



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA

**LA GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL PISUERGA (SURESTE DE
LA ZONA CANTÁBRICA): ESTRATIGRAFÍA Y
EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA DE CUENCAS
TRANSPORTADAS (*PIGGY-BACK*) PENSILVÁNICAS**

TESIS DOCTORAL

GERMÁN MARTÍN MERINO

Salamanca 2014

DIRECTORES:

Juan Ramón Colmenero Navarro (Universidad de Salamanca)

Juan Ramón Bahamonde Rionda (Universidad de Oviedo)

Luis Pedro Fernández González (Universidad de Oviedo)

Dr. D. Juan Ramón Colmenero Navarro, Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca, **Dr. D. Juan Ramón Bahamonde Rionda** y **Dr. D. Luis Pedro Fernández González**, ambos Profesores Titulares de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, consideramos que:

La Tesis Doctoral “La geología del Área del Pisuerga (sureste de la Zona Cantábrica): estratigrafía y evolución tectonosedimentaria de cuencas transportadas (*piggy-back*) pensilvánicas”, realizada por **D. Germán Martín Merino** bajo nuestra dirección, cumple los requisitos, en cuanto a los contenidos científicos y metodológicos exigidos para su defensa.

Por tanto, consideramos que reúne las condiciones necesarias para ser evaluada, y para que conste a los efectos oportunos firmamos el presente documento.

DIRECTORES



Fdo. Dr. D. J. R. Colmenero
Catedrático de Estratigrafía

Fdo. Dr. D. J. R. Bahamonde
Titular de Estratigrafía



Fdo. Dr. D. L. P. Fernández
Titular de Estratigrafía

*A mi Familia
y amigos*

La naturaleza, con toda su grandeza, belleza y perfección; con el sol, las nubes, el viento en la cara, las montañas, los bosques frondosos, los animales corriendo libres por las verdes praderas. Y nosotros allí contemplando todo aquello, somos emociones y son estas las que nos han llevado hasta esos lugares.

Después de subir aquella ladera infinita, atravesar aquel valle, volver a subir una y otra vez, la caminata parece hacerse eterna, nunca termina, llega un momento donde el dolor y sufrimiento comienza a dominar, pero agachas la cabeza y solo piensas en avanzar, paciencia y constancia será lo que te permita llegar al final, a aquel lugar tan especial, en el que contemplas el valle cubierto de praderas verdes, los densos bosques, el hermoso sonido del agua precipitándose entre las piedras del arroyo, te sientas y te dejas llevar por la belleza del lugar e imaginas la libertad de volar al ver al águila cruzar volando las montañas y los riscos.

En aquel claro del bosque con las hierbas y las flores, los rayos del sol pasando entre las hojas. Pero no estas solo en aquel hermoso lugar, hay otra persona y habéis llegado allí gracias a los valores que compartís basados en la confianza, respeto, solidaridad, comprensión y amistad. Eso es la verdad de la vida, que todo tiene sentido, cerráis los ojos y alcanzáis la paz, la tranquilidad, la felicidad, el amor. Sin embargo hay otros aspectos que forman parte de ella, como el dolor, el sufrimiento y la muerte. Todo esto os hará crecer como personas y avanzar hacia delante, todo lo que veis forma parte de un todo. Comprensible sólo en aquellos lugares.

La lucha continua de la vida, el trabajo, los problemas, se puede asemejar ha estas experiencias en la naturaleza, en la montaña, cuando las cosas se ponen difíciles, cuando nos sabes que hacer, piensa en esos momentos. Haced que vuestras vidas estén fundamentadas en estos valores y defendedles, porque gracias a ellos se superaran los problemas con los que nos encontramos a lo largo de nuestra vida. La vida es hermosa, debemos escuchar lo que ocurre dentro de nosotros y nuestra relación con la naturaleza porque así nos comprenderemos mejor y a lo que nos rodea.

“Felix qui portuit rerum cognoscere causas”

Afortunado aquel que ha podido conocer el por qué de las causas.

Virgilio, *Geórgicas*, Libro II

AGRADECIMIENTOS

Quiero tener unas palabras de agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones sin cuya ayuda este trabajo no podría haber sido una realidad:

A mis directores de tesis, los Drs. Juan Ramón Colmenero Navarro, Juan Ramón Bahamonde Rionda y Luis Pedro Fernández González, por darme la oportunidad para realizar este estudio y por su dedicación, paciencia, ayuda y sugerencias durante el tiempo de realización este trabajo. Quiero destacar su gran conocimiento de la geología de la Zona Cantábrica, a través de numerosas tesis y trabajos, claves para poder ir resolviendo paso a paso esta compleja unidad geológica.

Al Dr. P. Barba por su interés en este trabajo y cuyos consejos y apoyo personal han sido de gran importancia. A los Drs. J. Carballeira, I. Armenteros, I. Valladares y A. Corrochano, cuyo compañerismo ha creado un buen ambiente de trabajo.

A los Drs. J. R. Bahamonde Rionda, O. A. Merino Tomé y G. Della Porta, por los fructíferos días de campo que pasé con ellos en la zona de Cabrales, que me fueron de gran ayuda para iniciarme en el complejo estudio de los sistemas carbonatados.

Al Dr. L.P. Fernández le agradezco que me invitase a visitar los Pirineos y su dedicación para mostrarme aspectos interesantes de la geología de aquel lugar. Para mí fueron unos días muy fructíferos, que me permitieron conocer la estratigrafía y sedimentología de cuenca surpirenaica.

Al Dr. O. A. Merino Tomé le agradezco su interés en mi trabajo, sus comentarios fueron muy enriquecedores para la tesis. También por ofrecerme un techo en Oviedo de forma desinteresada, que fue agradable y donde me sentí bien acogido.

Al Dr. J.L. Alonso por su apoyo y los comentarios sobre la geología de la Zona Cantábrica. A la Dra. E. Villa por su disponibilidad a la hora de realizar las dataciones paleontológicas fundamentales para la elaboración de este trabajo.

A los Drs. D. Corrochano y D. Pastor con quienes ha sido un placer colaborar y trabajar en la resolución de problemas geológicos de nuestras zonas de campo. Sus sugerencias y aclaraciones fueron de gran ayuda.

Gracias a mis familiares, a mis tíos y primos por su interés en este trabajo y apoyo personal. A mi primo Javi por su paciencia al acompañarme en las salidas de campo, donde me fue de gran ayuda.

Al Dr. G. Alonso Gavilán, la relación personal con él ha ido más allá que la de compañero de departamento, ha sido una persona que para definirla utilizaría palabras como: sensibilidad, optimismo, emociones, amistad y sinceridad. Le agradezco todo el apoyo que siempre me ha ofrecido y su interés en mi desarrollo personal.

En memoria de Pedro Juan de Piedrasluengas, cuya vida fue arrebatada por la Tierra que le vio nacer y que trabajó duramente toda su vida. Un agradecimiento a él por su compañía durante mis salidas de campo.

Gracias a los miembros de la Casa del Parque de Cervera de Pisuerga por su interés en el trabajo realizado y permitirme exponer en sus instalaciones parte de mis resultados.

Expreso también mi agradecimiento a las instituciones que han proporcionado los medios y la financiación para este estudio. Especialmente a la Universidad de Salamanca que me concedió una beca de investigación durante un año y de cuyo Departamento de Geología he formado parte. Al Ministerio de Educación que me proporcionó una beca del programa de Formación de Profesorado Universitario (FPU), y a los proyectos investigación: CGL2008-00734/BTE y CGL2012-34475, del Ministerio de Ciencia e Innovación y Ministerio de Economía y Competitividad. A la Universidad de Oviedo por facilitarme medios y laboratorios durante mis estancias en la misma, donde siempre fui muy bien acogido y atendido.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.....	5
1.1.- Presentación.....	5
1.2.- Las cuencas de antepaís.....	5
1.3.- Problemática y objetivos del trabajo.....	8
1.4.- Situación geográfica.....	10
1.5.- Contexto geológico.....	10
1.5.1.- Macizo Ibérico.....	10
1.5.2.- Zona Cantábrica.....	12
1.5.3.- Unidad del Pisuerga-Carrión.....	15
1.5.4.- Área del Pisuerga.....	19
1.6.- Metodología.....	21
1.6.1.- Trabajos de campo.....	21
1.6.2.- Trabajos de laboratorio.....	22
1.6.3.- Trabajos de gabinete.....	22
CAPÍTULO 2.- TECTÓNICA DEL ÁREA DEL PISUERGA.....	27
2.1.- Estructuras dúctiles.....	28
Sinclinal de Castillería.....	28
Sinclinal de Casavegas.....	29
Sinclinal de Redondo.....	30
Otros sinclinales.....	30
2.2.- Estructuras frágiles	30
Falla de La Pernía.....	31
Falla de Redondo.....	31
Falla de Los Llazos.....	33
Falla de San Cebrián.....	34
2.3.- Procesos de deformación: análisis y discusión.....	34
CAPÍTULO 3.- ESTRATIGRAFÍA.....	43
3.1.- Introducción.....	43

3.2.- Descripción de las secuencias de 3 ^{er} orden.....	46
Consideraciones previas.....	46
Secuencia I.....	48
Secuencia II.....	53
Secuencia III.....	58
Secuencia IV.....	66
Secuencia V.....	72
Secuencia VI.....	77
Secuencia VII.....	81
3.3.- Paleocorrientes, discordancias y geometrías de la estratificación (<i>growth strata geometries</i>).....	85

CAPÍTULO 4.- SEDIMENTOLOGÍA.....93

4.1.- Facies.....	93
4.1.1.- Facies detríticas.....	94
Facies gruesas: megabloques (MB) y brechas/conglomerados (G).....	94
Facies de areniscas.....	106
Facies heterolíticas.....	117
Lutitas (l) y margas (m).....	121
Paleosuelos (P) y carbones (C).....	123
4.1.2.- Facies carbonatadas.....	126
Productos de alteración.....	129
Calizas bioconstruidas.....	131
Calizas detríticas.....	136
4.1.3.- Rocas volcánicas.....	144
4.2.- Elementos deposicionales y sus asociaciones de facies.....	145
4.2.1.- Llanura deltaica.....	148
4.2.2.- Frente deltaico.....	155
4.2.3.- Plataforma.....	160
4.2.4.- Prodelta-talud.....	164
4.2.5.- Cuenca profunda.....	165
4.2.6.- Rampa carbonatada.....	172
4.3.- Sistemas deposicionales.....	177
4.3.1.- Sistemas siliciclásticos.....	178

Sistemas deltaicos.....	178
Sistemas costeros dominados por oleaje-tormentas.....	186
Abanico deltaico.....	186
Sistemas turbidíticos de cuenca.....	188
4.3.2.- Sistemas carbonatados.....	189
Rampa carbonatada con desarrollo de <i>mud-mounds</i> en zonas distales.....	189
CAPÍTULO 5.- ANÁLISIS DE LA CUENCA DEL ÁREA DEL PISUERGA.....	197
5.1.- Estratigrafía secuencial.....	197
5.1.1.- Secuencias de 4º orden.....	198
5.1.2.- Secuencias de 3 ^{er} orden.....	204
5.1.3.- Secuencias de 2º orden.....	207
5.1.4.- Secuencias de 1 ^{er} orden.....	208
5.2.- Tipo y geometría de la cuenca sedimentaria.....	209
5.3.- Análisis de la subsidencia.....	213
5.3.1.- Metodología.....	213
5.3.2.- Resultados e interpretación.....	215
5.4.- Evolución tectonosedimentaria.....	218
CAPÍTULO 6.- CONCLUSIONES.....	227
CAPÍTULO 7.- BIBLIOGRAFÍA.....	235
ANEXO 1.- Leyenda de las columnas estratigráficas y estudio paleontológico de fusulinas	
ANEXO 2.- Mapa y cortes geológicos	



*Norte del sinclinal de Casavegas con las Calizas de Piedrasluengas.
Al fondo los picos Curavacas (2524 m) y Peña Prieta (2539 m)*

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- PRESENTACIÓN

Desde hace 30 años (Marcos y Pulgar, 1982), la Zona Cantábrica (ZC) es considerada, de forma casi unánime, como la cuenca de antepaís (*foreland basin*) carbonífera del NE del Macizo Varisco Ibérico. Numerosos trabajos han sido realizados posteriormente, analizando de forma detallada las particularidades estructurales, estratigráficas o tectonosedimentarias de algún sector o de su totalidad. Por citar solamente trabajos de índole estratigráfico y sedimentológico realizados en este tiempo, destacaremos las Tesis Doctorales de: Fernández González (1990) en la Unidad de La Sobia-Bodón y sector occidental de la Cuenca Carbonífera Central; F.J. Barba Regidor (1990), Salvador González (1989) y P. Barba Regidor (1991), en la Cuenca Carbonífera Central; Bahamonde Rionda (1990) en la Unidad de Mantos; Saldaña González (1993) en la cuenca carbonífera de Guardo-Cervera; Merino Tomé (2004) en la sierra del Cuera y Picos de Europa y Corrochano Fernández (2010) en el sector de Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central. Estos trabajos han sido completados con otros más generales como Águeda *et al.* (1991), Colmenero *et al.* (2002) y Fernández *et al.* (2004). La sola lectura de estas citas bibliográficas pone de relieve que durante estos años se ha seguido una pauta en el avance en el conocimiento de la estratigrafía del Carbonífero de la Zona Cantábrica (ZC) que va desde las unidades más occidentales de la misma (también más proximales de la cuenca sedimentaria) hacia las más orientales (más distales de la cuenca). Esta Tesis completa en buena parte este recorrido, ya que su zona de estudio, el Área del Pisuerga de la Unidad del Pisuerga-Carrión, puede considerarse como el sector más externo de la ZC, y uno de los más afectados por la deformación Varisca durante el proceso de relleno de la cuenca de antepaís.

1.2.- LAS CUENCAS DE ANTEPAÍS

Las cuencas de antepaís se forman en el frente de cinturones de cabalgamientos activos como consecuencia de la subsidencia flexural producida por la carga de los mantos (Allen *et al.*, 1986). Su geometría y dimensiones pueden ser diversas en función del

número y de la escala de los cabalgamientos involucrados en su formación. En el caso de que estén formadas por un único surco subsidente por delante de los cabalgamientos activos, reciben el nombre de *foredeep* (Allen *et al.*, 1986; DeCelles y Giles, 1996), donde las tasas de subsidencia son máximas, disminuyendo distalmente, y pudiendo incluso producirse un levantamiento por rebote isostático, en una zona conocida como *forebulge*. En otros casos, en los que la deformación progresa por debajo de la cuenca mediante una sucesión de cabalgamientos que separan distintos surcos, se denominan cuencas *thrust-sheet-top* o *piggy back* (Ori y Friend, 1984). En estos casos, los diversos surcos aparecen limitados, en menor o mayor medida, por zonas de umbral correspondiente con los anticlinales generados por la propagación en profundidad de los cabalgamientos y que condicionaran la dispersión de sedimento y la distribución de los distintos sistemas sedimentarios (Hirst y Nichols, 1986). Dichos umbrales pueden aislar los surcos de forma efectiva, de modo que cada uno de ellos presente un relleno diferente. En ambos tipos de cuencas, los surcos son asimétricos, con el borde próximo al frente del cabalgamiento más inclinado y deformado (Ricci Lucchi, 1986), y borde distal de menor pendiente formado por flexión.

En general, el relleno sedimentario de una cuenca de antepaís marina constituye una secuencia somerizante y granocreciente de potencia muy variable, resultado de la superposición de dos etapas evolutivas. En la etapa inicial (*starved basin* o cuenca subalimentada) las tasas de subsidencia y de creación de espacio de acomodación son superiores a la tasa de aportes, por lo que la cuenca es de carácter profundo y recibe principalmente sedimentos transportados por flujos sedimentarios de gravedad y movimientos en masa desde zonas someras o emergidas. El registro de esta etapa está por tanto caracterizado por depósitos turbidíticos y unidades caóticas (unidades de transporte en masa). Por este motivo, esta fase ha sido también denominada estadio *flysch*, generando unidades caóticas por deslizamientos de la cabecera de mantos de corrimiento (depósitos de transporte en masa) o abanicos turbidíticos (*flysch*). Esta primera etapa de máxima inestabilidad tectónica, evoluciona progresivamente a otra segunda etapa (cuenca sobrealimentada o de molasa) caracterizada por menores tasas de subsidencia y mayores aportes de sedimentos, que proceden de la creciente erosión de los relieves generados en el frente orogénico emergido, y que dan lugar a la progradación de distintos sistemas sedimentarios marinos someros o continentales dentro de la cuenca (Allen *et al.*, 1986; DeCelles y Giles, 1996).

En las cuencas de antepaís, la tectónica ejerce un fuerte control sobre la sedimentación y los movimientos tectónicos de los cabalgamientos, o el crecimiento de los pliegues asociados a su propagación en profundidad, aparecen registrados en los distintos patrones geométricos de la estratificación y en las secuencias sedimentarias (Allen *et al.*, 1986), dando lugar a abanicos de estratos, discordancias progresivas, solapamientos expansivos o truncaciones (Riba, 1976; Ricci Lucchi, 1986; DeCelles y Giles, 1996; Crumeyrolle *et al.*, 1991). No obstante, en las cuencas de antepaís del Carbonífero, periodo climático de frío global (*icehouse*), el eustatismo fue también un factor muy importante en el control de la sedimentación. Este periodo se caracteriza por pronunciados cambios climáticos relacionados con la expansión y retracción de los glaciares en Gondwana, los cuales dieron como resultado oscilaciones del nivel del mar de hasta 200 m (Heckel, 1986; Veevers y Powell, 1987; Soreghan y Giles, 1999; Rygel *et al.*, 2008). Sin embargo, las unidades estratigráficas aquí estudiadas se acumularon durante el Moscoviense (Pensilvánico), periodo que Isbell *et al.* (2003) consideran como no glacial, aunque Rygel *et al.* (2008) proponen que ocurrieron oscilaciones del nivel del mar de ~40 m. En este escenario, la actividad tectónica y el glacioeustatismo condicionaron el tipo de ciclos y secuencias registrados en las sucesiones. Todo ello redundaba en una gran complejidad en el relleno por las frecuentes e importantes variaciones laterales de facies y espesores.

La Estratigrafía Secuencial es la herramienta imprescindible para el análisis del relleno sedimentario. Desarrollada inicialmente para cuencas de márgenes continentales pasivos, se ha revelado válida en el análisis del relleno de cuencas de antepaís y ha sido aplicada sistemáticamente en la elaboración de este estudio. De forma general, establece que las secuencias sedimentarias (*depositional sequences*) se han de definir aplicando criterios de: facies, superficies de exposición o condensación, patrones de ciclicidad, terminaciones y geometrías de la estratificación (Catuneau, 2006 y Catuneau *et al.*, 2009).

1.3.- PROBLEMÁTICA Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

La geología del Carbonífero del Área del Pisuerga ha planteado serios problemas de interpretación en el contexto de la cuenca de antepaís cantábrica. Sus series poseen una gran complejidad estratigráfica y sedimentológica que se refleja en la arquitectura y relaciones mutuas de los cuerpos sedimentarios, tanto de carácter carbonatado como terrígeno que constituyen su relleno. Los sistemas terrígenos presentan rápidas transiciones de facies entre depósitos continentales, marinos someros, marinos de talud y cuenca profunda. Las plataformas carbonatadas, con geometrías en rampa, se desarrollaron tanto sobre el margen de antepaís, como sobre altos estructurales y sobre sectores someros de los prismas terrígenos sinorogénicos y presentan abruptas relaciones laterales y verticales con los sedimentos siliciclásticos.

Por ello, los estudios geológicos realizados en los afloramientos de la sucesión pensilvánica del Área del Pisuerga, desarrollados inicialmente por geólogos holandeses y posteriormente por estudios vinculados al IGME (Hojas Magna y proyectos de prospección de carbón), han generado una abundante y confusa nomenclatura estratigráfica que dificulta e impide la correcta correlación de las distintas unidades estratigráficas desde la que abordar una interpretación de la evolución sedimentaria de la cuenca durante este periodo. Parte del problema de uniformidad y correlación entre las unidades radica en el carácter discordante de algunas de las superiores que impiden que otras infrayacentes no afloren en algunos sectores. Este es el caso de las Formaciones Rozo/Ojosa y Verdeña/San Salvador en el sinclinal de Redondo, ausentes para algunos autores y presentes para otros. Además, la rápida terminación lateral de algunos cuerpos estratigráficos dificulta su correlación y exige cartografías de detalle que recojan las transiciones entre depósitos de la misma edad pero diferente litología. Estos hechos han favorecido las interpretaciones, tan especulativas como improbables, que suponen la existencia de accidentes tectónicos sin-sedimentarios que limitan diferentes zonas de depósito.

Por otro lado, aunque existen grandes macizos calcáreos carboníferos en la Zona Cantábrica (Picos de Europa, Sierra del Cuera, Lois-Ciguera, Sierra del Áramo, etc.), las calizas pensilvánicas del Área del Pisuerga, cuyas potencias oscilan entre unos pocos a más de un centenar de metros de espesor, parecen corresponder a acumulaciones de dimensiones reducidas en rampas mixtas terrígeno/carbonatadas, con montículos de fango en sus zonas distales, en los que dominan texturas micríticas. La continuidad o discontinuidad de estos cuerpos carbonatados, su carácter alóctono (olistolitos) o autóctono (bioconstrucciones de fango microbial y algas), y su interpretación sedimentológica es algo no resuelto en trabajos anteriores y que puede aportar datos muy relevantes al análisis de esta cuenca pensilvánica.

Buena parte de estas acumulaciones calcáreas sufrieron colapsos y procesos de destrucción al ser afectadas por una tectónica muy activa. Como consecuencia, en la sucesión terrígena pensilvánica del Área del Pisuerga abundan los depósitos de transporte en masa que incluyen olistolitos calcáreos. Tanto los depósitos carbonatados como los depósitos de transporte en masa (poco frecuentes en otras unidades de la Zona Cantábrica), merecerán especial atención en esta Tesis, dado su importancia en el análisis de esta cuenca.

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral es el estudio geológico del Área del Pisuerga de la Unidad del Pisuerga-Carrión de la Zona Cantábrica, con el fin de reconstruir la evolución de la cuenca de antepaís carbonífera Cantábrica y contribuir así al conocimiento de las etapas finales del orógeno Varisco. De forma más pormenorizada, los objetivos concretos pueden resumirse en los siguientes puntos:

1.- Estudios estratigráficos y sedimentológicos de las sucesiones, tanto carbonatadas como siliciclásticas, con el fin de establecer las facies y asociaciones de facies, y los procesos sedimentarios involucrados en su depósito.

2.- Establecer una arquitectura estratigráfica mediante el establecimiento de un conjunto de unidades genéticas (secuencias deposicionales) con el fin de simplificar el gran número unidades litoestratigráficas definidas por autores anteriores, que permita la correlación de la sucesión estratigráfica entre los tres sinclinales del Área del Pisuerga.

3.- Confeccionar un modelo de la cuenca sedimentaria, conocer su geometría, paleogeografía y su evolución tectonosedimentaria, precisando los sistemas sedimentarios desarrollados durante su relleno y las transiciones laterales y verticales entre los mismos.

1.4.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio está situada al N de la provincia de Palencia, limitando con Cantabria (Fig. 1.1), y coincide en gran medida con la comarca conocida como La Pernía, en la cabecera del río Pisuerga. Constituye una zona topográficamente deprimida limitada al O por las cumbres del Cueto (1684 m), Peña Carazo (2013 m) y Coto Redondo (1923 m); al N por Sierra Albas (1556 m) y el puerto de Piedrasluengas (1370 m), y al E por la sierra de Peñalabra (Picos Tres Mares, 2171 m) y del Cueto (Valdecebollas, 2143 m). Por el S y SE, el área de trabajo sobrepasa la comarca de la Pernía llegando su límite hasta los relieves de Peñas Negras (1300 m), Peña Legrullos (1107 m) y Peña Cildá (1616 m). Desde el año 2000, toda el área está incluida en el parque natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre (Fig. 1.1).

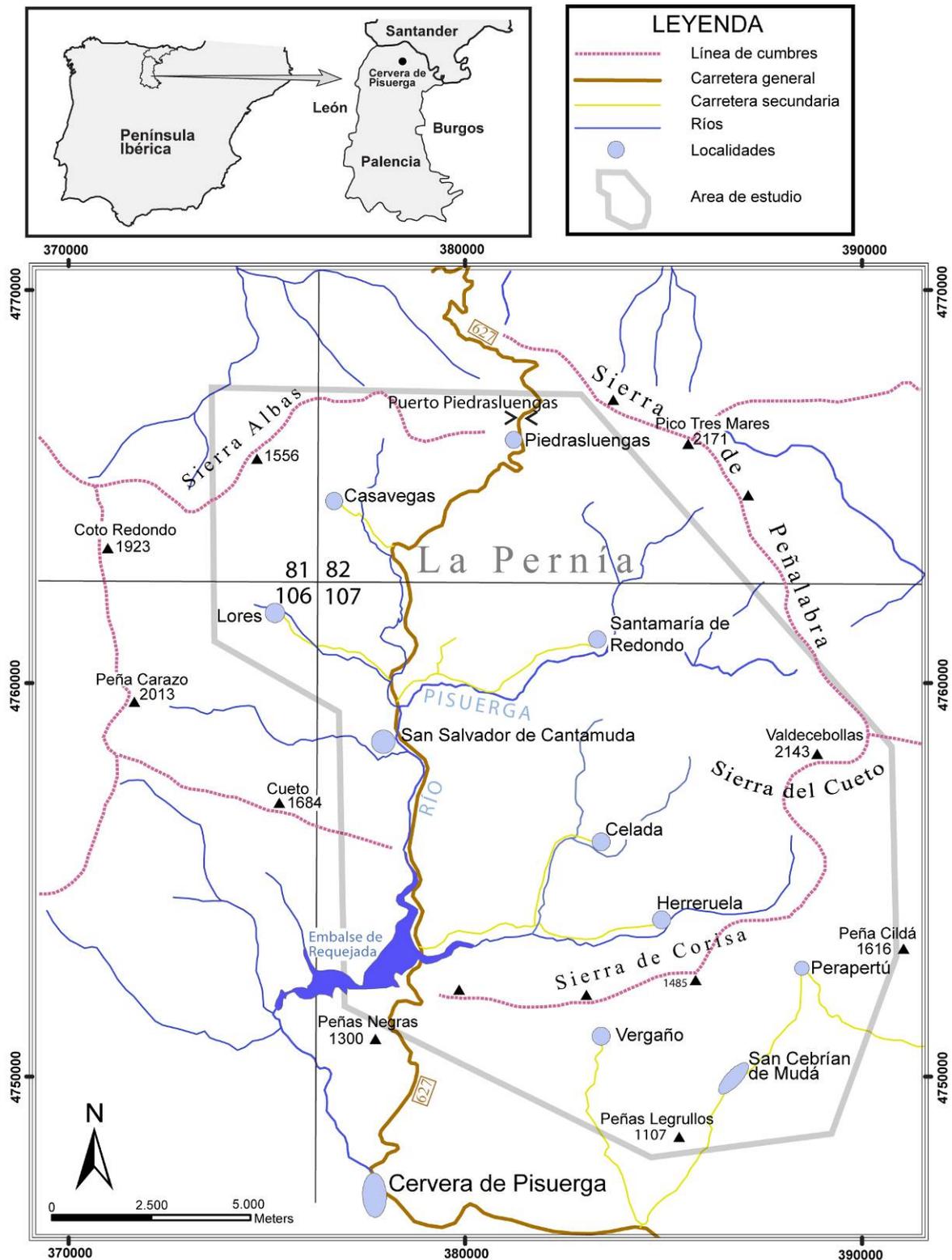
La zona estudiada se integra en las hojas de Potes (81), Tudanca (82), Camporredondo de Alba (106) y Barruelo de Santullán (107), del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. No existen centros de población importantes, siendo San Salvador de Cantamuda, con 140 habitantes, la localidad más poblada. La principal vía de comunicación es la carretera autonómica CL-627, de Cervera de Pisuerga a Potes.

1.5.-CONTEXTO GEOLÓGICO

1.5.1.- MACIZO IBÉRICO

La zona de estudio forma parte de la Unidad del Pisuerga-Carrión, una de las unidades en que se ha subdividido la Zona Cantábrica y constituye la unidad más nororiental del Macizo Ibérico (Fig. 1.2).

El Macizo Ibérico constituye la rama meridional del Arco Ibero-Armoricano, y está integrado por los materiales neoproterozoicos y paleozoicos, deformados durante la



orogenia Varisca, que afloran en la mitad occidental de la península Ibérica (Fig. 1.2A). Paleogeográficamente, desde el límite Cámbrico-Ordovícico hasta el Devónico Inferior, la región formó parte del margen continental pasivo septentrional de Gondwana, que limitaba con el océano Reico. Posteriormente, este océano comenzó a cerrarse con la subducción de

la corteza oceánica bajo la placa de Laurussia. La colisión entre ambos continentes se registra en los dominios más internos del Macizo Ibérico (Zona Centroibérica) en el Devónico Superior. Durante el Carbonífero, el avance de la deformación hacia el E (según coordenadas actuales), afectó de forma progresiva a la potente sucesión estratigráfica del margen de Gondwana a medida que éste era cabalgado por Laurussia (Martínez Catalán *et al.*, 2007; Dallmeyer *et al.*, 1997). La evolución del proceso del cierre del Arco Astúrico ha sido explicada mediante diversos mecanismos (ver Alonso *et al.*, 2009). De acuerdo al modelo cinemático actualmente más considerado, el frente de cabalgamientos hasta el Westfaliense C habría sido lineal y orientado N-S (según coordenadas geográficas actuales), emplazándose los sucesivos mantos con vergencia E. Posteriormente, la compresión N-S dio lugar al plegamiento de los mantos en torno a un eje vertical hasta el límite Carbonífero-Pérmico. Este proceso de plegamiento del oroclinal habría durado unos 10 Ma (Weil *et al.*, 2013 y citas allí contenidas).

Paleoclimáticamente, durante el Pensilvánico el Macizo Ibérico se situó cerca del ecuador. Su clima ecuatorial, que dio lugar a la formación de grandes bosques bien representados por la abundancia de carbones en Europa, estuvo modulado por importantes y frecuentes periodos glaciales generados por la presencia de grandes masas de hielo sobre el polo S situado aproximadamente en el centro de Gondwana (Cocks y Torsvik, 2006).

1.5.2.- ZONA CANTÁBRICA

La Zona Cantábrica es la zona externa del Macizo Ibérico en el NO de la península Ibérica y está situada en el núcleo del Arco Astúrico. Debido a su gran variabilidad estructural y estratigráfica, Julivert (1971) diferenció en ella 5 unidades estructurales a las que denominó: Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Manto del Ponga, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión. Esta división ha sido posteriormente modificada por otros autores como Pérez Estaún *et al.* (1988) (Fig. 1.2B), y Alonso *et al.* (2009).

Como se ha indicado en el apartado anterior, la deformación Varisca alcanzó a la Zona Cantábrica en el Carbonífero, principalmente durante el Pensilvánico. Dicha actividad tectónica se manifestó mediante un conjunto de mantos y cabalgamientos desarrollados en secuencia hacia adelante (*forward*) dentro de una tectónica epidérmica

(*thin-skinned*), con poca deformación interna y escaso magmatismo o metamorfismo (Alonso *et al.*, 2009; Pérez Estaún *et al.*, 1994; Aller *et al.*, 2002).

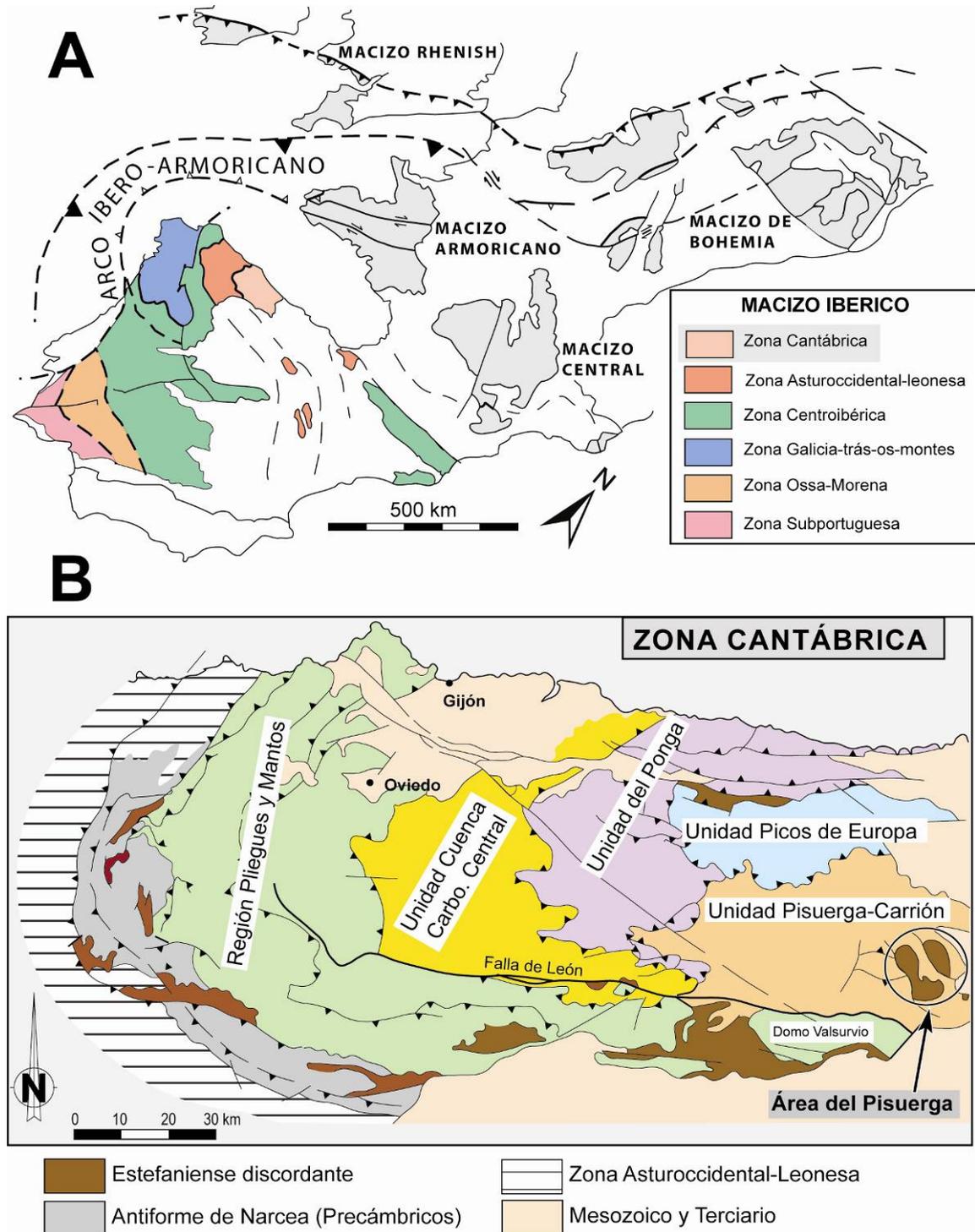


Fig. 1.2- **A)** División estructural del Macizo Ibérico y su localización dentro de la cadena Varisca en el O de Europa (modificado de Martínez Catalán *et al.*, 2007). **B)** Mapa geológico de la Zona Cantábrica, con sus principales unidades tectonoestratigráficas (modificado de Pérez-Estaún *et al.*, 1988).

La sedimentación carbonífera en la Zona Cantábrica estuvo controlada por la deformación tectónica. Esta evidencia de control estructural en la sedimentación, ha hecho que números autores (por ejemplo Marcos y Pulgar, 1982; Colmenero *et al*, 1988) diferenciasesen en dichas series tres conjuntos estratigráficos: preorogénico, sinorogénico y postorogénico. Posteriormente, Colmenero *et al.* (2002) han dividido la serie carbonífera en 6 grandes secuencias limitadas por discontinuidades o por sus conformidades correlativas, la mayor parte de las cuales se interpretan como cuñas clásticas depositadas durante el emplazamiento de los mantos mayores.

El conjunto estratigráfico considerado preorogénico, integrado en la secuencia 1 de Colmenero *et al.* (2002), agrupa las sucesiones condensadas del Tournaisiense-Viseense, representadas por las Fms. Vegamián, Baleas y Genicera (Alba o *griotte* carbonífera). Constituyen la transición entre los depósitos precarboníferos pertenecientes al margen pasivo de Gondwana y los sinorogénicos variscos posteriores, acumulados en una cuenca de antepaís (Marcos y Pulgar, 1982; Colmenero *et al*, 2002).

El conjunto litológico sinorogénico abarca las sucesiones estratigráficas del Namuriense al Westfaliense D superior (Serpukhoviense-Moscoviense: Misisípico Superior-Pensilvánico Medio). Sus sucesiones poseen una acusada variabilidad litológica y de espesor en las distintas unidades estructurales de la Zona Cantábrica. El depósito de las mismas tuvo lugar en una cuenca de antepaís en ambientes aluviales, deltaicos y de plataformas terrígenas y carbonatadas, así como en surcos turbidíticos. En este intervalo de tiempo la sedimentación fue migrando hacia zonas más externas de la cuenca a medida que el frente orogénico avanzaba hacia el E, elevando los sectores proximales de la misma (Unidades de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central y Manto del Ponga, Fig. 1.2B) e incorporándolos sucesivamente al orógeno. En las zonas poco subsidentes de la cuenca, aisladas de aportes detríticos, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas (Unidad de Picos de Europa y parte NE de Mantos del Ponga, Fig. 1.2B). Colmenero *et al.* (2002) diferenció en este intervalo las secuencias 2, 3 y 4.

El conjunto superior agrupa las series de edad Westfaliense D superior-Estefaniense (Moscoviense-Gzheliense: Pensilvánico superior). Aunque de forma general este conjunto ha sido considerado como postorogénico, por incluir series terrígenas continentales acumuladas en cuencas intramontañosas desarrolladas en sectores ya estructurados del

orógeno (cuencas carboníferas estefanienses del N y NO de León y O de Asturias), también contiene los depósitos sinorogénicos acumulados en los sectores más externos de la cuenca de antepaís, correspondientes a las Unidades del Pisuerga-Carrión (Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987) y Picos de Europa (Merino-Tomé *et al.*, 2009a) (Fig. 1.2B). Colmenero *et al* (2002) distinguieron en este conjunto las secuencias 5 y 6.

Tras la orogenia Varisca, y hasta el final del Mesozoico, la Zona Cantábrica estuvo afectada por una tectónica distensiva relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya y con la formación de la cuenca Vasco-Cantábrica. En los sectores orientales de la región se produjo la reactivación de estructuras variscas como fallas normales, que intervinieron en la configuración de esta cuenca extensiva. Posteriormente, con la compresión Alpina, estas fallas pasaron a comportarse como inversas y la Zona Cantábrica absorbió la mayor parte del acortamiento mediante un cabalgamiento profundo que la desplazó sin apenas deformación interna hacia el S (Espina, 1994; Alonso *et al.*, 1996). Ello hace que la configuración tectónica actual de la Zona Cantábrica sea la heredada de la orogenia Varisca, y que sólo aparezca ligeramente modificada por la reactivación de las estructuras variscas y, localmente, por la formación de nuevas fracturas de dirección E-O (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999; Gallastegui, 2000).

1.5.3.- UNIDAD DEL PISUERGA-CARRIÓN

Dentro de la Zona Cantábrica, la Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC) ocupa el centro del Arco Astúrico. Está limitada al S por la falla de León, al O por las unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central, al N por la Unidad de Picos de Europa; estando finalmente por el E cubierta discordantemente por materiales permo-triásicos (Figs. 1.2B y 1.3).

La historia tectónica de esta Unidad es muy compleja, debido a su posición en el Arco Astúrico, cuyo cierre se realizó a través de una serie de estructuras cabalgantes que se emplazaron durante el Pensilvánico (mantos Palentinos y Unidades del Esla, Ponga y Picos de Europa), con una diferente dirección de acortamiento, lo que dio lugar a diversas generaciones de estructuras tectónicas con direcciones oblicuas (Tabla 1). En el caso de los cabalgamientos, presentan la misma distribución centrípeta de las vergencias que el resto de unidades de la Zona Cantábrica, mientras que en el de los pliegues, son comunes los

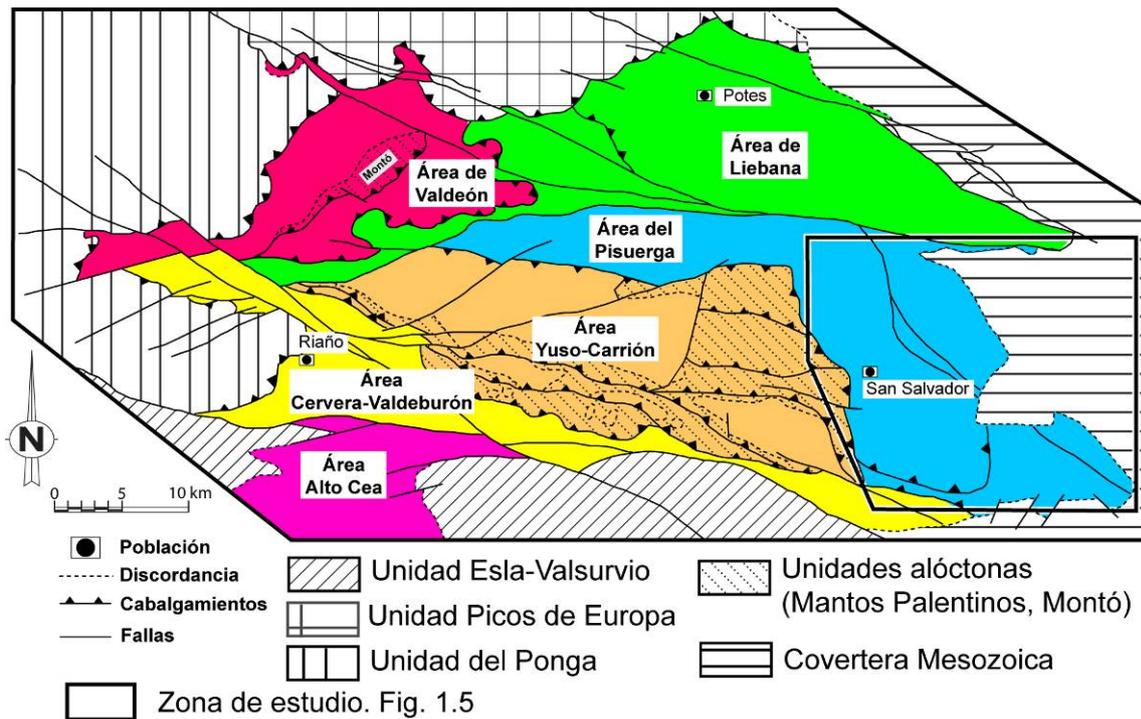


Fig. 1.3.- Esquema geológico de la Unidad del Pisuerga-Carrión, donde se identifican las Áreas en las que se ha dividido (Basado en Heredia *et al.*, 1990 y Colmenero *et al.*, 2002).

modelos de interferencia complejos (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987). La Unidad del Pisuerga-Carrión es, junto con Picos de Europa, la que posee una serie carbonífera más completa de las que componen la Zona Cantábrica, debido a que fue la última en incorporarse a la cuña orogénica (Colmenero *et al.*, 2002). Sus sucesiones poseen tres rasgos característicos: gran variabilidad lateral y vertical de espesores y facies, diversas discordancias y discontinuidades de escala regional y local, y abundancia de depósitos acumulados en ambientes profundos de cuenca y talud (olistostromas, brechas, turbiditas, etc.) (Alonso y Rodríguez Fernández, 1983). Además, la Unidad del Pisuerga-Carrión posee rasgos que no son característicos de las zonas externas de un orógeno, como son la presencia de clivajes de tipo pizarrosidad y de abundantes cuerpos ígneos formados por granitoides emplazados durante el Pérmico a lo largo de grandes fracturas (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987). Es destacable también en la Unidad del Pisuerga-Carrión la existencia de afloramientos silúricos y devónicos formando parte de varias unidades alóctonas, conocidas conjuntamente como Mantos Palentinos, constituidas por mantos de despegue enraizados que pasan hacia el N a mantos gravitacionales desgajados de los anteriores (Wagner y Varker, 1971; Marquínez y Marcos, 1984; Rodríguez-Fernández, 1994). El hecho de que dichas series devónicas posean rasgos de haber sido depositadas en ambientes marinos más profundos que los del resto de la Zona Cantábrica, motivó que para

ESTRUCTURA ZONA CANTÁBRICA	ESTRUCTURAS UNIDAD PISUERGA-CARRIÓN
Metamorfismo, intrusiones ígneas, hidrotermalismo, clivajes, fallas normales	
Unidad de Picos de Europa. Emplazamiento hacia S.	Cabalgamientos y pliegues con vergenza S Inversión hacia el S de cabalgamientos y pliegues previos.
Unidad del Ponga. Emplazamiento hacia E o NE.	Dos direcciones de pliegues N-S o NE-SO y E-O. Cabalgamiento de la Pernía con vergenza E.
Domo de Valsurvio, Unidad del Esla (Unidad de Pliegues y Mantos). Emplazamiento hacia el NE.	Cabalgamientos y pliegues con vergenza E-NE
Mantos Palentinos	Mantos Palentinos

Tabla 1.- Secuencia de los eventos tectónicos más importantes ocurridos en la Zona Cantábrica, y de las estructuras generadas en la Unidad del Pisuerga-Carrión, ordenadas cronológicamente (basado principalmente en Rodríguez Fernández y Heredia, 1987; Alonso *et al.*, 2009 y García-López *et al.*, 2007).

las mismas se definiera un “dominio Palentino” para diferenciarlas del resto o “dominio Astur-leonés”.

