMANN, J. (1962). *Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 6, 259-377.
- LIABEUF, J. J., DOUBINGER, J. Y ALPERN, B. (1967). "Caractères palynologiques des charbons du stéphanien de quelques gisements français". *Revue de Micropaléontologie*, 6 (1), 1-3.
- LIÑÁN, E., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GÁMEZ VINTANED, J. A., GOZALO, R., MAYORAL, E., MORENO-EIRIS, E., PALACIOS, T. Y PEREJÓN, A. (1993). "Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España)". *Revista Española de Paleontología*, N.º extr. 5, 26-39.
- LIÑÁN, E., GOZALO, R., PALACIOS, T., GÁMEZ VINTANED, J. A., UGIDOS, J. M. Y MAYORAL, E. (2002). "Cambrian". En: GIBBONS, W. Y MORENO, T. (eds.), *The geology of Spain*. Geological Society, London, 17-29.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1950a). *Mapa geológico de las Sierras de La Coruxera, La Mostayal y Monsacro*. Servicio Geológico del Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1950b). *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo (Escala 1:25.000)*. Servicio Geológico del Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo.

- LLOPIS LLADÓ, N. (1954). "El relieve de la región central de Asturias". *Estudios geográficos*, 57, 501-550.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1957). "El Terciario continental de los alrededores de Oviedo". *Estudios Geológicos*, 13, 287-304.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1967). "Sur le Dévonien Inferieur des Asturies (Espagne)". *Mémoires du B.R.G.M.*, 33, 265-278.
- LLOPIS LLADÓ, N. Y JORDÁ CERDÁ, F. (1957). *Mapa del Cuaternario de Asturias, E. 1:250.000*. IN-QUA, V Congreso Internacional, Excma. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo.
- LLOPIS LLADÓ, N. Y MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1960). "Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotectónica". *Breviora Geologica Asturica*, 4 (1-2), 3-18.
- LÓPEZ GÓMEZ, J., ARCHE, A. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (2002). "Permian and Triassic. En: GIBBONS, W. Y MORENO, T. (eds.), *The geology of Spain*. Geological Society, London, 185-212.
- LORENZO, P. (1978). "La cuenca Estefaniense de Tormaleo (NW de España): estudio paleobotánico". *Trabajos de Geología*, 10, 267-293.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. (Trad. en: Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, 5: 149-166).
- LOTZE, F. (1956). "Das Präkambrium Spaniens". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 8, 373-380. (Trad. en Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 60: 227-240).
- LOTZE, F. (1961). "Das Kambrium Spaniens". *Teil I: Stratigraphie*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, *Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 6, 283-498 (1-216). (Trad. al español: *El Cámbrico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1970, *Memorias*, 75, 256 p.).
- MALLADA, L. Y BUITRAGO, J. (1878). "La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 5, 117-194.
- MANJÓN, M., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1992). "La sucesión posthercínica preliásica del área de Villabona (Asturias, N de España)". *III Congreso Geológico de España*, 2, 107-111.
- MARCOS, A. (1973). "Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)". *Trabajos de Geología*, 6, 1-113.
- MARCOS, A., BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PÉREZ-ESTAÚN, A. Y PULGAR, J. A. (2004). "Características generales de la estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa". En: VERA, J. A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 54-55.