Estratigráficamente, la sucesión carbonífera del Pisuerga-Carrión ha sido dividida de forma diferente por numerosos autores, lo que ha provocado la existencia de una gran profusión de nombres complicando la nomenclatura stratigráfica regional (Fig. 1.4). Así, Wagner (1959) diferenció en ella cuatro grandes conjuntos sedimentarios separados por tres discordancias, denominadas Palentina (o Curavacas según Kanis, 1956), Leónica y Astúrica. Posteriormente, Koopmans (1962) y Veen (1965) distinguieron tres grupos separados por discordancias: Ruesga, Yuso y Cea. El primero de ellos abarca los materiales comprendidos entre el Tournaisiense y el límite Westfaliense A-B donde tiene lugar la discordancia Curavacas. El grupo intermedio comprende el resto del Westfaliense hasta el Estefaniense A, donde se localiza la discordancia Leónica. El grupo superior representa los sedimentos del Estefaniense B y C. Más recientemente, Rodríguez Fernández y Heredia (1987), Heredia *et al.* (1990) y Colmenero *et al.* (2002) han diferenciado distintas Áreas en la Unidad, cada una de ellas con una serie stratigráfica diferenciada, aunque todas ellas correlacionables entre sí por las tres discordancias citadas (Figs. 1.4).

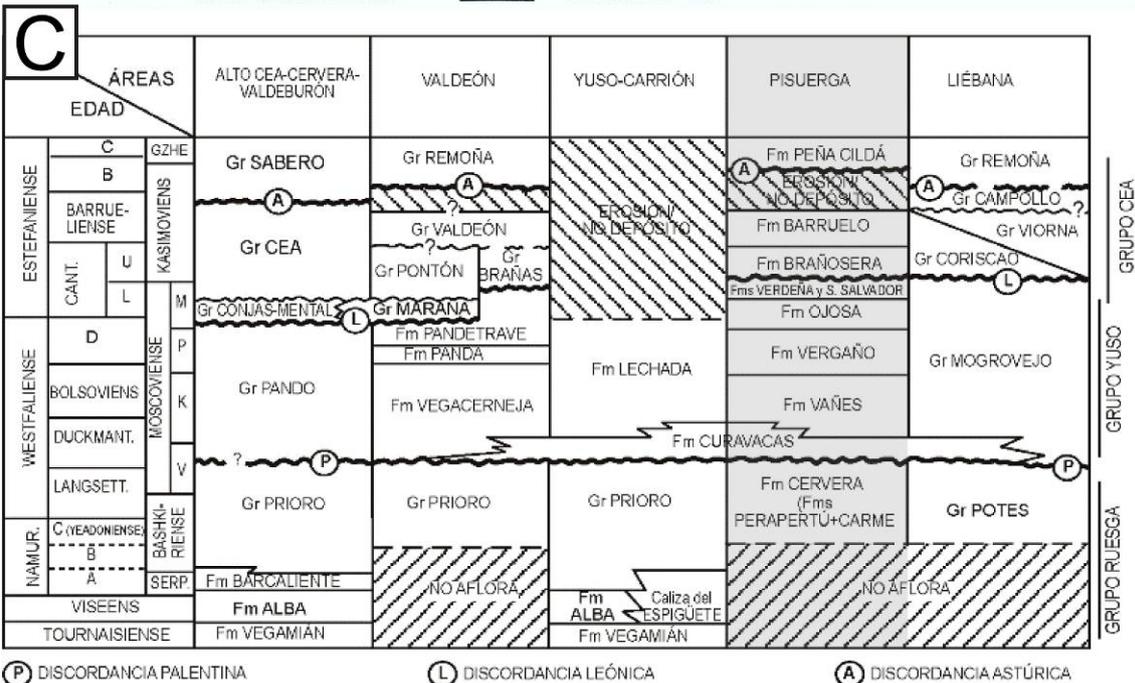
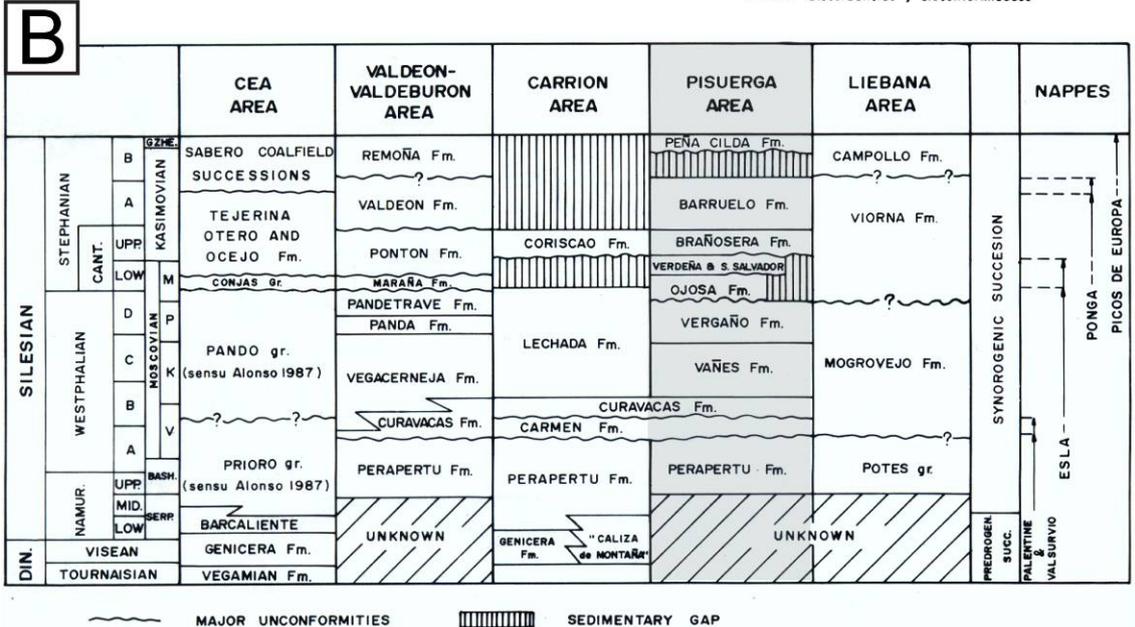
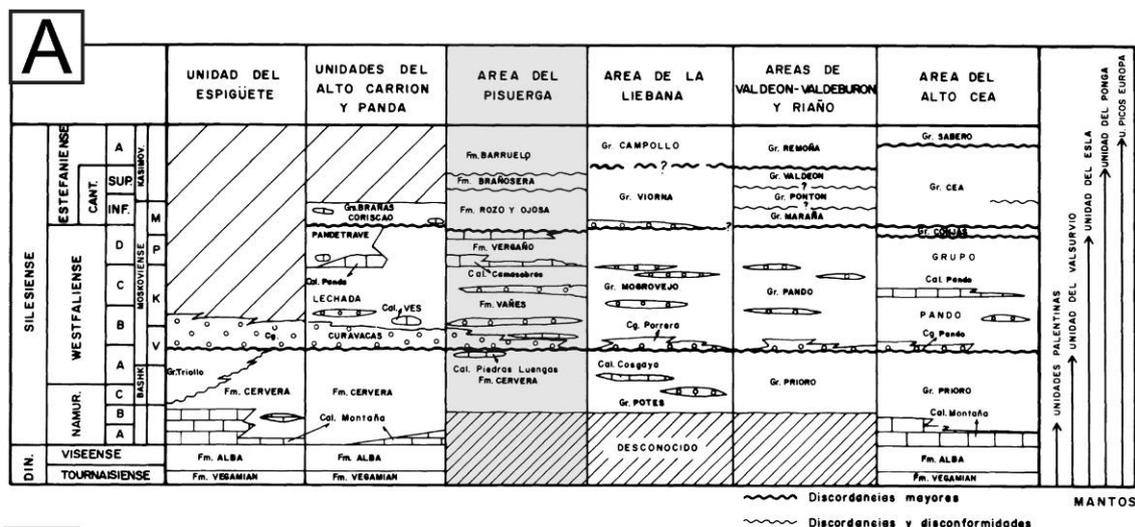


Fig. 1.4.- Esquema de las unidades litoestratigráficas de las distintas Áreas de la Unidad del Pisuega-Carrión definidas por diversos autores. En gris se ha resaltado el Área del Pisuega. **A)** según Rodríguez Fernández y Heredia (1987), **B)** según Heredia *et al.*, (1990) y **C)** según Colmenero *et al.*, (2002).

Las series carboníferas más tardías depositadas en la Unidad del Pisuerga-Carrión, de edad Estefaniense B-C (Kasimoviense superior-Gzheliense inferior), situadas entre la discordancia Astúrica y la Permo-Triásica, pertenecen a dos tipos bien distintos de sucesiones: a) sucesiones marinas profundas, constituidas por un conjunto muy heterogéneo de lutitas, turbiditas, brechas y olistolitos calcáreos. Fueron reunidas por Rodríguez Fernández y Heredia (1987) dentro del Grupo Remoña, e interpretadas como la cuña clásica generada por el desplazamiento hacia el S de las escamas frontales de la Unidad de Picos de Europa (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987; Merino-Tomé, 2004); y b) sucesiones terrígenas aluviales (afloramientos de Peña Cildá) interpretadas por Wagner (1965) como correspondientes a cuencas intramontañosas.

El cierre del Arco Astúrico en torno a un eje vertical no solamente produjo una deformación en niveles corticales superficiales mediante la formación progresiva de cabalgamientos, sino que dio lugar a un acortamiento tangencial de la litósfera mantélica, con la formación de una potente raíz litosférica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). Según estos autores, al inicio del Pérmico, después del emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa, esta raíz se hizo inestable y se hundió en la astenósfera, produciendo el ascenso de la misma y un aumento térmico en toda la Zona Cantábrica, que en la Unidad del Pisuerga-Carrión quedó registrado con la aparición de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo, con formación de clivajes, intrusión de cuerpos ígneos y dolomitizaciones de calizas asociadas a procesos hidrotermales. El proceso de delaminación litosférica llevó además asociado un levantamiento y extensión en zonas superficiales (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). Este conjunto de procesos ocurridos al final de la configuración del Arco Astúrico han sido interpretados por otros autores como resultado de la tectónica transtensiva ocurrida en un contexto de *rifting* dentro del ciclo Alpino (Martínez-García, 1991; García López *et al.*, 2007).

1.5.4.- ÁREA DEL PISUERGA

El Área del Pisuerga forma el extremo SE de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Fig. 1.3). En ella, la sucesión carbonífera aflora en cuatro sinclinales, denominados Casavegas (NO), Castillería (S), Redondo (NE) y Barruelo (sector SE, ver Fig. 1.5 para su localización). Este estudio se centrará en los tres primeros, habiéndose excluido el de

Barruelo por dos razones principales: a) su sucesión estratigráfica constituye la prolongación hacia el SE de la del sinclinal de Redondo, y b) los afloramientos son de muy baja calidad. Cuando se haga en el texto referencia a ellas se utilizará los datos de Wagner *et al.* (1984) y citas allí contenidas.

La base de la sucesión estudiada aflora en los sinclinales de Castillería y de Casavegas. En el primero de ellos, está representada por una unidad de transporte en masa compuesta por megabloques de dimensiones hasta kilométricas de rocas silúricas, devónicas y carboníferas (estas últimas llegan a tener una edad Vereyense-Kashiriense), que fue denominada por Wagner *et al.* (1984) como Formación Perapertú, y posteriormente incluida por Rodríguez Fernández y Heredia (1987) dentro del Grupo Cervera. Al N, en el sinclinal de Casavegas, la base de la sucesión tiene también carácter desorganizado y está formada por una alineación de megabloques calcáreos dispuestos discordantemente sobre la sucesión turbidítica del Grupo Potes. Esta unidad fue denominada *Calizas de Piedrasluengas* por Graaff (1971b) y datada como Vereyense-Kashiriense, edad similar a la de los bloques más modernos presentes en la Formación Perapertú (Fig. 1.5).

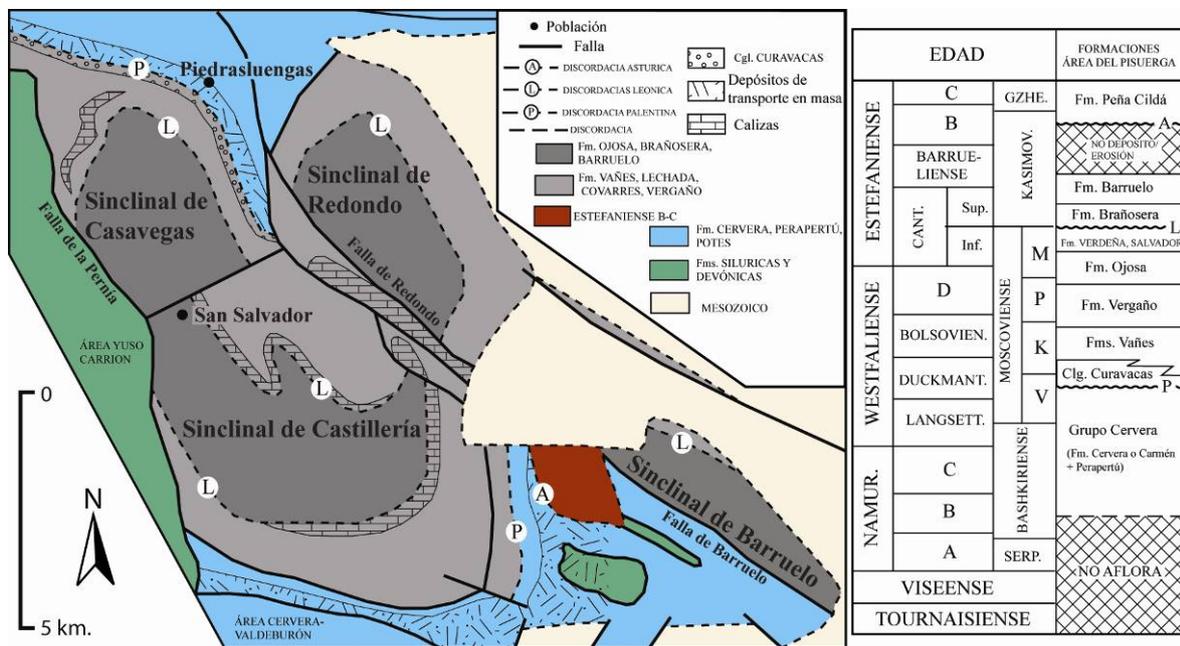


Fig. 1.5.- Mapa geológico del Área del Pisuerga (modificado de Rodríguez Fernández y Heredia, 1987) y cuadro cronoestratigráfico con la principales unidades del Área del Pisuerga (tomado de Colmenero *et al.* 2002).

El techo de la sucesión estudiada corresponde a las Formaciones Ojosa y Barruelo, definidas respectivamente por Wagner y Varker (1971) y Wagner y Winkler Prins (1970) en los núcleos de los tres sinclinales, cuya edad es Estefaniese A (Kasimoviense inferior).

1.6.- METODOLOGÍA

En la realización de esta Tesis se han seguido tres clases de trabajos: campo, gabinete y laboratorio.

1.6.1.- TRABAJOS DE CAMPO

Los trabajos de campo realizados han sido: elaboración de una cartografía geológica, levantamiento de detalle de columnas, secciones y cortes estratigráficos, muestreo sistemático de las unidades para su estudio petrográfico, petrológico y bioestratigráfico.

Existen numerosos trabajos geológicos previos en el Área del Pisuegra (Wagner y Varker, 1971; Graaff van de, 1971a; Wagner *et al.*, 1984; IGME, 1987, 1988 a y b; ITGME, 1989; Bahamonde y Nuño, 1991), los cuales definieron multitud de unidades litoestratigráficas de carácter local, lo que debido a la compleja estructura tectónica y a los rápidos cambios laterales de facies impiden la correlación entre los distintos sectores y tener una evolución geológica en conjunto del todo el Área del Pisuegra. Por este motivo, como se discutirá en el capítulo 3 (Estratigrafía), se decidió que la realización de un nuevo trabajo de campo era fundamental para resolver la problemática del Área basándose en la identificación de secuencias deposicionales y no de unidades litoestratigráficas, teniendo muy en cuenta los trabajos previos cuyo aporte al conocimiento de la zona ha sido esencial.

Para la realización de la cartografía se recurrió a ortofotos del PNOA del 2005, con tamaño del píxel de 25 cm y sistema de referencia geodésico ed50. Para su edición se empleó el programa ArcGis versión 10 proporcionado por la Universidad de Salamanca. Aunque en este trabajo se presenta una cartografía a escala 1:25.000, la escala de trabajo empleada ha sido la proporcionada por las ortofotos.

Se han realizado más de 70 columnas, secciones y cortes estratigráficos a lo largo de toda el Área del Pisuerga, con escalas variables desde 1:25 a 1:1.000, los cuales han sido empleados para realizar las columnas y esquemas sintéticos presentados en esta memoria.

Para el estudio de las facies carbonatadas se han recogido más de 170 muestras a lo largo de las sucesiones. También ha sido recolectadas numerosas muestras para su datación bioestratigráfica.

1.6.2.- TRABAJOS DE LABORATORIO

De las 170 muestras de calizas recolectadas, 80 se hicieron láminas delgadas para su estudio petrográfico y petrológico, 11 muestras de calizas han sido estudiadas por la Dra. Elisa Villa de la Universidad de Oviedo para su datación bioestratigráfica mediante el análisis de las fusulinas, 3 muestras fueron descritas mediante catodoluminiscencia por el Dr. Diego Corrochano. Para la descripción de una muestra de roca volcánica se contó con la ayuda de la Dra. Piedad Franco de la Universidad de Salamanca y el Dr. Álvaro Rubio de la Universidad de Oviedo.

1.6.3.- TRABAJOS DE GABINETE

Los trabajos de gabinete han consistido de las siguientes tareas: 1) recopilación y estudio de bibliografía, perteneciente a los trabajos previos de geología regional del Área del Pisuerga como a numerosos trabajos temáticos de sedimentología, tectónica, cuencas sedimentarias, etc., 2) representación y análisis de la información obtenida mediante las columnas estratigráficas, secciones y cortes estratigráficos, 3) edición de la cartografía geológica georeferenciada y 4) elaboración final de la memoria de la Tesis Doctoral.



Calizas de Corisa (secuencia IV) en el flanco oriental del sinclinal de Peña del Sol.

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFÍA

3.- ESTRATIGRAFÍA

3.1.- INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realizará una introducción a la estratigrafía secuencial y una descripción de las secuencias de 3^{er} orden por ser las unidades básicas en la confección de la cartografía. Este tema será ampliado en el capítulo 5.

El establecimiento del esquema de estratigrafía secuencial tiene una importante base en la datación de las sucesiones estratigráficas. Para el Área del Pisuerga se han utilizado los datos procedentes tanto de sucesiones continentales (Wagner y Wagner-Gentis, 1963) como marinas (Ginkel, 1965). Por otro lado, se han recogido muestras para el análisis bioestratigráficos que permitiesen completar los datos preexistentes. Estas muestras son exclusivamente de calizas. La técnica utilizada para la datación relativa de las sucesiones carboníferas marinas del Área del Pisuerga ha sido la bioestratigrafía de fusulinas. En este estudio, las dataciones fueron realizadas por la Dra. Elisa Villa Otero, del Área de Paleontología de la Universidad de Oviedo. Para la estimación de las edades absolutas y de la duración de cada una de las secuencias de los diversos órdenes se ha utilizado la escala cronoestratigráfica de la plataforma de Rusia central con la calibración propuesta por Menning *et al.* (2006) y Schmitz y Davydov (2012). Adicionalmente, se ha realizado una datación absoluta mediante circones obtenidos en una muestra de roca volcanoclástica procedente de un clasto presente en un depósito de transporte en masa de la base de la secuencia V en el sinclinal de Redondo, que ha dado una edad de $306,71 \pm 0,71$ M.a. (G. Gutiérrez Alonso, com. pers.)

Los numerosos estudios geológicos de índole regional realizados en el Área del Pisuerga han definido un gran número de unidades litoestratigráficas, en la mayoría de los casos de carácter local (Fig. 1.4). La intensa deformación tectónica que afectó al Área y los rápidos cambios laterales de facies, hacen difícil correlacionar dichas unidades entre sí, e impiden realizar un análisis de cuenca riguroso y fiable. Como ya se mencionó anteriormente, este trabajo aborda el estudio estratigráfico de la región aplicando los conceptos y métodos de la Estratigrafía Secuencial, que básicamente consisten en la subdivisión de la sucesión sedimentaria en unidades genéticas de distintos órdenes de

magnitud espacial y temporal. Dichas unidades corresponden a conjuntos de estratos, genéticamente relacionados entre sí y limitados por discontinuidades o por sus conformidades correlativas, que registran cambios relativos en el nivel de base resultante de fluctuaciones de origen tectónico y glacioeustático. La Estratigrafía Secuencial reconoce y separa conjuntos de estratos contemporáneos, independientemente de los cambios laterales de facies, limitados por superficies poco diacrónicas (Catuneanu, 2006). Es, pues, una disciplina integradora que resalta los procesos ocurridos en la cuenca y simplifica de forma notable la nomenclatura estratigráfica.

La diferenciación de unidades basadas en procesos sedimentarios y no en la litología o edad, tiene una larga historia que comienza con Sloss *et al.* (1949) al emplear el término *secuencia* para designar una unidad estratigráfica constituida por conjuntos de estratos separados por discontinuidades subaéreas. Otro trabajo pionero destacable es el de Garrido-Megías (1973) que propuso la *unidad tectosedimentaria* como “una unidad sedimentaria tridimensional, no obligatoriamente homogénea desde el punto de vista litológico, comprendida entre dos discontinuidades”. Posteriormente, Chang (1975) introdujo el término *unidades limitadas por discontinuidades*, como “cuerpos de rocas limitados a muro y techo por discontinuidades en la sucesión estratigráfica específicamente designadas, significativas y demostrables (discordancias angulares, disconformidades, etc.) preferentemente de carácter regional”, que finalmente fueron adoptadas por la *International Subcommission on Stratigraphic Terminology* (ISSC, 1980).

El uso de herramientas y técnicas sísmicas en el reconocimiento de sucesiones en el subsuelo dio lugar a la Estratigrafía Sísmica o Estratigrafía Secuencial. En esta nueva metodología se define la *secuencia deposicional* (Mitchum, 1977), como una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de discontinuidad o sus continuidades correlativas. Más tarde, Galloway (1989) definió las *secuencias genéticas*, también conocidas como *secuencias regresivas-transgresivas* (R-T), cuyos límites se establecen en las superficies de máxima inundación marina. Ambos tipos de secuencias se dividen en *cortejos sedimentarios* (*systems tracts*), considerados como un conjunto de sistemas sedimentarios contemporáneos formados bajo unas mismas condiciones del nivel del mar, limitados por superficies que corresponden a cambios en la tendencia del movimiento de la línea de costa, desde regresión a transgresión y viceversa.

Embry y Johannessen (1992) y Embry (1993, 2002), crearon las *secuencias transgresivas-regresivas (T-R)* cuyos límites son superficies de discontinuidad subaérea y sus superficies correlativas son las *superficies de máxima regresión*, denominadas por otros autores como superficies transgresivas (ver Embry, 2002). En este tipo de secuencias solamente se diferencian el cortejo transgresivo y el regresivo, separados por una superficie de máxima inundación marina.

La división en unidades genéticas de una sucesión estratigráfica se ha ido generalizando por su extraordinaria utilidad. Durante este proceso de afianzamiento ha habido una gran proliferación de unidades separadas con criterios y rangos diversos, debido, en parte, al variado condicionamiento tectónico en que tiene lugar el relleno de las cuencas sedimentarias. En este trabajo seguiremos el criterio propuesto por Catuneanu *et al.* (2009) que consiste en el reconocimiento de al menos uno de estos rasgos: 1) discordancias (o sus conformidades correlativas), 2) cambios de facies a escala regional, 3) discordancias sintectónicas o patrones geométricos de la estratificación (*growth strata*).

En este trabajo se han distinguido diferentes órdenes de secuencias, entre 1º y 4º orden (Fig. 3.1). Las secuencias básicas son las de 3º orden y constituyen las unidades representadas en el mapa geológico, debido a su escala y a los rasgos de sus límites, fácilmente identificables en el campo (Fig. 3.2). Estas secuencias de 3º orden están incluidas en las de 2º orden, equivalentes a las definidas por Colmenero *et al.* (2002), que a su vez, se engloban en las de 1º orden. Las secuencias de 3º orden por su parte están constituidas por otras de 4º orden. Estos órdenes tienen un sentido relativo y no absoluto, siguiendo los consejos de Catuneanu (2006) para evitar problemas de terminología, y por lo tanto, las secuencias aquí diferenciadas no son, en principio, comparables a las definidas por Vail *et al.* (1977) o por Mitchum y van Wagoner (1991).

A continuación en este capítulo se describen la organización interna y estratigrafía de las secuencias de 3º orden dado su carácter de unidad básica distinguida en la cartografía. Posteriormente en el capítulo 5 se hará un tratamiento más detallado de los diversos órdenes de secuencias y de sus posibles factores de control.

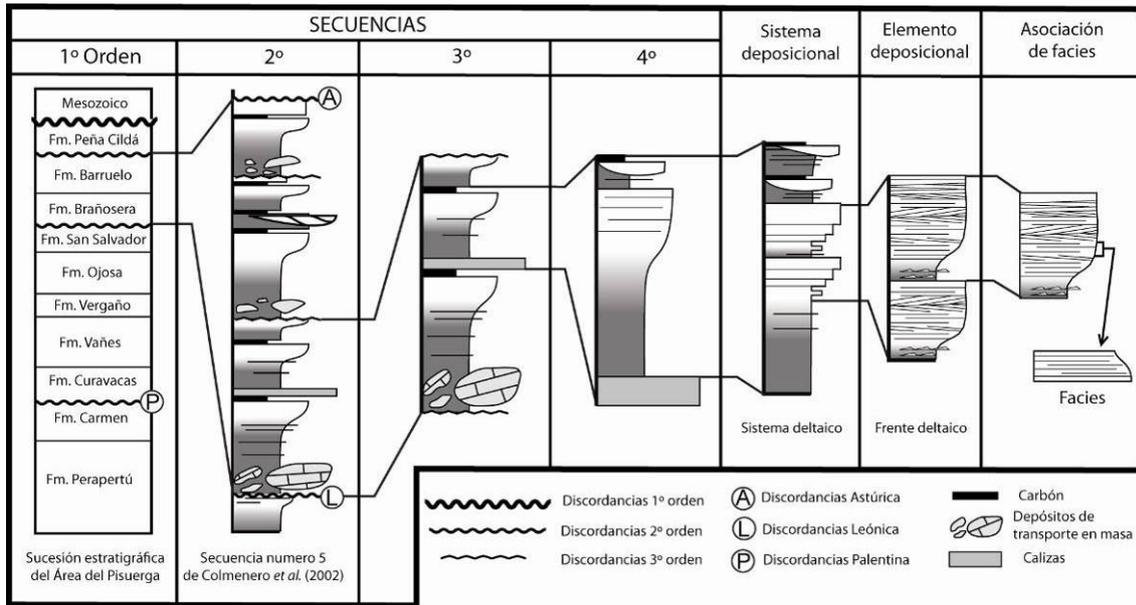


Fig. 3.1.- Organización jerárquica de las distintas unidades en que se divide el registro sedimentario del Área del Pisuerga (basado en parte en Vera, 1994).

3.2.- DESCRIPCIÓN DE LAS SECUENCIAS DE 3º ORDEN

Consideraciones previas

En la sucesión estratigráfica carbonífera del Área del Pisuerga se han diferenciado 7 secuencias estratigráficas de 3º orden, denominadas con números romanos correlativos, desde la I a la VII, cuyo espesor oscila entre 115 y 1600 m. Todas ellas están limitadas por discontinuidades, o por sus conformidades correlativas, tienen carácter somerizante y, de muro a techo, están integradas por dos y en ocasiones tres tramos con rasgos litológicos y sedimentológicos diferenciados. El tramo inferior son depósitos de transporte en masa, formados por abundantes bloques y megabloques principalmente calcáreos. El tramo (o tramos) siguiente está compuesto por depósitos terrígenos que pasan de marinos profundos a someros. El tramo superior está formado por sedimentos marinos someros a costeros, organizados en secuencias transgresivo-regresivas de 4º orden, constituidas por alternancias de margas y calizas con materiales siliciclásticos deltaicos que incluyen carbones y paleosuelos. Para establecer los límites de las secuencias se han tenido en cuenta, además de los criterios anteriores, las terminaciones laterales y las relaciones geométricas de la estratificación (truncación, solapamientos y acuñamiento).

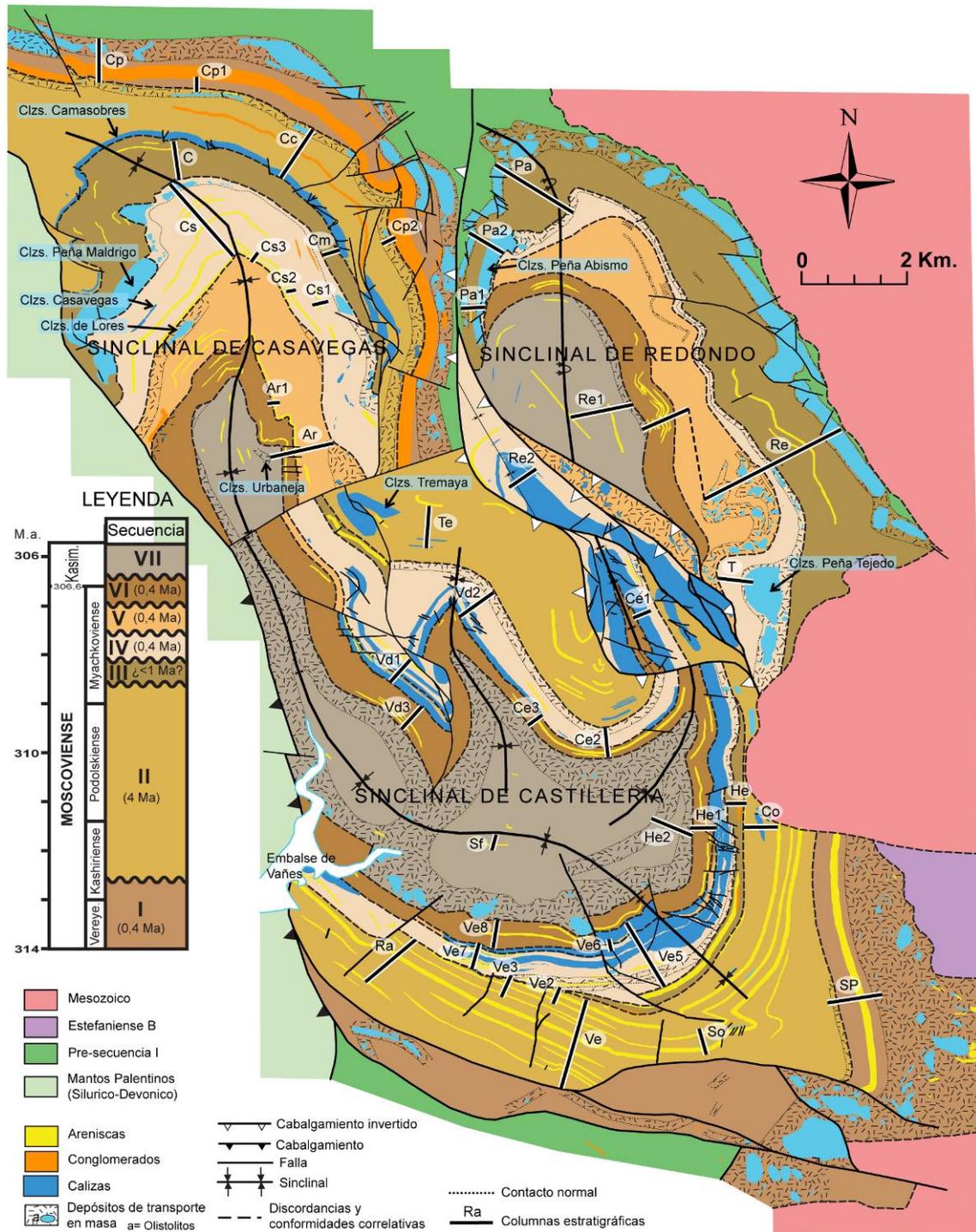


Fig. 3.2.- Síntesis cartográfica del Área del Pisuerga con localización de las columnas descritas en el texto y la denominación de algunos de los afloramientos calcáreos más importantes. Abreviaturas de las columnas: Ra-Rabanal, Ve-Vergaño, So-Socavón, SP-San Martín de Perapertú, Co-Coterraso, He-Herreruela, Ce-Celada, Vd-Verdeña, Te-Tremaya, T-Tejedo, Re-Redondo, Pa-Peña Abismo, Ar-Areños, Cs-Casavegas, Cm-Camasobres, CP-Caloca-Piedrasluengas, CC-Camasobres-Casavegas, C-Camino Caloca.

Las dos secuencias inferiores se encuentran representadas únicamente en los sinclinales de Casavegas y de Castillería, mientras que las restantes, III, IV, V, VI y VII, lo están también en el de Redondo. Las dataciones cronoestratigráficas y cronológicas de las secuencias se han realizado principalmente en base al estudio del contenido en

fusulínidos presentes en bloques calcáreos de las unidades desorganizadas. Por lo tanto, las edades obtenidas serán ligeramente más antiguas que la de los depósitos de transporte en masa, y por lo tanto que la edad de las secuencias de las que forman parte. En ocasiones, los datos de edad a partir del estudio de restos fósiles de plantas han complementado las dataciones por fusulinas.

La terminología aplicada a depósitos constituidos por bloques y cantos embebidos en una matriz ha sido fuertemente debatida en la literatura (por ejemplo, Pini, 1999; Camerlenghi y Pini, 2009 o Festa *et al.*, 2010). En este trabajo se aplicará el término depósitos de transporte en masa (DTM) a las unidades caóticas alóctonas que aparecen en la base de las secuencias, formados por diversos procesos de transporte (Lucente y Pini, 2008; Joanne *et al.*, 2013 y Olafiranye *et al.*, 2013).

Secuencia I

- **Edad**

Las fusulinas de los bloques calcáreos del DTM basal del sinclinal de Casavegas (sección CP; Fig. 3.3), han sido datadas como Vereyense superior-Kashiriense inferior por Ginkel (1965), IGME (1988a, b), Rodríguez Fernández *et al.* (1986) y Villa (com. pers. sobre muestras recogidas en este trabajo). Esta edad coincide con la estimada para los bloques calcáreos más modernos del DTM basal del sinclinal de Castillería (com. pers. de Villa sobre muestras recogidas en este trabajo). Del techo de la secuencia no se tiene datación alguna; sin embargo, los bloques calcáreos del DTM basal de la secuencia II han sido datados como Kashiriense inferior-medio por Ginkel (1965), IGME (1988a, b) y Rodríguez Fernández *et al.*, (1986). Con dichas precisiones, puede calcularse que la edad de esta secuencia I es Kashiriense inferior, por lo que tendría una duración aproximada de 1 Ma según la escala radiométrica de Menning *et al.* (2006), y de 0,4 Ma según la de Schmitz y Davydov (2012).

- **Caracteres estratigráficos**

Sinclinal de Casavegas

En este sinclinal, la secuencia I (Fig. 3.3) se apoya concordantemente sobre los depósitos siliciclásticos, mayormente turbidíticos, del Grupo Potes. Esta afirmación, sin embargo, hay que tomarla con reservas ya que, por una parte, no se ha podido cartografiar

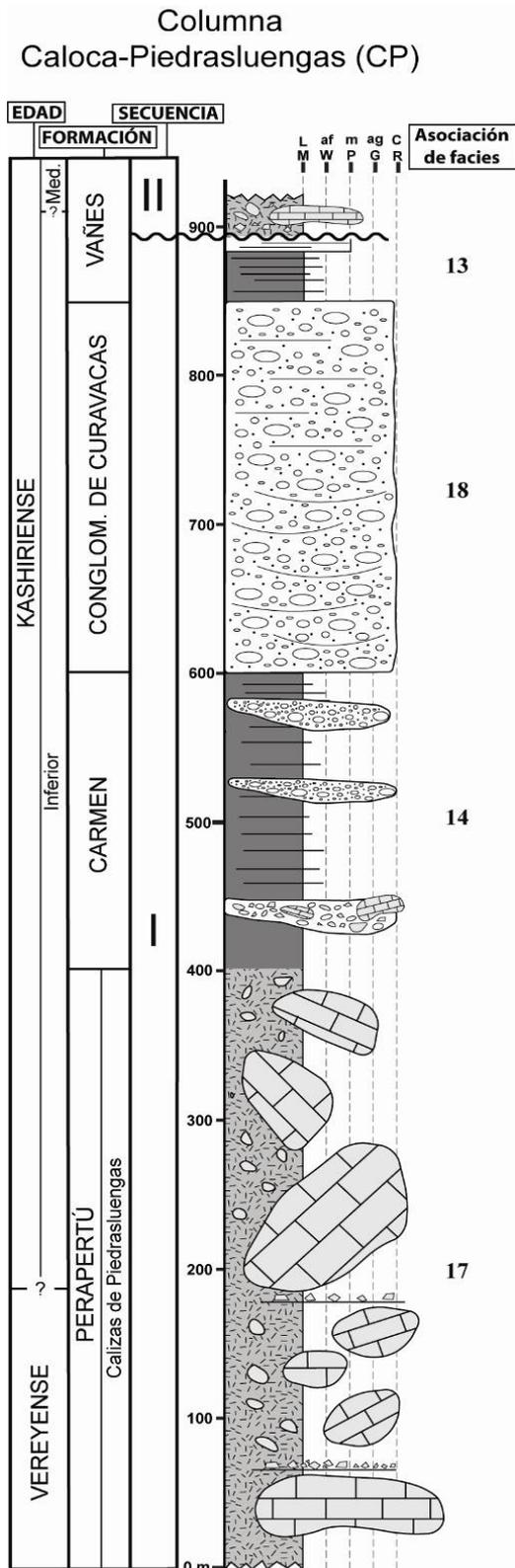


Fig. 3.3.- Columna estratigráfica sintética de la secuencia I en el sinclinal de Casavegas, realizada entre Caloca y Piedrasluengas. Ver localización en Fig. 3-2.

con detalle el contacto entre ambas unidades por las dificultades orográficas existentes y la densa cobertura vegetal que cubre todo el área y, por otra, parece razonable pensar que alguno o varios de los megabloques que integran la unidad calcárea basal de la secuencia, presenten contactos discordantes y erosivos con las sucesiones terrígenas en que se apoyan.

La secuencia alcanza una potencia aproximada de 900 m. El tramo inferior alcanza ~400 m de espesor y está compuesto por un conjunto discontinuo de megabloques calcáreos de tamaños hectométricos y kilométricos, junto con brechas matriz-soportadas heterométricas de bloques calcáreos, conglomerados, areniscas y lutitas muy plegadas y fracturadas. La estratificación de los megabloques es, en la mayoría de los casos, paralela a la de las unidades adyacentes. Graaff (1971b) denominó a esta unidad *Calizas de Piedrasluengas*. Recientemente, Martín *et al.*, (2011) determinaron que los megabloques constituyen fragmentos de una rampa carbonatada marina somera organizada en un conjunto de ciclos transgresivos-regresivos de origen glacioeustático con rasgos propios de periodos climáticos fríos (*ice-house stacking pattern*, Wright, 1992).

El tramo intermedio tiene una potencia de ~200 m. En la parte inferior está constituido por estratos discontinuos de hasta 15 m de espesor de conglomerados polimícticos, clasto-soportados, heterométricos y

desorganizados, compuestos por clastos de cuarcita bien redondeados de hasta 70 cm de diámetro, y de caliza de diámetro próximo a 8 m, con rasgos y estructuras de karstificación. El resto del tramo es lutítico, aunque con delgadas intercalaciones de areniscas. Esta sucesión fue incluida en la Fm. Carmen por Heredia *et al.* (1990).

El tramo superior, de aproximadamente 250 m de espesor, está formado por ortoconglomerados de cantos y bloques cuarcíticos bien redondeados, ordenados en estratos potentes amalgamados verticalmente o separados por delgadas intercalaciones areniscosas. En algunas localidades (Fig. 3.4), el techo del tramo está integrado por hasta 120 m de areniscas de grano medio, dispuestas en estratos tabulares con base neta y espesores variables entre 5 y 30 cm, alternando con lutitas. Estos conglomerados constituyen la Fm. Curavacas (Kanis, 1956), y han sido interpretados como un *fan-delta* desarrollado al frente de un cabalgamiento activo en condiciones climáticas húmedas (Colmenero *et al.*, 1988).

Sinclinal de Castillería

En él no llega a aflorar la base de la secuencia. La sucesión estratigráfica ha sido estudiada a lo largo de la carretera situada al SO de San Martín de Perapertú, (sección SP, Fig. 3.5). El tramo inferior, de más de 500 m de espesor, está constituido por megabloques de tamaño kilométrico y bloques principalmente calcáreos y, en menor proporción, siliciclásticos, dispersos en una matriz muy heterogénea que incluye desde brechas matriz soportadas hasta lutitas con estructuras de deformación. Los clastos calcáreos tienen edades que oscilan desde el Devónico hasta el Moscoviense inferior (Vereyense superior) (Kullmann *et al.*, 2007, Wagner *et al.*, 1984; Villa, E. com. pers.). Esta unidad fue denominada Fm. Perapertú por Wagner y Wagner-Gentis (1963).

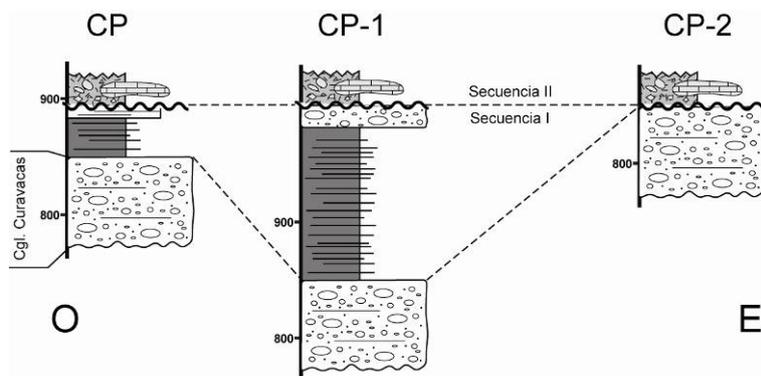


Fig. 3.4.- Correlación del intervalo superior de la secuencia I bajo la discordancia basal de la secuencia II, en distintas localidades del sinclinal de Casavegas.

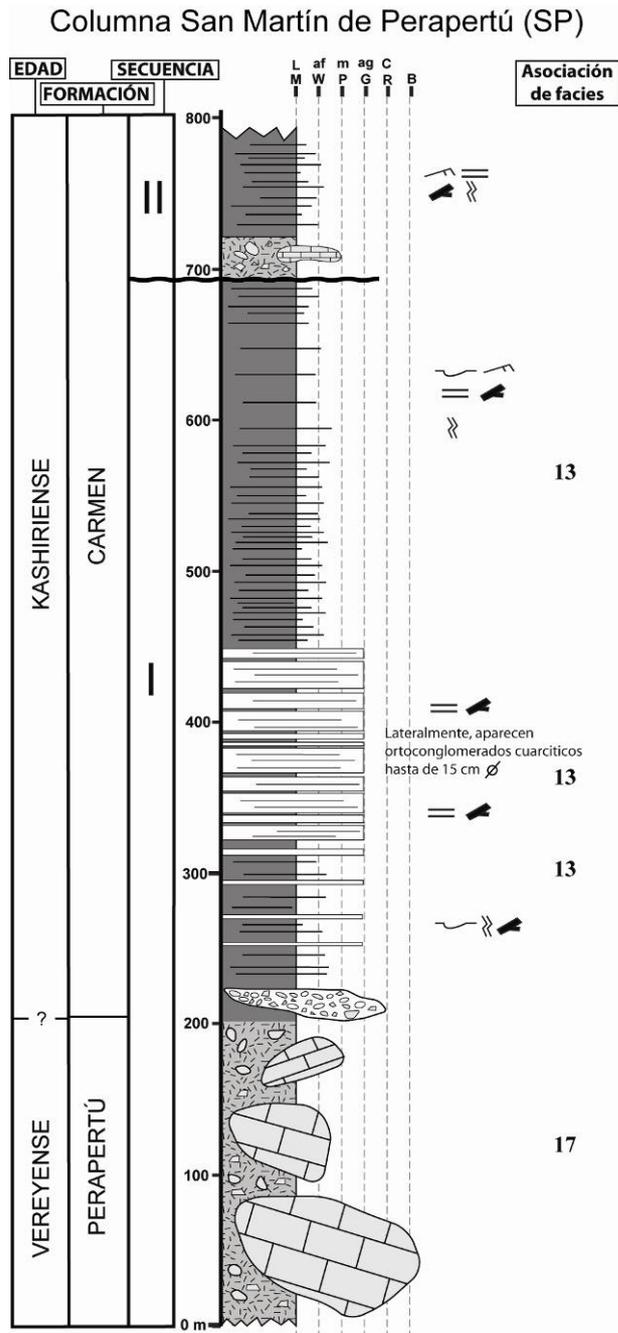


Fig. 3.5.—Columna estratigráfica de la secuencia I en el sinclinal de Castillería, realizada al SO de San Martín de Perapertú. Ver localización en Fig. 3.2.

tipo *hipichnia*. Lateralmente evolucionan a areniscas de grano muy grueso con clastos de cuarcita redondeados hasta de 7 cm, y a ortoconglomerados cuarcíticos con clastos de hasta 15 cm.

Sobre un tramo no visible de unos 50 m de espesor, el tramo superior, ~230 m de potencia, esta constituido por alternancias de areniscas de grano fino a medio y lutitas, aumentando la proporción de las primeras hacia la parte superior del tramo. Las capas de

El tramo intermedio, de ~225 m de espesor, comienza con 2 m de orto y paraconglomerados polimícticos, heterométricos y desorganizados, formando capas con base cóncava y gradación normal, compuestas principalmente por clastos de caliza (20 cm de tamaño máximo y <5 cm de media), con cantidades menores de clastos redondeados de cuarcita de hasta 30 cm de diámetro. Sobre este litosoma se disponen aproximadamente 100 m de alternancias de areniscas y lutitas. Las areniscas forman estratos hasta de 60 cm que muestran estructuras erosivas en el muro y contienen algunos granos carbonatados y restos vegetales. La sucesión continúa con 120 m de areniscas de grano medio a grueso, en estratos tabulares de 25 a 2 cm de espesor, amalgamados en paquetes hasta de 2,5 m. Los estratos son masivos o con laminación paralela y tienen marcas de muro como *flutes* y *bounce casts*; también son frecuentes los restos vegetales y trazas fósiles de

areniscas son tabulares y presentan bases erosivas; las de mayor tamaño muestran gradación de estructuras desde masiva en la base, a laminación paralela y de *ripples*, en el techo.

La sucesión detrítica que compone los tramos intermedio y superior de esta secuencia fue denominada Fm. Carmen por Wagner y Wagner-Gentis (1963) y Wagner *et al.* (1984), y como Fm. Cervera por Brouwer y van Ginkel, (1964)

- **Correlación entre los sinclinales**

Los datos de edad de los bloques calcáreos de la sucesión de San Martín (SP) de Perapertú y la de los bloques de las *Calizas de Piedrasluengas* presentes en la de Caloca-Piedrasluengas (CP) coinciden, indicando que son unidades coetáneas. Por otra parte, el potente litosoma de los Conglomerados de Curavacas del sinclinal de Casavegas, está representado, al menos parcialmente, por los 120 m de areniscas y areniscas conglomeráticas descritos en el sinclinal de Castillería (Fig. 3.6).

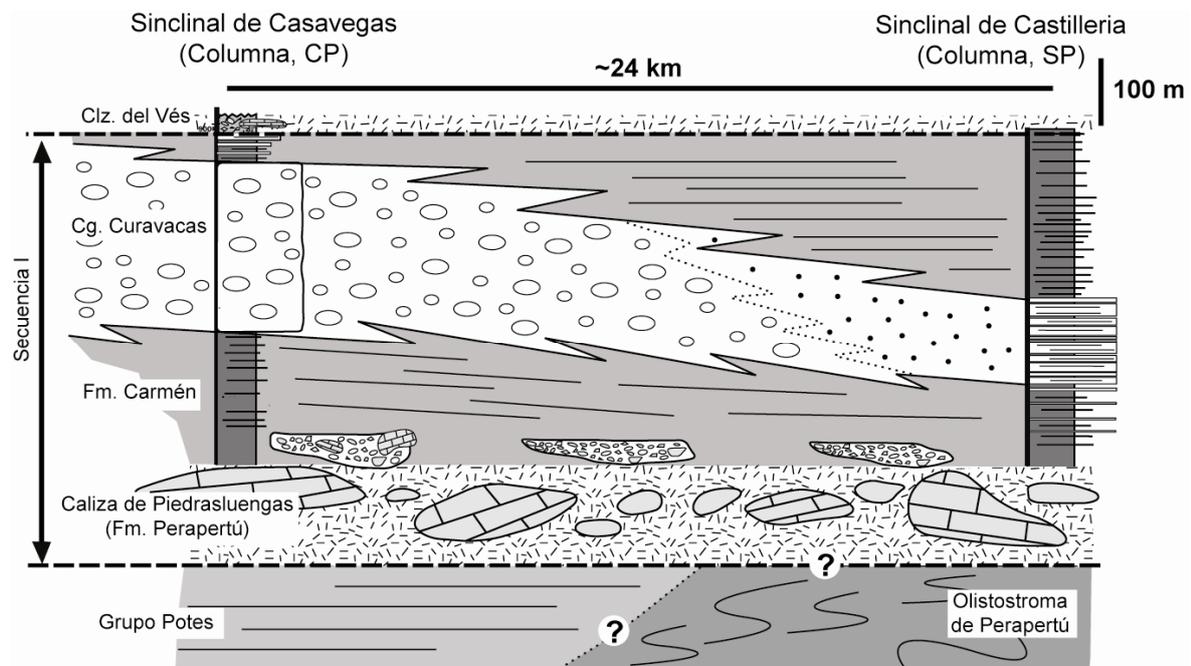


Fig. 3.6.- Panel de correlación de la secuencia I entre los sinclinales de Castillería y Casavegas.

Secuencia II

- Edad

Las dataciones realizadas por Ginkel (1965) e IGME, (1988 a y b) (Fig. 3.7) en bloques carbonatados del tramo inferior en el sinclinal de Casavegas revelaron una edad Kashiriense inferior-medio. En el techo, las calizas superiores presentes en los sinclinales de Castillería y Casavegas corresponden al Myachkoviense inferior (IGME, 1987; Villa com. pers.; Fig. 3.7). Por lo tanto, la edad de la secuencia sería Kashiriense medio-Myachkoviense inferior, con una duración estimada entre 3,2 Ma según la escala de Menning *et al.* (2006) y 4 Ma según la escala radiométrica de Schmitz y Davydov (2012).

- Caracteres estratigráficos

Sinclinal de Casavegas

Debido a las malas condiciones de afloramiento, no se ha podido realizar una descripción completa de la secuencia, y la sucesión se ha reconstruido a través del estudio de varios afloramientos discontinuos. El espesor total puede estimarse en ~850 m (Fig. 3.7).

La sucesión comienza con un tramo de ~100 m de espesor integrado por megabloques tabulares de hasta 800 m de longitud y 50 m de potencia, dispersos en una matriz muy heterogénea constituida por brechas y conglomerados de cantos y bloques matriz soportados y muy heterométricos, en su mayoría de naturaleza calcárea, con tamaños variables entre pocos centímetros y 2-3 m; en mucha menor proporción también contienen clastos cuarcíticos bien redondeados de diámetros entre 2 y 20 cm. Ocasionalmente, también se han reconocido ortoconglomerados poligénicos de clastos calcáreos y cuarcíticos, heterométricos y desorganizados. Este tramo se corresponde con la unidad *Caliza de El Vés* de Rodríguez Fernández *et al.* (1986).

El tramo intermedio está constituido por una sucesión terrígena de ~600 m de espesor, integrado, de muro a techo, por: 1) ~200 m de lutitas con fauna marina bentónica (braquiópodos, equinodermos y briozoos) que hacia el techo presentan intercalaciones de areniscas en estratos tabulares menores de 10 cm; 2) 50 m de ortoconglomerados cuarcíticos con clastos de 15 cm; 3) 250 m de areniscas con *ripples* de corriente y oscilación, laminación lenticular y *flaser*, con abundantes restos vegetales; y 4) ~ 100 m de

Columna Camasobres-Casavegas (CC)

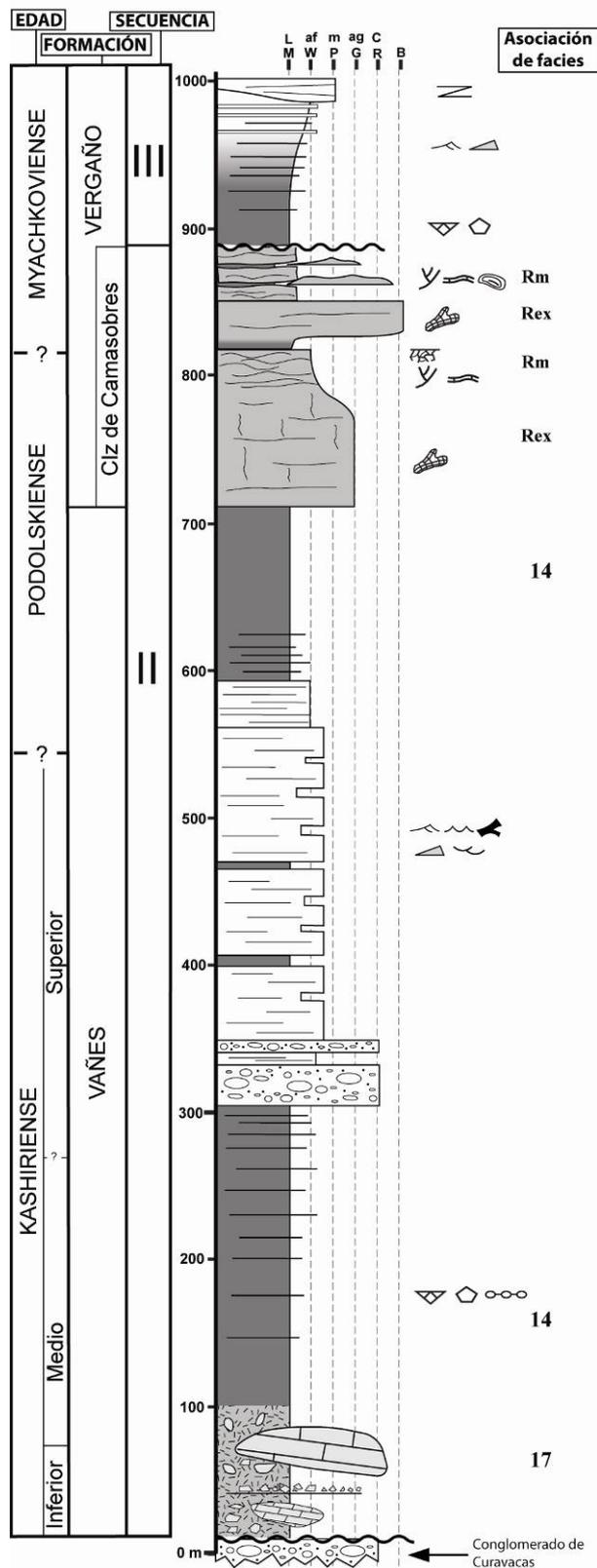


Fig. 3.7- Columna estratigráfica sintética de la secuencia II en el sinclinal de Casavegas. Ver localización en Fig. 3.2.

lutitas, en cuya base aparecen intercalados estratos tabulares de areniscas de hasta 15 cm de espesor. El tramo se corresponde con la Fm. Vañes de Graaff (1971a).

La secuencia finaliza con una unidad carbonatada de 150 m, integrada por dos ciclos de carácter somerizante, formados por calizas micríticas con algas rojas, que pasan hacia el techo a calizas *wackestones-packstones* bioclásticas con algas y con intercalaciones de calizas micríticas con algas dasicladáceas. El techo del ciclo inferior aparece karstificado. Ambos ciclos están separados por aproximadamente 50 cm de lutitas con una costra ferruginosa intercalada. Esta unidad carbonatada fue denominada *Miembro Calizas de Camasobres* por Ginkel (1965), y posteriormente incluida en la base de la Fm. Vergaño por Graaff (1971a).

Sinclinal de Castillería

En este sinclinal, la secuencia II ha sido reconstruida a partir de tres columnas parciales situadas en San Martín de Perapertú, carretera de Vergaño a Vallespinoso y E de Herrerueta. (Figs. 3.8 y 3.9). Su espesor puede calcularse en ~1600 m.

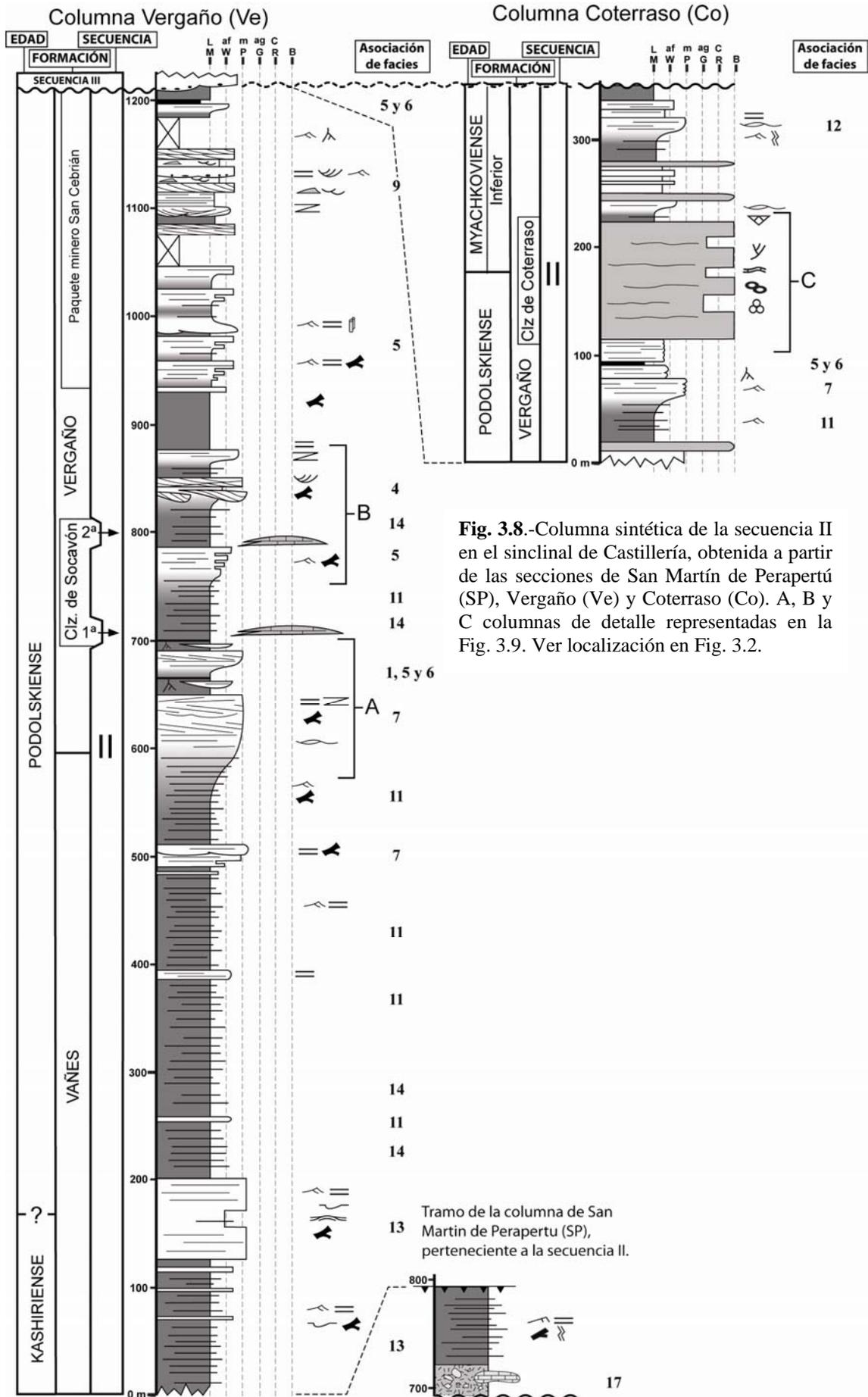


Fig. 3.8.-Columna sintética de la secuencia II en el sinclinal de Castillería, obtenida a partir de las secciones de San Martín de Perapertú (SP), Vergaño (Ve) y Coterraso (Co). A, B y C columnas de detalle representadas en la Fig. 3.9. Ver localización en Fig. 3.2.

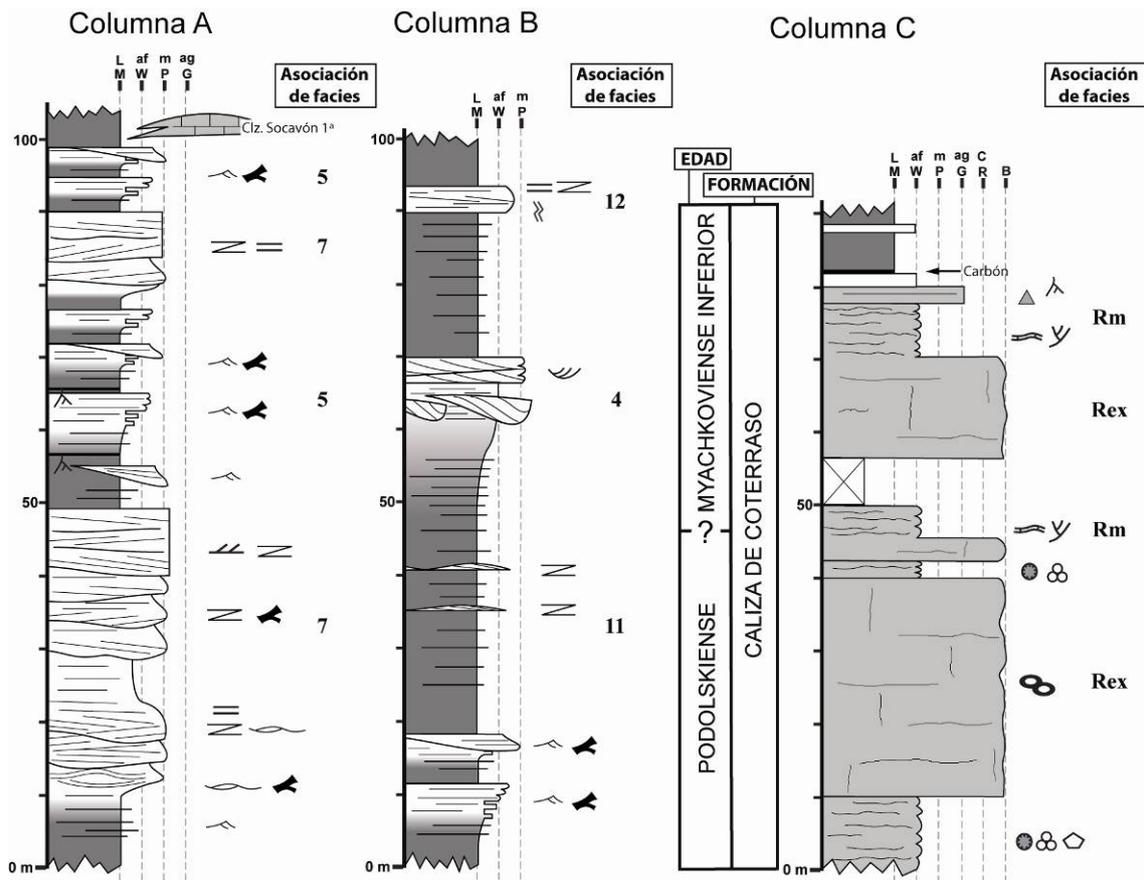


Fig. 3.9.- Columnas de detalle de algunos tramos de la serie de Vergaño (Ve) señaladas en la Fig. 3.8.

El tramo inferior alcanza ~25 m de potencia y está formado por clastos muy heterométricos de calizas de hasta de 1 m de diámetro, con diversas texturas (*grainstones* a *boundstones*). La parte intermedia está representada por ~260 m de alternancias rítmicas de areniscas y lutitas. Los estratos de areniscas son tabulares, de hasta 40 cm de espesor, y muestran gradación normal, marcas de muro (*groove* y *bounce casts*) y bioturbación tipo *hipichnia*. En la base del tramo aparecen intercaladas litarenitas conglomeráticas con clastos calcáreos de 3 mm de diámetro en estratos tabulares de hasta 20 cm de potencia, con gradación normal. En el techo se localizan dos paquetes de 20 y 30 m de espesor de litarenitas de grano fino a grueso, dispuestas en estratos tabulares o con base plana y techo ondulante, masivos o con laminación paralela y ondulante con láminas en fase.

El tramo superior alcanza ~1280 m de espesor. De ellos, los 1100 m inferiores están ordenados en varios ciclos grano y estratocrecientes de decenas de metros de potencia (Fig. 3.9 y 3.10), en los que de muro a techo se suceden: lutitas y limolitas intercalaciones areniscosas con *ripples* en estratos más potentes hacia el techo, y areniscas lenticulares y canaliformes con laminación paralela y estratificación cruzada de varios tipos, incluyendo

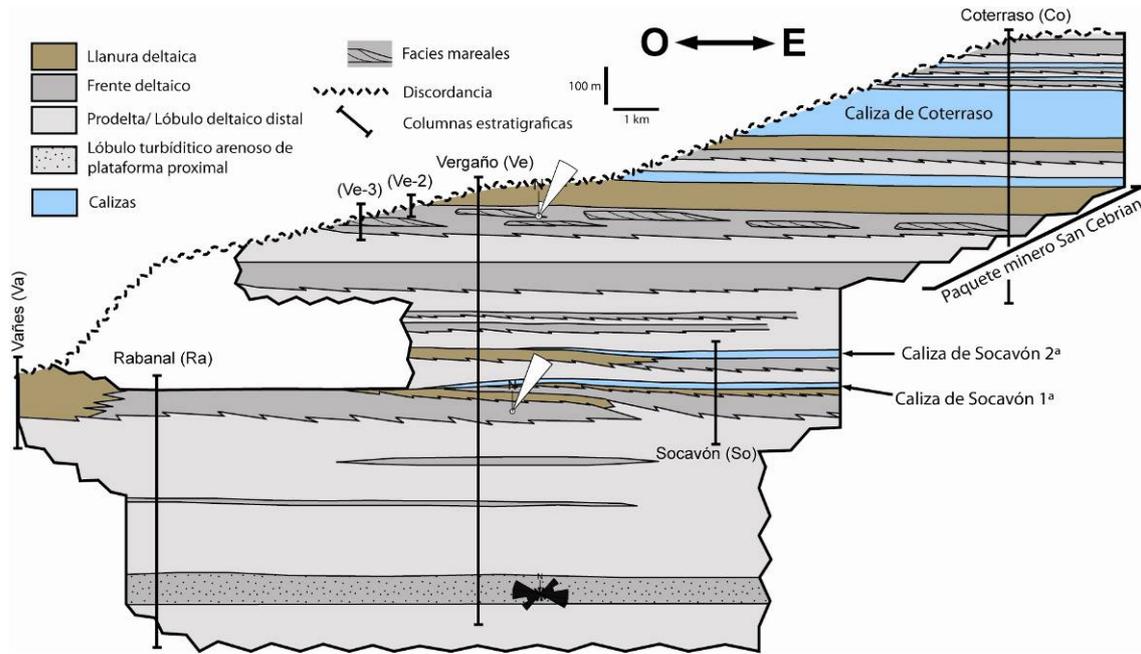


Fig. 3.10.- Panel de correlación de la secuencia II en el sinclinal de Castillería.

la sigmoidal por acreción lateral, entre las cuales aparecen frecuentes lutitas con bioturbación por raíces y capas de carbón, algunas de ellas con interés económico (paquete minero de San Cebrián). Intercaladas en las sucesiones de estos ciclos existen varios intervalos calcáreos (*Calizas del Socavón*, Ginkel, 1965). La sucesión de este tramo superior continúa con ~180 m de alternancias de calizas *mudstone* y otras de tipo *wackestone-packstone* bioclásticas con algas con estratificación ondulante y discontinua (Fig. 3.9). Constituyen la unidad que Ginkel (1965) denominó *Caliza de Coterraso*. Sobre estas calizas se desarrollan con una potencia aproximada de ~100 m, un conjunto de ciclos granocrecientes formados por lutitas con abundantes estratos de areniscas, que pasan hacia el techo a areniscas con *ripples*, laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y *hummocky*, así como delgadas capas calcáreas *mudstone-wackestone* con algas filoides.

El techo de esta secuencia con la secuencia III es una discordancia angular erosiva que produce la truncación hacia el O de la sucesión estratigráfica (ver anexo 2: mapa geológico y Fig. 3.10), la parte final de la misma se ha estudiado en la sección de Coterraso (Co, Fig. 3.8). Esta discordancia es equivalente en edad a la discordancia Conjas 2 definida por Alonso (1985) en otros sectores de la Unidad del Pisuerga-Carrión.

Los materiales de esta secuencia comprendidos entre su base y el muro del primer tramo potente de areniscas con estratificación cruzada fue incluida dentro de la Fm. Vañes y el resto de la misma en la Fm. Vergaño (Fig. 3.8) por Graaff (1971a).

- **Correlación entre los sinclinales**

La secuencia II presenta una gran diferencia, tanto en espesor (más de 400 m) como en caracteres litológicos, en los dos sinclinales, lo que dificulta su correlación. De acuerdo a los datos paleontológicos, las *Calizas de Camasobres* pueden ser correlacionadas con las *Calizas de Coterraso* y *Calizas de Socavón*.

Secuencia III

- **Edad**

La edad de esta secuencia, acotada entre las calizas autóctonas de su techo (*Calizas de Peña Maldrigo* o *Peña Abismo*; ver Fig. 3.2) y del techo de la secuencia II, es Myachkoviense inferior (IGME, 1987 y Villa, *com. pers.*), con una duración estimada entre 0,8 Ma (según Schmitz y Davydov, 2012) y 0,5 Ma (según Menning *et al.*, 2006).

- **Caracteres estratigráficos**

Es la primera secuencia cuyos materiales se reconocen en los tres sinclinales. En los de Castillería y Casavegas, esta secuencia no presenta un DTM basal y es la que muestra una menor potencia y mayores cambios laterales de espesor de todas las secuencias. En el sinclinal de Redondo, se ha reconocido un DTM basal y una sucesión estratigráfica distinta a la de los otros dos.

Sinclinal de Casavegas

La sección tipo de la secuencia III en este sinclinal se sitúa a lo largo del camino que comunica los pueblos de Casavegas y Caloca (Fig. 3.11), donde alcanza un espesor de 480 m. Desde esta sección, la secuencia se adelgaza hacia el E hasta alcanzar una potencia de 260 m en los alrededores del pueblo de Camasobres (Fig. 3.12).

Su base sobre el techo de la secuencia II (*Miembro Calizas de Camasobres* de Graaff, 1971) presenta un carácter variable. En las proximidades de la charnela del

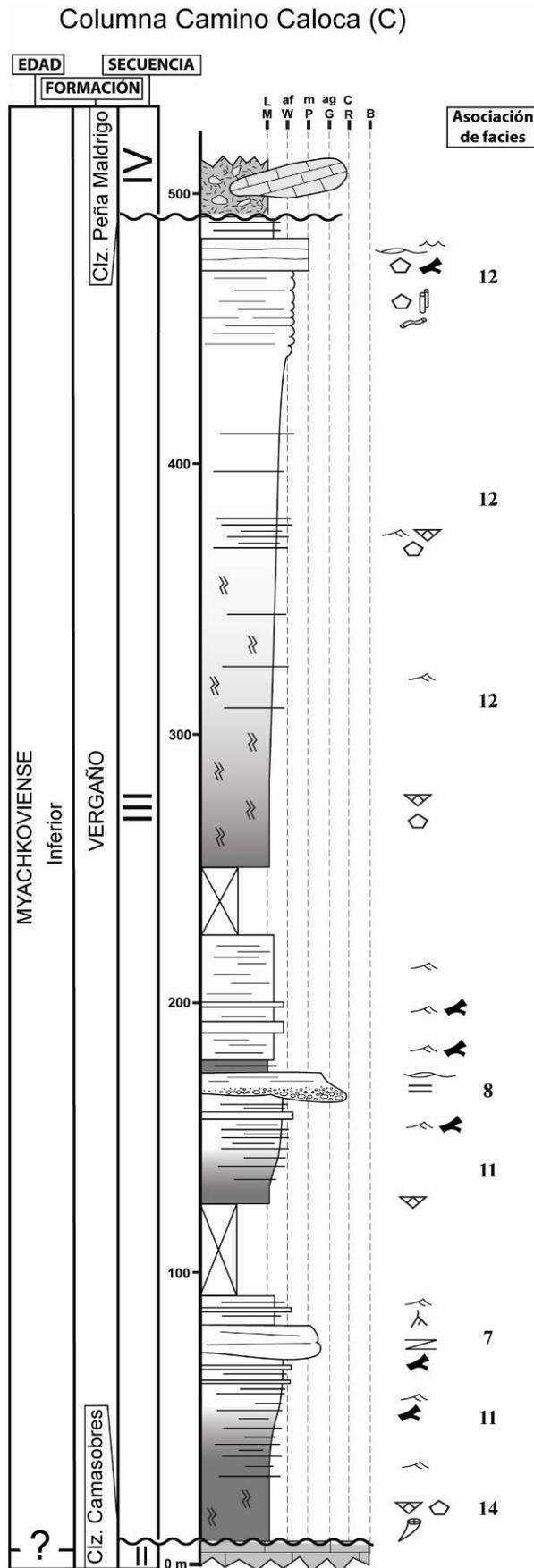


Fig. 3.11.- Columna de la secuencia III en el sinclinal de Casavegas. Ver localización en Fig. 3.2

sinclinal es concordante (ver Fig. 3.12); sin embargo, hacia el E, las capas basales de la secuencia III muestran una relación de solapamiento expansivo (*onlap*) sobre la discontinuidad basal. Por su parte, el techo de la secuencia es una discordancia angular que provoca su truncación hacia el E por el DTM basal de la secuencia IV (Fig. 3.12).

En la sección tipo anteriormente citada, la sucesión estratigráfica está integrada por tres ciclos deltaicos superpuestos con espesores individuales variables entre 80 y 260 m (Fig. 3.11). La parte inferior de cada uno de ellos está compuesta por lutitas, limolitas y areniscas muy finas, con fauna marina bentónica (crinoides, braquiópodos y corales solitarios), y bioturbación (especialmente abundante en el ciclo superior). Verticalmente las sucesiones evolucionan hacia areniscas en estratos menores de 20 cm con laminación de *ripples* y bioturbación de galerías horizontales y verticales, alternando con lutitas con laminación lenticular y ondulante y abundantes restos vegetales transportados; continúan areniscas de grano medio a grueso con laminación cruzada de bajo ángulo, paralela o *hummocky* que en el ciclo intermedio son parcialmente sustituidas por

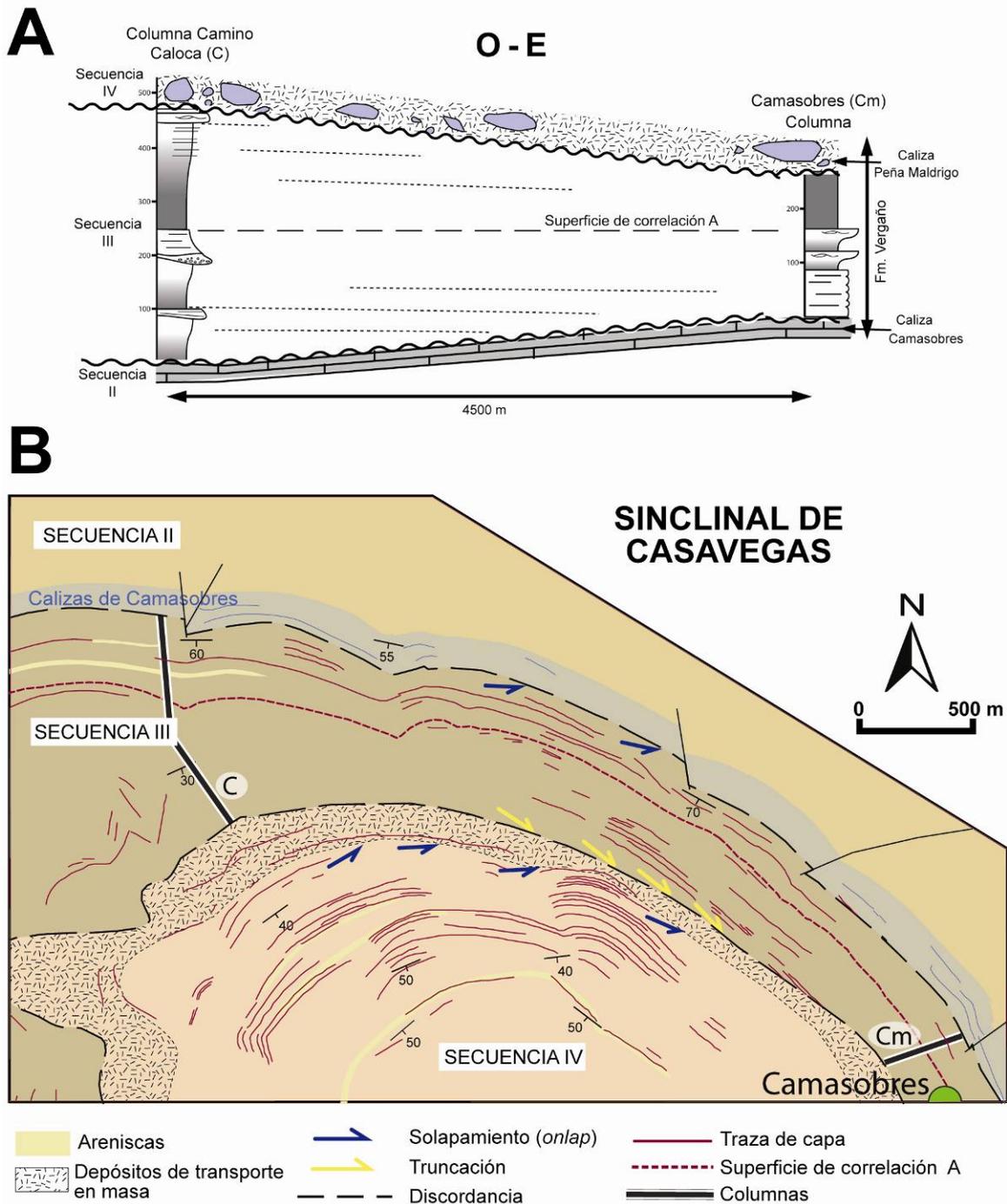


Fig. 3.12.- A) Diagrama de correlación de la secuencia III en el sinclinal de Casavegas. La superficie de correlación A aparece representada en la cartografía de la fig. B. **B)** Cartografía del sector norte del sinclinal de Casavegas, en la que se puede observar la relación de la estratificación con los límites de las secuencias.

ortoconglomerados cuarcíticos heterométricos con clastos redondeados inferiores a 7 cm. El ciclo inferior culmina con varias capas de carbón.

La secuencia finaliza con las *Calizas de Peña Maldrigo* (Ginkel, 1965; ver Fig. 3.2) formada por una unidad autóctona de hasta 300 m de potencia, compuesta por calizas

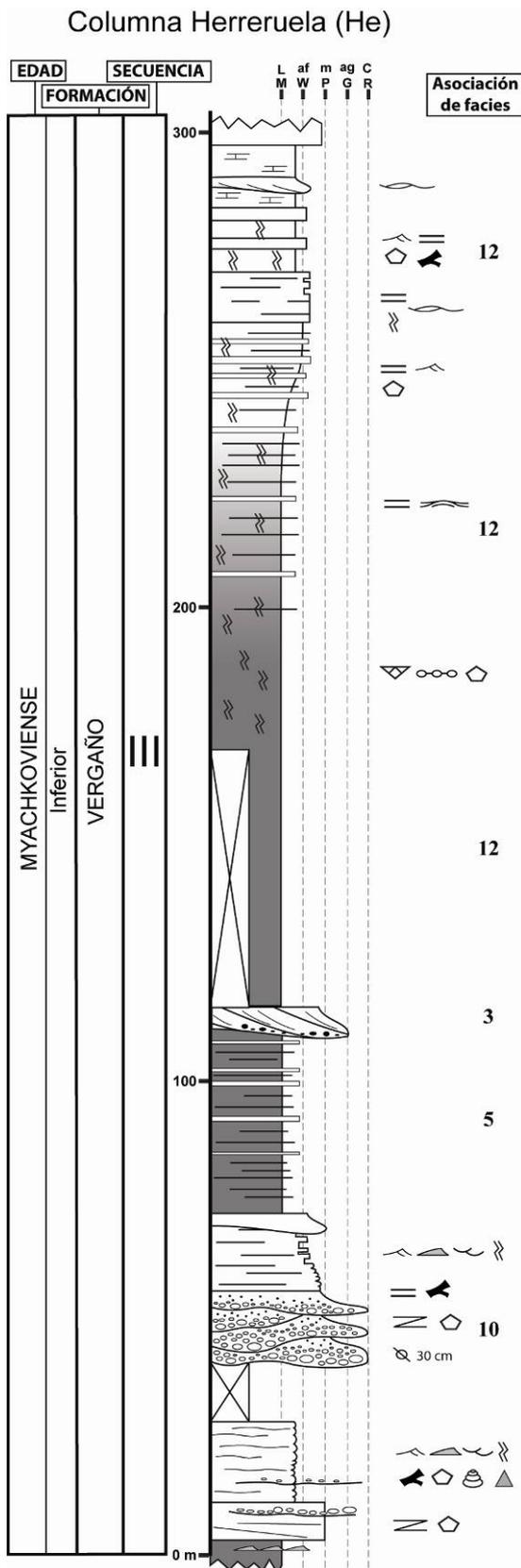


Fig. 3.13- Columna de la secuencia III en el sinclinal de Castillería. Ver localización en Fig. 3.2.

mudstone-wackestone de algas dasicladáceas, filoides y foraminíferos, calizas *boundstone* con algas filoides y *Terebella*, margas y areniscas carbonatadas de grano muy fino, organizadas en ciclos granodecrecientes (Fig. 3.2).

Sinclinal de Castillería

En esta estructura, la sucesión más completa (~ 300 m) se localiza a lo largo de un camino situado al E de Herreruella de Castillería (Fig. 3.13). Desde esta zona la secuencia se adelgaza hacia el SO y el N hasta desaparecer.

En este sinclinal, como el de Casavegas, la base de la secuencia muestra unas relaciones complejas con la inferior. En el sector próximo a Herreruella (ver Fig. 3.2 y mapa geológico del anexo 2) es concordante, mientras que hacia el SO, en el sector de Vergaño (Fig. 3.14), es una discordancia angular.

En la sección referida anteriormente, la sucesión estratigráfica se ha dividido en dos tramos (Fig. 3.13). El inferior, de ~120 m de potencia, está formado por areniscas de grano fino a medio, conglomerados cuarcíticos y lutitas.

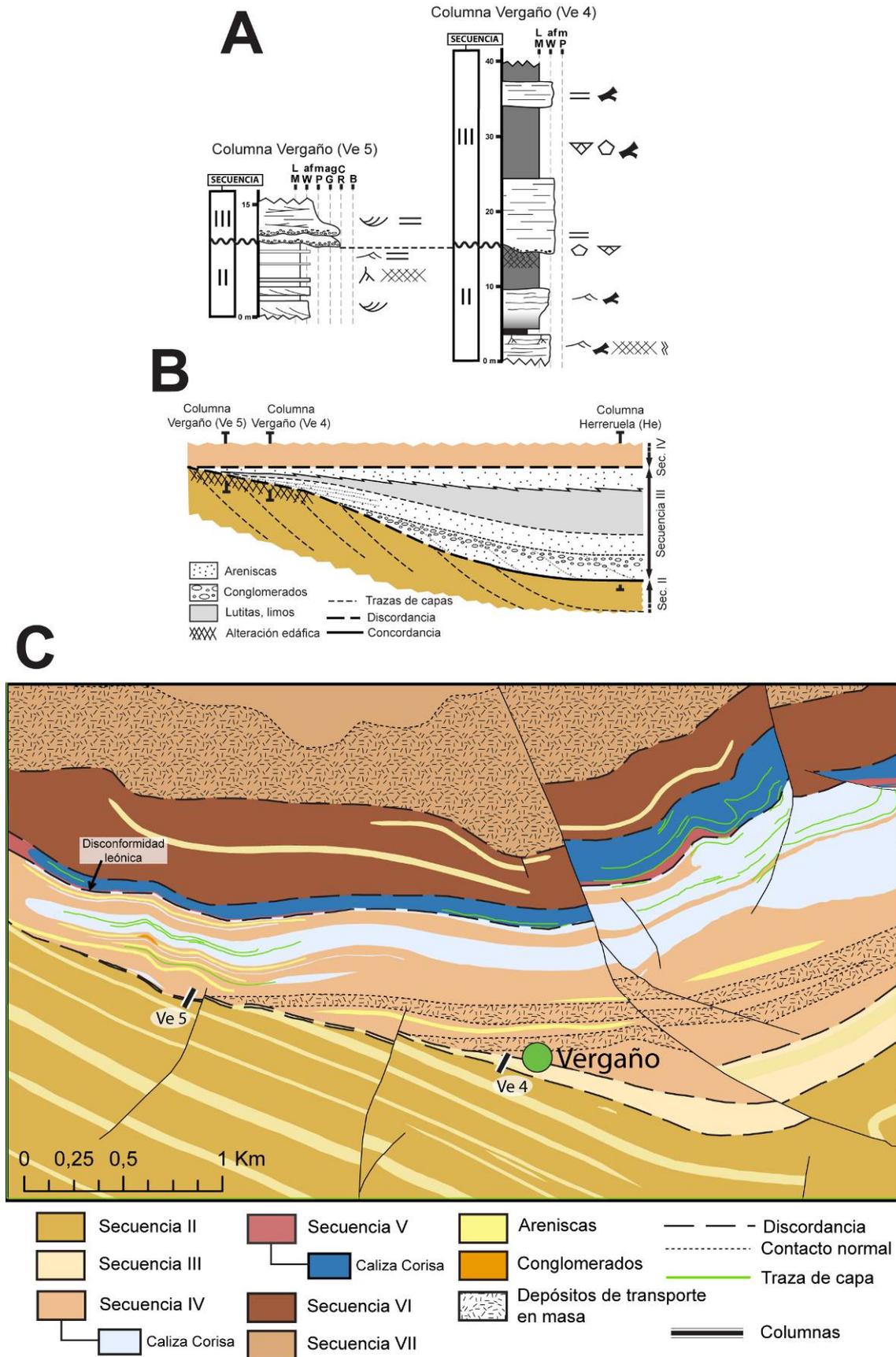


Fig. 3.14- A) Columnas al O de Vergaño realizadas a lo largo de la discordancia entre la secuencia II y III, en el sinclinal de Castillera. B) Panel de correlación de la secuencia III en el sinclinal de Castillera. C) Cartografía de la parte meridional del sinclinal de Castillera, en la que se muestran las relaciones geométricas de truncación y solapamiento de las secuencias II, III y IV.