- MARCOS, A., MARTÍNEZ, F. J., JULIVERT, M. Y PULGAR, J. A. (1980). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. "Hoja n.º 50 (Cangas de Narcea)", *segunda serie*. I.G.M.E., Madrid.
- MARCOS, A. Y PULGAR, J. A. (1982). "An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 163, 256-260.
- MARQUÍNEZ, J. (1992). "Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica". En: CEARRETA, A. Y UGARTE, F. M. (eds.), *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, 141-157.
- MARTÍN PARRA, L. M. (1989). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. "Hoja n.º 128 (Riello)", *segunda serie*. I.T.G.E., Madrid.
- MARTÍNEZ, F. J., SUÁREZ, O. Y CORRETGÉ, L. G. (2004). "Zona Asturoccidental-leonesa. Características generales del metamorfismo sinorogénico". En: VERA, J. A. (ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 55-58.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1956). "Nota sobre el Terciario de los alrededores de Grado (Oviedo-Asturias)". En: *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, fase IV, Oviedo, 111-115.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1957). "Nuevos datos sobre el Terciario de Grado (Oviedo)". *Breviora Geologica Asturica*, 1-2, 13-16.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1965). "Nota sobre la extensión de la "Caliza de Montaña" en Asturias". *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 77, 203-206.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y TORRES ALONSO, M. (1975). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. "Hoja n.º 28 (Grado)", *segunda serie*. I.G.M.E., Madrid.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. Y TORRES ALONSO, M. (1967). "Esquema geológico del Carbonífero en el noroeste de España". *Acta Geológica Hispánica*, 2 (3), 53-54.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1985). "Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)". *Fundación Pedro Barrié de la Maza, La Coruña, Corpus Geologicum Gallaeciae, segunda serie*, 2, 291 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., ABATI, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., CASTIÑEIRAS, P., GÓMEZ BARREIRO, J., DÍEZ MONTES, A., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., RUBIO PASCUAL, F. J., ANDONAEGUI, P., JEFFRIES, T. E., ALCOCK, J. E., DÍEZ FERNÁNDEZ, R. Y LÓPEZ CARMONA, A. (2009). "A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia". *Comptes Rendus Géoscience*, 341 (2-3), 114-126.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F. Y ABATI, J. (1999). "Allochthonous Units in the Variscan Belt of NW Iberia: Terranes and Accretionary History". En: SINHA, A. K. (ed.), *Basement Tectonics 13. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics, 7*, 65-84.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., RUBIO PASCUAL, F. J., ABATI, J. Y MARQUÍNEZ, J. (1996). "Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain". *Tectonics*, 15, 106-121.
- MARTÍNEZ CIENFUEGOS, F., NAVARRO, D., HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., LEYVA, L., VILLA, E. Y HORVATH, V. (1986). *Cuencas carboníferas ocultas en Asturias*. Informe inédito, n.º 25054, I.G.M.E., Madrid.
- MARTÍNEZ CIENFUEGOS, F. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1986). Mapa Geológico del sector de Llanera-Las Regueras. En: *Cuencas carboníferas ocultas en Asturias*. Informe inédito, n.º 25054, I.G.M.E., Madrid, plano n.º 3.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1981). "La geología y el relieve de Asturias". En: *Enciclopedia Temática de Asturias*. Silverio Cañada, Gijón, 10, 57-124.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1983). "El Pérmico de la Región Cantábrica". En: MARTÍNEZ DÍAZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. I.G.M.E., Madrid, 391-402.
- MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J. (1999). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa de Vegetación, escala 1:25.000. "Hoja n.º 28-II (Llanera)"*. Memoria. Principado de Asturias, Oviedo.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER (1983). "The lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrión Province in the Cantabrian zone of northwest Spain". *ITC Journal*, 1983 (3), 205-213.
- MÉNDEZ, C. Y SWAIN, F. (1983). "Ostrácodos cenomanenses en dos cortes de los alrededores de Oviedo". *Revista Española de Micropaleontología*, 15 (3), 467-496.
- MÉNDEZ-BEDIA, I. (1971). "Nota sobre las microfacies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España)". *Breviora Geologica Asturica*, 15 (2), 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*, 9, 1-93.
- MÉNDEZ-BEDIA, I., SOTO, F. Y FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, E. (1994). "Devonian reef types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition". *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, 161-183.
- MERINO-TOMÉ, O. A., BAHAMONDE, J. R., COLMENERO, J. R., HEREDIA, N., VILLA, E. Y FARIAS, P. (2009). "Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian-Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain) - New precisions concerning the timing of arc closure". *Geological Society of America Bulletin*, 121 (5-6), 729-751.