Las areniscas pueden aparecer en forma de estratos centimétricos y decimétricos con *ripples* y laminación paralela, constituyendo cuerpos canaliformes de hasta de 4 m de potencia con superficies de acreción lateral, o en forma de estratos masivos separados por delgadas intercalaciones conglomeráticas. Los conglomerados son clastosoportados y poseen clastos de hasta de 30 cm de diámetro; forman estratos menores de 70 cm de espesor con bases erosivas e intercalaciones de areniscas con laminación paralela y cruzada planar de bajo ángulo. Las lutitas contienen abundantes intercalaciones de areniscas de grano fino.

El tramo superior de la sucesión consta de un ciclo grano y estratocreciente de aproximadamente 180 m de espesor, integrado, en su base por limolitas y areniscas muy finas con bioturbación destructiva; en la zona central por intercalaciones de limolitas y de areniscas en estratos tabulares de hasta 20 cm de espesor con laminación paralela y *ripples*, y en la parte superior, por areniscas sublitareníticas a cuarciareníticas de grano fino a medio con laminación paralela y estratificación cruzada *hummocky*.

Hacia el SO del sinclinal (Vergaño, Fig. 3.14 columna Ve-4), la secuencia adelgaza y se dispone sobre una superficie fuertemente erosiva con rasgos edáficos. Está representada por 30 a 50 m de areniscas bien clasificadas de grano fino a medio, organizadas en paquetes de hasta 10 m de espesor con estratos variables entre 20 a 50 cm. Entre las areniscas se intercalan limos y lutitas con algunos restos vegetales y abundante fauna marina bentónica, principalmente de braquiópodos y equinodermos. Al O de Vergaño (Fig. 3.14 columna Ve-5) la sucesión incluye ortoconglomerados cuarcíticos redondeados con centil de 5 cm, dispuestos en estratos con base erosiva menores de 70 cm, que gradan a areniscas de grano medio a grueso con laminación cruzada en surco formando *sets* menores de 20 cm. En los conglomerados aparecen clastos de óxidos de hierro (Fig. 3.14).

En este sinclinal como en el de Casavegas, la secuencia forma parte de la unidad litoestratigráfica denominada Fm. Vergaño por Graaff (1971a).

Sinclinal de Redondo

En esta estructura, la sección mejor expuesta de la secuencia se localiza a lo largo de un camino que discurre al SE del pueblo de Piedrasluengas (sector NO del sinclinal)

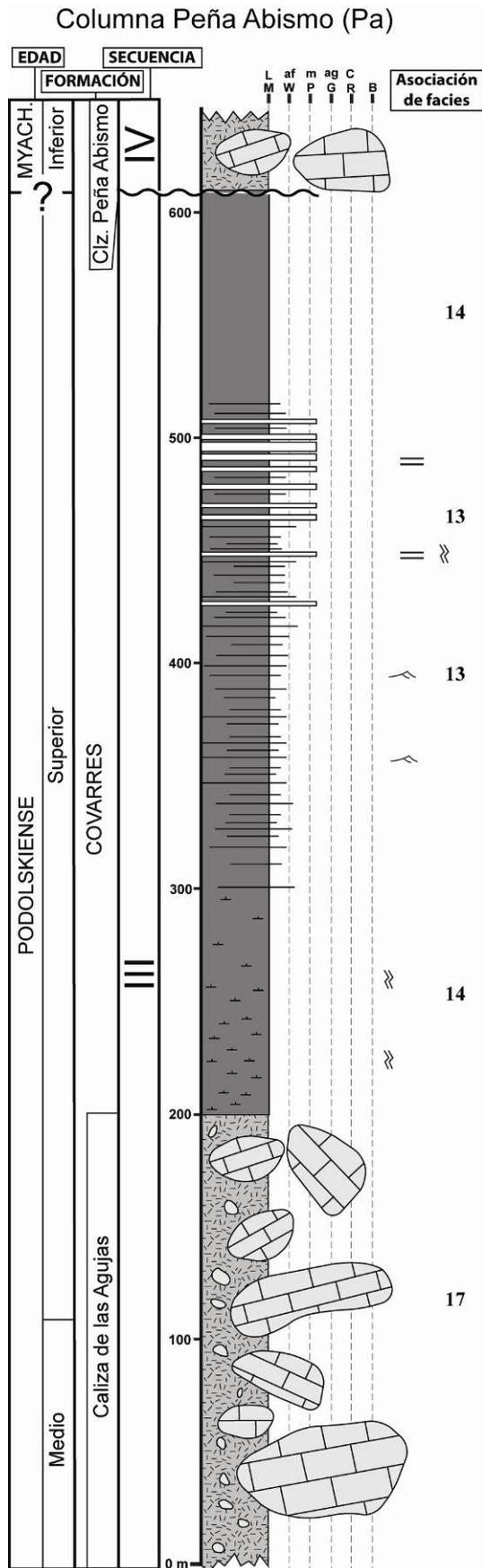


Fig. 3.15- Columna de la secuencia III en sinclinal de Redondo. Ver localización en Fig. 3.2

donde se ha realizado la columna Peña Abismo (Pa, Fig. 3.15), con un espesor de ~ 600 m. La sucesión consta de tres tramos. El inferior está formado por un DTM de ~200 m integrado por megabloques de dimensiones hectométricas de calizas bioconstruidas *boundstone* y calizas bioclásticas *mudstone* a *grainstone*. Esta unidad fue denominada por Graaff (1971a) como *Miembro Calizas de las Agujas*. El tramo intermedio está integrado por ~300 m de una secuencia grano y estratocreciente de margas que evolucionan a lutitas con intercalaciones de areniscas de hasta 70 cm en la parte más alta del tramo. Estas areniscas forman estratos tabulares con base neta y son masivas o muestran laminación paralela en el techo o secuencias tipo Bouma. El tramo superior es una sucesión de 100 m de lutitas con intercalaciones de parabrechas calcáreas de clastos menores de 50 cm de diámetro, dispuestas en estratos discontinuos menores de 5 m de potencia. La secuencia finaliza con una unidad discontinua de calizas autoctónas denominada *Calizas de Peña Abismo* (Ginkel, 1965). Desde esta sección de Peña Abismo, el espesor de la secuencia disminuye hacia el O hasta alcanzar 250 m en la sección Pa 1, mientras que hacia

el SE aumenta hasta los 1000 m (sección Re; Fig. 3.16). Los depósitos de esta secuencia forman parte de la Fm. Covarres definida por Graaff (1971a).

- **Correlación entre los sinclinales**

La correlación entre los tres sinclinales es imprecisa por la falta de niveles guía reconocibles. Sin embargo, entre los sinclinales de Casavegas y Castillería existe una buena correlación entre los dos ciclos deltaicos inferiores del primero y el tramo inferior del segundo. Aunque con la sucesión del sinclinal de Redondo la correlación es más dudosa, parece probable que los citados depósitos sean equivalentes laterales de las margas y areniscas turbidíticas del tramo intermedio de esta última estructura.

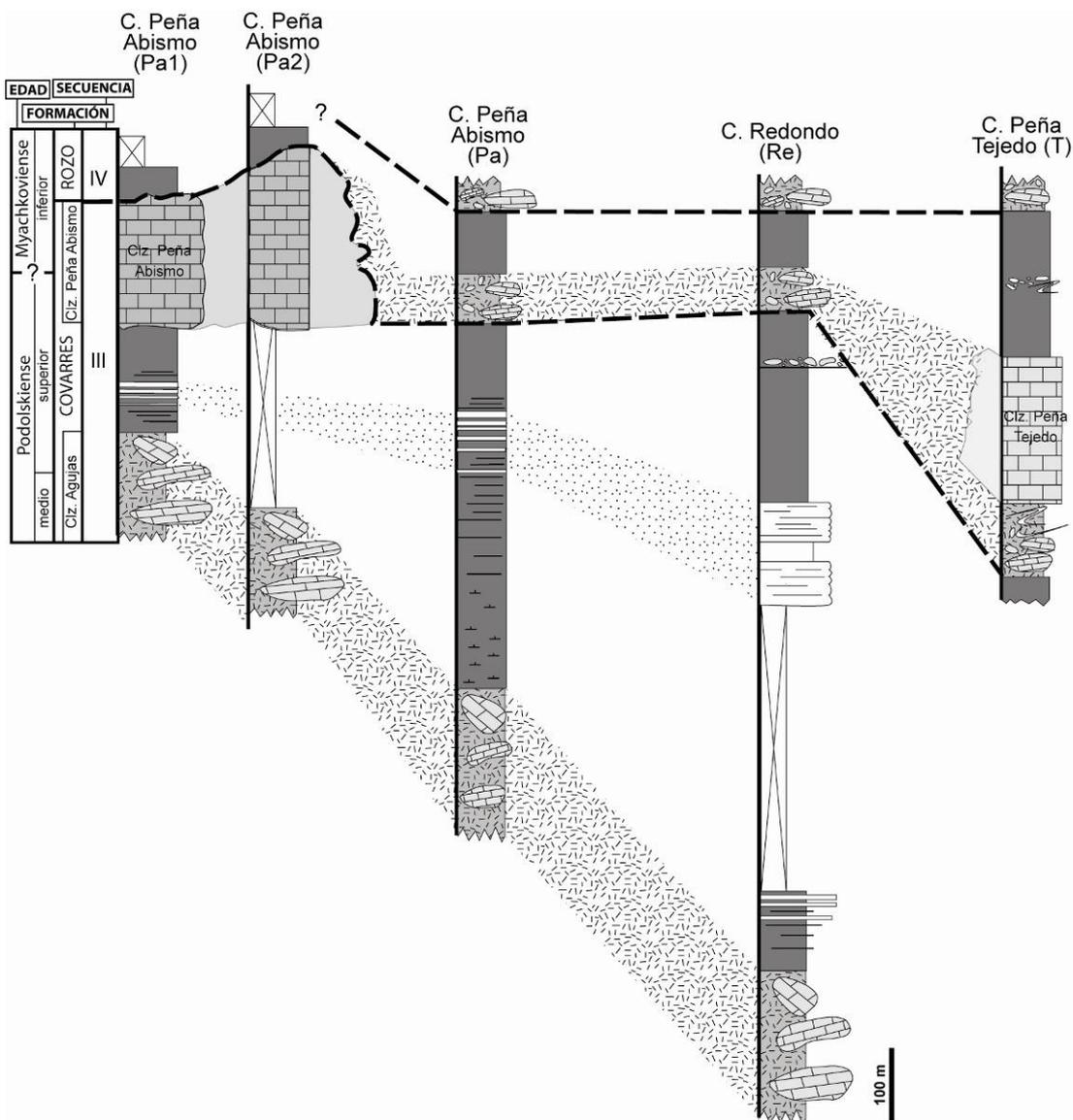


Fig. 3.16- Correlación litoestratigráfica entre las columnas realizadas en la secuencia III y IV del sinclinal de Redondo. Localización de las columnas en Fig. 3.2.

Secuencia IV

- Edad

Su edad es difícil de precisar ya que los bloques calcáreos del DTM basal en los tres sinclinales corresponden al Podolskiense superior o Myachkoviense inferior (IGME 1987; Ginkel, 1965; IGME 1988), que es la misma que la de las calizas *in situ* del techo de la secuencia II, por lo que el dato no puede ser utilizado en el cálculo de la edad y duración de la secuencia IV. Sin embargo, los datos que aportan las muestras tomadas en las *Calizas de Corisa* en el sinclinal de Castillería, indican una edad Myachkoviense inferior y superior (IGME, 1987 y E. Villa, *com. pers.*); por lo que su duración oscilaría entre 0,8 Ma (según Schmitz y Davydov, 2012), y 0,5 Ma (según Menning *et al.*, 2006).

- Caracteres estratigráficos

Sinclinal de Casavegas

La columna general de esta secuencia ha sido realizada a lo largo del camino entre los pueblos de Casavegas y Caloca, que discurre aproximadamente por la zona de charnela del sinclinal (Fig. 3.17). Las malas condiciones de afloramiento en algunas partes de la sección han hecho necesaria la descripción de columnas parciales a lo largo de la carretera CL-627 entre Casavegas y Camasobres (Fig. 3.18). Una descripción detallada de la misma sucesión fue realizada por Wagner y Varker (1971).

En total, el espesor de esta sección es de ~ 950 m y desde ella la secuencia adelgaza tanto hacia el E como hacia el O (Fig. 3.19) El tramo inferior es un DTM (*Calizas de Peña Maldrigo* de Ginkel, 1965) formado por bloques calcáreos. El tramo intermedio, de 94 m de espesor, está constituido por parabrechas y calciturbiditas, cuya extensión lateral está restringida a la zona de charnela del sinclinal. Wagner y Varker (1971) denominaron a este intervalo Fm. Rozo. El tramo superior, que desde la zona de charnela del sinclinal presenta en su base un solapamiento expansivo (*onlap*) hacia del E y el O sobre los materiales inferiores (Fig. 3.19), está constituido por ciclos granocrecientes y somerizantes de espesores variables entre 30 y 150 m. Los ciclos comienzan con lutitas y margas (ocasionalmente también calizas en estratos discontinuos hasta de 20 m de potencia), y finalizan con areniscas (y conglomerados silíceos en los ciclos inferiores), ordenadas en paquetes de 10-20 m de potencia y con diversas estructuras sedimentarias de flujo, sobre

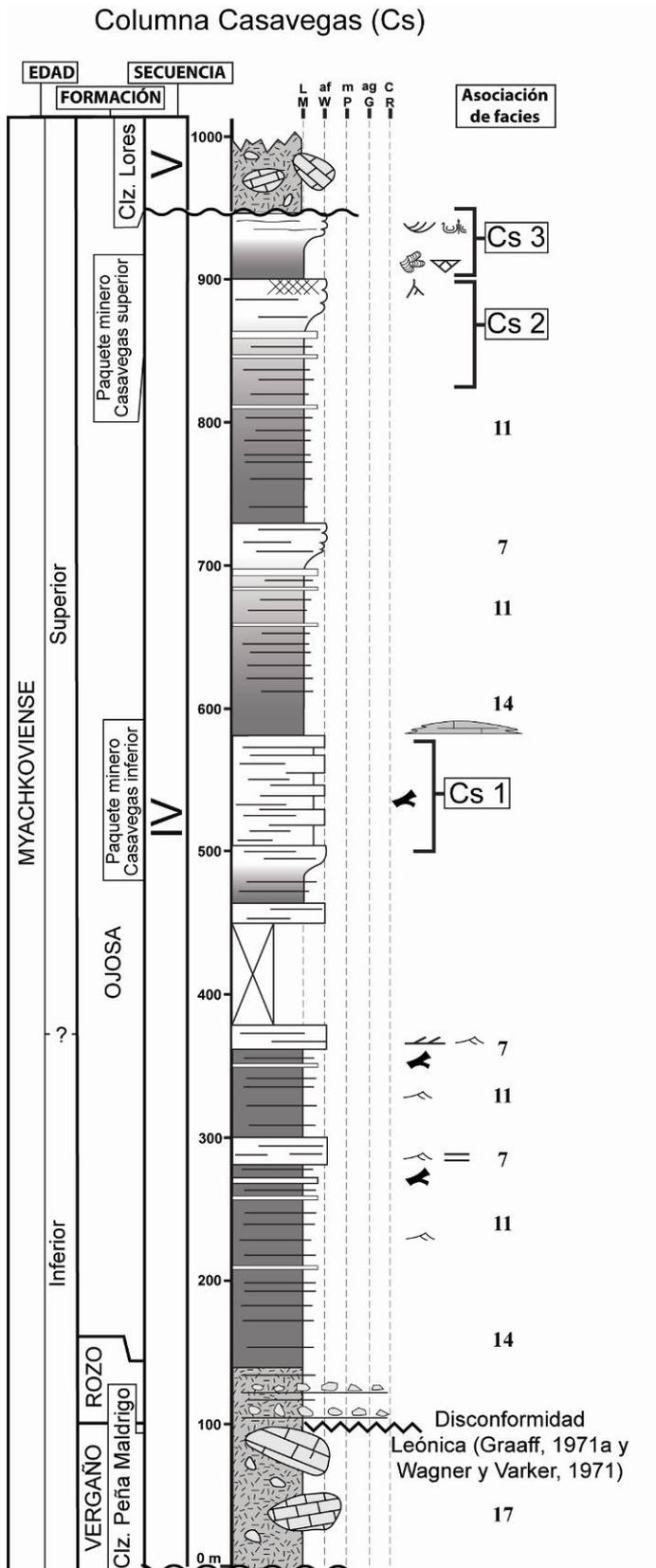


Fig. 3.17.- Columna general sintética de la secuencia IV en el sinclinal de Casavegas. CS 1, 2 y 3, columnas de la figura 3.18. Ver localización en Fig. 3.2.

las que se desarrollan paleosuelos y capas de carbón, que en algunos casos han sido explotadas. En el ciclo superior (Fig. 3.19), el espesor de los tramos lutíticos y margosos basales disminuye hacia el SE, provocando la convergencia (acuñamiento) de los estratos areniscos. Wagner y Varker (1971) incluyeron este tramo superior dentro de la Fm. Ojosa.

Sinclinal de Castillería

La sucesión estratigráfica de la secuencia IV en esta estructura se caracteriza por presentar rápidos cambios laterales de facies por lo que su descripción se ha compuesto a partir de 8 secciones estratigráficas (Figs. 3.20 y 3.21) localizadas en Vergaño (Ve 5, 6 y 7), Verdeña (Vd 1 y 2), Celada (Ce 1 y 2), y Redondo (Re 2) (Fig. 3.2). La más completa es la Ve-5, que servirá de base para la descripción general.

En ella, el espesor total de la secuencia es de ~350 m y su base es discordante sobre las secuencias II y III, mediante un solapamiento expansivo (*onlap*)

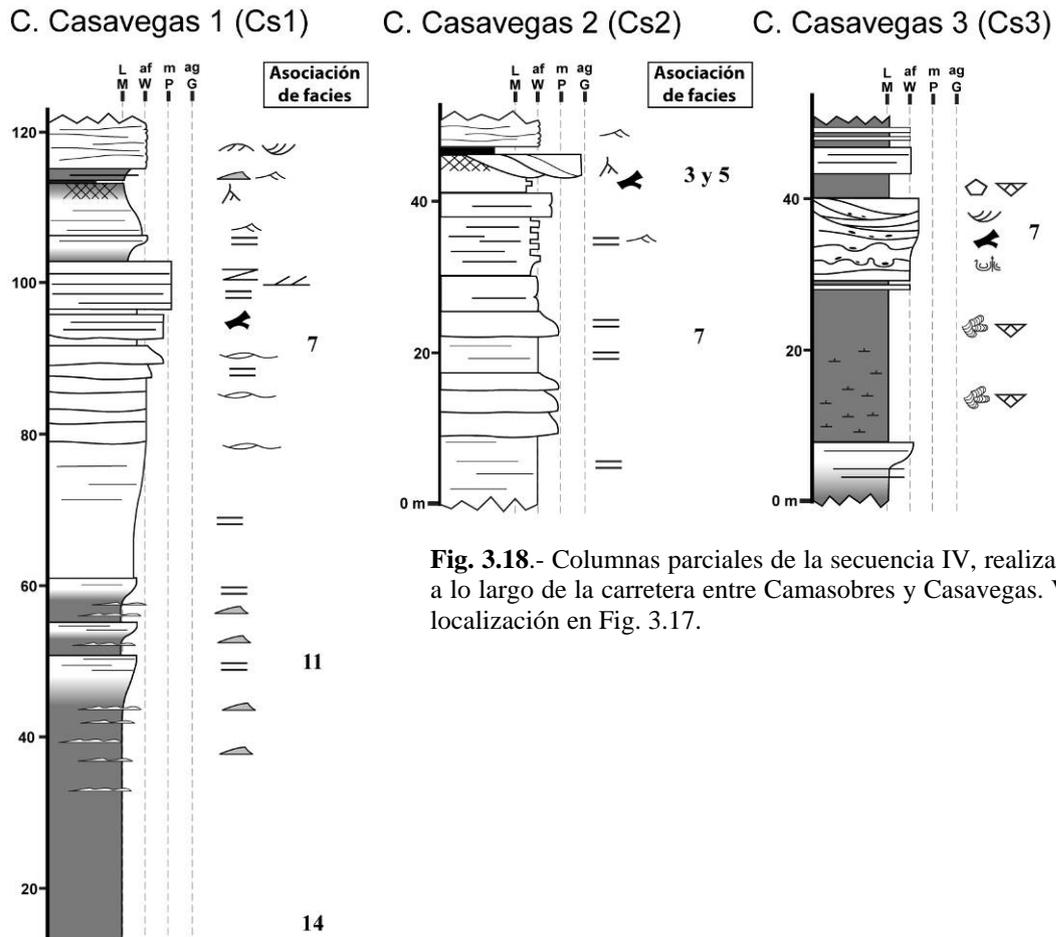


Fig. 3.18.- Columnas parciales de la secuencia IV, realizadas a lo largo de la carretera entre Camasobres y Casavegas. Ver localización en Fig. 3.17.

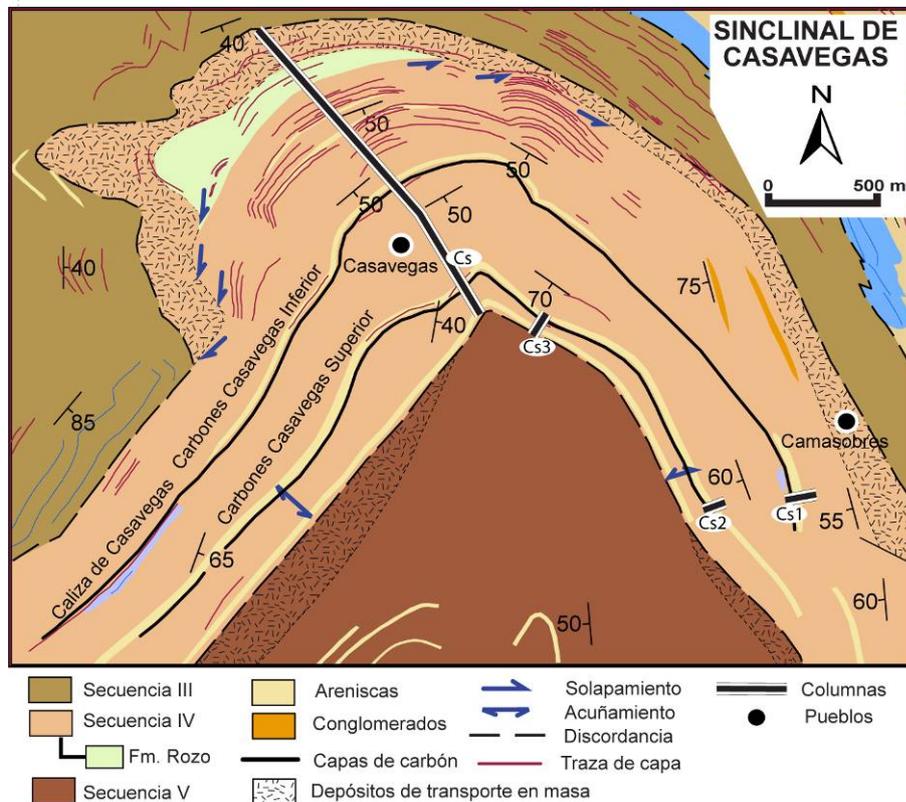


Fig. 3.19.- Cartografía de la parte septentrional del sinclinal de Casavegas, donde se muestran las relaciones geométricas de la estratificación dentro de la secuencia IV.

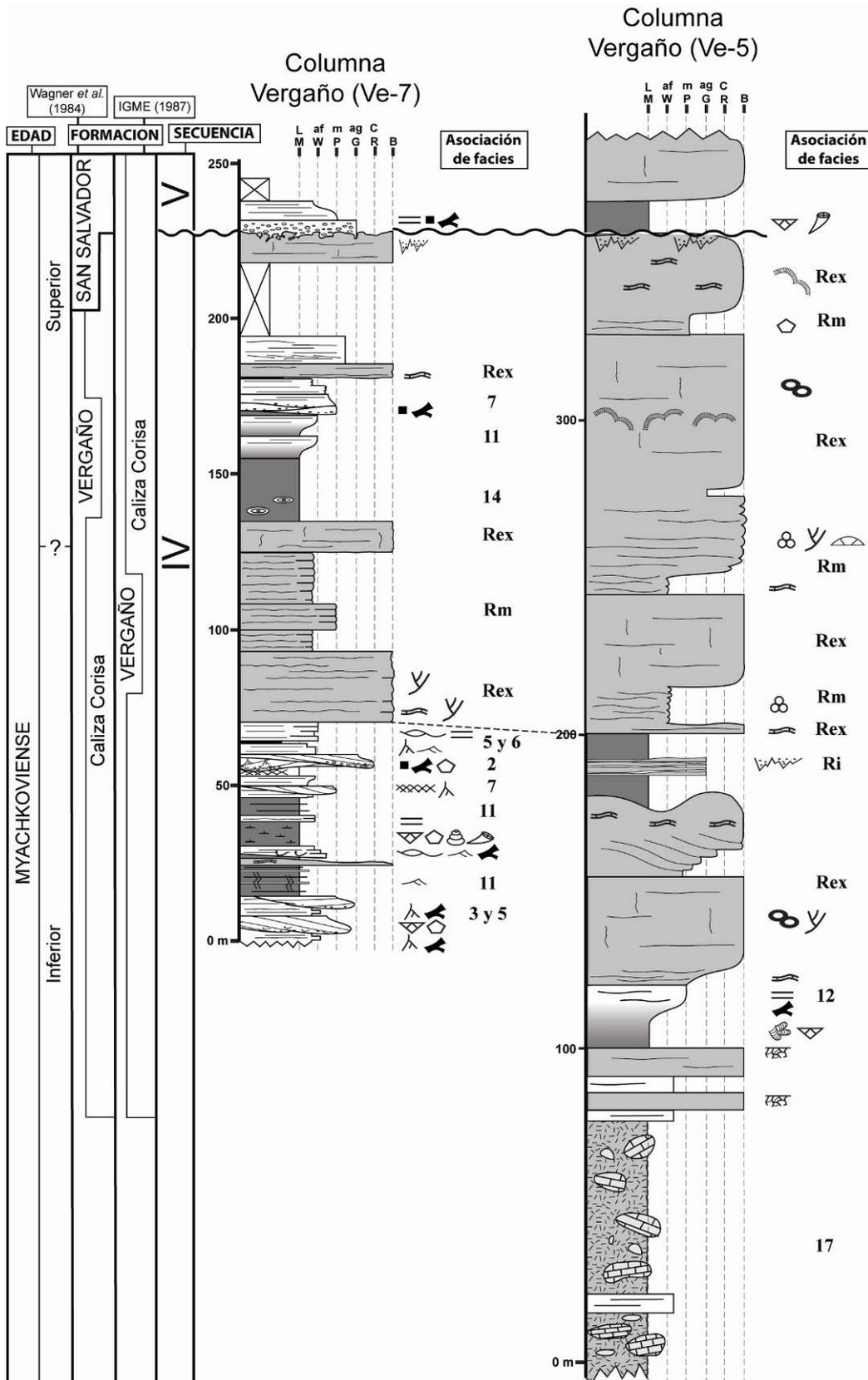
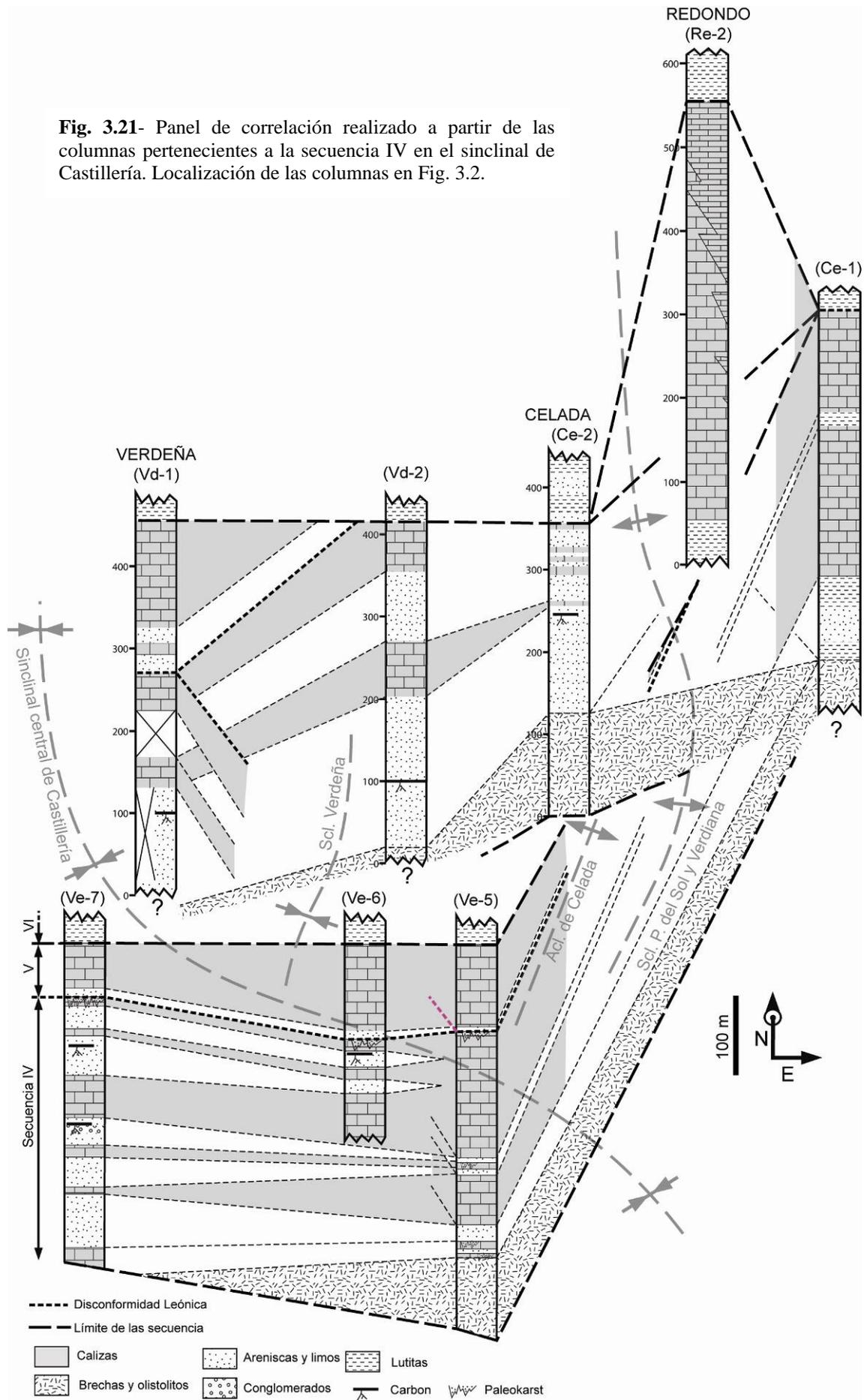


Fig. 3.20.- Columna de la secuencia IV en el sinclinal de Castillería. Ver localización en Fig. 3.2.

Fig. 3.21- Panel de correlación realizado a partir de las columnas pertenecientes a la secuencia IV en el sinclinal de Castillería. Localización de las columnas en Fig. 3.2.



hacia el O, bien reconocible en la cartografía (Fig. 3.14). El tramo inferior de la secuencia, de ~80 m de potencia (Fig. 3.20), está constituido por parabrechas polimícticas de clastos principalmente carbonatados de tamaño variable entre grava y bloque, con megabloques dispersos también calcáreos de hasta 30 m de diámetro. Intercalados con estos depósitos aparecen paquetes turbidíticos de espesores que varían entre 10 a 3 m.

El resto de la secuencia (~270 m) está compuesto principalmente por calizas micríticas masivas bioconstruidas (*boundstone*), calizas *wackestone* con abundantes algas filoides, ambas facies con geometrías monticulares, y calizas gris oscuro *wackestone* a *packstone* con estratificación irregular, con algas filoides y dasicladáceas que localmente, forman *bafflestones*. Alternando con las calizas se intercalan ciclos granocrecientes de hasta 25 m de espesor constituidos por margas bioturbadas principalmente por *Zoophycos*, y areniscas sub y litareníticas con laminación paralela. Esta sucesión carbonatada fue denominada *Miembro Sierra de Corisa* de la Fm. Vergaño por Graaff (1971a).

La sucesión de la secuencia IV cambia lateralmente en otros puntos del sinclinal. Desde la sección Ve-5 hacia el O (columna Ve-7, Fig. 3.20 y 3.21), la unidad DTM basal se acuña y las calizas disminuyen de espesor, predominando las areniscas de grano grueso a fino, formando ciclos granodecrecientes menores de 2 m con bases erosivas canaliformes y horizontes bioturbados por raíces en los techos. Localmente, dichos ciclos presentan intercalaciones de conglomerados silíceos con clastos bien redondeados de hasta 10 cm de diámetro. Hacia el N, siguiendo la traza del sinclinal central del Castillería, las calizas también disminuyen y los siliciclásticos aumentan, apareciendo capas de carbón explotables (columna Vd-1, Fig. 3.21). Hacia el NE, el aumento de espesor de la secuencia es más importante y se desarrollan potentes tramos calcáreos (columna Ce-1 y Re-2). En la columna de Celada 2 (Ce-2), el espesor de la sucesión es similar a la de Vergaño, pero la proporción de siliciclásticos es mayor y existen, además, varias capas de carbón explotables.

Entre las secciones Ve-5 y Ve-7, sobre un tramo calcáreo existe una superficie con rasgos de exposición subaérea y karstificación (Fig. 3.20 y 3.21) en la que Graaff (1971a) situó la disconformidad Leónica y el techo de la Fm. Vergaño. En el presente trabajo, esa superficie se considera el límite superior de la secuencia IV. En el resto del sinclinal, no se

ha reconocido dicha superficie y, en las secciones Ce-1 y 2, Re-2 y Vd-2 se ha situado el límite superior de la secuencia en la unidad calcárea.

Sinclinal de Redondo

Dentro de esta secuencia se han realizado 5 columnas estratigráficas, denominadas Peña Abismo (Pa, Pa-1, 2), Redondo (Re) y Peña Tejedo (T). La descripción de los materiales se basará en la columna de Pa, realizada al SE de la población de Piedrasluengas (Fig. 3.16). En dicha sección, la potencia de la secuencia es de 160 m. El tramo inferior, de 60 m, está constituido por parabrechas de bloques y megabloques calcáreos dispersos en una matriz lutítica. Este tramo es continuo a lo largo de todo el sinclinal e incluye, en el extremo S del sinclinal, olistolitos calcáreos de dimensiones kilométricas, a los que Ginkel (1965) denominó, *Calizas de Peña Tejedo* (Fig. 3.16). Este tramo de parabrechas constituye el techo de la Fm. Covarres definida por Graaff (1971a).

El tramo superior de la secuencia está formado por lutitas grises oscuras, cuyo espesor, de ~100 m de media, varía lateralmente de forma notable. Hacia el O aumenta y contiene intercalados olistolitos y parabrechas calcáreas (Fig. 3.2). Hacia el S (columna de Peña Tejedo), las lutitas también aumentan de la potencia, presentando intercalaciones de paraconglomerados con bloques subangulosos de areniscas y conglomerados. Este tramo lutítico fue incluido dentro de la Fm. Brañosera por Graaff (1971a).

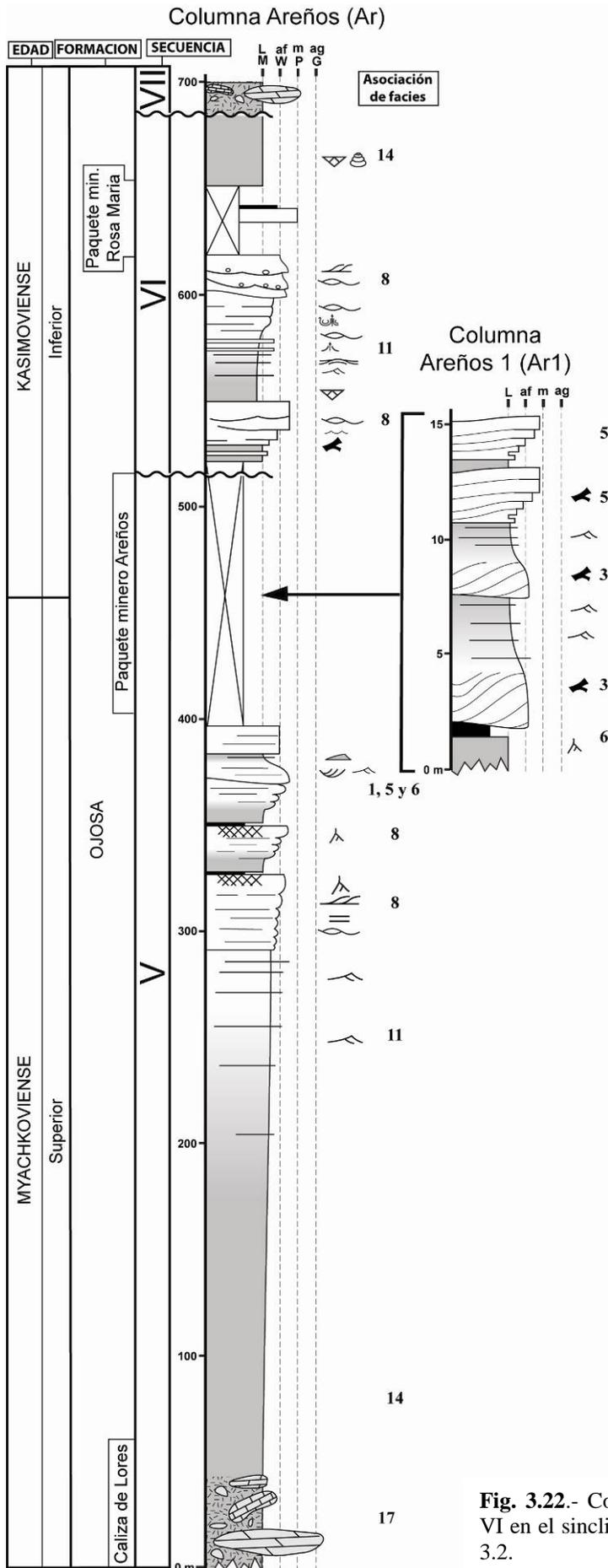
- **Correlación entre los sinclinales**

Entre las sucesiones de los tres sinclinales se observa que el DTM basal constituye el único nivel común reconocible en todos ellos; mientras que el resto de las sucesiones tiene caracteres litológicos muy diferentes, con cambios importantes de facies. Existiendo un desarrollo preferente de calizas en el sinclinal de Castillería.

Secuencia V

- **Edad**

Los olistolitos calcáreos localizados en la base de esta secuencia en los sinclinales de Casavegas y Redondo; así como las calizas autóctonas del techo de la secuencia IV en el sinclinal de Castillería, tienen edad Myachkoviense superior (Ginkel, 1965; IGME, 1987, 1988a y b; Bahamonde y Nuño, 1989). Respecto a la edad del techo, Wagner y



Varker (1971) han situado el límite Moscoviense-Kasimoviense en el paquete minero Areños que forma la parte alta de la secuencia en el sinclinal de Casavegas (Fig. 3.22). Por lo tanto, la secuencia V tendría una edad Myachkoviense superior y su duración sería de 0,8 Ma (según la escala de Schmitz y Davydov, 2012), o de 0,5 Ma según Menning *et al.* (2006).

• Caracteres estratigráficos

Sinclinal de Casavegas

La sección donde esta secuencia aflora mejor se localiza al O de Areños (columna Areños, Ar; Fig. 3.22), donde su potencia es de ~500 m. Consta de un tramo inferior (280 m) compuesto por lutitas y limos con olistolitos calcáreos en la base (denominados como *Caliza de Lores* por Ginkel, 1965). Hacia el techo aumentan las intercalaciones de areniscas en estratos tabulares centimétricos y decimétricos con

Fig. 3.22.- Columna estratigráfica de la secuencia V y VI en el sinclinal de Casavegas. Ver localización en fig. 3.2.

laminación de *ripples*. La sucesión continúa aproximadamente con 100 m de un conjunto de secuencias granocrecientes de hasta de 20 m de potencia formadas por areniscas de grano fino a medio con laminación *hummocky* en la parte inferior, que pasan a capas de hasta 1,5 m de potencia con base erosiva y laminación sigmoidal, y finalizan con suelos y delgadas capas de carbón.

El tramo superior de la secuencia está constituido por ~120 m de areniscas en estratos canaliformes, de hasta de 3 m de espesor, con estratificación cruzada sigmoidal, embebidos en lutitas bioturbadas por raíces y capas de carbón explotables. También se han observado varias secuencias granocrecientes hasta de 2,5 m de espesor de areniscas en estratos entre 5 a 20 cm, con estratificación sigmoidal a gran escala. Este tramo constituye el *paquete minero de Areños*. La totalidad de la serie que compone esta secuencia se incluye dentro de la Fm. Ojosa definida por Wagner y Varker (1971).

Sinclinal de Castillería

En este sinclinal se han realizado tres columnas estratigráficas (Fig. 3.23), siendo en las series de Vergaño (Ve-5 y 7) donde mejor se identifica. En la sección Ve-5, el espesor es de ~ 115 m y la sucesión comienza con un tramo de 6 m, compuesto por margas y limos carbonatados con fauna marina bentónica (braquiópodos y corales solitarios). Por encima se encuentra otro tramo de ~109 m de calizas micríticas masivas constituyendo cuerpos con forma de montículo que alternan con calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas y calizas *packstone-grainstone* intraclásticas.

Hacia el O, en la sección Ve-7 (Fig. 3.23), la secuencia tiene una potencia de ~60 m y su base es una superficie irregular karstificada, con grandes cavidades rellenas de areniscas que penetran en la caliza inferior; y se encuentra tapizada por conglomerados de clastos calcáreos y en menor proporción areniscosos, bien redondeados de hasta 8 cm de diámetro. Estos depósitos pasan a un tramo de ~5 m de espesor compuesto por cuarciarenitas de grano fino a muy fino con laminación horizontal, que contienen clastos de carbón. Sobre un intervalo no visible de 8 m se dispone un tramo carbonatado de 47 m de potencia constituido por calizas micríticas masivas, y *wackestone-packstone* bioclásticas con algas.

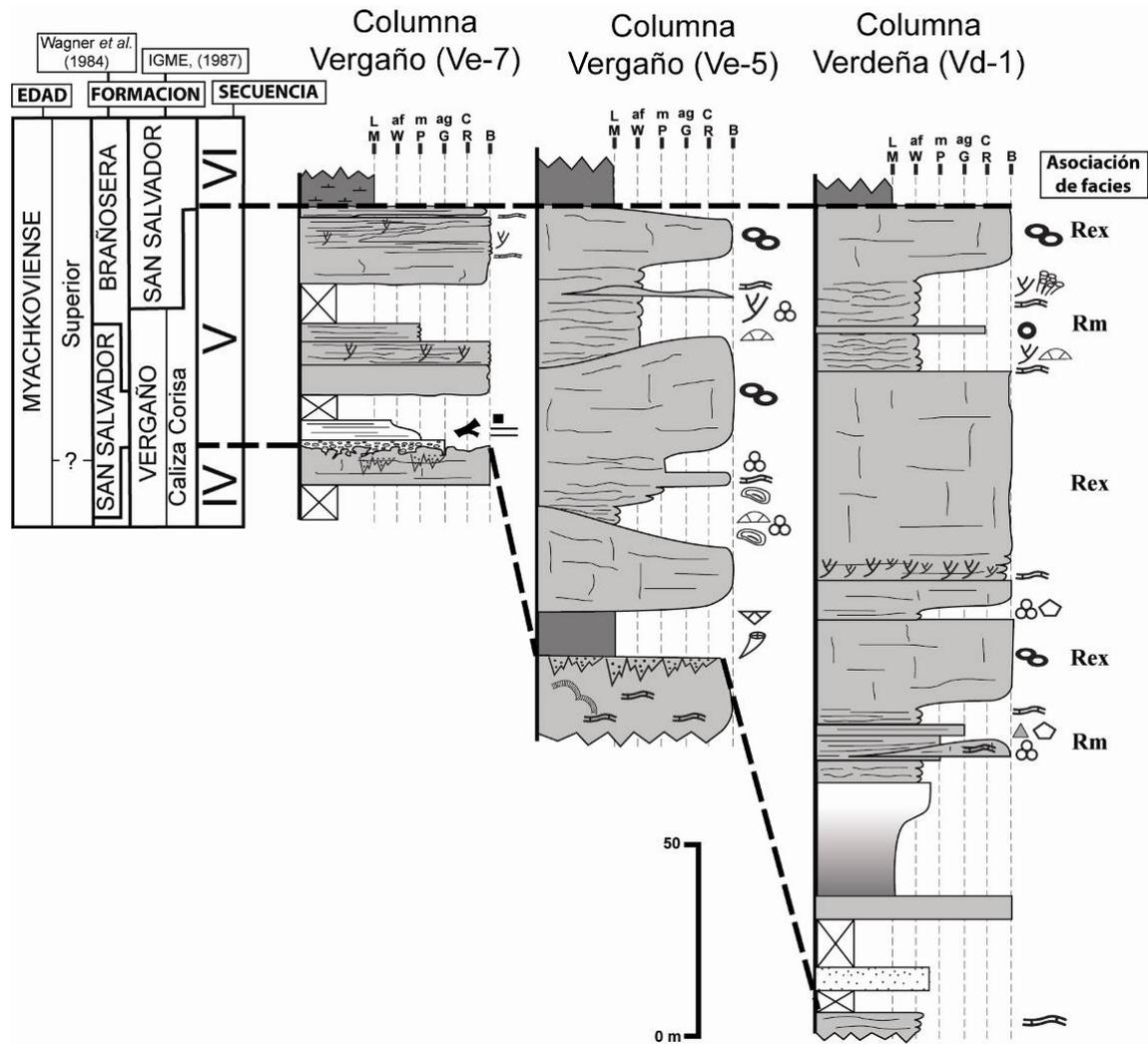
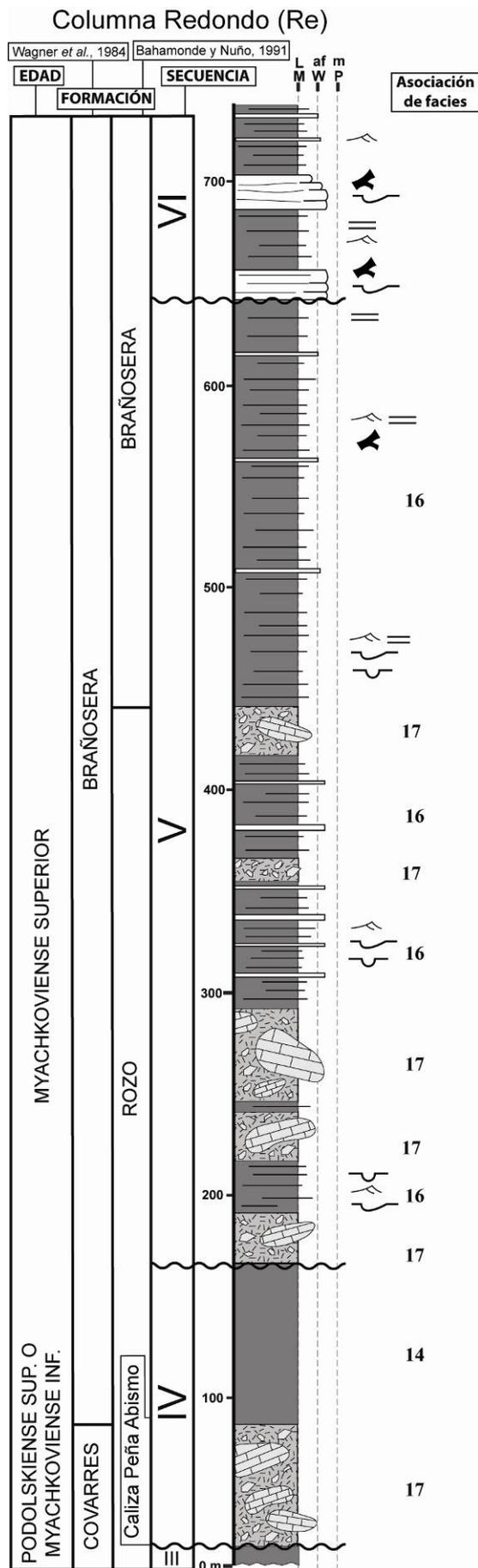


Fig. 3.23.- Correlación de las columnas de la secuencia V en el sinclinal de Castillería. Ver localización de las columnas en Fig. 3.2.

En ambas secciones, el techo de las calizas es neto, pasando a margas y lutitas. Graaff (1971a) incluyó la sucesión por encima de la discontinuidad dentro de la Fm. Brañosera (Fig. 3.23). Wagner *et al.*, (1984) mantuvieron la misma nomenclatura y los límites en su división litoestratigráfica, aunque denominaron como Fm. San Salvador al pequeño tramo detrítico que fosiliza la disconformidad. Finalmente, IGME (1987) estableció el límite superior de la Fm. Vergaño en el mismo lugar donde se sitúa el límite de esta secuencia V (Fig. 3.21 y 3.23).

Hacia el N, siguiendo la traza del sinclinal central de Castillería en la columna de Verdeña 1 (Vd-1), esta secuencia presenta una mayor potencia (Fig. 3.23). Aunque su límite inferior no es claro, ha sido establecido en la base de una intercalación de 7 m de potencia de cuarciaarenitas de grano fino a medio con restos vegetales dispersos. El resto de



la serie está compuestos principalmente por calizas micríticas masivas con *Terebella* y calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas. Wagner *et al.* (1984) incluyeron este tramo de sucesión dentro de la Fm. Verdeña.

Sinclinal de Redondo

La sección más representativa de la secuencia V en este sinclinal se localiza al E de Santa María de Redondo, a lo largo de la subida a la Cueva del Cobre (Fig. 3.24). En esta zona, su potencia es de ~470 m y esta compuesta por dos tramos. El inferior, de ~270 m, consta de parabrechas carbonatadas muy heterométricas, de entre 10 y 50 m de espesor, que alternan con intervalos de 5 a 75 m de lutitas con intercalaciones de areniscas y calcilitas ordenadas en estratos tabulares con espesores entre 10 a 60 cm, y escasas intercalaciones de ortobrechas calcáreas de hasta 3 m de espesor. A este tramo de la sucesión, Bahamonde y Nuño (1991) lo denominan Fm. Rozo. El tramo superior consta de ~200 m de alternancias de areniscas y lutitas con carácter turbidítico, entre las que se intercalan calcilitas en la parte inferior. Bahamonde y Nuño (1991) incluyeron estos materiales dentro de la Fm. Brañosera; mientras que para Wagner *et al.* (1984) toda la sucesión estaría dentro de la Fm. Brañosera. El techo de la secuencia está

Fig. 3.24.- Columna de la secuencia IV y V en el sinclinal de Redondo. Ver localización en Fig. 3.2.

afectada por una discordancia responsable de la truncación de los estratos hacia el flanco occidental del sinclinal (Fig. 3.25).

- **Correlación entre los sinclinales**

La correlación de esta secuencia entre los tres sinclinales se caracteriza por los importantes cambios litológicos y de espesores existentes, y por la ausencia de niveles guías reconocibles entre las sucesiones (capas de carbón, horizontes calcáreos o DTMs), lo que dificulta la correlación litológica.

Secuencia VI

- **Edad**

Dado que el límite Myachkoviense-Kasimoviense se localiza en el techo de la secuencia V (paquete Areños, Wagner y Varker, 1971); y que los bloques calcáreos de la

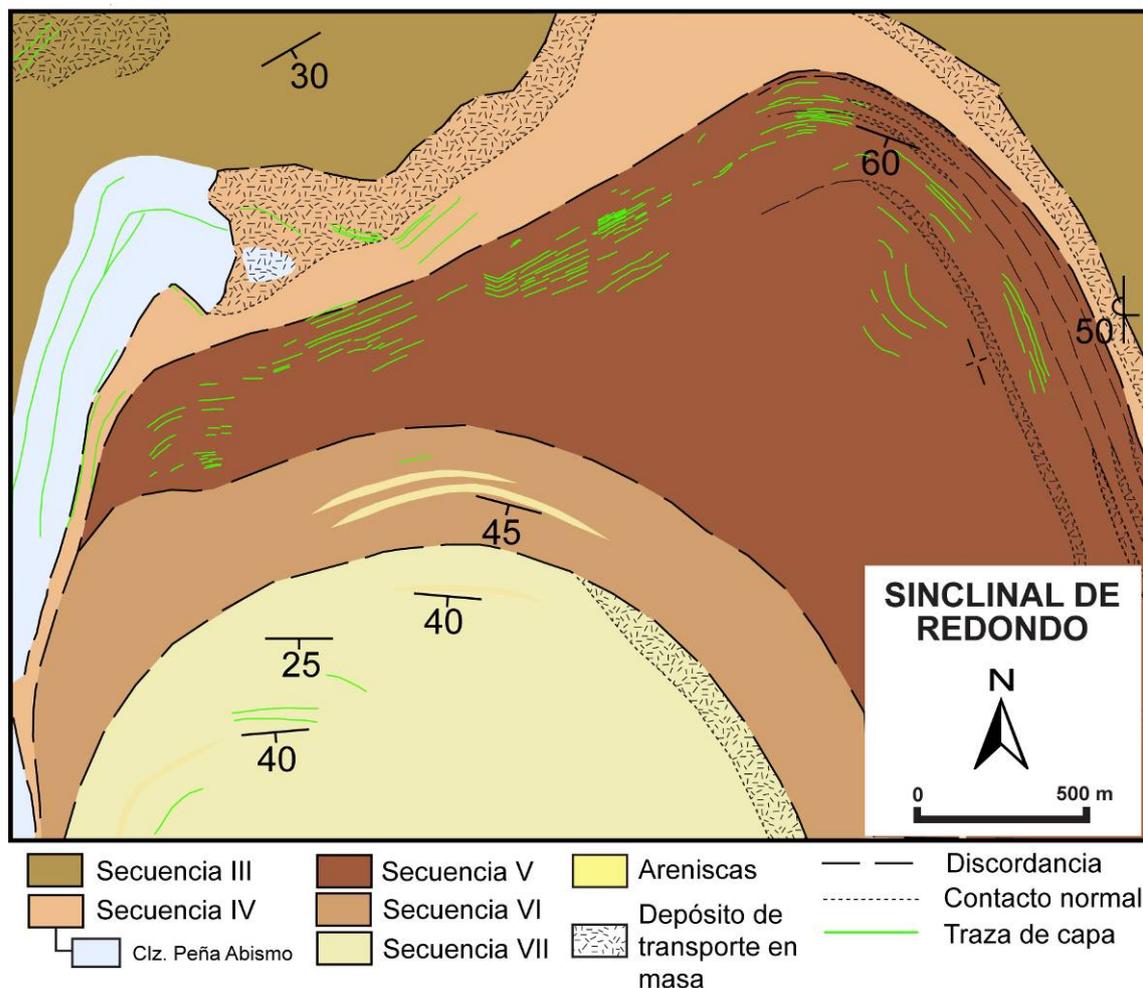


Fig. 3.25.- Cartografía de la zona N del sinclinal de Redondo en la que se muestra la relación geométrica de la estratificación de las distintas secuencias.

base de la secuencia VII han sido datados como Kasimoviense inferior por Ginkel (1965), la secuencia VI tendría una edad Kasimoviense inferior. Según la escala de Schmitz y Davydov (2012), la duración de este intervalo de tiempo es de 0,6 Ma y según Menning *et al.* (2006) de 0,5 Ma.

- **Caracteres estratigráficos**

Sinclinal de Casavegas

En este sinclinal, la secuencia VI presenta una fuerte disminución de espesor hacia el flanco oriental del mismo, con desaparición de sus tramos inferiores en el mismo sentido. La sección mejor expuesta de la misma se encuentra al SE de la localidad de Areños donde se ha levantado la columna Areños (Ar, Fig. 3.22). En esta localidad no afloran los materiales del tramo basal, aunque en el flanco occidental del sinclinal aparecen mal expuestos unos olistolitos calcáreos que pueden considerarse pertenecientes al mismo.

La sucesión visible está compuesta por dos tramos. El inferior, de 130 m de espesor, consta de varios ciclos granocrecientes de espesores entre 50 a 60 m, formados por margas con delgadas intercalaciones de calizas *mudstone-wackestone* con fauna marina bentónica, que hacia el techo pasan a areniscas de grano fino y medio ordenadas en estratos de espesor variable entre 50 cm y 1 m, con bases erosivas y estratificación cruzada sigmoidal y *hummocky*. La parte más alta de este tramo, con varias capas de carbón, es conocido como *paquete Rosa María*. El tramo superior consta de 50 m de lutitas con fauna marina (gasterópodos y braquiópodos), escasa y dispersa. La totalidad de esta secuencia está integrada dentro de la Fm. Ojosa de Wagner y Varker (1971).

Sinclinal de Castillería

Se han realizado 5 columnas de la secuencia VI en este sinclinal (Fig. 3.26), de las cuales, la de Verdeña 3 (Vd-3) se ha elaborado con datos procedentes del informe IGME (1987). En la más completa de ellas, la sección Ce-3, el espesor alcanza 275 m, disminuyendo hacia el S y SE y aumentando hacia el NO (Fig. 3.26).

La sucesión estratigráfica comienza con un tramo de 100 m de lutitas con intercalaciones de areniscas en estratos decimétricos tabulares, que, hacia el techo, pasan a lutitas con algunos estratos canaliformes de areniscas menores de 50 cm con laminación de

ripples y paralela. Los siguientes 50 m están constituidos por paquetes de 4 a 8 m de espesor de areniscas en estratos de 15 a 5 cm, masivos o con laminación de *ripples* y paralela. Lateralmente, estas areniscas pasan a estratos canaliformes hasta de 60 cm de potencia y 5 m de longitud, con estratificación cruzada de acreción lateral. Siguen 60 m de lutitas con intercalaciones de areniscas masivas de grano muy fino. Estos materiales fueron incluidos por Wagner *et al.* (1984) dentro de la Fm. Verdeña.

La sucesión continúa con 14 m de areniscas de grano fino a muy fino organizadas en secuencias granodecrescentes de espesor variable entre 2 a 6 m y base erosiva con fragmentos vegetales y clastos de carbón. Las secuencias presentan de muro a techo, estratificación cruzada con acreción lateral, laminaciones paralelas, en surco o de *ripples*, y finalmente abundante bioturbación de raíces y estructuras de origen edáfico. Este tramo, que se caracteriza por el desarrollo de potentes paleosuelos y capas de carbón, cuyo espesor aumenta hacia Verdeña (columna Verdeña, Vd-3), fue denominado Fm. San Salvador por Wagner *et al.* (1984).

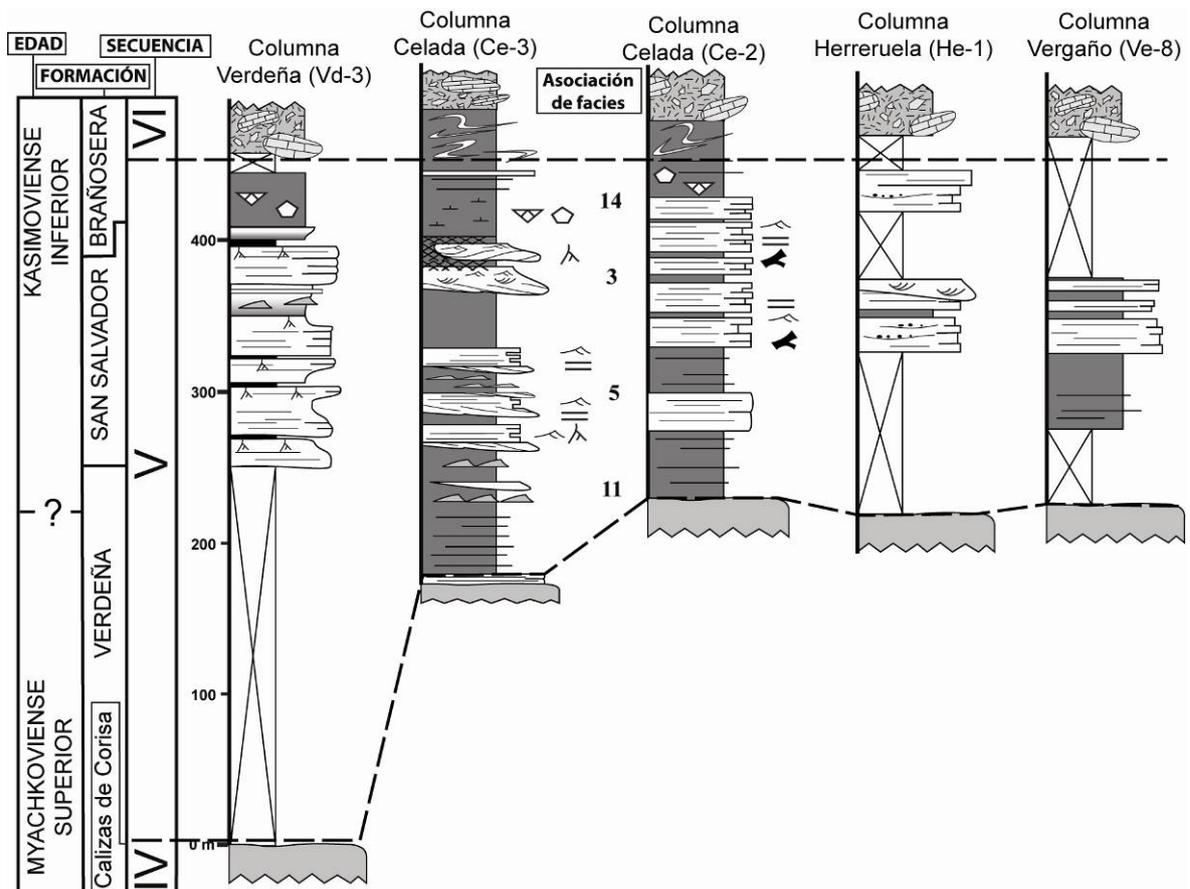


Fig. 3.26.- Columnas de la secuencia VI realizadas en el sinclinal de Castillería. Localización en Fig. 3.2.

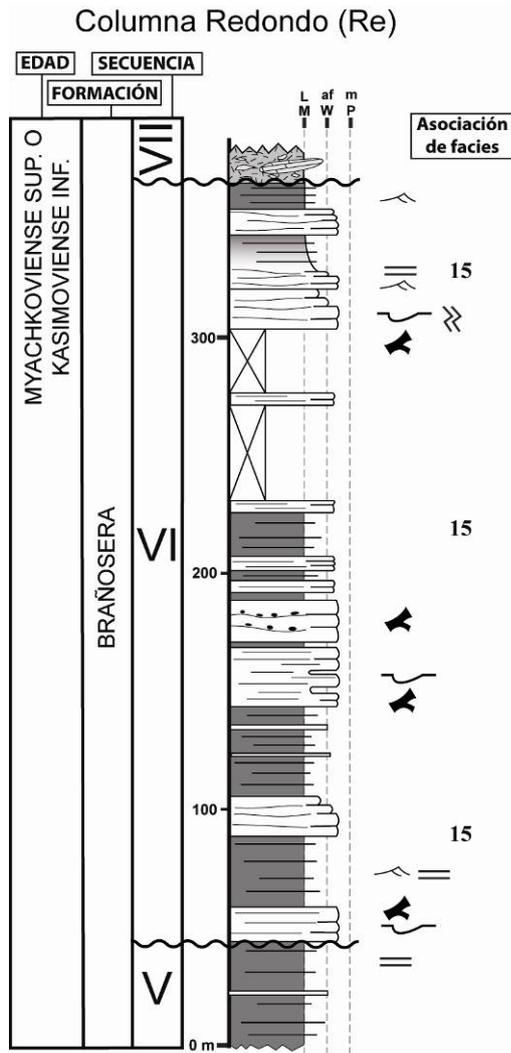


Fig. 3.27.- Columna de la secuencia VI en el sinclinal de Redondo. Ver localización en Fig. 3.2.

La secuencia finaliza con 50 m de margas con braquiópodos y crinoideos dispersos, que evolucionan a lutitas con escasas intercalaciones de areniscas en estratos tabulares decimétricos. Wagner *et al.* (1984) incluyeron estas margas superiores dentro de la Fm. Brañosera.

Sinclinal de Redondo

En este sinclinal, el límite inferior de la secuencia VI es una discordancia observable en el flanco occidental del mismo, donde además se acuña la totalidad de la secuencia (Fig. 3.25). Los materiales que componen esta secuencia están incluidos dentro de la Fm. Brañosera definida por Wagner *et al.* (1977).

Los mejores afloramientos se encuentran al E de Santa María de Redondo (Fig. 3.27), donde la secuencia alcanza un espesor de 320 m y consta de tramos de 2 a 16 m de potencia de areniscas de grano muy fino a medio, ordenadas en estratos tabulares de 10 a 60 cm de espesor,

amalgamados entre si o separados por intercalaciones decimétricas de lutitas laminadas con abundantes restos vegetales. Las capas son masivas y con bases erosivas con *flutes* y *groove casts* y, ocasionalmente, clastos lutíficos. Estos tramos alternan con otros de lutitas de potencia entre 1 a 36 m que contienen intercalaciones de areniscas en estratos tabulares menores de 15 cm, masivos o laminados por *ripples*. Hacia la parte superior de la secuencia, ambas litologías desarrollan, ocasionalmente, secuencias grano y estratodecrecientes de entre 4 y 6 m de potencia.

- **Correlación entre los sinclinales**

Como en las secuencias anteriores, el registro estratigráfico de los sinclinales de Casavegas y Castillería presenta grandes diferencias con el de Redondo. Mientras que en

los primeros el registro está constituido por una secuencia granocreciente con areniscas con estratificaciones cruzadas, estratos canaliformes y capas de carbón; en el de Redondo es una sucesión monótona de areniscas en estratos tabulares masivos con *flutes* y *grooves casts*. Al contrario que otras secuencias, la secuencia VI no muestra grandes diferencias de espesor entre los tres sinclinales, ni de importantes depósitos de parabrechas y olistolitos en su base, estando escasamente representados en el sinclinal de Casavegas.

Secuencia VII

- Edad

La edad mínima de esta secuencia viene determinada por la datación de los bloques de caliza que constituyen las parabrechas calcáreas de su base, que en los tres sinclinales corresponden al Kasimoviense inferior (Ginkel, 1965, IGME, 1988, 1987).

- Caracteres estratigráficos

La secuencia VII, constituye la última etapa de sedimentación que tuvo lugar en el Área del Pisuerga previamente a la deformación que generó la discordancia Astúrica, y se caracteriza por registrar la homogenización de la sedimentación en los tres sinclinales. Aflora en el núcleo de los tres sinclinales, por lo que su techo no se conserva. En los de Castillería y Casavegas estos depósitos están muy deformados y ofrecen escasos afloramientos, por lo que no es posible realizar una serie estratigráfica completa de su sucesión.

Sinclinal de Casavegas

En este sinclinal solamente es posible observar su parte baja al N de San Salvador de Cantamuda, en la carretera a Lores. El tramo que aflora consta de 150 m de parabrechas calcáreas y muy heterométricas, (*Calizas de Urbaneja* de Ginkel, 1965). Hacia el núcleo del sinclinal se reconocen en afloramientos puntuales de bocaminas, lutitas limosas con bioturbación de raíces, capas de carbón explotables y estratos métricos canaliformes de areniscas con base erosiva y superficies de acreción lateral. El tramo minero de esta secuencia con capas de carbón explotables se denomina *paquete Minero-Palentina*. Todos estos materiales fueron incluidos por Wagner y Varker (1971) dentro de la Fm. Ojosa.

Sinclinal de Castillería

En esta estructura solamente se han podido realizar dos series parciales de la secuencia VII (Fig. 3.28), una de la base de la sucesión, en Herrerueta (He-2); y la otra de la parte superior, en San Felices (SF). Su potencia se ha estimado en ~1000 m a partir de la cartografía geológica realizada.

La serie He-2, con un espesor de 250 m, consta de tres tramos. El inferior, de ~150 m está integrado por parabrechas calcáreas heterométricas y polimícticas con bloques de areniscas y calizas de hasta 5 m. El intermedio consta de unos 50 m de lutitas con areniscas en estratos plegados y fracturados de hasta de 1 m; areniscas de grano medio a grueso en estratos de hasta de 1,5 m con base erosiva y estratificación cruzada; orto y paraconglomerados cuarcíticos en estratos hasta de 50 cm con bases erosivas, ambos materiales muestran cierto grado de desorden ya que forman capas fracturadas y discontinuas embebidas en las lutitas y limos circundantes, y finalmente limos y lutitas con intercalaciones de areniscas y calclititas dispuestas en estratos de hasta 7 cm de espesor con laminación paralela y de *ripple*. El tramo superior, de unos 50 m de espesor consta

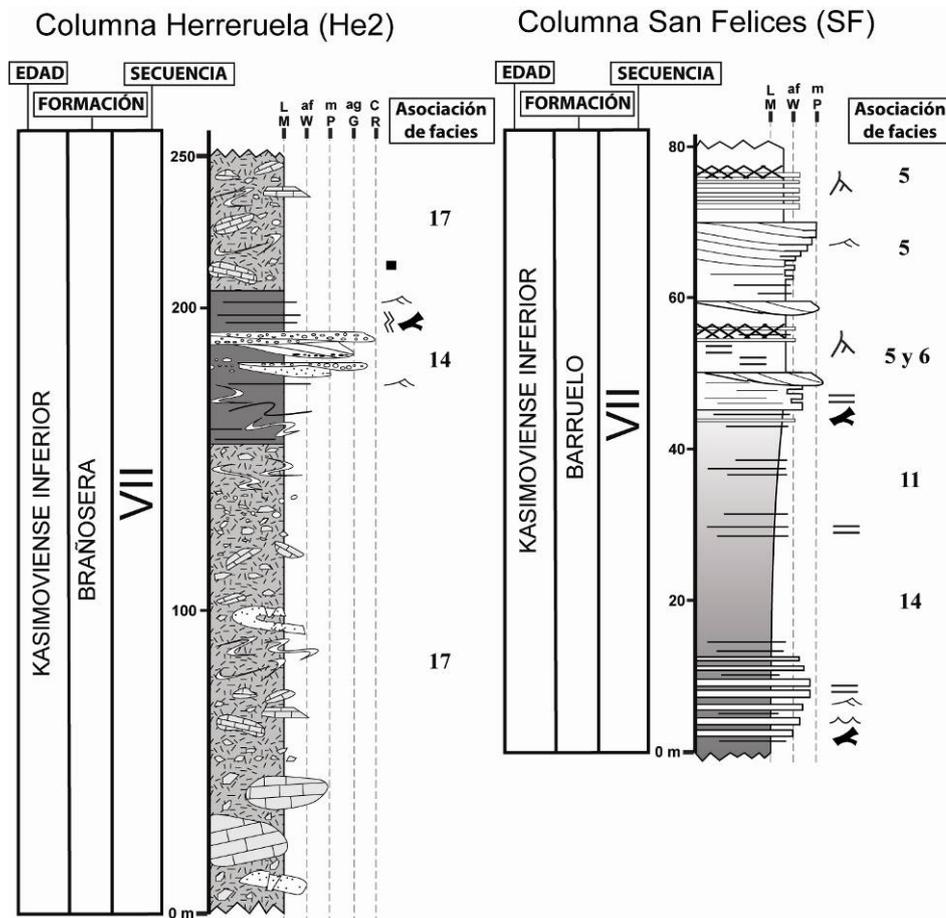


Fig. 3.28.- Columnas de la secuencia VII en el sinclinal de Castillería. Ver localización en Fig. 3.2.

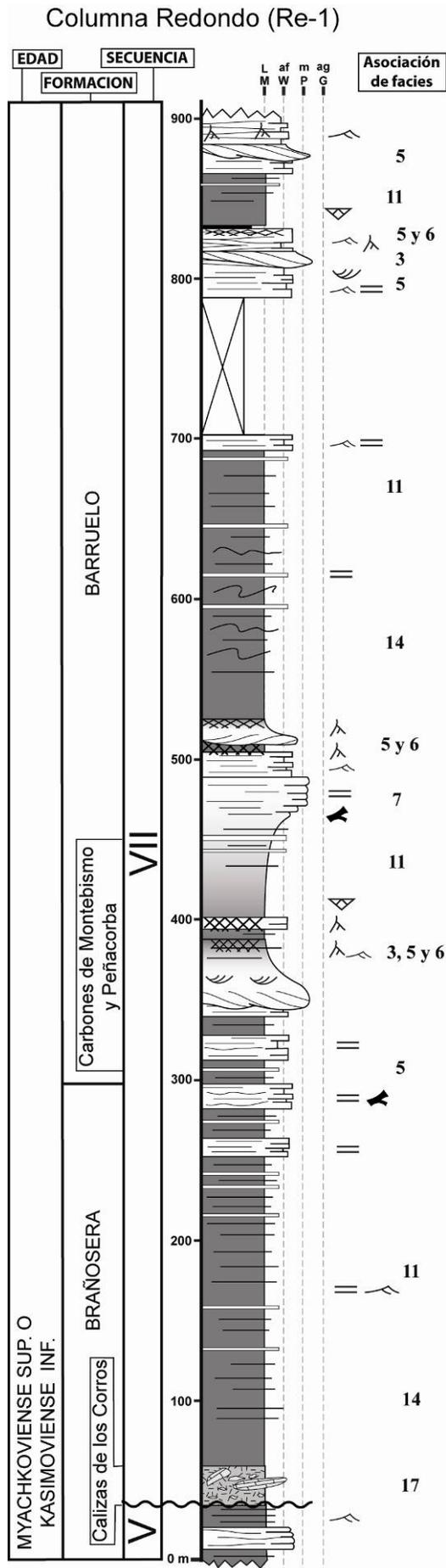
principalmente de parabrechas calcáreas heterométricas y polimícticas, ocasionalmente también aparecen fragmentos dispersos de carbón. Al conjunto de los materiales desorganizados Wagner *et al.* (1977) los incluyeron dentro de la Fm. Brañosera.

La serie SF (Fig. 3.28), correspondiente a la parte superior de la secuencia, consta de un tramo basal de 15 m de potencia formado por areniscas de grano fino a medio en estratos tabulares entre 20 a 5 cm, con *ripples* de flujo y oscilatorios, amalgamados entre sí o separados por lutitas. Sobre ellas, el resto de la sección constituye un intervalo granocreciente de 60 m, integrado en la parte inferior, por limolitas y lutitas con intercalaciones de areniscas muy finas laminadas en estratos menores de 5 cm, que verticalmente evolucionan a areniscas de grano fino a medio dispuestas, bien en estratos tabulares con laminación paralela, o bien en capas lenticulares canaliformes de hasta 1 m de potencia con estratificación cruzada sigmoidal de acreción lateral. Lateralmente, en esta parte superior del tramo las areniscas se ordenan en una secuencia grano y estratocreciente de 2,5 m potencia con estratificación cruzada sigmoidal de gran escala. También aparecen lutitas con bioturbación por raíces y abundantes restos vegetales transportados. Esta parte de la sucesión con carbones y paleosuelos fue asignada a la Fm. Barruelo por Wagner *et al.* (1977).

Sinclinal de Redondo

Cartográficamente, en su base los materiales de esta secuencia se apoyan discordantemente sobre los estratos de la inferior, mostrando la estratificación un solapamiento expansivo hacia el flanco occidental del sinclinal (Fig. 3.25).

La sucesión se ha estudiado al O de Santa María de Redondo (sección Re-1, Fig. 3.29). Tiene un espesor de ~850 m y consta de tres tramos. El inferior, de ~15 m, está formado por parabrechas calcáreas muy heterométricas (*Calizas de los Corros* de Ginkel, 1965). El intermedio, de ~200 m de lutitas con intercalaciones de areniscas en estratos decimétricos tabulares con laminación paralela y de *ripples*. El tercer tramo está constituido por una sucesión de ~300 m de espesor compuesta por: areniscas en paquetes de 2 a 6 m, divididos en estratos de espesores entre 5 y 30 cm, con base erosiva, masivos o con laminación paralela, que alternan con areniscas laminadas o lutitas con lentes areniscosas; ciclos granodecrecientes de 2 a 4 m de potencia formadas por areniscas con bases erosivas y estratificación cruzada sigmoidal con acreción lateral, estratificación



cruzada en surco y laminación de *ripples*, que finalizan con lutitas con bioturbación de raíces y capas de carbón explotables; y secuencias granocrecientes de 60 m de potencia formadas por margas con braquiópodos y crinoides, lutitas y limos, que finalizan con areniscas en estratos entre 5 a 30 cm con laminación paralela.

La sucesión continúa con un tramo de ~150 m formado por lutitas con intercalaciones de areniscas en estratos tabulares menores de 10 cm con laminación de *ripples*, que frecuentemente aparecen plegados (*slumps*). Finalmente, después de 65 m no expuestos, la serie termina con ~120 m de: areniscas en estratos tabulares y lenticulares, masivos o con laminación paralela; lutitas con abundante bioturbación por raíces y capas de carbón centimétricas; areniscas en estratos canaliformes de 2 m de potencia con estratificación cruzada sigmoidal con acreción lateral; y margas con fauna marina bentónica en tramos de 2 a 4 m de potencia

El segmento de serie que se extiende desde la base de la secuencia hasta los primeros carboneros forma parte de la Fm. Brañosera definida por Wagner *et al.* (1977); el resto de serie correspondería a la Fm .Barruelo de los mismos autores.

Fig. 3.29.- Columna de la secuencia VII en el sinclinal de Redondo. Ver localización en Fig. 3.2.

- **Correlación entre los tres sinclinales**

La sucesión estratigráfica de la secuencia VII presenta características similares en los tres sinclinales, diferenciándose solamente en la potencia de los DTMs de su base, mayor en los sinclinales de Castillería y Casavegas donde los olistolitos son también mayores.

3.3.- PALEOCORRIENTES, DISCORDANCIAS Y GEOMETRÍAS DE LA ESTRATIFICACIÓN (*GROWTH STRATA GEOMETRIES*)

El modelo de dispersión de la paleocorrientes significativamente difiere de los depósitos deltaicos a los turbidíticos (Fig. 3.30). Los depósitos deltaicos de las secuencias II a V en los sinclinales de Casavegas y Castillería muestran un modelo de dispersión de sedimentos hacia el N-NE. Por el contrario, los depósitos turbidíticos de las secuencias en los sinclinales de Castillería y Redondo, son subparalelos a las anteriores, indicando un paleoflujo subparalelo al eje de los sinclinales. Las secuencias III a VII muestran geometrías de la estratificación (*growth-strata*; Fig. 3.12, 3.14, 3.19, 3.25). En los flancos de los tres sinclinales, ellas se acuñan, sufren *onlap* contra la discordancia de su base y son truncadas, llegando a ser más potentes y mejor preservadas hacia la charnela de los sinclinales, donde las superficies de estratificación llegan a ser subparalelas a los límites de las secuencias (Fig. 3.31A). En el flanco SO del sinclinal de Castillería, la discordancia basal de la secuencia III trunca progresivamente estratos cada vez más antiguos de la secuencia II hacia el O, mientras que hacia el E, dentro de la charnela del sinclinal, la estratificación de ambas secuencias llega a ser paralela (ver Fig. 3.14 y anexo 2). En la misma área, la disconformidad basal de la secuencia V (disconformidad Leónica) muestra señales de exposición subaérea afectando a los carbonatados del techo de la secuencia inferior. Los rasgos de karstificación llegan a estar mejor desarrollados hacia el O, al mismo tiempo que la secuencias V se adelgazan (Fig.3.14). En el sinclinal de Casavegas, la estratificación de la secuencia IV sufre solapamiento (*onlap*) en ambos flancos, y también las secuencias se adelgazan a medida que se alejan de la charnela del sinclinal (Fig.3.19). En el sinclinal de Redondo, las geometrías de la estratificación están presentes en el sinclinal occidental, adyacentes a la falla de Redondo (Fig. 3.25).

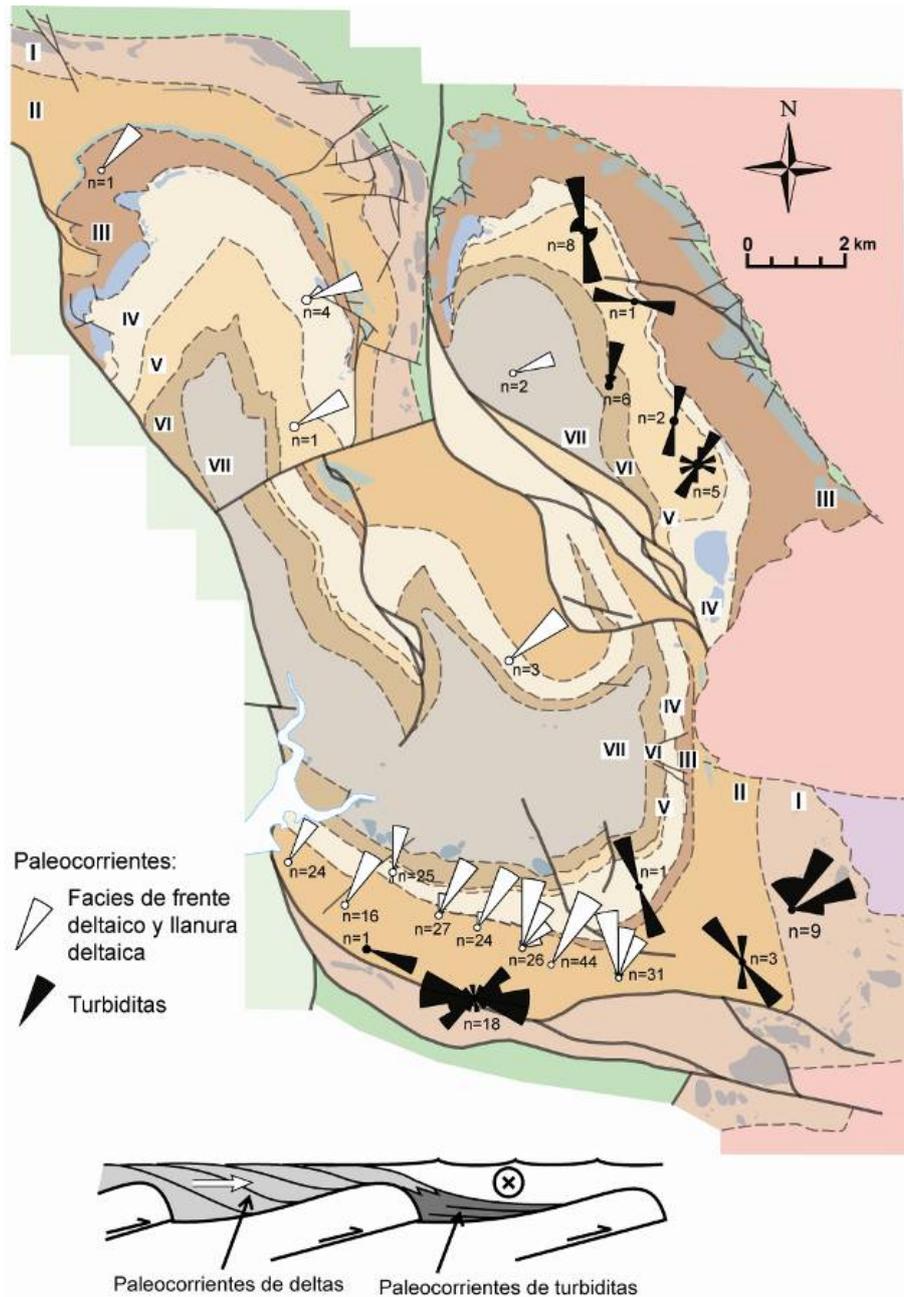


Fig. 3.30.- Cartografía del Área del Pisuegra sobre las que se han representado las direcciones de paleocorrientes. Las medidas obtenidas en depósitos deltaicos se disponen aproximadamente perpendiculares a la traza axial del sinclinal; mientras que en sistemas turbidíticos se orientan paralelamente a dichas trazas. Los números romanos indican las secuencias de 3^{er} orden. En el esquema de la parte inferior se muestra la dirección de las paleocorrientes deltaicas y turbidíticas en relación a la estructura tectónica de los surcos *piggy-back*.

Estas geometrías de la estratificación son indicativas del crecimiento sinsedimentario de los sinclinales, muy probablemente relacionado con el crecimiento de los anticlinales que los limitaban durante el movimiento de los cabalgamientos ciegos (Fig. 3.31B; e.g. Ford *et al.*, 1997; Vergés *et al.*, 2002; Ford, 2004 y Ghiglione *et al.*, 2010). Posteriormente, el aumento del acortamiento tectónico contribuyó a la eliminación de los

cabalgamientos originales y los anticlinales asociados (Fig.3.31C). Estos rasgos son característicos de depósitos de *wedge-top* (Ori y Friend, 1984; Crumeyrolle *et al.*, 1991; Ford, 2004).