- MOLLARD, J. D. (1973): "Airphoto interpretation of fluvial features". En: Ninth Canadian Hydrology Symposium, "Fluvial processes and sedimentation". *University of Alberta, Edmonton*, 341-380.
- MORISAWA, M. (1985). "Rivers. Forms and process". *Longman, London, Geomorphology texts*, 7, 222 pp.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1982). "Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas". En: *Geografía de Asturias. Ayalga Ediciones, Salinas*, 1, 271 pp.
- MURPHY, J. B. Y NANCE, R. D. (1991). "Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts". *Geology*, 19, 469-472.
- NAVARRO, D., LEYVA, F., NUÑO, C., GARCÍA MAGAÑA, D., VILLA, E., HORVATH, V. Y RODRÍGUEZ, M. L. (1985). *Estudio geológico-minero de la zona carbonífera de Llanera (2ª Fase)*. Informe inédito, n.º 11131, I.G.M.E., Madrid, 116 pp.
- OLIMA, O. (1994). *Estratigrafía y sedimentología de las series cretácicas entre Oviedo y Pola de Siero (Asturias)*. Memoria de Investigación, Univ. de Oviedo.
- PAILLETE, A. (1845). "Recherches sur quelques unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne)". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, 439-457.
- PALACIOS, T. Y VIDAL, G. (1992). "Lower Cambrian acritarchs from northern Spain; the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications". *Geological Magazine*, 129 (4), 421-436.
- PARÉS, J. M., VAN DER VOO, R., STAMATAKOS, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1994). "Remagnetizations and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain". *Tectonics*, 13 (6), 1461-1471.
- 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". *Breviora Geologica Asturica*, 12, 11-16.
- PELLO, J. (1972). *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- PELLO, J., JULIVERT, M. Y MARCOS, A. (1971). *Mapa Geológico de España E. 1:200.000*. "Hoja n.º 2 (Avilés)". *Síntesis de la cartografía existente*. I.G.M.E., Madrid.
- PENCK, A. Y BRÜCKNER, E. (1909). "Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen". *Tauchnitz, Leipzig*, 1396 pp.
- PEÓN, A. Y FLOR, G. (1993). "La red fluvial asturiana: características y origen". *XV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular, "Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular"*. *Laboratorio Xeolóxico de Laxe, O Castro-Sada, A Coruña, Resumes*, 32-35.

- PEREJÓN, A. (1994). "Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyatha in Spain". *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 172, 341-354.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1973). "Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW de España)". *Breviora Geologica Asturica*, 17: 5-16.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978). *Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa*. I.G.M.E., Madrid, Memorias, 92, 149 pp.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. Y BASTIDA, F. (1990). "Structure. Cantabrian Zone. En: Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*". Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 55-69.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J. L., MARQUÍNEZ, J., ALLER, J., ÁLVAREZ MARRÓN, J., MARCOS, A. Y PULGAR, J. A. (1988). "A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc)". *Tectonics*, 7 (3), 517-537.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., MARCOS, A. Y PULGAR, J. A. (1990). "West Asturian-Leonese Zone. Stratigraphy". En: DALLMEYER, R. D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 92-102.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. Y MARTÍNEZ, F. J. (1978). "El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España)". *Trabajos de Geología*, 10, 367-377.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. Y BASTIDA, F. (1991). "Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain". *Tectonophysics*, 191, 243-253.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J. A., ÁLVAREZ MARRÓN, J., Y ESCI-N GROUP (1995). "Crustal structure of the Cantabrian Zone: seismic image of a Variscan foreland thrust and fold belt (NW Spain)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (4), 307-319.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J. A., BANDA, E., ÁLVAREZ MARRÓN Y J., ESCI-N RESEARCH GROUP (1994). "Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling". *Tectonophysics*, 232 (1-4), 91-118.
- POLL, K. (1970). "Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im Westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *Sitzungsberichte der Physikalisch-Medicinische Societät zu Erlangen*, 83-84, 32-174.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., GARCÍA-RAMOS, J. C. Y HERNÁNDEZ J. M. (2004). "El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica". En: VERA, J. A., ed. (2004), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - I.G.M.E., Madrid*, 288-291.

- PULGAR, J. A. Y ALONSO, J. L. (1993). "La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica". *XV Reunión de Xeología e Minería do N.O. Peninsular, "Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular"*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, O Castro-Sada, A Coruña, Resúmenes, 68-69.
- PULGAR, J. A., ALONSO, J. L., ESPINA, R. G. Y MARÍN, J. A. (1999). "La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica". *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- QUINTANA, L. (1997a). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa Litológico, escala 1:25.000*. "Hoja 28-III (Grado)". Principado de Asturias-INDUROT, Oviedo.
- QUINTANA, L. (1997b). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa Litológico, escala 1:25.000*. "Hoja 28-IV (Oviedo-Oeste)". Principado de Asturias-INDUROT, Oviedo.
- QUINTANA, L., ALONSO, J. L., MERINO-TOMÉ, O., RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (2009). *Mapa Geológico de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-III (Grado)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- RADIG, F. (1962). "Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien)". *Geologische Rundschau*, 51 (1), 249-267. (Trad. al español en: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 72, 105-127).
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969). "Nota acerca de la estratigrafía del Cretácico de los alrededores de Infiesto (Asturias)". *Breviora Geologica Asturica*, 1, 1-6.
- RAVEN, J. G. M. (1982). "Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain)". *Leidse Geologische Mededelingen*, 52 (2), 265-339.
- RECHE, J., MARTÍNEZ, F. J., ARBOLEYA, M. L., DIETSCH, C. Y BRIGGS, W. D. (1998). "Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of the NW Variscan Iberia". *Journal of Metamorphic Geology*, 16 (3), 379-394.
- REIJERS, T. J. A. (1972). "Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain". *Leidse Geologische Mededelingen*, 47 (2), 163-249.
- RINCÓN, R. (1973). *Estratigrafía del Cretácico de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1977). *La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y La Sobia (Asturias, Cordillera Cantábrica)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo, 58 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1978). "La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y La Sobia". *Trabajos de Geología*, 10, 389-394.