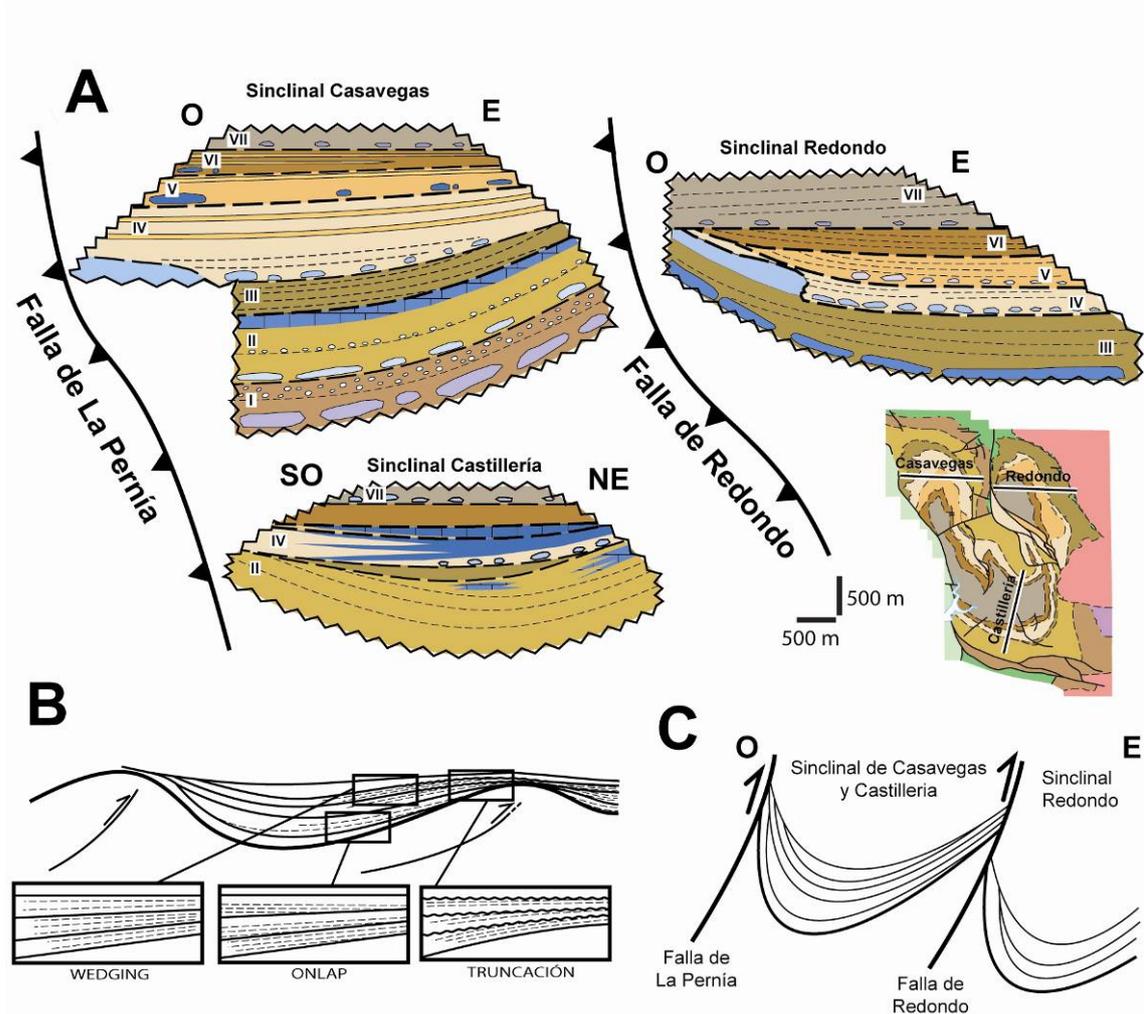


Fig. 3.31.- A) Cortes de correlación de las sucesiones estratigráficas de los sinclinales de Casavegas, Castillería y Redondo, mostrando las geometrías de la estratificación y los cambios laterales de espesor de la secuencias y su relación con las fallas de La Pernía y Redondo. Misma leyenda que en la cartografía (anexo 2). **B)** Caracteres geométricos de la estratificación desarrollados en los flancos de los sinclinales y anticlinales de propagación de falla evidenciando el crecimiento sin-sedimentario de estas estructuras tectónicas en cuencas *piggy-back* (basado en Crumeyrolle *et al.*, 1991). **C)** Sección estructural sintética del Área del Pisuerga donde se muestra la estructura geológica actual. Los anticlinales de propagación de falla son eliminados debido a las elevadas tasas de acortamiento tectónico.



Bloques calcáreos de los depósitos de transporte en masa en las proximidades de la población de Perapertú (secuencia I, sinclinal de Castillería).

CAPÍTULO 4

SEDIMENTOLOGÍA

4.- SEDIMENTOLOGÍA

Este capítulo trata la descripción e interpretación de las facies, asociaciones de facies y sistemas sedimentarios que constituyen las secuencias deposicionales definidas en el área de estudio (Fig. 3.1).

4.1.- FACIES

En este trabajo se aplica el concepto de facies en el sentido de Reading (1996): cuerpo de rocas con características específicas, formado bajo un conjunto determinado de condiciones sedimentarias, reflejo de un proceso particular. Una facies puede ser definida en función del color, estratificación, composición, textura, contenido fósil y estructuras sedimentarias de una roca. Bajo esta definición, el término facies tiene un carácter principalmente descriptivo evitando cualquier sentido genético.

Las facies se agrupan en función del tamaño de los componentes y de la litología de los mismos, distinguiendo así, los siguientes grupos: a) megabloques y brechas/conglomerados, b) areniscas, c) facies heterolíticas, d) lutitas y margas, e) paleosuelos y carbones y f) facies carbonatadas. Dentro de cada grupo de facies, las facies se ordenan en función de sus características texturales y de sus estructuras sedimentarias.

En la identificación de las facies siliciclásticas se utiliza un código similar al propuesto por Miall (2006), que consiste en una letra mayúscula para hacer referencia a la litología principal, seguida de una o varias minúsculas que indican las texturas y estructuras sedimentarias diagnósticas. Aunque este autor creó la clasificación para sedimentos fluviales, como él mismo afirma la repetición de condiciones similares lleva a la repetición de productos sedimentarios similares, lo cual es susceptible de una clasificación empírica universal.

Las facies carbonatadas se clasifican utilizando los términos propuestos por Dunham, (1962) y Embry y Klovan (1971). Los componentes se numerarán en el orden de abundancia relativa en que aparecen en cada caso.

4.1.1.- FACIES DETRÍTICAS

Este grupo de facies incluye todas las rocas sedimentarias producidas por el transporte y depósito de clastos generados por procesos de fragmentación y alteración física, química y biológica de rocas preexistentes.

Facies gruesas: megabloques (MB) y brechas/conglomerados (G)

El grupo de facies gruesas engloba un conjunto de depósitos de granulometría mayor a las arenas (Tabla 4.1). Se han dividido en facies en función de la fábrica y de las estructuras sedimentarias. A su vez, las facies han sido subdivididas en subfacies de acuerdo a la composición de los clastos y al grado de redondeamiento de los clastos.

- **Facies MB: Megabloques**

Descripción

Bloques calcáreos de dimensiones decamétricas a kilométricas (hasta 300 m de potencia y 2,5 km de longitud) y bordes laterales abruptos, que en el paisaje llegan a constituir grandes promontorios como por ejemplo las *Calizas de Peña Tejedo* en el sinclinal de Redondo (Fig. 3.2). En los casos en que presentan una morfología tabular, se disponen paralelos a la estratificación de los depósitos encajantes, generalmente lutíticos. No presentan deformación interna (Fig. 4.1A), salvo en su base, en la que existe un intervalo de espesor generalmente menor a 50 cm que presenta una fuerte brechificación, que llega a traducirse en la individualización de clastos que encajan entre sí y en la que las fracturas están rellenas por una matriz lutítica o areniscosa (Fig. 4.1C). El sustrato lutítico sobre el que descansan los megabloques presenta frecuentemente bandas de espesores entre 20 y 50 cm con clivaje similar al *scaly fabric* (Vannuchi *et al.*, 2003; Fig. 4.1B).

Interpretación

De acuerdo a sus dimensiones, grado de deformación interna y relaciones con el sustrato, estos grandes bloques calcáreos se interpretan como olistolitos (Flores, 1955) que resultarían de deslizamientos traslacionales de masas coherentes de roca sin deformación interna, salvo en la base (*slides* en la terminología anglosajona) (Rupke, 1978, Nemec, 1990; Stow *et al.*, 1996). La brechificación de la base de los megabloques es de origen

TABLA 4.1: FACIES GRUESAS: MEGABLOQUES Y BRECHAS/CONGLOMERADOS						
FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
MB: Megabloques	Bloques calcáreos de dimensiones decamétricas y kilométricas sin deformación interna.	<i>Scaly fabric</i> y brechificación		< 300 m		Deslizamientos traslacionales de bloques <i>slides</i> .
Gmm-1: Brechas masivas con soporte de matriz.	Depósito heterométrico, polimítico, con tamaño grava a bloque y matriz soportado	Sin organización interna	Tabular o techo convexo	1-50 m		<i>Debris flow</i> cohesivos.
Gmm-2: Conglomerados silíceos masivos con soporte en matriz desorganizados	Conglomerados cuarcíticos clasto a matriz soportados.	Sin organización interna	Plano convexa	< 10 m		
Gpc: Conglomerados polimíticos clasto-soportados masivos	Conglomerados polimíticos heterométricos, clasto-soportados. Matriz lutítica.	Sin organización interna	Lenticular	< 20 m		<i>Debris flow</i> cohesivos.
Gmg-1: Conglomerados calcáreos matriz a clasto-soportados gradados	Conglomerados principalmente calcáreos clasto a matriz-soportados.	Gradación normal	Tabular	1-4 m		<i>Debris flow</i> modificados, flujos hiperconcentrados o flujos concentrados.
Gmg-2: Conglomerados silíceos con matriz lutítica y gradado	Conglomerados cuarcíticos tamaño canto clasto-soportados	Gradación normal. Clastos desordenados o imbricados [a(p)a(i)]	Tabular	50 cm		
Gcm: Gravas clasto-soportadas masivas	Brechas y conglomerados heterométricos, clasto-soportados.	Sin organización interna. Fábrica <i>jigsaw fit</i>	Irregular, discontinua	Decimétrico a métrico		Flujos granulares resultado de la desintegración de clastos de mayor tamaño
Gcg-1: Conglomerados calcáreos clasto-soportados gradados.	Conglomerados calcáreos con matriz de arenas y gravas con lutitas	Gradación inversa o inversa a normal	Base irregular erosiva	Decimétrico		Flujos granulares en alfombras de tracción en la base de flujos densos.
Gcg-2: Conglomerados silíceos clasto-soportados gradados-estratificados	Conglomerados silíceos clasto-soportados, heterométricos. Matriz arena media a gruesa	Sin organización interna, gradación inversa a normal o normal	Irregular, base erosiva	50 cm-2m	Equinodermos y restos vegetales	

hidroplástico, como resultado de la fracturación de la caliza inducida por el aumento de presión de poro de la matriz, la cual se encontraría licuificada (Allen, 1982), facilitando su inyección en las fracturas creadas (Callot *et al.*, 2008a). El clivaje *scaly cleavage* que presentan las lutitas es similar al descrito en otros casos de *slides* (p. ej. Pini, 1999) y sería consecuencia de su cizallamiento (Vannuchi *et al.*, 2003). Estas dos estructuras, brechificación y cizallamiento, son el resultado del esfuerzo de cizalla que ejerce el bloque sobre el sustrato lutítico, junto con la elevada presión de poro que se alcanza en su base.

- **Facies Gmm: Gravas masivas con soporte de matriz**

Descripción

Depósitos heterométricos formados por clastos sin ningún tipo de clasificación ni ordenación, inmersos en una matriz mal calibrada, formada por partículas desde tamaño arcilla hasta gravas finas. Consta de capas de espesor variable, frecuentemente amalgamadas, con base irregular a planar y techo planar a convexo. Los clastos pueden llegar a tener varios metros de diámetro, sin orientación preferente ni organización vertical; su redondeamiento es variable y relacionado con la litología. Los clastos calcáreos son subredondeados a subangulosos, y cuando predominan dan lugar a brechas calcáreas a polimícticas. Los clastos cuarcíticos están bien a muy bien redondeados, aparecen en proporción variable, y llegar a dar estratos de conglomerados. De modo subordinado aparecen clastos de lutitas replegados y de areniscas, en unos casos equidimensionales y angulosos, en otros tabulares y replegados. La matriz sin ningún tipo de clasificación consiste en arcillas con una proporción variable de partículas hasta tamaño grava fina.

Esta facies consta de dos subfacies, definidas por la composición dominante y el redondeamiento de los clastos: brechas desorganizadas y conglomerados desorganizadas

- **Subfacies Gmm-1: Brechas masivas con soporte de matriz:** Está integrada por brechas polimícticas constituyendo unidades de 1 a 50 m de potencia. Los clastos son angulosos a subredondeados de tamaño grava a bloque, llegando éstos a ser decamétricos (Fig. 4.1D y E), principalmente de carbonatos de todo tipo de texturas (*mudstone*, *boundstone*, *grainstone*, etc.). En menor proporción, aunque son también abundantes, aparecen clastos intraformacionales lutíticos muy deformados de tamaño métrico y escasos clastos angulosos de hasta 5 m de diámetro de areniscas con restos vegetales. Sólo en algunos ejemplos se han observado clastos cuarcíticos, redondeados a

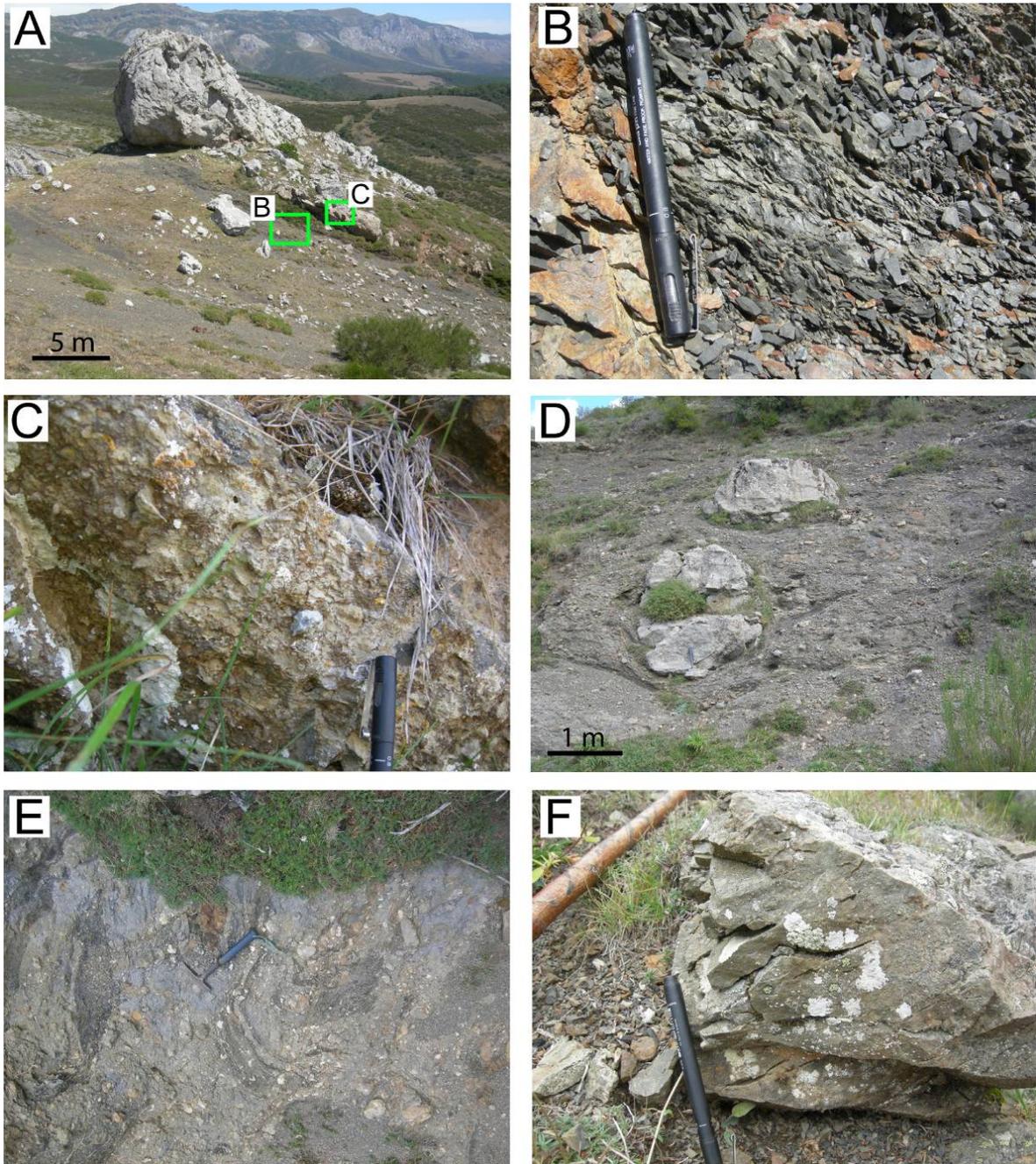


Fig. 4.1.- Facies de megabloques (MB): **A)** Gran bloque de caliza sobre lutitas deformadas (ver B) en las proximidades de Peña Abismo (Fig. 3.2). Recuadros verdes, posición de las imágenes B y C. **B)** Lutitas con *scaly cleavage* debajo del gran bloque calcáreo de A. **C)** Brechificación hidrolástica en la base del bloque de la imagen A. **D y E)** Aspectos de campo de la facies de brechas masivas matriz-soportadas (subfacies Gmm-1). **F)** Fracturas de tensión en la base de un bloque de areniscas de la misma subfacies. Escalas: bolígrafo 14 cm y martillo 30 cm.

muy redondeados, de hasta 20 cm de diámetro; y muy raramente clastos de carbón menores de 10 cm. Los clastos de caliza no presentan deformación interna, pero aparecen fracturados. Los de tamaño métrico presentan en los márgenes una orla de brechificación de varios centímetros de grosor con una matriz relleno las fracturas de la misma naturaleza que la que engloba a los clastos. Los clastos de areniscas suelen

presentar una intensa fracturación perpendicular a su estratificación, con fracturas de tensión, en ocasiones abiertas, que aparecen en la parte inferior de los mismos y que se atenúan hacia el techo (Fig. 4.1F). Los clastos de tamaño métrico de areniscas estratificadas suelen estar plegados.

La matriz está formada por una mezcla de granulometrías, desde arcillas hasta arenas de grano grueso, tanto de cuarzo como de naturaleza carbonatada (litoclastos y bioclastos de crinoides, braquiópodos o fusulinas). El resultado es una matriz mal calibrada con el aspecto de una lutita arenosa a una arenisca arcillosa, en ocasiones margosa (Fig. 4.1 E). Las unidades de esta facies de mayor potencia presentan en algunos casos internamente algunos niveles de espesor generalmente menor de 2 m, constituidos por una alternancia de bandas decimétricas de brechas calcáreas tanto clasto- como matriz-soportadas y lutitas con un intenso desarrollo de *scaly cleavage*.

- **Subfacies Gmm-2: Conglomerados silíceos masivos con soporte de matriz desorganizados:** Son conglomerados de clastos cuarcíticos, clasto a matriz-soportados, formando capas amalgamadas de aproximadamente 10 m de potencia, comúnmente con bases planas y techos convexos. Los clastos son de tamaño canto y bloque y presentan una distribución variable, bimodal y polimodal y están desorganizados, aunque en algunos estratos muestran una ordenación estando alineados o con imbricación a(p)a(i). La matriz es principalmente lutítica y en algunos estratos forma parches irregulares.

Interpretación

Los rasgos que muestra esta facies, fábrica desorganizada y heterométrica, con una matriz igualmente carente de clasificación y rica en arcillas, son propios de los depósitos de *debris flows* cohesivos (Hampton 1972, Middleton y Hampton 1973, Lowe 1982, Nemeč y Steel 1984, Coussot y Meunier, 1996, entre otros). Este tipo de flujos, de carácter laminar, debido a su alta viscosidad, y comportamiento plástico (Phillips y Davies, 1991), son capaces de transportar grandes clastos en su seno como consecuencia de la viscosidad del flujo y su densidad (Hampton, 1972; Middleton y Hampton, 1976; Mulder y Alexander, 2001). El depósito se produce al sufrir el flujo una parada brusca (*cohesive freezing*) cuando el esfuerzo de cizalla (que corresponde con la componente g paralela a la pendiente) cae por debajo del umbral de cizalla (*yield strength*) (Enos, 1977). Dicho umbral es función de la fuerza de cohesión proporcionada por la matriz arcillosa y del

ángulo de rozamiento interno (*yield strength = cohesion + internal friction*) (Hampton, 1972; Enos, 1977).

En la subfacies Gmm-1 (Brechas desorganizadas con soporte de matriz), la naturaleza de los clastos contenidos en ella (clastos de calizas, clastos de carbón, clastos cuarcíticos bien redondeados) indican que los flujos que depositaron estas capas procederían de la desestabilización de depósitos marinos someros (calizas) a costeros (carbón) y contendría de modo distintivo gravas cuarcíticas.

El hecho de que los clastos calcáreos no tengan deformación interna y presenten el tipo de fracturación que les afecta, indica un comportamiento frágil durante el transporte. Por el contrario, el plegamiento que presentan los clastos de areniscas, revela su comportamiento plástico; además, sus fracturas son similares a las formadas en sedimentos no consolidados (denominadas fracturas hidroplásticas por Petit y Laville, 1987), sugiriendo un comportamiento entre frágil y dúctil. La diferencia de deformación de ambas litológicas se debe a que la litificación de las calizas ocurre antes que en las areniscas (Tucker, 1991). Todo ello permite deducir que el colapso de la pila sedimentaria y la consiguiente deformación de las capas constituyentes se produjo cuando aquella no estaba totalmente litificada. Las diferencias de deformación entre clastos carbonatados y siliciclásticos ha sido documentado en otras unidades caóticas (Alonso *et al.*, 2006; Callot *et al.*, 2008a y b; Odonne *et al.*, 2011).

Las brechificaciones observadas en los márgenes de los bloques calcáreos tienen un origen hidroplástico, resultado de la fracturación frágil de la caliza inducida por el aumento de presión de poro de la matriz licuificada (Allen, 1982), que provocaría su inyección en las fracturas creadas. Las lutitas presentan un clivaje similar al denominado *scaly cleavage* por Vannuchi *et al.* (2003) como consecuencia del cizallamiento de las lutitas. La presencia de intervalos de lutitas con *scaly cleavage* en el seno de potentes unidades de esta facies podría indicar la existencia de zonas de cizalla desarrolladas en la base de distintos flujos y separaría por tanto los depósitos de sucesivas coladas de *debris flows*. Estas estructuras han sido observadas frecuentemente en depósitos de olistostromas y *melanges* (Alonso *et al.*, 2006; Pini *et al.*, 2004; Silver y Beutner, 1980 o Vannuchi *et al.*, 2003).

En la subfacies Gmm-2 (conglomerados silíceos desorganizados), estas debritas, a diferencia de las anteriores, deben haber sido alimentadas desde depósitos someros de abanicos deltaicos (*fan deltas*), ricos en gravas; verosíblemente, representan el depósito desde flujos cohesivos generados como consecuencia de la desestabilización de los frentes de estos sistemas sedimentarios. El flujo resultante debió erosionar el sustrato fangoso e incorporar clastos intraformacionales virtualmente indistinguibles de la lutita de la matriz, lo que les haría aparecer como parches lutíticos rodeados por un conglomerado.

- **Facies Gpc: Conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos**

Descripción

Conglomerados clasto-soportados, mal calibrados (polimodales) y desorganizados, (Fig. 4.2A), que forman capas lenticulares de hasta 20 m de potencia intercaladas entre lutitas y limos masivos (facies Lm). Son polimícticos, con clastos de cuarcita, redondeados a muy redondeados, con tamaños desde 5 hasta 70 cm, y en menor proporción (menos del 20 %) de caliza, subangulosos a subredondeados, con tamaños desde 10 cm hasta 8 m y con rasgos de karstificación. Aparecen también clastos lutíticos, dispersos y deformados por los clastos circundantes. La matriz es lutítica con un contenido variable en partículas de tamaño arena.

Interpretación

Esta facies se ha separado del resto de los depósitos desorganizados por su carácter granosoportado, aunque la mala clasificación, falta de organización y el contenido en arcillas de la matriz la hacen igualmente asimilable a debritas, depósitos de *debris flow* cohesivos. La baja proporción de matriz lutítica es coherente con las observaciones de diversos autores que han señalado que proporciones de arcillas muy bajas, del orden de 3%, son compatibles con la existencia de un flujo de tipo *debris flow* (Costa, 1984). El carácter granosoportado sugiere que los clastos pudieron estar parcialmente soportados por las colisiones entre ellos, aunque no se preservan rasgos en la fábrica que así lo indiquen.

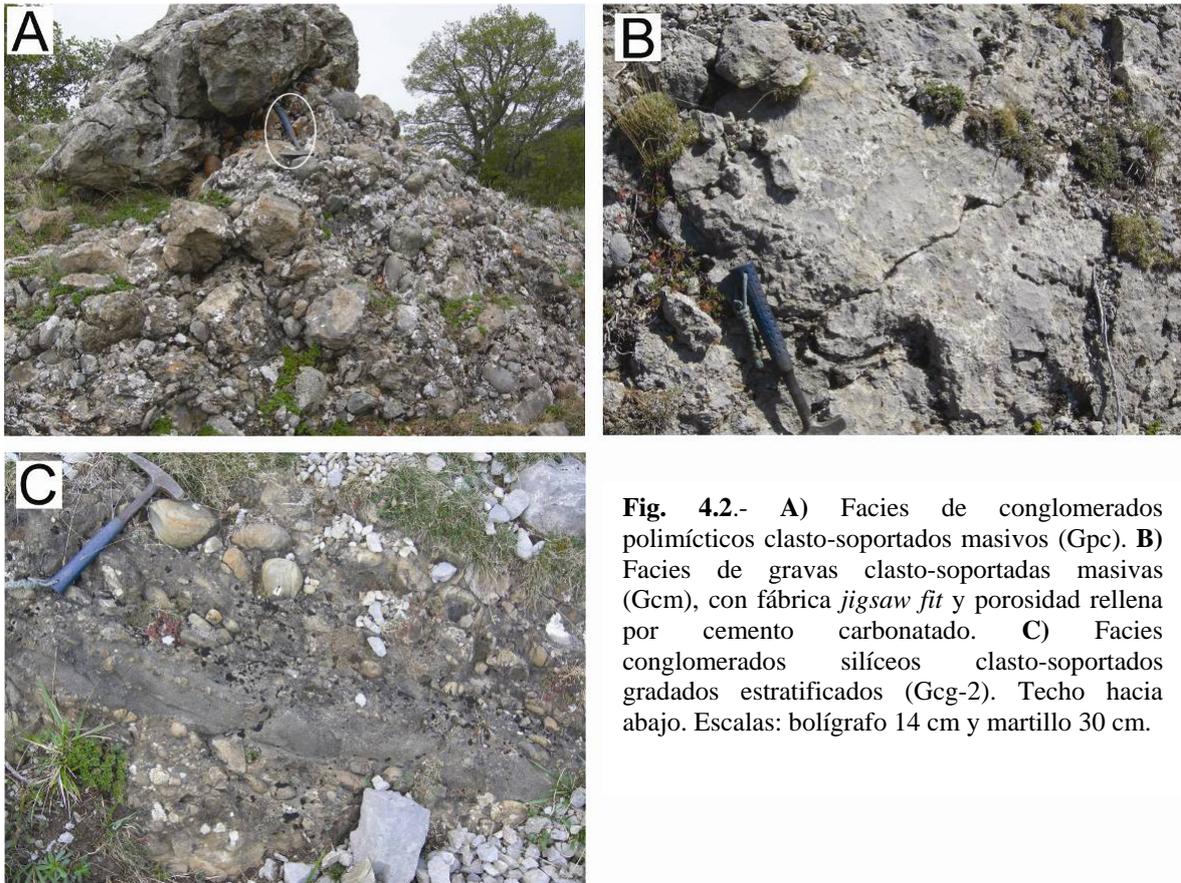


Fig. 4.2.- A) Facies de conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos (Gpc). B) Facies de gravas clasto-soportadas masivas (Gcm), con fábrica *jigsaw fit* y porosidad rellena por cemento carbonatado. C) Facies conglomerados silíceos clasto-soportados gradados estratificados (Gcg-2). Techo hacia abajo. Escalas: bolígrafo 14 cm y martillo 30 cm.

El depósito de esta facies se habría producido en ambientes subacuáticos de talud o base de talud, con material clástico procedente de abanicos deltaicos mezclado con el sedimento carbonatado derivado de la destrucción de una plataforma carbonatada. Esta facies es similar a la facies 16 que Colmenero *et al.* (1988) describen en los Conglomerados de Curavacas.

- **Facies Gmg: Gravas con soporte de matriz y gradación**

Descripción

Esta facies es similar a la anterior en cuanto a su carácter heterométrico y a la naturaleza lutítica o lutítico-arenosa de su matriz, mostrando asimismo una textura con soporte de matriz, excepcionalmente con soporte de clastos. La diferencia fundamental es su organización interna, ya que frente al carácter desorganizado de la facies anterior, ésta presenta una organización interna, mostrando sus capas una gradación normal variablemente desarrollada que hace que los clastos más grandes tiendan a disponerse hacia la parte baja de la capa. Esto lleva a que en algunos casos exista un paso gradual a una porción superior de la capa carente de los mismos y formada exclusivamente por la matriz.

Se han distinguido dos subfacies en función de la composición de sus clastos.

- **Subfacies Gmg-1: Conglomerados calcáreos matriz a clasto-soportados gradados:**
Son conglomerados entre clasto- a matriz-soportados con clasificación moderada a baja, dispuestos en capas tabulares de base plana y ligeramente erosiva y espesor variable entre 1 a 4 m, con gradación normal variablemente desarrollada (Fig. 4.3A). Los clastos son principalmente carbonatados y redondeados a subangulosos, con tamaños que varían entre 1 a 20 cm. En menor proporción (< 5%) contienen clastos de areniscas angulosos, hasta de 15 cm y fragmentos de estratos plegados de areniscas, generalmente dispuestos hacia la base, así como clastos deformados de lutitas menores de 10 cm. Esta facies forma la totalidad del espesor de algunas capas, si bien en otras se dispone sobre una división basal de hasta 30 cm de espesor (Fig. 4.3A) compuesta por ortoconglomerados (subfacies Gcg-1). En algunos casos, en el techo de esta facies aparece, separado por un contacto neto, plano a ligeramente erosivo, un intervalo de areniscas calclíticas de grano grueso (Fig. 4.3A).
- **Subfacies Gmg-2: Conglomerados silíceos con matriz lutítica y gradados:**
Conglomerados clasto-soportados con tamaño canto, en estratos hasta de 50 cm de espesor, con una gradación normal definida por la progresiva desaparición de los clastos hacia el techo de la capa, cuya parte alta esta constituida por la matriz lutítica con escasos clastos (lutitas con cantos). Los clastos están desordenados o con una cierta ordenación, dispuestos paralelamente a la estratificación, mostrando incluso imbricaciones según el eje a [a(p)a(i)].

Interpretación

El carácter gradado de esta facies la hace asimilable a los depósitos de *debris flow* modificados con dominio de turbulencia de Nemec y Steel (1984), con los depósitos de flujos hiperconcentrados de Mutti (1992), y con de los flujos concentrados de Mulder y Alexander (2001) En estos casos se invoca que la progresiva dilución del flujo por entrada de agua ambiental daría lugar a una disminución de la viscosidad, con aparición de turbulencia que sería responsable de la ordenación incipiente de los clastos en el seno del flujo, que se refleja finalmente en el depósito. Éste se habría producido principalmente por congelamiento del flujo cuando el esfuerzo de cizalla impartido fuese incapaz de compensar la resistencia a la deformación de la matriz rica en arcillas.

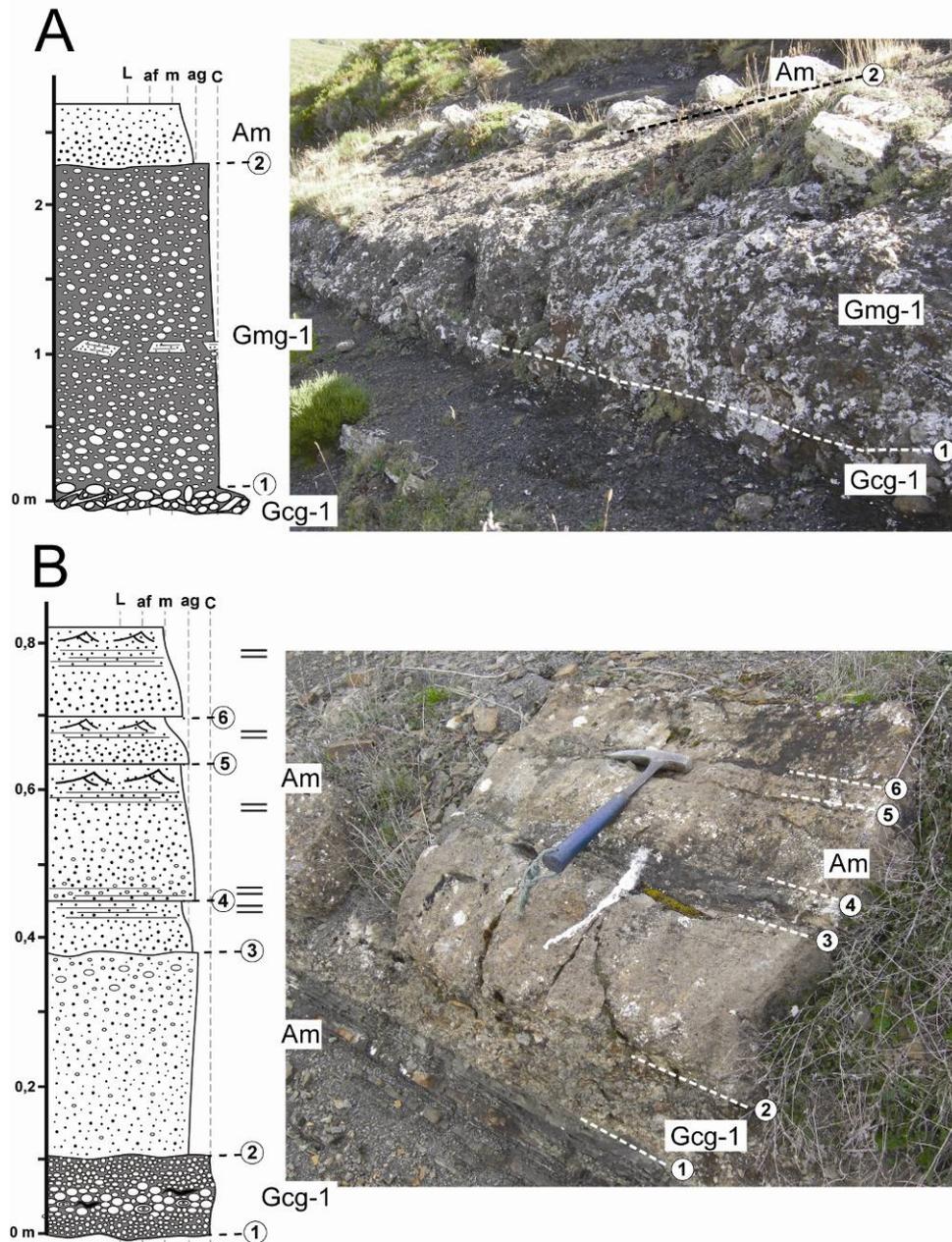


Fig. 4.3.- A) Distribución vertical de las facies Gcg-1, Gmg-1 y Am en una columna detallada de un estrato en el sinclinal de Redondo. B) Distribución vertical de las facies Gcg-1 y Am en una columna detallada en el sinclinal de Castellaría.

La subfacies Gmg-1 (conglomerados calcáreos matriz a clasto-soportados gradados), es el equivalente distal de la Gmm-1. Los ejemplos de esta subfacies que muestran una relación entre diferentes depósitos dentro de una misma capa (Gc cubierta por Gmg y finalmente por turbiditas), sugieren que a medida que el flujo iba viajando, el proceso de dilución arriba descrito dio lugar a la individualización de diferentes regiones dentro del flujo con distinto comportamiento reológico (flujos bipartitos: Hampton, 1972; Mutti *et al.*, 1999) que mediante transformaciones de flujo acabarían finalmente

evolucionando a corrientes turbulentas en etapas avanzadas de su transporte (Hampton, 1972; Sohn *et al.*, 2002; Felix y Peakall, 2006). La aparición de la división basal (Gc) ha sido explicada de diversos modos y será tratada en la interpretación de dicha facies.

La subfacies Gmg-2 (Conglomerados silíceos con matriz lutítica y gradados) es similar a la 11 de Colmenero *et al.* (1988) descrita en los Conglomerados de Curavacas y sería el equivalente distal de la Gmm-2. Los ejemplos en los que se observa en la parte baja de las capas una ordenación de los clastos paralelos a la estratificación, mostrando algunas imbricaciones, representarían depósitos intermedios entre esta facies y la Gc.

- **Facies Gc: Gravas clasto-soportadas**

Descripción

Esta facies incluye un conjunto de depósitos brechoides y conglomeráticos diferenciables por su carácter grano-soportado y por carecer de matriz o presentar una que, a diferencia de las facies anteriores, consta de arenas, gránulos y gravas finas, con escaso a nulo contenido en arcillas. En función de su organización interna se han diferenciado tres subfacies: masiva, gradada y gradada-estratificada. Los ejemplos de esta facies forman capas lenticulares aisladas o bien constituyen la división basal de otras capas hallándose cubiertas a techo por depósitos de conglomerados con soporte de matriz y gradados (subfacies Gmg-1; Fig. 4.3A) o de areniscas (facies Am, Fig. 4.3B).

- **Subfacies Gcm: Gravas clasto-soportadas masivas:** Son brechas y conglomerados heterométricos, con clastos de hasta varios centímetros, densamente empaquetados formando cuerpos lateralmente discontinuos. Algunos ejemplos de esta facies son brechas en las cuales los clastos encajan unos con otros (*jigsaw fit fabric*) y los espacios interpartícula están rellenos por cemento de calcita o lutita (Fig. 4.2B).
- **Subfacies Gcg-1: Conglomerados calcáreos clasto-soportados gradados:** Son conglomerados de clastos calcáreos con matriz de arenas y gravas con lutitas, formando capas delgadas de base erosiva que muestra una gradación inversa o inversa a normal y contienen clastos intraformacionales lutíticos (Fig. 4.3).
- **Subfacies Gcg-2: Conglomerados silíceos clasto-soportados gradados-estratificados:** Conglomerados silíceos clasto-soportados, con clastos redondeados a

bien redondeados y muy heterométricos, con diámetro medio variable entre 5 y 12 cm y máximo de 30 cm. Forman estratos de potencia entre 50 cm a 2 m, irregulares a lenticulares, con bases erosivas, masivos o con gradación inversa a normal o normal. La matriz es de arena media a gruesa con bioclastos (equinodermos) y restos vegetales dispersos. Estos estratos aparecen cubiertos por litarenitas, similares a la matriz, de grano medio a muy grueso, con gravas finas alineadas, y ordenadas en estratos de 10 a 50 cm, masivas o con laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo (Fig. 4.2C).

Interpretación

Los depósitos de esta facies son comparables a la facies R2 de Lowe (1982) y a la facies F3 de Mutti (1992) y muestran rasgos de haber sido depositados a partir de alfombras de tracción, en forma de flujos granulares en los que el soporte de los clastos en el flujo sería la presión dispersiva y que serían mantenidos en movimiento por la cizalla ejercida por un flujo suprayacente. El depósito tendría lugar por congelamiento friccional cuando la fricción entre los clastos superase la cizalla que mantenía al flujo en movimiento (Middleton y Hampton, 1973; Lowe, 1982; Mutti, 1992). Esta facies aparece formando las divisiones basales de capas, cubiertas por depósitos de gravas con soporte de matriz y gradación normal. El carácter de flujo residual de la facies queda más patente cuando sus depósitos aparecen cubiertos de modo neto por una división arenosa, señalando el *bypass* de las poblaciones granulométricas intermedias (facies Gmg; Fig. 4.3). La figura 4.3A, mostraría que estas alfombras de tracción se desarrollaron en la parte inferior de flujos densos del tipo *debris flow* diluidos /flujos hiperconcentrados (Nemec y Steel, 1984; Mutti, 1992). En este sentido, la facies incluiría las granulometrías más gruesas segregadas del flujo hiperconcentrado suprayacente por una transformación de flujo de tipo gravitativo y como tal representaría depósitos residuales. La aparición de las distintas subfacies marcaría la mayor o menor eficiencia de la presión dispersiva a la hora de ordenar los clastos en la vertical de la alfombra de tracción y/o la mayor o menor duración en el tiempo de estas alfombras de tracción antes de depositarse.

En el caso de la subfacies Gcm (gravas clasto-soportadas masivas), los rasgos de los depósitos con clastos que encajan entre si (*jigsaw fit fabric*) sugieren que se originaron por una progresiva desintegración de clastos de mayor tamaño durante su transporte. Tras la desintegración, los fragmentos resultantes se habrían detenido enseguida, de modo que no se separaron y el clasto original puede ser reconstruido visualmente a partir de sus

piezas. La existencia de rasgos de brechificación hidroplástica en la base de los megabloques (Fig. 4.1C), sugiere que el proceso descrito pudiera representar la evolución durante el transporte pendiente abajo de dichos megabloques, a medida que la brechificación hidroplástica progresase desde la base hacia el interior de los megaclastos hasta llegar eventualmente a su completa desintegración.

Facies de Areniscas

En este apartado se describen las facies arenosas, ordenadas por tamaño de grano, por la ausencia (capas masivas o gradadas) o presencia de estructuras sedimentarias, y por el tipo de estructuras (de corrientes unidireccionales frente a otro tipo de corrientes) y el rango de las mismas (Tabla 4.2).

- **Facies Ac: Areniscas con cantos dispersos**

Descripción

Esta facies se superpone a superficies erosivas canaliformes y está formada por delgadas y discontinuas acumulaciones de areniscas litareníticas de grano medio a muy grueso, mal a muy mal clasificadas, con clastos dispersos de areniscas (< 10 %), inferiores a 10 cm de diámetro y bien redondeados, moldes de troncos y ramas, clastos de carbón y, en ocasiones, bioclastos (crinoideos). La fábrica es masiva y desorganizada.

Interpretación

Se interpreta como el depósito residual (*lag*) que tapiza de forma irregular las superficies erosivas basales de canales de diverso tipo. La presencia de esta facies registra la etapa de actividad del canal, durante la cual existe principalmente transporte a través del mismo, quedando únicamente la fracción granulométrica más gruesa que no puede seguir siendo transportada (*bypass stage*). Este material residual puede registrar un tiempo largo de no depósito o con cambios importantes en la intensidad y procedencia de las corrientes y aportes. La presencia de restos de crinoideos puede deberse a dos causas. En primer lugar, a la entrada de aguas y aportes marinos por efecto de mareas o tormentas (Diemer y Bridge, 1988).

TABLA 4.2: FACIES ARENISCAS						
FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Ac: Areniscas con cantos dispersos	Litarenitas de grano fino a muy grueso	Desorganizada	Rellenando superficies erosivas	Decimétrico	Restos vegetales, equinodermos	Depósito residual (<i>lag</i>) de canales
Am: Areniscas masivas	Litarenitas o calcilitas de grano fino a grueso	Deorganizadas o pueden reconocerse 3 divisiones. <i>Flute</i> y <i>groove cast</i> . Bioturbación tipo <i>hypichmia</i>	Tabular	5 cm-1 m		Corrientes de turbidez de alta densidad
Ag: Areniscas gradadas	Litarenitas o calcilitas de grano fino a limolitas	Gradación normal, divisiones Ta-e. Marcas de muro. Bioturbación tipo <i>hypichmia</i> .	Tabular	Centimétrico a decimétrico	Restos vegetales, equinodermos	Corrientes de turbidez de baja densidad
At: Areniscas con estratificación cruzada en surco	Litarenitas de grano fino a grueso	Estratificación cruzada en surco	Lenticular	15-60 cm		Migración de dunas 3-D
Ap: Areniscas con estratificación cruzada planar	Litarenitas de grano fino a medio	Estratificación cruzada planar	Tabular	Set 20cm-2m, <i>coset</i> de 10m	Restos vegetales	Migración de dunas 2-D y <i>sand-waves</i>
As-1: Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal	Litarenitas de grano fino a grueso	Estratificación cruzada sigmoidal. <i>Lags</i> con clastos de lutitas y cuarcitas	Lenticulares, sigmoidales. Base erosiva y techo convexo	Set 30 cm-1,5m	Restos vegetales	Acreción frontal de barras de boca de distributario resultado de la transformación de flujos hiperconcentrados
As-2: Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal	Litarenitas de grano fino a grueso	Estratificación cruzada sigmoidal. <i>Bundles</i> . <i>Sets</i> granocrecientes	<i>Sets</i> sigmoidales	Set 20-90 cm <i>Coset</i> 6 m	Restos vegetales	<i>Megarripples</i> mareales
Al: Areniscas laminación paralela y cruzada de bajo ángulo	Litarenitas y calcilitas de grano fino a medio	Laminación paralela horizontal y cruzada de bajo ángulo	Tabular y en cuña	Centimétrico a decimétrico. <i>Cosets</i> 1-5m	Restos vegetales	Depósitos de corrientes de alto régimen de flujo

TABLA 4.2 (continuación): FACIES ARENISCAS

FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESPESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Arc: Areniscas con laminación de <i>ripples</i> de corriente	Litarenitas de grano fino a medio	Laminación de <i>ripples</i> de corriente	Tabular y lenticular	Centimétrico a decimétrico		Migración de <i>ripples</i> de corriente
Ah: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada <i>hummocky</i>	Litarenitas y cuarciarenitas de grano muy fino a medio	Estratificación cruzada <i>hummocky</i> . Escape de fluidos y bioturbación	Lenticular, tabular u ondulantes	Decimétrico	Restos vegetales	Flujos combinados gravitatorios de baja densidad de energía decreciente
Aro: Areniscas con laminación de <i>ripples</i> de oleaje	Litarenitas de grano muy fino a fino	Laminación <i>chevron</i> , <i>ripples</i> simétricos	Tabular y lenticular	Centimétrico		<i>Ripples</i> de oleaje
Ab: Areniscas bioturbadas con fauna marina	Litarenitas y cuarciarenitas de grano fino	Bioturbación con galerías verticales y horizontales. <i>Ripples</i> de corriente y oleaje	Ondulantes	3-10 cm	Crinoideos y braquiópodos	Depósitos someros bioturbados por infauna bentónica

En segundo lugar, a la erosión y retrabajamiento de un sustrato marino durante la excavación del canal. Los clastos carbonosos procederían del sustrato o de áreas emergidas situadas aguas arriba y erosionadas en los márgenes del canal.

- **Facies Am: Areniscas masivas**

Descripción

Areniscas litareníticas o calciliticas de tamaño de grano variable entre muy grueso y fino, ocasionalmente con gravas menores de 3-5 cm dispersas. Aparecen en capas de espesor comprendido entre 5 cm a 1 m. La base es neta y plana, en algunas ocasiones ligeramente erosiva, con estructuras de muro de tipo *flute* y *groove cast* y, comúnmente, con huellas orgánicas tipo *hypichnia*. El techo, cuando está preservado, es generalmente poco visible y aparentemente neto bajo lutitas. Sobre la base, las capas constan de una a tres divisiones con granulometría y estructuras sedimentarias diferentes (Fig. 4.3B). La división basal (a) consta de areniscas medias a muy gruesas, con gravas dispersas, más raramente alineadas, masivas o gradadas, aunque en algún caso existe gradación inversa en la base (Fig. 4.3B); también contiene clastos intraformacionales lutíticos, más comúnmente dispuestos en la base, aunque en algún caso se disponen a diferentes alturas, llegando hasta cerca del techo, y, en algunas capas existen restos vegetales de diverso tamaño en el muro o en el techo de la división, que llegan a ser abundantes y que, en ocasiones, incluyen troncos orientados de 15 a 50 cm de longitud.

La división basal puede ocupar la totalidad de la capa o evolucionar a una segunda (b), formada por una alternancia de bandas paralelas milimétricas de arenas finas y medias (Fig. 4.3B), con gradación general positiva. Esta segunda división forma el resto de la capa o pasa a la tercera división (c), constituida por areniscas finas o muy finas con laminación de *ripples*, las cuales, finalmente, son cubiertas por las lutitas.

Interpretación

Los rasgos de estas capas sugieren el depósito a partir de corrientes de turbidez de alta densidad (ver Lowe, 1982, Mutti, 1992) que habrían ido sufriendo una evolución según iban depositando. La división masiva (a) gradada (asimilable a la división S3 de Lowe, 1982 o a la facies F5 de Mutti, 1992 –ver los comentarios en este último trabajo sobre la división S3 de Lowe), habría sido depositada en masa a partir de un flujo de alta

densidad por congelamiento friccional, o bien podría ser el resultado de la progresiva agradación de depósito por sedimentación a partir de un flujo sostenido (Kneller y Branney, 1995). La segunda división (b) (S2 de Lowe, 1982; facies F7 de Mutti, 1992) respondería muy posiblemente al depósito por congelamiento friccional a partir de alfombras de tracción en las que los granos son mantenidos en el flujo por colisión granular formando una región basal que se mantiene en movimiento por la cizalla impartida por el resto del flujo hasta que la fricción intergranular es mayor que el esfuerzo de cizalla. Finalmente, la división (c), de areniscas muy finas con *ripples*, seguida de las lutitas suprayacentes marcarían el depósito a partir de la corriente de baja densidad que resultaría tras el depósito de las fracciones granulométricas más gruesas y que solamente transportaría desde arenas muy finas hasta arcillas en una suspensión turbulenta. Este depósito englobaría en su caso más completo a las divisiones Tb a Te de Bouma (1962) y corresponde a la facies F9 de Mutti (1992).

El conjunto de divisiones (facies elementales) registradas en las capas de esta facies indica un depósito a partir de flujos menguantes (*waning flows*; ver Kneller y Branney, 1995), los cuales, sin embargo, pudieron registrar una etapa temprana creciente (*waxing flow*) que podría explicar la presencia de ejemplos en los que existe un intervalo granocreciente. Estos flujos tuvieron un régimen turbulento, con capacidad erosiva, como lo atestigua la presencia de marcas de muro producidas por remolinos turbulentos y los clastos intraformacionales lutíticos.

- **Facies Ag: Areniscas gradadas**

Descripción

Areniscas litareníticas y calclíticas de grano fino a limolitas en estratos tabulares con base plana y ligeramente erosiva con marcas de muro (*flutes, groove, bounce, prod marks* y marcas de carga) y techo neto planar o gradual a lutitas (Fig. 4.4A). Los estratos tienen espesores centimétricos a decimétricos presentan una división basal de arenas finas gradadas (F8 de Mutti, 1992; Ta de Bouma 1962) que evoluciona a una sucesión de divisiones Tb-e (o F9 de Mutti, 1992). La laminación paralela (intervalo Tb) puede aparecer asociada con laminación ondulante. En el muro de las capas también es frecuente la bioturbación tipo *hypichnia* y, ocasionalmente, restos vegetales dispersos y bioclastos de equinodermos.

Interpretación

El tipo de organización interna y el tamaño de grano es característico de depósitos formados a partir de la desaceleración de corrientes de turbidíticas de baja densidad (Middleton y Hampton, 1976; Lowe, 1982). En este tipo de corrientes, el mecanismo encargado de mantener las partículas en suspensión es la turbulencia del flujo. La desaceleración de la corriente está marcada por la decantación de las partículas (*fall-out*) a partir de una suspensión turbulenta, generando la división F8 o Ta; hasta un proceso de tracción-decantación (*traction-plus-fallout*) responsable del depósito de las divisiones Tb y Tc, y un estadio final de decantación desde una suspensión residual (Te) (ver Lowe, 1982; Mutti, 1992).

- **Facies At: Areniscas con estratificación cruzada en surco**

Descripción

Areniscas litareníticas de grano fino a grueso en estratos lenticulares de 15 a 60 cm de espesor máximo, con estratificación cruzada en surco de mediana escala formando *sets* con láminas asintóticas hacia la base.

Interpretación

La geometría de los *sets* y la disposición en surco de las láminas cruzadas sugieren que esta facies es el resultado de la migración de dunas 3-D con crestas lunadas o sinuosas (Harms, 1975; Harms *et al.*, 1982)-

- **Facies Ap: Areniscas con estratificación cruzada planar**

Descripción

Areniscas litarenitas de grano fino a medio formando *sets* tabulares de espesores variables entre 20 cm y más de 2 m, con láminas planas y angulares a la base y al techo del *set*. Forman *cosets* de hasta 10 m de potencia. Restos vegetales dispersos.

Interpretación

La morfología de los *sets* y de las láminas que contienen sugiere un origen por migración de dunas 2-D de cresta recta. Los *sets* más potentes se interpretan como resultado de la migración de grandes dunas o *sand waves* (Harms *et al.*, 1982).

- **Facies As: Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal**

Descripción

Areniscas litareníticas de grano fino a grueso dispuestas en estratos lenticulares con geometría sigmoidal integrados por láminas cruzadas del mismo tipo. En función de los caracteres de estos sigmoides se pueden separar dos subfacies:

- **Subfacies As-1:** Forman *sets* de espesor variable entre 30 cm y 1,5 m, con base erosiva y techo convexo, integrados por láminas cruzadas sigmoidales o cóncavas. Las bases de los *sets* muestran abundantes restos vegetales y, en algunas ocasiones, depósitos residuales basales (*lags*) con clastos bien redondeados de lutitas (< 5 cm) y de cuarcitas (< 15 cm). Esta subfacies forma *cosets* de 1 a 3 m de espesor, con una disposición remontante de los diferentes *sets* (Fig. 4.4B).
- **Subfacies As-2:** Forman *sets* sigmoidales de 2 a 8 m de longitud y 20 a 90 cm de potencia, con bases planas o ligeramente cóncavas, formando *cosets* de hasta 6 m de potencia. Cada lámina en su base pasa a ser paralela, con disminución del tamaño de grano y con un aumento del contenido en finos (arcillas y restos vegetales de pequeño tamaño). Este material fino, con frecuencia, se extiende hacia la parte superior del *set* en forma de fina película que separa conjuntos de láminas arenosas (*bundles*). También son comunes las superficies de reactivación separando *sets* diferentes o conjuntos de láminas adyacentes dentro de los mismos. Verticalmente cada *set* desarrolla una tendencia granocreciente (Fig. 4.4C).

Interpretación

La subfacies As-1 se interpreta, siguiendo a Mutti *et al.* (1996), como un depósito acumulado por acreción frontal en barras de boca de distributario de deltas fluviales dominados por avenidas como resultado de la transformación de flujos hiperconcentrados. La disposición de las unidades de estratificación cruzada de esta facies sugiere que algunos casos, pudieran corresponder a las denominadas *climbing dunes* de aquellos autores.

Los caracteres que presenta la subfacies As-2 están estrechamente relacionados con los descritos en ambientes mareales cuaternarios del Mar del Norte (Boersma, 1969; Visser, 1980; Boersma y Terwindt, 1981; Terwindt, 1981), y en sedimentos fósiles de diferentes edades (Shanley *et al.*, 1992, Olariu *et al.*, 2012; Kreisa y Moiola, 1986, entre otros). Cada sigmoide es interpretado como el depósito de un ciclo de mareas vivas-mareas

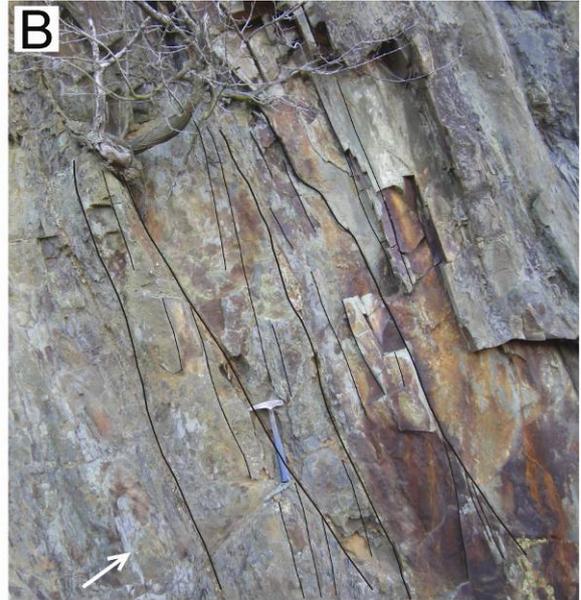


Fig. 4.4.- Página anterior. **A)** Facies de areniscas gradadas (Ag). **B)** Subfacies As-1 de areniscas con estratificación cruzada sigmoidal. **C)** Subfacies As-2 de areniscas con estratificación cruzada sigmoidal. **D)** Facies Ah de areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada *hummocky*. **E)** Facies Ha de areniscas con intercalaciones de lutitas. **F)** Subfacies Hal-a de lutitas con intercalaciones de areniscas. **G)** Subfacies Hal-b de lutitas con intercalaciones de areniscas caracterizadas por la presencia de seudonódulos. Escalas: bolígrafo 14 cm y martillo 30 cm. La flecha blanca indica la polaridad estratigráfica.

muertas, correspondiendo el aumento progresivo en la potencia y en la inclinación de las láminas cruzadas, con el incremento en la velocidad de la corriente durante las mareas vivas, y la posterior disminución en dichos parámetros, con la fase de mareas muertas. Las láminas con material fino intercaladas con otras más potentes arenosas se interpretan como planos pausa acumulados en la etapa de calma durante la pleamar o bajamar. Las superficies de reactivación que limitan algunos sigmoides pueden ser el resultado de la erosión provocada por la corriente mareal subordinada. La presencia de lutitas en la base de las láminas es común en *megaripples* mareales. El carácter litarenítico de las areniscas, con abundancia de restos vegetales en las láminas cruzadas más finas, unido a la ausencia de bidireccionalidad de las láminas cruzadas, sugieren un depósito fuertemente controlado por aportes fluviales.

- **Facies Al: Areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo**

Descripción

Areniscas litareníticas y calciliticas de grano muy fino a medio con laminación paralela horizontal y cruzada de bajo ángulo ($<15^\circ$), ordenadas en estratos tabulares y en cuña, centimétricos y decimétricos. Forman *cosets* de 1 a 5 m de potencia. Contiene abundantes restos vegetales.

Interpretación

Los depósitos con laminación horizontal se interpretan como originados bajo condiciones de alto régimen de flujo (*upper plane bed*), posiblemente por corrientes no confinadas con alta velocidad y escasa profundidad (Ashley, 1990; Miall, 2006). La laminación de bajo ángulo se interpreta como resultado de la migración de estructuras de escaso relieve desarrolladas en la transición de dunas a laminación paralela de alto régimen de flujo (Saunderson y Lockett, 1983; Bridge y Best, 1988).

- Facies Arc: Areniscas con laminación de *ripples* de corriente

Descripción

Areniscas litareníticas de grano muy fino a medio con laminación de *ripples* de corriente en *sets* inferiores a 5 cm, ordenadas en estratos tabulares y lenticulares centimétricos a decimétricos, con marcas de *ripples* asimétricos en los techos.

Interpretación

Este tipo de laminación es el resultado de la migración de *ripples* de corriente en flujos de poca velocidad (Ashley, 1990).

- Facies Ah: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada *hummocky*

Descripción

Areniscas litareníticas y cuarciareníticas de grano muy fino a medio, en estratos decimétricos, lenticulares, tabulares u ondulantes, con bases planas y erosivas y disminución del tamaño de grano hacia el techo, en ocasiones acompañada por un incremento en el contenido en restos vegetales (Fig. 4.4D). Presentan laminación cruzada de bajo ángulo, con dirección de migración preferente, láminas ondulantes inclinadas $<10^\circ$ y longitud de onda decimétrica a métrica, que en algunos casos es identificable como estratificación cruzada *hummocky* anisotrópica. Es común que esta laminación se halle parcialmente destruida por estructuras de escape de fluidos y bioturbación de origen animal en forma de galerías verticales y horizontales. En la base de algunas capas se encuentra un intervalo débilmente laminado a gradado mientras que los techos presentan comúnmente laminación de *ripples* de oleaje o de flujo combinado.

Interpretación

Los rasgos y evolución vertical de tamaño de grano en estas capas sugieren que registran el depósito a partir de flujos decrecientes (*waning*) con carga arenosa. La presencia de un intervalo basal débilmente laminado a gradado apunta a la existencia de un episodio de decantación a partir de una suspensión turbulenta mientras que la morfología de las formas de fondo y la laminación cruzada que se superponen al intervalo basal indican un régimen en flujo combinado con una componente oscilatoria acusada (Harms *et al.*, 1975; Myrow y Southard, 1991; Dumas *et al.*, 2005). Estos flujos habrían sufrido una

pérdida rápida de competencia con depósito rápido dando lugar a las estructuras de escape de fluidos. La existencia de bioturbación sugiere que los episodios de sedimentación arenosa estuvieron separados por periodos de ausencia o baja tasa de sedimentación durante los cuales tendría lugar la actividad biológica en el lecho arenoso (Collinson y Thompson, 1982). En conjunto se interpreta que la facies registra el depósito a partir de flujos gravitativos de baja densidad en ambientes someros, generados por tormentas en su acepción clásica (Walker, 1984), o bien representando flujos hiperpícnicos de procedencia aluvial (Mutti *et al.*, 1996; Myrow *et al.*, 2002; Pattison *et al.*, 2007)

- **Facies Aro: Areniscas con laminación de *ripples* de oleaje**

Descripción

Areniscas litareníticas de grano muy fino a fino, en estratos centimétricos, con laminación interna en *sets* inferiores a 5 cm, de tipo *chevron* o formando surcos, en los que las láminas se inclinan en sentido opuesto. En el techo de las capas aparecen *ripples* simétricos con crestas rectas y agudas.

Interpretación

Este tipo de laminación y la morfología exterior de la estructura es característico de *ripples* generados por la acción del oleaje, bajo condiciones de flujos oscilatorios simétricos o ligeramente asimétricos (Harms *et al.*, 1975). Las capas de esta facies pudieran en algunos casos, representar términos distales de la facies anterior, constituyendo los depósitos distales de flujos hiperpícnicos.

- **Facies Ab: Areniscas bioturbadas con fauna marina**

Descripción

Areniscas de grano fino en estratos ondulantes de 3 a 10 cm de potencia, con fauna marina bentónica (crinoideos y braquiópodos, principalmente). Se encuentran intensamente bioturbadas por galerías verticales y horizontales de sección cilíndrica, que puede llegar a borrar las estructuras de corriente. Cuando se conservan, corresponden principalmente a *ripples* de corriente y oleaje. El espesor de la facies varía entre 6 y 25 m.

Interpretación

Esta facies se acumularía en zonas someras de plataforma marina sometidas a la acción del oleaje y con tasa de sedimentación relativamente baja, facilitando la colonización del fondo por una abundante infauna bentónica. La presencia de abundante bioturbación en un sedimento arenoso que, en el caso del resto de las facies presentan un grado de bioturbación muy bajo y, además, un contenido fósil marcadamente menor, sugieren que esta facies registra la colonización y bioturbación de un depósito arenoso sedimentado en unas condiciones más energéticas, y que posteriormente paso a encontrarse en un ambiente más tranquilo en el que sufrió la colonización y bioturbación. Estos rasgos hacen suponer que estas facies representan depósitos transgresivos, muy posiblemente ligados a los remanentes de playas e islas barreras generados por la erosión del oleaje durante una transgresión y que, al continuar ésta, quedaron inactivos en un ambiente más profundo y tranquilo de plataforma (Penland *et al.*, 1985)

Facies heterolíticas

- **Facies Ha: Areniscas con intercalaciones de lutitas**

Descripción

Areniscas litareníticas de grano fino a muy fino en estratos de base planar y techo ondulado, de espesores variables entre 3 y 20 cm, con laminación paralela (Fig. 4.4E) y de *ripples* de corriente y oleaje separados por intercalaciones de limolitas y lutitas con espesores que varían desde láminas milimétricas discontinuas (laminación *flaser*) a estratos centimétricos y decimétricos con lentes aisladas de areniscas con morfología de *ripples* (laminación lenticular). En ocasiones se reconoce laminación cruzada de pequeña escala en espina de pescado (*herringbone*), así como bioturbación por galerías horizontales. También son frecuentes los restos vegetales. El espesor de la facies puede alcanzar hasta 3 m.

Interpretación

Esta facies es muy frecuente en ambientes intermareales. La inundación periódica de la marea provocaría la sedimentación de arenas durante la entrada y salida de la marea, y de lutitas durante el repunte mareal. En ocasiones, cuando la velocidad de ambas corrientes es similar, se produciría la estratificación bipolar o en espina de pescado. La existencia de estratificación *flaser*, ondulante y lenticular en estos ambientes es un hecho documentado en ejemplos actuales y fósiles (Reineck y Singh, 1975; Willis, 2005 y

TABLA 4.3: FACIES HETEROLÍTICAS

FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESPESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Ha: Areniscas con intercalaciones de lutitas	Litarenitas de grano fino a muy fino y lutitas	Laminación <i>flaser</i> y lenticular. <i>Herringbone</i> . Bioturbación	Base plana y techo ondulado	3-20 cm	Restos vegetales	Depósitos de ambientes de energía variable y bidireccionales
Hal-a	Lutitas grises con intercalaciones de areniscas de grano fino a muy fino	Laminación paralela y <i>ripples</i> de corriente.	Base neta y techo gradual	1 - 10 cm	Fauna dispersa	Depósitos de decantación y corriente de turbidez muy diluidas
Hal-b		Ciclos granodrecientes. Laminación paralela y de <i>ripples</i> . Seudonódulos.	Base neta y techo gradual	1 - 25 cm		Reflexión de flujos turbidíficos
Hal-c		Ciclos granodrecientes. Laminación paralela y de <i>ripples</i> flujo combinado	Base neta y techo gradual	1 - 30 cm		Flujos hiperpícnicos relacionados con avenidas
Hr: Alternacias rítmicas de areniscas y lutitas	Areniscas de grano muy fino a limolitas y lutitas	Laminación paralela		50 cm-5m	Restos vegetales	Ritmitas de origen mareal

Longhitano *et al.*, 2012). Su origen mareal viene corroborado por la aparición de esta facies junto con otras facies típicas de medio sedimentario, como la subfacies As-2.

• Facies Hal: Alternancias de areniscas y lutitas

Descripción

Esta facies consta de dos subfacies:

- **Subfacies Hal-a:** Lutitas grises con intercalaciones de capas de entre 1 y 10 cm de espesor de areniscas de grano muy fino con base neta y techo gradual e internamente con laminación paralela y de *ripples* de corriente (Fig. 4.4F). Las lutitas pueden presentar un contenido variable en fauna y bioturbación y un color más o menos oscuro, siendo comparables con las de las facies Lm y Lb.
- **Subfacies Hal-b:** Es similar a la anterior, aunque las capas llegan hasta los 25 cm, presentando las siguientes características distintivas (Fig. 4.4G): 1) cada capa presenta una tendencia granodecreciente general compuesta por varias unidades elementales, cada una con organización granodecreciente, y base neta marcada por un brusco aumento del tamaño de grano. Cada unidad elemental puede constar de las siguientes divisiones: a) areniscas de grano fino a muy fino con laminación paralela a laminación de *ripples*, b) limolitas y lutitas alternando en láminas areniscosas milimétricas y c) lutitas. Las divisiones a y b, presentan frecuentemente una deformación sinsedimentaria, con estructuras de carga y disrupción total en forma de (1) seudonódulos de arenisca fina y limolitas con la laminación deformada (Fig. 4.4G) y (2) fragmentos de láminas plegados en forma de pliegues recumbentes con una vergencia definida, ambos incluidos en lutitas. Hacia techo las unidades elementales se vuelven más ricas en lutitas hasta que la capa culmina en un intervalo lutítico que representa la mayor parte del espesor de la capa. Es común el hecho de que la división lutítica de las capas turbidíticas culmine con un delgado horizonte de hasta 5 cm de espesor de lutitas rojizas, que presentan un alto grado de bioturbación comparado con las lutitas infrayacentes y las areniscas basales de la siguiente capa.
- **Hal-c:** son capas centimétricas a decimétricas formadas por areniscas de grano muy fino, limolitas y arcillitas con una tendencia general granodecreciente similar a la de la subfacies anterior (Fig. 4.5A). Los rasgos distintivos de esta subfacies son, que las areniscas presentan exclusivamente laminación de *ripples*

de flujo combinado que llegan hacer *climbing* hasta 90° (laminación ondulante). A techo pasan a una división de alternancias de láminas de areniscas muy fina y limolitas, alternando con lutitas que culminan en lutitas.

Interpretación

Subfacies Hal-a: el fango que forma esta facies fue acumulado por decantación a partir de suspensiones y corrientes de turbidez muy diluidas, en ambientes que varían desde llanuras deltaicas-bahías interdistributarias, hasta marinos relativamente profundos, como plataforma externa o prodelta, pobres en oxígeno como lo sugiere su color oscuro. Las capas areniscas y limolíticas se interpretan como equivalente a secuencias de Bouma (1962) del tipo Tb-e y Tc-e. El techo gradual indica que ha sido depositada por suspensiones turbulentas de carácter menguante (*waning flows*) a las que se identifica como corrientes turbidíticas (s.l.) de baja densidad.

Subfacies Hal-b: Los rasgos de esta subfacies son similares a las capas descritas en las turbiditas del Grupo Hecho (cuenca Surpirenaica Central) por Remacha *et al.* (2005) e interpretadas por estos autores como el resultado de la reflexión de los flujos turbidíticos contra los relieves limitantes de la cuenca profunda. La aparición de facies indicadoras de reflexión (rebote) de las corrientes turbidíticas ha sido invocada desde hace tiempo (Pickering y Hiscott, 1985; Haughton, 1994) y reproducida en tanques experimentales (Edwards *et al.*, 1994; Kneller *et al.*, 1997). Los flujos experimentales muestran que durante la reflexión del flujo se generarían una serie de olas internas, *bores* ondulares o saltos hidráulicos en movimiento, de energía decreciente, cada uno de los cuales se generaría como consecuencia de la reflexión del flujo en la base del accidente (rampa) y se expandiría por la cuenca. Cada *bore* sería verosímilmente responsable del depósito de una unidad elemental. La repetición de este proceso y el estancamiento final (*ponding*) en una cuenca confinada explicaría la superposición de unidades elementales con una tendencia general granodecreciente y la potente división lutítica que forma gran parte de las capas turbidíticas de este tipo. La frecuente deformación sinsedimentaria es típica de estos depósitos, que han sido denominado *slurries* en algunos casos. De acuerdo con Remacha *et al.* (2005), sería producto de la cizalla y la carga rítmica (*cyclic wave loading*) producida por el paso de las sucesivas olas internas de los *bores* ondulares. Finalmente, las lutitas muy bioturbadas y rojizas que culminan las capas se interpretan como depósitos

hemipelágicos en base a su color y mayor grado de bioturbación, que indicarían una tasa de sedimentación muy baja (ver por ejemplo Stow *et al.*, 1996).

Subfacies Hal-c: los rasgos de esta subfacies, indicativos de un depósito a partir de un flujo pulsante y decreciente, son similares a los descritos por diversos autores en relación al depósito de flujos de avenida de carácter relativamente distal (Mulder *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2006 y referencias allí contenidas).

- **Facies Hr: Alternancias rítmicas de areniscas y lutitas**

Descripción

Alternancia rítmica de láminas menores 2 mm de areniscas de grano muy fino a limolitas con otras de carácter lutítico ricas en componentes orgánicos o vegetales (fitodetritus) (Fig. 4.5B). Las láminas son horizontales y continuas, su espesor y proporción de una u otra litología varía en la vertical, describiendo ciclos de aproximadamente 10 a 25 cm de potencia que dan a la facies un aspecto de intervalos más claros, donde dominan las láminas arenosas, y más oscuros, con mayor proporción de láminas lutíticas. El espesor de la facies puede variar entre 50 cm y 5 m.

Interpretación

Este tipo de alternancia se interpreta como ritmitas de origen mareal (*tidalites*), características de medios inter- a submareales someros. Las láminas arenosas corresponden al transporte de la arena durante el flujo y reflujo mareal. Las láminas de material fino se forman por decantación durante el periodo de calma del repunte de la marea. Los ciclos definidos por la variación en el espesor de las láminas son interpretados como el resultado de los ciclos de mareas muertas y vivas (Kuecher *et al.*, 1990; Nio y Yang, 1991; Longhitano *et al.*, 2012).

Lutitas (l) y margas (m)

- **Facies Lm: Lutitas y limolitas masivas**

Descripción

Lutitas masivas de color gris oscuro sin restos de fauna marina bentónica, y con nódulos sideríticos elipsoidales dispersos o concentrados en horizontes discretos. La facies desarrolla tramos desde 5 a 200 m de potencia.

Interpretación

Se formaría en ambientes marinos de baja energía situados por debajo del nivel de acción del oleaje, tales como plataforma externa, prodelta, un talud o una cuenca marina profunda. Este tipo de depósitos ha sido tradicionalmente interpretados como el producto de una decantación lenta y gradual, constituyendo la sedimentación de fondo en estos ambientes (ver por ejemplo Bhattacharya y Walker, 1992). No obstante, alternativamente podría ser el resultado de flujos gravitativos cargados únicamente con sedimento fangoso (Bhattacharya y MacEachern, 2009), flujos fangosos de alta densidad y/o términos distales de los flujos que depositaron previamente su carga arenosa dando lugar a algunas de las facies arenosas y heterolíticas antes descritas y las capas que se intercalan en los intervalos de esta facies.

- **Facies Lb: Lutitas, limolitas y margas bioturbadas con fauna marina bentónica**

Descripción

Lutitas, limolitas y margas de color gris claro a ocre con esporádicas intercalaciones de hasta 20 cm de estratos tabulares de calizas margosas bioturbadas. Los abundantes restos esqueléticos corresponden a fauna bentónica, como crinoideos, braquiópodos, briozoos fenestélidos, corales solitarios rugosos, trilobites y esponjas de tipo esfintozoo (concentrados en niveles menores de 5 cm o dispersos dentro del sedimento); también existen algunos restos vegetales. La bioturbación de origen animal, especialmente

FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESPESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Lm: Lutitas y limolitas masivas	Lutitas de color gris oscuro	Masivas	5-200 m		Decantación en ambientes subacuáticos
Lb: Lutitas, limolitas y margas bioturbadas con fauna marina bentónica	Lutitas, limolitas y margas de color gris claro a ocre	Bioturbación (<i>Zoophycos</i>)	20 -150 m	Crinoideos, braquiópodos, briozoos, corales, trilobites y esponjas. Restos vegetales	Decantación en ambientes marinos submareales de baja energía
Lf: Lutitas con fauna salobre	Lutitas negras	Masivas	50 cm	Bivalvos, gasterópodos y crinoideos	Decantación en ambientes marinos salobres

Zoophycos (Fig. 4.5C), puede llegar a ser abundante destruyendo o difuminando la estratificación y las estructuras sedimentarias, dando un aspecto masivo al depósito. La facies forma tramos de espesor variable entre 20 y 150 m y aparece íntimamente asociada a la subfacies Hal-a.

Interpretación

Estos depósitos se producirían por decantación en ambientes marinos submareales de baja energía y con buenas condiciones de oxigenación, situados en el límite del nivel de acción del oleaje de tormentas, como lo demuestra la presencia de niveles de concentración de bioclastos y de delgadas intercalaciones areniscas turbidíticas, originadas, probablemente, por la acción de tormentas sobre el sustrato marino. *Zoophycos* es frecuente en este tipo de ambientes afectados esporádicamente por tormentas (Gaillard *et al.*, 1999).

• Facies Lf: Lutitas con fauna salobre

Descripción

Lutitas negras homogéneas con abundantes moldes poco fragmentados de bivalvos y, en menor proporción, de gasterópodos y crinoideos, todos ellos dispersos, no orientados y mal conservados. Esta facies ocupa intervalos de hasta 50 cm de espesor dispuestos sobre algunas capas de carbón.

Interpretación

Se interpreta como el resultado de procesos de decantación de material fino en ambientes marinos restringidos a subacuáticos salobres, tales como bahías interdistributarias o *lagoons*. Depósitos con litología y composición de fauna similares han sido denominados por Ameron *et al.* (1970) como asociación de lamelibranquios.

Paleosuelos (P) y carbones (C)

• Facies Pi: Paleosuelos incipientes

Descripción

Lutitas y limolitas de color gris oscuro, masivas y con estructuras poco desarrolladas de bioturbación por raíces y abundantes restos vegetales, como frondes de distintas especies de helechos. Aparece en forma de estratos tabulares o lenticulares de

espesor decimétrico, con esporádicas y delgadas intercalaciones de limos y areniscas de grano muy fino con laminación paralela y *ripples* de corriente.

Interpretación

La bioturbación por raíces de esta facies es un rasgo característico de medios palustres con sedimentación lutítica y ambiente reductor, ricos en materia orgánica. La ausencia de estructuras edáficas bien desarrolladas permite clasificar la facies como suelos incipientes o protosoles (Mack *et al.*, 1993).

• Facies Pm: Paleosuelos maduros

Descripción

Areniscas y lutitas de colores ocres y negros, intensamente bioturbadas por raíces y con abundantes moldes vegetales de troncos, ramas y hojas (Fig. 4.5D). Presenta los mejores afloramientos en trincheras abandonadas de minas de cielo abierto, una de las cuales, la situada en los alrededores de Verdeña, ha sido estudiada en detalle por Wagner *et al.* (2001). Según estos autores, los aparatos radiculares más abundantes son de tipo *Stigmaria*, pertenecientes a árboles de la Clase Lycopsidea. En esta raíz se engarzan raicillas de unos 20 cm de largo. Son sistemas radiculares poco profundos y con gran desarrollo lateral. Las huellas de troncos caídos observados pertenecen al género *Sigillaria* (Clase Lycopsidea), y en menor medida, a *Cordaites*. Además de la bioturbación de origen vegetal, también se hallan presentes galerías con sección circular y diámetro aproximadamente de 1 cm, y abundantes fracturas con pátinas de óxidos de hierro. Esta facies puede alcanzar espesores decimétricos a métricos y siempre constituye el sustrato sobre el que descansan las capas de carbón existentes.

FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESPESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Pi: Paleosuelos incipientes	Lutitas y limolitas de color gris oscuro	Masivas. Bioturbación por raíces	Tabular y lenticular	cm a dm	Restos vegetales	Suelos incipientes o protosoles
Pm: Paleosuelos maduros	Areniscas y lutitas de colores ocres y negros	Bioturbación por raíces y animal		dm a m	<i>Stigmaria</i> , <i>Sigillaria</i> , <i>Cordaites</i>	Paleosuelos de tipo histosol
C: Carbones y lutitas carbonosas	Carbón y lutitas carbonosas		Tabular y lenticular	< 70 cm		Turberas

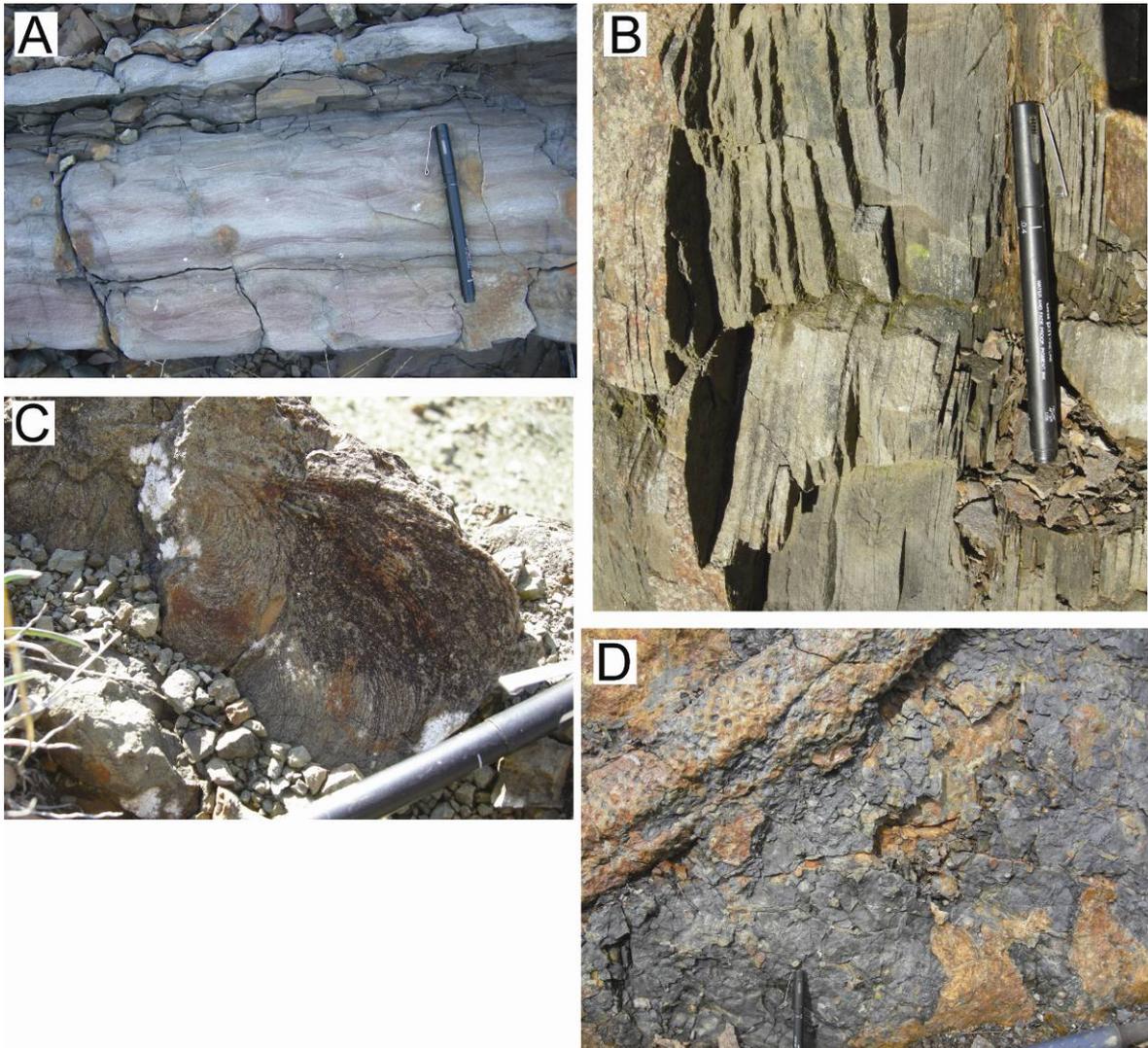


Fig. 4.5.- **A)** Subfacies Hal-c de alternancias de areniscas y lutitas con laminación ondulante. **B)** Facies de alternancias rítmicas de areniscas y lutitas (Hr). **C)** *Zoophycos* dentro de la facies de lutitas, limolitas y margas bioturbadas con fauna marina bentónica (Lb). **D)** *Stigmaria* y raíces adventicias dentro de lutitas con abundante bioturbación animal. Facies de paleosuelos maduros (Pm). Escala: bolígrafo 14 cm.

Interpretación

La presencia de las raíces es el principal criterio indicativo de que estos depósitos constituyeron suelos sobre los que se desarrollaron turberas que evolucionaron a capas de carbón. Según la nomenclatura de Mack *et al.* (1993), corresponden a paleosuelos de tipo histosol, caracterizados por estar permanentemente encharcados, como los demuestra el gran crecimiento lateral de la raíces, las cuales, al necesitar oxígeno para respirar, evitaron penetrar en zonas profundas y menos oxigenadas del suelo (Retallack, 2001).

- **Facies C: Carbones y lutitas carbonosas**

Descripción

Capas de carbón y lutitas carbonosas con geometría tabular a lenticular de pureza variable que pueden presentar intercalaciones arcillosas y limosas. El carbón llega a alcanzar potencias mayores de 70 cm, mientras que las lutitas carbonosas aparecen en capas de 10 a 20 cm de espesor. El IGME (1987; 1988a y 1988b) catalogó los carbones de los sinclinales de Casavegas y Castillería como hullas secas antracitosas y hullas semigrasas. Posteriormente, Colmenero *et al.* (2008) determinaron que los carbones del Área del Pisuerga varían desde bituminosos B, en la parte SE del sinclinal de Castillería y en el de Redondo, hasta antracitas C en el sinclinal de Casavegas.

Interpretación

Esta facies es el resultado de la maceración, compactación y maduración de restos vegetales acumulados en turberas (*mires*) y desarrollados en pantanos y marismas de llanuras deltaicas. Corresponden a suelos de tipo histosol (Mack *et al.*, 1993). El sustrato sobre el que se asientan estos depósitos es la facies anterior, paleosuelos maduros (Pm).

4.1.2.-FACIES CARBONATADAS

Como se ha expuesto en diferentes apartados de este trabajo, buena parte de las unidades calcáreas existentes en el Área del Pisuerga constituyen fragmentos alóctonos de sistemas carbonatados previos, resedimentados como olistolitos y depósitos de transporte en masa (DTM) en sectores más profundos de la cuenca sedimentaria. Ejemplos de estas unidades alóctonas son: las *Calizas de Piedrasluengas*, las *Calizas de las Agujas*, las *Calizas de El Vés* y las *Calizas de Urbaneja* (Fig. 3.2). Otras unidades carbonatadas muestran rasgos estratigráficos propios de unidades autóctonas, en continuidad con los depósitos vertical y lateralmente adyacentes. Entre estas últimas se encuentran las *Calizas de Corisa*, en las que se incluyen los afloramientos calcáreos de los sinclinales de Peña del Sol y Peña Verdiana (Fig. 3.21), las *Calizas del Socavón* (Fig. 3.8), las *Calizas de Coterraso* (Fig. 3.8 y 3.9) y las *Calizas de Camasobres* (Fig. 3.7). Estas acumulaciones son las que han servido para describir e interpretar las facies, asociaciones de facies y sistemas sedimentarios carbonatados del área de estudio (Tabla 4.6). De todas estas unidades autóctonas, la que se halla mejor expuesta y presenta mayor desarrollo lateral y vertical,

TABLA 4.6: FACIES CARBONATADAS						
FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
K: Paleokarstificaciones	Porosidad rellena de areniscas	Rellenos geopetales		< 8m		Porosidades de origen kárstico
Cm: Bioconstrucciones microbiales	Calizas micríticas de color gris claro	Porosidad primaria	Monticular o tabular	5-100 m	<i>Tartarella</i> , briozoos, esponjas, ostrácodos, foraminíferos	Bioconstrucciones formadas por la precipitación <i>in situ</i> de carbonato cálcico por bacterias
Cmd: Bioconstrucciones de algas dasicladáceas	Calizas <i>wackestone</i>		Masivas, nodulosas o monticular	50 cm-20 m	Algas dasicladáceas, algas filoides, <i>Tuphiphytes</i> , foraminíferos.	Bioconstrucciones de algas (<i>boundstone</i>) en ambientes someros submareales de baja energía
Cmf: Bioconstrucciones monticulares de algas filoides verdes	Calizas bioclásticas formadas por un entramado de algas filoides	Porosidad primaria rellena de cementos	Monticular	<50 m	Equinodermos, algas dasicladáceas, foraminíferos	Calizas bioconstruidas (<i>boundstone</i>) en la parte superior de <i>mud-mounds</i>
Cmf2: Bioconstrucciones de algas filoides rojas	Calizas micríticas con bioclastos		Nodulosa. Litomas tabulares y monticulares	10-50 cm	Algas filoides rojas, foraminíferos	Biotromos algales (<i>boundstone</i>)
Cw: Calizas <i>wackestone</i> nodulosas rojizas	Calizas <i>wackestone</i> de micrita homogénea y bioclastos		Nodulosa	50 cm-1 m	Equinodermos, briozoos, trilobites, espículas, foraminíferos, <i>Tartarella</i>	Ambientes profundos y de baja energía con una sedimentación condensada
Cwp: Calizas <i>wackestone-packstone</i> bioclásticas con algas	Calizas <i>wackestone-packstone</i> de color gris oscuro		Nodulosa, irregular	1-7 m	Algas bereséllidas, dasicladáceas, filoides, calcisferas, foraminíferos, <i>Chaetetes</i> y <i>Osagia</i>	Sedimentación en zonas someras bien iluminadas con zonas de circulación restringida
Cwpe: Calizas <i>wackestone-packstone</i> con espículas silíceas de esponjas	Calizas <i>wackestone-packstone</i> con abundantes nódulos de <i>chert</i>		Tabular	10-40 m	Espículas de esponjas silíceas	Base del talud de <i>mud-mounds</i>

CALIZAS BIOCONSTRUIDAS

CALIZAS DETRÍTICAS

TABLA 4.6 (continuación): FACIES CARBONATADAS

FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	ESTRUCTURAS	ESTRATIFICACIÓN	ESESOR	CONTENIDO FÓSIL	INTERPRETACIÓN
Cwpc: Calizas <i>wackestone-packstone</i> encriniticas	Calizas <i>wackestone-packstone</i>		Irregular	20-50 cm	Equinodermos, briozoos, foraminíferos	Parte inferior de los flancos de <i>mud-mounds</i>
Cpgi: Calizas <i>packstone-grainstone</i> intraclásticas	Calizas <i>packstone-grainstone</i> de color gris oscuro con clasificación moderada a mala	Porosidad interpartícula con cementos y relleno geopetal. <i>Ripples</i> .	Tabular	10-50 cm	Intraclastos, equinodermos, foraminíferos	Depósitos de flanco de <i>mud-mounds</i>
Cg: Calizas <i>grainstone</i> bioclásticas	Calizas <i>grainstone</i> de color gris claro bien clasificadas	Porosidad interpartícula con cementos	Tabular	30-60 cm	Equinodermos, algas rojas, bivalvos, oolitos	Barras bioclásticas en ambientes someros de alta energía
Cf: Calizas <i>foatstone</i> con bivalvos	Calizas <i>foatstone</i>	Valvas orientadas	Tabular	20-40 cm	Bivalvos, crinoideos, gasterópodos	Ambientes submareales de plataforma abierta en periodos de bajas tasas de sedimentación
Ca: Calizas arenosas	Calizas arenosas con bioclastos y peloides	Laminación paralela y cruzada <i>hummocky</i> . Brechificación y nodulización	Ondulantes e irregulares	5-20 cm	Peloides, equinodermos, bivalvos, foraminíferos	Ambientes costeros e alta energía con mezcla de sedimento

CALIZAS DETRÍTICAS

es la mencionada en primer lugar, las *Calizas de Corisa*, por lo que va a servir de base para confeccionar el modelo sedimentario carbonatado. La unidad forma parte de las secuencias IV y V en el sinclinal de Castillería.