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1991). "Evolución Tectonosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. nº 16. Edicións do Castro. Sada. A Coruña. 37-52.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1993). "Tectonosedimentary evolution of a Carboniferous foreland basin related with arcuated fold-thrust belt. The example of NW Iberian Variscan Belt". *Comptes Rendus. XII International Carboniferous Congress*. Vol. 1. Buenos Aires. 435-445.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. Y HEREDIA, N. (1987). "La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, nº 12. Edicións do Castro. Sada. A Coruña. 207-230.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. Y HEREDIA, N. (1988). "Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una Cadena arqueada: el ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO. de España)". *II Congreso Geológico de España*. Volumen Especial "Simposium Cinturones Orogénicos". 65-74.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (1999). *Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias. Mapa Litológico, escala 1:25.000*. "Hoja 28-II (Llanera)". Principado de Asturias-INDUROT, Oviedo.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (2009a). *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-I (Pravia)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (2009b). *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-II (San Cucao)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- RODRÍGUEZ-GARCÍA, A., CABRERA FERRERO, A., GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L. Y SUÁREZ-RODRÍGUEZ, A. (2007). "Cartografía geomorfológica en el sector central de Asturias: aproximación a los mecanismos desencadenantes de movimientos en masa recientes". En: LARIO, J. Y SILVA BARROSO, P. G. (eds.), *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario*, XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila, 233-234.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A. Y QUINTANA, L. (2009a). *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-III (Grado)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A. Y QUINTANA, L. (2009b). *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos de Asturias escala 1:25.000*. "Hoja n.º 28-IV (Oviedo Oeste)". I.G.M.E. - Principado de Asturias, Madrid.
- ROYO GÓMEZ, J. (1927). "Découvertes des restes de *Palaeotherium magnum* dans la Péninsule Ibérique". *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 3, 25-27.
- RUBIO ORDÓÑEZ, A. (2010). *Magmatismo Neoproterozoico en el Antiforme del Narcea*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 142 pp.

- RUIZ, F. (1971). "Geología del sector Norte del Anticlinorio del Narcea". *Breviora Geologica Asturica*, 15, 39-46.
- SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L., MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C. A., MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R., TRUYOLS, J. Y VILLA, E. (1990). "Carboniferous Pre-Stephanian Rocks of the Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone)". En: Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E. (eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 24-33.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., ÁGÜEDA, J. A., COLMENERO, J. R., GARCÍA-RAMOS, J. C. Y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983). "Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica". En: MARTÍNEZ DÍAZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. I.G.M.E., Madrid, 133-150.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. Y BARBA REGIDOR, F. J. (1981). "Estudio sedimentológico de los conglomerados del Jurásico de Asturias (Borde Occidental)". *Trabajos de Geología*, 11, 203-212.
- SCHULZ, G. (1858a). *Atlas geológico y topográfico de Asturias*. Lit. de G. Pfeiffer, Madrid, 3 pp.
- SCHULZ, G. (1858b). "Descripción geológica de la provincia de Oviedo". Impr. y Libr. de José González, Madrid, 138 pp.
- SDZUY, K. (1961). "Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten". *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 7-8, 499-690 (217-408) pp.
- SDZUY, K. (1967). "Trilobites del Cámbrico medio de Asturias". *Trabajos de Geología*, 1, 77-134.
- SDZUY, K. (1968). "Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables". *Trabajos de Geología*, 2, 45-57.
- SDZUY, K. (1971). "La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España". *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid-Lisboa, 2, 769-782.
- SDZUY, K. (1995). "Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del Límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio". En: GÁMEZ VINTANED, J. A. Y LIÑÁN, E. (eds.), *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico"*. Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy, Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253-263.
- SDZUY, K. Y LIÑÁN, E. (1993). "Rasgos Paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 189-215.
- SIMPSON, I. R., GRAVESTOCK, M., HAM, D., LEACH, H. Y THOMPSON, S. D. (1989). "Notes and cross-sections illustrating inversion tectonics in the Wessex Basin". En: COOPER, M. A. Y WILLIAMS, G. D. (eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 44, 123-129.

- SITTER, L. U. DE (1949). "The development of the Palaeozoic in Northwest Spain". *Geologie en Mijnbouw*, 11-12, 312-319, 325-340.
- SITTER, L. U. DE (1961). "Le Précambrien dans la chaîne cantabrique". *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 9, 253.
- SOLER, M. (1967). "Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias)". *Acta Geológica Hispánica*, 2, 82-84.
- SUÁREZ, A., HEREDIA, N., LÓPEZ DÍAZ, F., TOYOS, J. M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., GUTIÉRREZ, G., BARDAJÍ, T., SILVA, P. G., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L. P., GALLASTEGUI, G., PANIAGUA, A. Y GALÁN, L. (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. "Hoja n.º 102 (Los Barrios de Luna)", *segunda serie*. I.T.G.E., Madrid, 130 pp.
- SUÁREZ DE CENTI, C. (1988). *Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Fm Furada/San Pedro (Silúrico Superior-Devónico Inferior)*. Zona Cantábrica. Informe inédito, I.G.M.E., Madrid, 243 pp.
- SUÁREZ DEL RÍO, L. M. Y SUÁREZ, O. (1976). "Estudio petrológico de los porfiroideos precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias)". *Estudios Geológicos*, 33, 53-59.
- SUPPE, J. (1983). "Geometry and kinematics of fault-bend folding". *American Journal of Science*, 283 (7), 684-721.
- SUPPE, J. Y MEDWEDEFF, D. A. (1984). "Fault-propagation folding". *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 16, 670.
- TORRES ALONSO, M. Y MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1969). "Datos estructurales del valle inferior de los ríos Nalón y Narcea (Asturias)". *Acta Geológica Hispánica*, 4 (4), 104-107.
- TRELL, A., MAGAÑA, D. G., NAVARRO, D., MARTÍNEZ-CIENFUEGOS, F., RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, M. L. Y HORVATH, V. (1988). *Exploración del Carbonífero en los sectores de Boniellas y Ferroñes (Asturias)*. Informe inédito, I.G.M.E., 80 pp.
- TRUYOLS, J. (1969). "Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica". *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 53, 57-60.
- TRUYOLS, J. (1983). "El Carbonífero superior al oeste de la región de Picos de Europa". En: MARTÍNEZ DÍAZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. I.G.M.E., Madrid, 95-105.
- TRUYOLS, J., ARBIZU, M. A., GARCÍA-ALCALDE, J. L., GARCÍA-LÓPEZ, S., MÉNDEZ-BEDIA, I., SOTO, F. Y TRUYOLS-MASSONI, M. (1990). "Cantabrian and Palentian Zones. Stratigraphy. The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone)". En: DALLMEYER, R. D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 10-19.

- TRUYOLS, J. Y GARCÍA-ALCALDE, J. L. (1976). "La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica)". *Trabajos de Geología*, 8, 5-30.
- TRUYOLS, J. Y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1991-1992). "El Terciario de la cuenca de Oviedo y el yacimiento de vertebrados de Llamaquique". *Boletín de Ciencias de la Naturaleza*, 41, 77-99.
- TRUYOLS, J. Y JULIVERT, M. (1976). "La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica)". *Trabajos de Geología*, 8, 5-30.
- TRUYOLS, J., PHILIPPOT, A. Y JULIVERT, M. (1974). "Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 16, 25-35.
- TRUYOLS, J. Y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1983). "El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos". En: MARTÍNEZ DÍAZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. I.G.M.E., Madrid, 39-59.
- VALENZUELA, M., GARCÍA-RAMOS, J. C. Y SUÁREZ DE CENTI, C. (1986). "The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain)". *Trabajos de Geología*, 16, 121-132.
- VALLADARES, M. I., BARBA, P. Y UGIDOS, J. M. (2002). "Precambrian". En: GIBBONS, W. Y MORENO, T. (eds.), *The geology of Spain*. Geological Society, London, 7-16.
- VAN DER VOO, R., STAMATAKOS, J. A. Y PARÉS, J. M. (1997). "Kinematic constraints on thrust-belt curvature from syndeformational magnetizations in the Lagos del Valle Syncline in the Cantabrian Arc, Spain". *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 10105-10119.
- VARGAS, I. (1967). "Litoestratigrafía del Cretácico de Nava". *Breviora Geologica Asturica, IV Reunión del Grupo Español de Sedimentología*, 2, 79-93.
- VERA DE LA PUENTE, C. (1988). *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de los grupos Rañeces y La Vid en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 653 pp.
- VERA DE LA PUENTE, C. (1989). "Revisión litoestratigráfica de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa)". *Trabajos de Geología*, 18, 53-64.
- VERNIERS J., NESTOR V., PARIS F., DUFKA P., SUTHERLAND S. J. E., GROOTEL, G. VAN (1995). "A global Chitinozoa Biozonation for the Silurian". *Geological Magazine*, 132, 651-666.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., GÁMEZ-VINTANED, J. A., DÍEZ BALDA, M. A. Y GRANT, S. W. F. (1994). "Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia". *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., MOCZYDŁOWSKA Y M. Y GUBANOV, A. P. (1999). "Age constraints from small shelly fossils on the early Cambrian terminal Cadomian Phase in Iberia". *GFF*, 121 (2), 137-143.

- WAGNER, R. H. (1966). *Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain*. I.G.M.E., Madrid, Memorias, 66, 169 pp.
- WAGNER, R. H. (1970). "An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain". En: STRELL, M. Y WAGNER, R. H. (eds.), *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère. Congrès et Colloques Univ. Liege*, 55, 429-463.
- WAGNER, R. H. (1983). "The paleogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous flora with those of other parts of the Western Iberia Peninsula". En: LEMOS DE SOUSA, M. J. Y OLIVER, J. T. (eds.), *The Carboniferous of Portugal. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 29, 153-177.
- WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. Y RIDING, R. E. (1971). "Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain". *Trabajos de Geología*, 4, 603-663.
- WAGNER GENTIS, C. H. T. (1963). "Lower Namurian Goniatites from the Griotte Limestone of the Cantabrian Mountains Chain". *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 69, 5-23.
- WALTER, R. (1966a). "Resultados de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO España)". *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 89, 7-16.
- WALTER, R. (1966b). "Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordost-Galicien (NW-Spanien)". *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 115, 913-925.
- WALTER, R. (1968). "Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)". *Geotektonische Forschungen*, 27: 3-70.
- WEIL, A. B. (2006). "Kinematics of Orocline Tightening in the Core of an Arc: Paleomagnetic Analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, Northern Spain". *Tectonics*, 25 (3), DOI: 10.1029/2005TC001861.
- WEIL, A. B., GUTIÉRREZ ALONSO, G., JOHNSTON, S. T. Y PASTOR-GALÁN, D. (2013). "Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis". *Tectonophysics*, 582, 25-49.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., PLUIJM, B. A. VAN DER Y PARÉS, J. M. (2000). "The formation of an orocline by multiphased deformation: A paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias arc hinge-zone (northern Spain)". *Journal of Structural Geology*, 22 (6), 735-756.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R. Y PLUIJM, B. A. VAN DER (2001). "Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain)". *Geology*, 29 (11), 991-994.

- WINKLER PRINS, C. F. (1968). "Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and palaeoecology". *Leidse Geologische Mededelingen*, 43, 41-126.
- ZAMARREÑO, I. (1972). "Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica". *Trabajos de Geología*, 5, 1-118.
- ZAMARREÑO, I. (1976). "Depósitos carbonatados de tipo "Tidal flat" en el Devónico inferior del NW de España: Las Dolomías de Bañugues". *Trabajos de Geología*, 8, 59-85.
- ZAMARREÑO, I. Y JULIVERT, M. (1968). "Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas". *Trabajos de Geología*, 1, 135-163.
- ZEILLER, R. (1882). "Notes sur la flore houillère des Asturies". *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 1 (3), 1-22.
- ZIEGLER, P. A. (1989). "Evolution of the North Atlantic—An Overview". En: TANKARD, A. J. Y BALKWILL, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *American Association of Petroleum Geologists, Calgary, Memoir*, 46, 111-129.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN



Instituto Geológico
y Minero de España