Productos de alteración

• Facies K: Paleokarstificaciones

Descripción

Esta facies aparece en la parte superior de algunos litosomas carbonatados, con un espesor de hasta 8 m, y se caracteriza por su aspecto brechificado, con poros irregulares menores de 10 cm, interconectados entre sí, rellenos, en su mayor parte por areniscas cuarciareníticas y/o limolitas con cemento carbonatado (Fig. 4.6A), y en la parte superior, por cemento esparítico tipo *blocky* (relleno geopetal). Además de esta textura, en los centímetros superiores tiene habitualmente colores rosáceos y en el techo suelen presentar grietas verticales de hasta 3 m de profundidad, rellenas por conglomerados de clastos calcáreos muy redondeados menores de 8 cm de diámetro, cuarciarenitas con laminación paralela y clastos dispersos de carbón.

En lámina delgada se observa que en las porosidades primarias, los cementos *blocky* sufren un proceso de alteración en el que los grandes cristales de calcita son afectados por un proceso de disolución-precipitación que da lugar a microesparita, si el proceso es completo, o a bordes irregulares rodeados por pequeños cristales tamaño microesparita, si es incompleto. El resultado es un agregado heterométrico de cristales entre los cuales, en ocasiones, aparece una matriz de color negro de materia orgánica y óxidos de hierro. También se reconoce otra porosidad primaria ensanchada por disolución, observándose en la base de los poros un agregado heterométrico de cristales de calcita con granos de cuarzo angulosos de hasta 400 μm . Hacia el techo del poro aumenta progresivamente el tamaño de los cristales de calcita hasta desarrollar un cemento esparítico *blocky* intacto, sin ningún tipo de alteración. También aparecen poros irregulares con rellenos geopetales de limo carbonatado y cemento esparítico *blocky*.

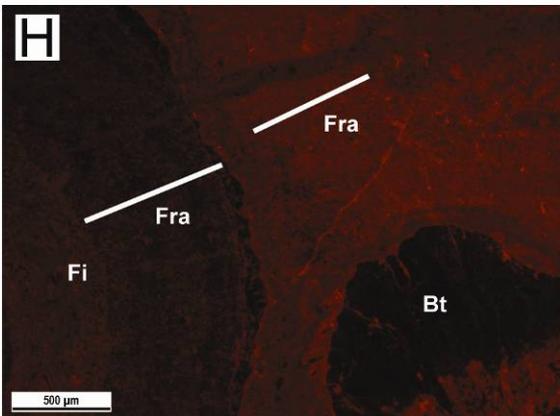
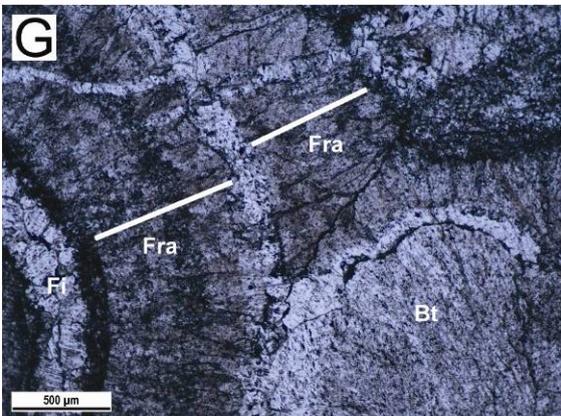
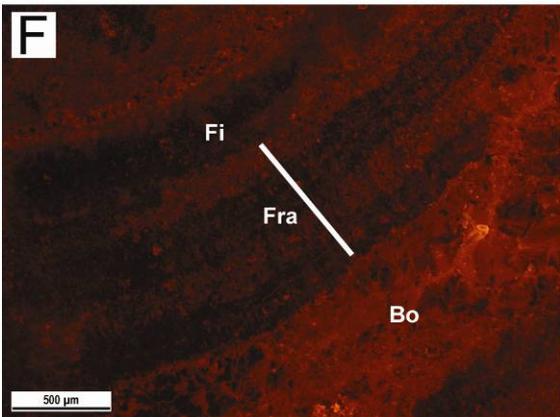
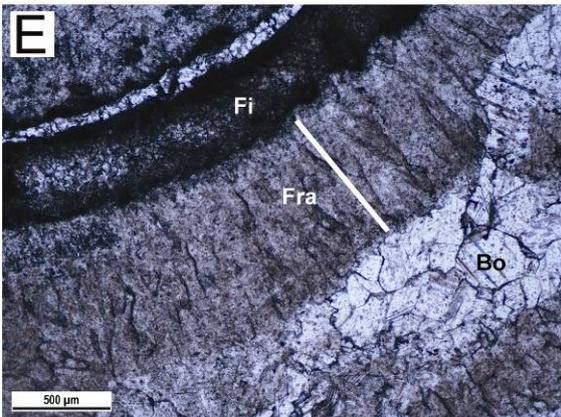
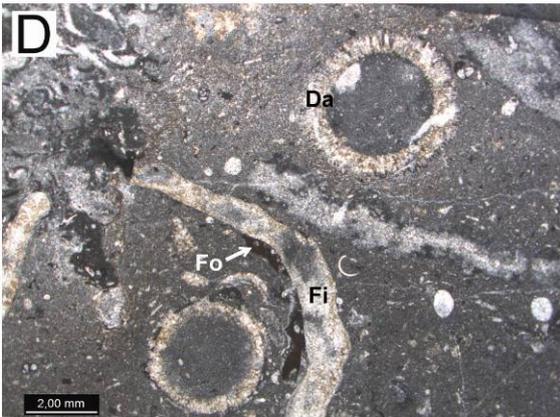
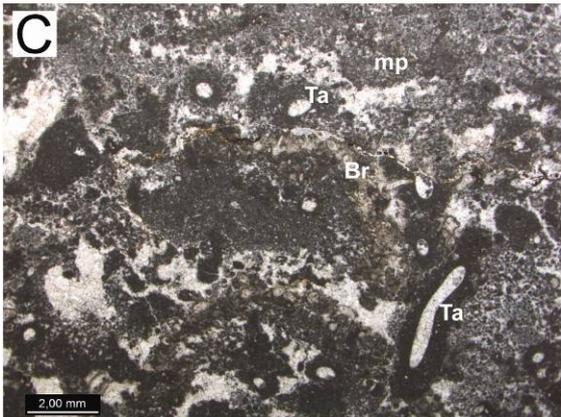
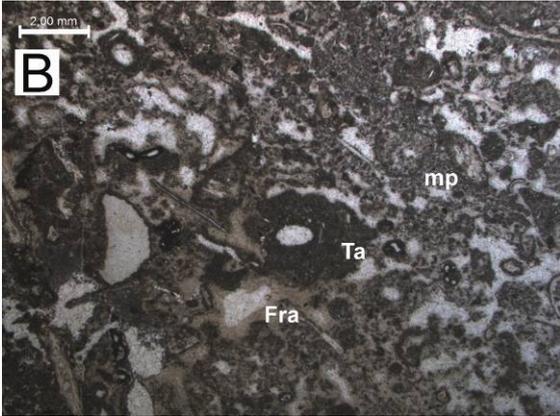


Fig. 4.6.- Página anterior. **A)** Caliza con porosidad irregular rellena por areniscas cuarciareníticas. Facies perteneciente a paleokarstificaciones (K). **B y C)** Facies de bioconstrucciones microbiales (Cm) con micritas peloidales (mp), *Tartarella* o *Terebella* (Ta), cementos fibroso radiaxiales (Fra) y briozoos fenestélidos (Br). **D)** Facies de bioconstrucciones de algas dasicladáceas (Cmd), incluye talos de algas dasicladáceas (Da) y filoides (Fi) junto con foraminíferos incrustantes (Fo). **E, F, G y H)** Fotografías con luz polarizada (E y G) y las respectivas en catodoluminiscencia (F y H) de la facies de bioconstrucciones monticulares de algas filoides verdes (Cmf). Talos de algas filoides del filum *Eugonophyllum* sp. (Fi) con cementos fibroso radiaxiales (Fra), *blocky* (Bo) y botroidales (Bt).

Interpretación

Estas cavidades se interpretan como porosidades de origen kárstico, generadas por disolución por aguas meteóricas de substratos calcáreos al ser expuestos a condiciones subáreas. La circulación de aguas meteóricas arrastraría material arenoso silíceo de origen continental a través de las cavidades hasta que la posterior subida del nivel del mar selló el sistema kárstico con este sedimento. Los clastos calcáreos redondeados procederían del retrabajamiento por agentes marinos del material previamente erosionado durante la exposición subaérea. Facies similares han sido descritas por Kerans y Donalson (1988).

Calizas bioconstruidas

• Facies Cm: Bioconstrucciones microbiales

Descripción

Calizas masivas de color gris claro formando litosomas de espesor variable entre 5 y 100 m, de geometría frecuentemente monticular, aunque también tabular. Son calizas compuestas por micrita peloidal (*clotted o peloidal micrite*), por micrita homogénea, y por restos esqueléticos dispersos. Los peloides tiene bordes difusos y coalescen entre si formando masas compactas. Cuando las micritas peloidales son predominantes, se observan poros fango-soportados con estructuras de *Tartarella* o *Terebella* y frondes de briozoos fenestélidos (Fig. 4.6 B y C) y un escaso porcentaje de restos esqueléticos de pequeño tamaño, principalmente espículas de esponjas, ostrácodos, foraminíferos (endotirácidos entre otros) y otros muchos no identificables. Los poros primarios fango-soportados presentan bandas isópacas de cemento marino fibroso radiaxial y cemento esparítico en mosaico relleno el hueco remanente de la cavidad. Cuando la micrita homogénea es la predominante, el contenido en bioclastos es mayor, entre el 10-30% (textura *wackestone*), siendo los más abundantes los equinodermos, briozoos (fenestélidos, ramosos y fistulipóridos), foraminíferos (*Tuberitina*, texturalidos y fusulinas) y espículas de esponjas; más escasos (2-5%) son: algas rojas, dasicladáceas y filoides, *Donezella*,

bivalvos, ostrácodos, corales solitarios rugosos, braquiópodos, gasterópodos y trilobites. Las micritas peloidales y homogéneas coexisten en un mismo litosoma calcáreo, existiendo tránsitos graduales entre ambas.

Interpretación

Las micritas peloidales han sido interpretadas por diversos autores como producto de la precipitación *in situ* de carbonato cálcico como consecuencia de la actividad metabólica de bacterias (Pratt, 1995, Riding 2000; Riding y Tomás, 2006). La micrita peloidal tendría la capacidad de soportar grandes poros primarios y presentar estructuras antigraavitatorias indicando una litificación y endurecimiento muy temprano (contemporáneo a su formación), lo que permite clasificarla como una roca bioconstruída que Burne y Moore (1987) denominan *microbial boundstone*. Los cuerpos calcáreos monticulares y masivos con texturas micríticas peloidales ricas en cementos marinos tempranos han sido denominados montículos de fango (*mud-mound*) por diversos autores (Pratt, 1995; Monty, 1995; Lees y Miller, 1995, entre otros) y son característicos de las partes más externas y profundas de rampas carbonatadas del Devónico y Carbonífero Inferior (Less y Miller, 1995, Bridges *et al.*, 1995, Pickard, 1996, entre otros). Se han descrito buenos ejemplos en el Dinantiese de Gran Bretaña (Gutteridge, 1995) y de la cuenca de Dublin (Somerville y Strogen, 1992), y en el Carbonífero Inferior de Nuevo Méjico (Ahr, 1989, Arh y Stanton, 1996). La presencia de cementos marinos tempranos, generados por el bombeo del agua marina a través de la red de poros primarios en ambientes profundos supone una incógnita no bien explicada hasta el momento. Kooij *et al.*, (2009) sugieren la existencia de corrientes de *upwelling* para explicarla. En el Carbonífero de la Zona Cantábrica, facies similares han sido descritas en diversas localidades como en la sierra del Cuera, los Picos de Europa, la Cuenca Carbonífera Central y el Manto del Ponga (Bahamonde *et al.* 2004 y 2007; Della Porta *et al.*, 2003; Merino-Tomé *et al.*, 2009b, Corrochano *et al.*, 2012) tanto en el talud de sistemas de plataforma como en rampas carbonatadas. En estos casos, la existencia de una factoría carbonatada microbial muy prolífica esta ligada al carácter confinado (o semiconfinado) de la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica y a ambientes pobres en oxígeno (Della Porta *et al.*, 2003). Las micritas peloidales con cementos fibroso-radiaxiales también han sido descritas en arrecifes actuales por James (1983). Las texturas en las que la micrita es homogénea (alomicrita) indican una acumulación mecánica donde la contribución microbial no existió.

- **Facies Cmd: Bioconstrucciones de algas dasicladáceas**

Descripción

Son calizas masivas o con una estratificación nodulosa mal definida. Forma tramos desde 50 cm hasta 20 m de espesor, situados frecuentemente en la base o en el techo de las calizas micríticas de la facies anterior (Cm). También pueden constituir pequeños montículos de hasta 50 cm de espesor y 4 m de longitud, intercalados en calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas (facies Cwp). En lámina delgada son calizas *wackestone* con abundantes algas dasicladáceas en posición de vida (Fig. 4.6 D), y también algas filoides, sobre cuyos talos se desarrollan costras micríticas con foraminíferos incrustantes y *Tubiphytes*. La matriz es micrita homogénea con abundantes bioclastos, entre los que destacan: espículas de esponjas, equinodermos, algas rojas, ostrácodos, algas beresellidas, gasterópodos, briozoos ramósos y fenestélidos. Entre los foraminíferos aparece: *Tuberitina*, calcitornéllidos, endotirácidos, texturálidos, fusulinas, *Bradyina*, *Tetrataxis*, *Globivalvulina* (biseriaminidos). Ocasionalmente aparecen oncoides tipo *Osagia*.

Interpretación

La abundancia de micrita en la facies, junto con la presencia de talos de algas dasicladáceas en posición de vida y de algas filoides, indican un ambiente somero submareal de baja energía, situado dentro de la zona fótica, por debajo del nivel de acción del oleaje en buen tiempo (Krainer, 1995; Samankassou, 1999). Según este último autor, facies similares se forman durante períodos de lento ascenso relativo del nivel del mar. Cuando presentan una alta densidad de talos de algas en posición de vida rodeados de micrita homogénea con bioclastos, esta facies pueden considerarse como calizas bioconstruidas, generadas por el crecimiento de colonias de estas algas que frenan las débiles corrientes marinas haciendo que decante el fango carbonatado transportado (*bafflestones*).

- **Facies Cmf: Bioconstrucciones monticulares de algas filoides verdes**

Descripción

Forman el núcleo de litosomas monticulares masivos de hasta 50 m de potencia. Son calizas compuestas principalmente por un entramado de algas filoides, probablemente

pertenecientes al filum *Eugonophyllum* sp. (D. Corrochano com. pers.). Estas algas aparecen rodeadas de una matriz de micrita homogénea con bioclastos y parches de micrita peloidal, o bien desarrollan orlas de cementos fibroso radiaxiales en torno a sus talos (Fig. 4.6 E, F, G y H). El resto del poro está relleno por cemento esparítico en mosaico. Los bioclastos presentes son: equinodermos, algas dasicladáceas y foraminíferos como fusulinas, *Tuberitina* y *Tetrataxis* anclados a los talos de las algas.

Los cementos fibrosos presentes alrededor de los talos de algas filoides forman orlas de entre 500 a 700 μm . El resto de la porosidad se rellena con cemento en mosaico. En catodoluminiscencia, en las orlas de cementos fibrosos se reconocen hasta 4 etapas de crecimiento, definidas por la alternancia de bandas *dull* con moteado no luminiscente, y otras no luminiscentes con moteado *dull*; en ambos casos el moteado presenta cierta tendencia acicular. Estos cementos han sufrido neoformismo (recristalización) que ha borrado, en parte, la estructura primaria. El cemento en mosaico aparece como *dull* bandeado. Las algas no conservan ninguna estructura primaria. En ocasiones también aparecen cementos botroidales no luminiscentes.

Interpretación

El alga filoide *Eugonophyllum* sp., que caracteriza esta facies, es un alga verde que crece dentro de la zona fótica, en las zonas más someras de *mud-mounds* (Forsythe, 2003). Sus talos laminares y ondulados no presentan rasgos de haber sido transportados sino que constituyen un entramado rígido primario, junto con organismos incrustantes como foraminíferos, con grandes huecos que se rellenan con micritas peloidales y homogéneas bioclásticas, así como con los cementos fibrosos y botroidales (Toomey, 1991; Samankassou y West, 2003). En la mayoría de los casos, estos cementos son no luminiscentes lo que indica condiciones freáticas marinas oxigenadas, y se formarían durante etapas muy tempranas de la diagénesis, en los primeros centímetros bajo la interfase sedimento-agua (Machel y Burton, 1991). Este hecho implica la existencia de un armazón rígido previo al enterramiento, sustentado por las algas calcáreas mayoritarias. Por todo ello, esta facies se interpreta como un depósito bioconstruido (*boundstone*) de morfología monticular, en el que las algas filoides verdes jugaron un papel preponderante, con cierta contribución microbial, y desarrollado en ambientes submareales relativamente someros.

- **Facies Cmf2: Bioconstrucciones de algas filoides rojas**

Descripción

Calizas gris oscuras en estratos nodulosos de espesor variable entre 10 a 50 cm. Esta facies presenta dos modos de aparición. En primer lugar, formando litosomas tabulares de hasta 1,5 m de potencia dispuestos generalmente sobre sedimentos siliciclásticos y por debajo de calizas bioconstruidas con o sin algas dasicladáceas (facies Cm o Cmd). En segundo lugar, constituyendo pequeños montículos de menos de 50 cm de alto y 3 m de longitud intercalados entre calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas (facies Cwp). Cabe destacar la abundancia de algas filoides rojas (Fig. 4.7 A) de los filums *Archaeolithophyllum* e *Ivanovia tenuissima* (D. Corrochano com. pers.) con talos orientados subparalelamente a la estratificación y sin signos aparentes de transporte. La matriz es de micrita homogénea con foraminíferos como calcitornéllidos, *Tuberitina* (anclado con frecuencia a los talos de las algas); equinodermos y algas bereséllidas. Alrededor de los talos se desarrollan cortezas de micrítica densa y de micrita peloidal junto con *Tubiphytes*, pequeños *Chaetetes* laminares y, en menor proporción, estructuras orgánicas tipo *Tartarella* o *Terebella*.

Interpretación

Esta facies representa biostromos (sin relieve sedimentario) algales (*boundstone*) formados como resultado de la acumulación de talos de algas filoides, con escaso o nulo transporte. Las algas ejercerían un efecto *baffling* y *binding* sobre el sedimento micrítico transportado por la corriente. El papel constructor de las algas estaría reforzado por el desarrollo de la cortezas micríticas de incrustación microbial (Forsythe, 2003; Krainer, 1995). Su depósito habría ocurrido en ambientes someros y submareales de energía baja a moderada, en aguas con turbidez variable, por debajo del nivel de acción del oleaje y dentro de la zona fótica (Toomey, 1980; Dawson y Carozzi, 1986; Samankassou y West, 2002 y 2003; Merino Tomé *et al.* 2009b).

Calizas detríticas

- Facies Cw: Calizas *wackestone* nodulosas rojizas

Descripción

Calizas nodulosas mal estratificadas, en tramos de 50 cm a 1 m de espesor, con interestratos pizarrosos/margosos de color rojizo entre los nódulos (Fig. 4.7 B). Siempre aparecen entre el techo de los litosomas de calizas microbiales bioconstruidas (facies Cm) y la base de tramos de lutitas y limos masivos (facies Lm). Textualmente, son calizas *wackestone* formadas por micrita homogénea densa, bioclastos y algunas estructuras orgánicas tipo *Tartarella* o *Terebella*. Los bioclastos más comunes son: equinodermos, pequeños fragmentos de briozoos y de trilobites, espículas de esponjas y foraminíferos (fusulinas, *Tuberitina* y *Ozawainella*). La matriz está atravesada por venas irregulares rellenas principalmente por minerales arcillosos y carbonatados con granos dispersos de cuarzo, además de bioclastos como espículas de esponjas.

Interpretación

El elevado contenido en micrita y la presencia de fauna heterótrofa en la misma es indicativo de medios de mar abierto relativamente profundos y con baja energía y luminosidad. Los intervalos rojos se relacionan con procesos de condensación y ralentización en la sedimentación ligados a episodios de máxima inundación. El color rojo del sedimento es el resultado de la oxidación del hierro durante la diagénesis temprana, en aguas con pobre oxigenación (Préat *et al.*, 1999; Kooij *et al.* 2007). Mamet y Préat (2005) indican que las comunidades de bacterias oxidantes (*iron bacteria*) son las causantes de la mayor parte de la pigmentación rojiza de sedimentos carbonatados marinos, tales como el Ammonítico Rosso del Jurásico de Italia y *griottes* del Devónico de Bélgica, Francia y República Checa. Dichos microorganismos se reconocen como vainas <1 µm de hematites roja dispersos en la matriz de sedimentos acumulados en ambientes pobres en hierro y oxígeno.

- Facies Cwp: Calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas

Descripción

Forman tramos de gran continuidad lateral y espesor variable entre 1 y 7 m, integrados por estratos de entre 10 y 50 cm de potencia nodulosos, irregulares y de color gris oscuro, separados por delgados interestratos (menores de 5 cm) de margas oscuras.

Texturalmente son calizas *wackestone* a *packstone* con gran abundancia de algas (Fig. 4.7 C). Los bioclastos más comunes (10-30%) son: algas bereséllidas, dasicladáceas, filoides pertenecientes a los filums *Eugonophyllum johnsonii*, *Archaeolithophyllum* e *Ivanovia* sp. (D. Corrochano com. pers.), calciesferas, foraminíferos grandes como fusulinas, *Bradyina* y textuláridos, y otros de pequeño tamaño como endotirácidos y calcitornéllidos, además de otros bioclastos recristalizados de origen incierto. Entre dispersos (5-10%) y raros (2-5%) aparecen: equinodermos, espículas de esponjas, algas rojas del género *Komia*, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. De forma muy rara (<2%) se encuentran: *Epimastopora*, braquiópodos y briozoos fenestélidos. Otros organismos característicos que aparecen son: esponjas tipo *Chaetetes* (desmosponjas calcáreas), corales tabulados aulopóridos, corales rugosos solitarios y coloniales. También son habituales los oncoides tipo *Osagia* integrados por el alga *Claracrusta* sp., con núcleo formado por la propia matriz o algún bioclasto como un coral solitario. En torno a los talos de algas filoides se desarrollan cortezas micríticas y *Tubiphytes*. También existen intercalaciones de calizas *packstone* y *grainstone* intraclásticas y con los mismos tipos de bioclastos. La matriz está formada por micrita homogénea con abundantes bioclastos de pequeño tamaño junto con parches dispersos de micrita peloidal, asociada a la cual aparecen estructuras tipo *Tartarella* o *Terebella*. Entre ambos tipos de micrita no existe un límite claro. Son abundantes las venillas rellenas de bitumen.

Los *Chaetetes* pueden aparecer formando biohermos de hasta 50 cm de altura y 2 m de longitud, aproximadamente. En estas construcciones, las esponjas adquieren una forma entre tabular y en domo de bajo relieve, con los márgenes laterales del organismo interdigitados con el sedimento; también aparecen formas hemiesféricas.

Los corales tabulados aulopóridos pueden formar biohermos de 30 cm de altura y 1 m de longitud, aproximadamente. La matriz entre ellos presenta textura *wackestone* y está integrada por micrita homogénea con pequeños bioclastos. En estos biohermos aparecen dispersos otros bioclastos como: briozoos fenestélidos, equinodermos y foraminíferos (texturáridos). La matriz presenta una porosidad primaria que, en algunos casos, se debe a la disolución, con relleno geopetal, de limo calcáreo.

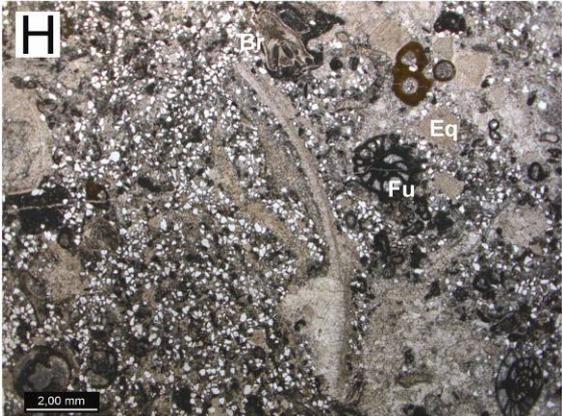
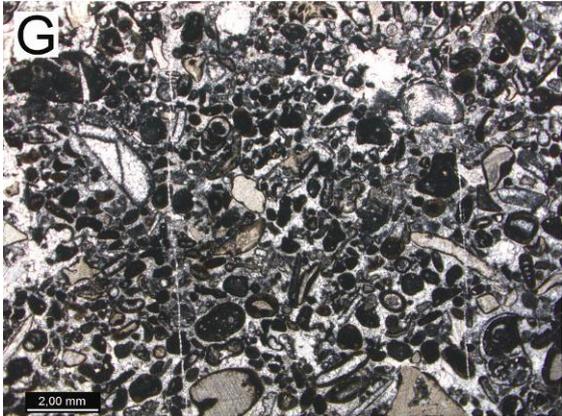
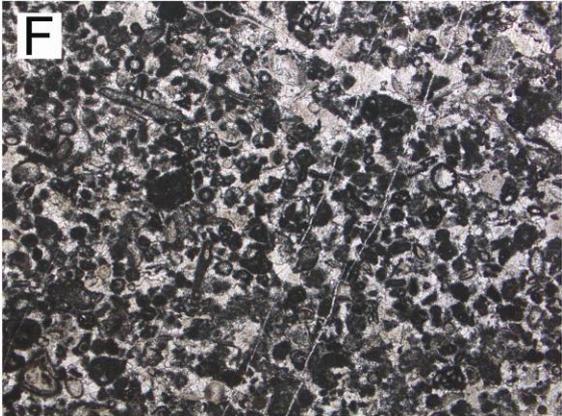
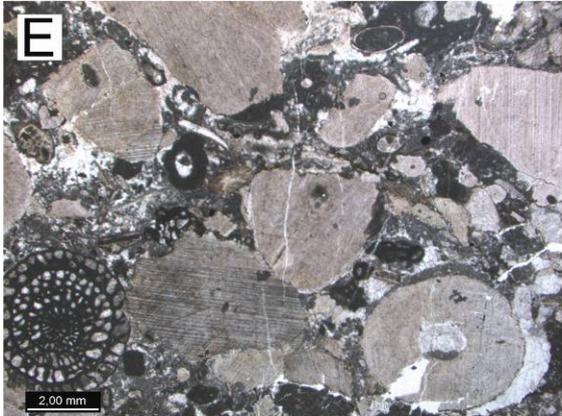
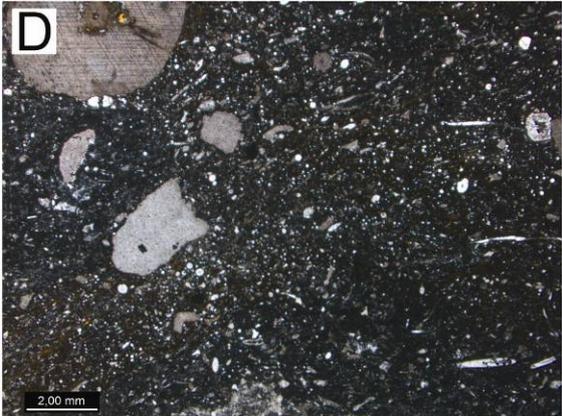
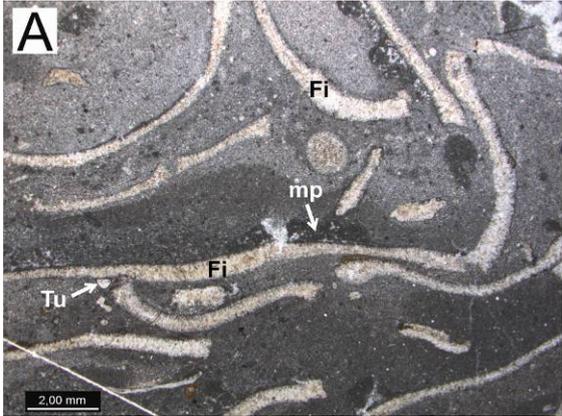


Fig. 4.7.- Página anterior. **A)** Facies de bioconstrucciones de algas filoides rojas (Cmf2). Talos de algas filoides (Fi) con incrustaciones de micritas peloidales (mp) y del foraminífero *Tuberitina* (Tu). **B)** Facies de calizas *wackestone* nodulosas rojizas (Cw). **C)** Facies de calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas (Cwp). Talos de algas filoides (Fi) con incrustaciones de *Tubiphytes* (Tb). Placas de equinodermos (Eq), algas rojas (Ar) y fusulinas (Fu). **D)** Facies de calizas *wackestone-packstone* con espículas silíceas de esponjas (Cwpe). **E)** Facies de calizas *wackestone-packstone* encriníticas. **F)** Facies de calizas *packstone-grainstone* intraclásticas (Cpgi). **G)** Facies de calizas *grainstone* bioclásticas (Cg) y **H)** Facies de calizas arenosas (Ca). Placas de equinodermos (Eq), fusulinas (Fu) y briozoos (Br).

Interpretación

La presencia de algas y el elevado contenido de micrita en estos sedimentos, indican su sedimentación en ambientes de baja energía dentro de zonas someras bien iluminadas. Pero el color negro del sedimento, debido a un elevado contenido de materia orgánica, indica condiciones en parte restringidas con mala circulación oceánica que daría lugar a aguas pobres en oxígeno. Estas características son similares a las que se dan en ambientes de *lagoon* carbonatado o de plataforma carbonatada restringida (Enos, 1983; Wright y Burchette, 1996). La asociación *Beresella* y calciesferas fue abundante en *lagoons* protegidos según Mamet (1991) y Mamet y Zhu (2005). Connolly *et al.* (1989) proponen que las condiciones idóneas para el desarrollo de las colonias de *Chaetetes* fueron aguas someras, cercanas a zonas intermareales. En el caso aquí estudiado, el ambiente debía ser de muy baja energía debido a la abundancia de formas columnares y a que la matriz entre los individuos es principalmente micrita. Facies similares a esta han sido interpretadas por Della Porta *et al.* (2002) o Merino Tomé *et al.* (2009b) como depositadas en ambientes someros de *lagoon*, con circulación marina abierta a restringida.

- Facies Cwpe: Calizas *wackestone-packstone* con espículas silíceas de esponjas

Descripción

Calizas nodulosas en estratos tabulares de 10 a 40 cm de espesor, formando tramos de hasta 2 m de potencia. Esta facies aparece por debajo de los litosomas con forma de montículo constituidos por calizas bioconstruidas de algas filoides verdes (facies Cmf) y, cuando se identifican, en la base de las clinofomas que estos desarrollan. Tienen textura *wackestone a packstone* y presentan abundantes nódulos de *chert* (Fig. 4.7 D). Los bioclastos más abundantes (30-50%) son moldes de espículas de esponjas silíceas y otros pequeños bioclastos no identificados. Menos abundantes (2-10%) son los restos de equinodermos, foraminíferos (principalmente fusulinas) y briozoos fenestélidos. La matriz

es de micrita homogénea, con parches de micrita peloidal, en la que aparecen dispersos pequeños fragmentos de los organismos anteriormente citados, así como espículas y otros de origen desconocido.

Interpretación

La composición micrítica y la abundancia de espículas y de restos de fauna heterótrofa indican ambientes marinos relativamente profundos, de muy baja energía, situados por debajo del nivel de acción de oleaje entre las zonas fótica y oligofótica. Su posición estratigráfica dentro de los montículos de la facies Cmf (bioconstrucciones monticulares de algas filoides verdes), permite interpretar la facies como sedimentos depositados en la base del talud de los *mud-mound*. Facies similares, muy ricas en *chert* y espículas de esponjas, han sido descritas en la base de *mud-mounds* y en las zonas *intermounds* del Paleozoico (Dawson y Carozzi, 1986; Freitas y Dixon, 1995; Bridges *et al.*, 1995; Samankassou y West, 2003; Krainer *et al.*, 2003).

• Facies Cwpc: Calizas *wackestone-packstone* encriníticas

Descripción

Esta facies forma tramos de hasta 1 m de espesor, integrados por estratos de espesor variable entre 20 a 50 cm, que se acuñan lateralmente y aparecen interdigitados con calizas *wackestone-packstone* con espículas (facies Cwpe), ocupando, por lo tanto, la misma posición estratigráfica que éstas. Las calizas varían entre *wackestone* a *packstone* y están formadas principalmente por restos de equinodermos poco reabajados, y, en mucha menor proporción (2-5%), por briozoos ramosos, fusulinas, *Tuberitina*, ostrácodos y trilobites (Fig. 4.7 E). Las placas de equinodermos presentan localmente contactos estilolitizados y bordes no micritizados. La matriz está formada por una micrita homogénea con pequeños bioclastos, junto con parches de micrita con cierta tendencia peloidal con estructuras tipo *Tartarella* y *Terebella* dispersas.

Interpretación

La ausencia de organismos fotosintetizadores y el elevado contenido de micrita, indican que su depósito tuvo lugar en ambientes con cierta profundidad y baja energía. Su posición estratigráfica claramente refleja que constituye la parte inferior de los flancos de los *mud-mounds* de algas filoides verdes (facies Cmf). Los restos de equinodermos poco

retrabajados (redondeados) sugieren un transporte muy escaso; además, el hecho de que sus bordes no estén micritizados, indicaría una tasa de sedimentación relativamente alta, con poco tiempo de permanencia de los bioclastos en la interfase agua-sedimento (Bathurst, 1975). Facies similares a estas han sido descritas asociadas a los flancos de *mud-mounds* por Bridges *et al.* (1995), Gutteridge (1995), Berra (2012) o Chen (2012).

- **Facies Cpgi: Calizas *packstone-grainstone* intraclásticas**

Descripción

Esta facies aparece en tramos de hasta 80 m, constituidos por estratos tabulares de 10 y 50 cm de espesor, interestratificados lateralmente con los litosomas monticulares de calizas microbiales (facies Cm). Está constituida por calizas *packstone* y *grainstone* de color gris oscuro, con moderada a mala clasificación, formadas por intraclastos subangulosos a redondeados de micrita homogénea con bioclastos o micrita peloidal, y por peloides de bordes netos y bien definidos (Fig. 4.7 F). Los bioclastos son frecuentes y pueden aparecer fracturados y sin redondear; los más abundantes son: equinodermos y foraminíferos como fusulinas, *Tuberitina* y otros de pequeño tamaño; en menor proporción (2-5%) aparecen: calciesferas, algas beresellidas y filoides, briozoos fenestélidos, fistulipóridos y ramosos, bivalvos, algas rojas, gasterópodos, braquiópodos y trilobites. La porosidad interpartícula alrededor de los clastos y peloides presenta delgadas cortezas isopacas, de 20-30 μm de espesor, de cemento marino fibroso; estando el resto del poro relleno de cemento *blocky* de calcita ferrosa. Los equinodermos presentan recrecimientos de cemento sintaxial. También aparecen micriticas peloidales y rellenos geopetales de sedimento micrítico. Son frecuentes nódulos de *chert*.

En los litosomas constituidos por esta facies se observa una disminución en el contenido de micrita del sedimento desde zonas más próximas a los montículos microbiales (facies Cm), a las más alejadas, donde los estratos están mejor definidos y muestran *ripples* en el techo.

Interpretación

La posición estratigráfica de esta facies indica que representa los depósitos de flanco de los *mud-mounds* microbiales (facies Cm). Su textura y composición de intraclastos y bioclastos, algunos de ellos fracturados, sugieren un depósito en condiciones

de energía moderada. El aumento de la micrita en depósitos próximos al *mud-mound* puede ser debido a la protección que proporcionaba la bioconstrucción frente al oleaje y otras corrientes marinas; mientras que la acción del oleaje afectaría a depósitos más alejados del mismo. Depósitos con características similares han sido reconocidos en otros *mud-mounds* por Gutteridge (1995) y Berra (2012).

- **Facies Cg: Calizas *grainstone* bioclásticas**

Descripción

Forma tramos de 1 a 6 m de espesor, integrados por estratos tabulares de 30 a 60 cm de calizas *grainstone* de color gris claro bien clasificadas, compuestas principalmente por bioclastos y peloides (Fig. 4.7 G). El redondeamiento de dichos componentes varía entre medio y muy bueno y su tamaño es de arena fina a gruesa. Los bioclastos presentes son equinodermos, algas rojas, moldes de bivalvos y foraminíferos como texturálidos, endotirácidos, calcitornellidos, fusulinas y *Bradyina*. Con menor abundancia también aparecen calciesferas, briozoos, braquiópodos y *Epimastopora*. En cantidad variable se encuentran oolitos superficiales con cortezas de fábrica radial formados alrededor de bioclastos y peloides, intraclastos y peloides con bordes netos bien definidos y formas esferoidales y elipsoidales. Los bioclastos aparecen con envueltas micríticas y llegan a estar fuertemente micritizados, por lo que, en muchas ocasiones, aparecen transformados en granos micríticos sin estructura interior y pueden confundirse con intraclastos.

En la porosidad intergranular precipitó cemento marino vadoso en menisco, cemento marino freático fibroso (ahora recristalizados), y finalmente cemento esparítico *blocky* que selló los poros. En las placas de equinodermos sin envueltas micríticas, crecen cementos sintaxiales. El empaquetamiento es variable llegando a desarrollar contactos con bordes cóncavo-convexos entre los granos y bordes estilolitizados en los márgenes de las placas de equinodermos.

Interpretación

El carácter granosoportado, junto con el buen redondeamiento y clasificación de los granos indican un depósito en ambientes marinos someros con alta energía, situados por encima del nivel de base del oleaje en buen tiempo. Representarían barras bioclásticas movidas por corrientes de deriva costera en zonas internas de rampa carbonatada (Flügel,

2004). La presencia ocasional de cementos en menisco marinos vadosos junto con contactos cóncavo-convexos generados por una compactación en zonas vadosas, indicaría ambientes intermareales (Tucker y Wright, 1990). Los ooides descritos (normales de corteza radial con finas láminas concéntricas) tendrían una composición original de calcita alta-Mg, y estarían generados en ambientes de energía alta a moderada, con salinidad normal (Flügel, 2004).

- **Facies Cf: Calizas *floatstone* con bivalvos**

Descripción

Calizas *floatstones* compuestas por moldes de bivalvos de hasta 3 cm de longitud, con valvas fracturadas y escasamente redondeadas, orientadas paralelamente a la estratificación. Forma tramos de menos de 1,5 m, integrados por estratos tabulares con espesor variable entre 40 a 20 cm. Otros bioclastos presentes son crinoideos y moldes de gasterópodos. La matriz está compuesta por micrita homogénea y contiene parches dispersos de micrita peloidal y pequeños bioclastos y fósiles de espículas de esponjas, foraminíferos (texturálidos, fusulinas, *Tuberitina*) y briozoos, principalmente. Algunos de los moldes de bivalvos presentan delgadas envueltas micríticas constructivas.

Interpretación

Teniendo en cuenta la ausencia de organismos fotosintéticos, esta facies se ha interpretado como un depósito de ambientes submareales relativamente profundos de plataforma marina abierta, próximos al nivel de acción del oleaje, ya que es necesaria cierta energía para la orientación y fracturación de las valvas. Depósitos similares, caracterizados por una elevada concentración de bivalvos, se forman como resultado de un transporte y retrabajamiento de larga duración asociados con bajas tasas de sedimentación (Flügel, 2004).

- **Facies Ca: Calizas arenosas**

Descripción

Calizas arenosas con bioclastos y peloides (Fig. 4.7 H), según la clasificación de Mount (1985), en estratos ondulantes a irregulares de 5 a 20 cm de espesor, con brechificación y nodulización, e internamente con laminación paralela y cruzada de tipo *hummocky*, agrupados en tramos de 1 a 4 m de potencia. Los granos terrígenos son de

cuarzo de tamaño arena fina a muy fina, bien calibrados y angulosos; y los peloides son redondeados, de límites netos y de diámetro variable entre 80 a 160 μm . Los bioclastos más abundantes son: equinodermos, bivalvos y foraminíferos (principalmente fusulinas, texturálidos, endotirácidos y otros de pequeño tamaño); y en menor proporción briozoos y calciesferas. El cemento entre los granos es de microesparítica.

Interpretación

Mount (1985) propone cuatro mecanismos capaces de producir la mezcla de sedimento carbonatado y siliciclástico:

- 1) Evento de mezcla puntual: transferencia de sedimento entre distintos ambientes durante eventos excepcionales de alta energía, como tormentas
- 2) Facies de mezcla: mezcla de sedimento a lo largo del límite difuso entre dos facies.
- 3) Mezcla por suministro *in situ*: la mezcla ocurre por la generación *in situ* de partículas carbonatadas dentro del sedimento siliciclástico.
- 4) Mezcla de rocas madre: mezcla de sedimento procedente de la erosión de áreas fuentes distintas.

En el caso aquí estudiado, los granos de cuarzo angulosos bien calibrados, junto con clastos carbonatados bien redondeados, indicaría un origen mediante el proceso 2, que según el autor tiene lugar en ambientes costeros.

4.1.3.- ROCAS VOLCÁNICAS

En el sinclinal de Redondo y dentro de la secuencia V, se han encontrado rocas de origen volcánico, clasificadas como tobas de cristales (A. Rubio, J.C. Gonzalo y P. Franco com. pers.). Está formada principalmente por cristales de plagioclasas, biotitas y cuarzoes angulosos, además de fragmentos de roca de grano muy fino con una fuerte orientación interior (ignimbritas) y bioclastos de corales y equinodermos, muy escasos aparecen también grandes cristales de apatito (Fig. 4.8). Las biotitas no se encuentran orientadas y aparecen desestabilizadas desarrollando en el interior bandas blancas de prehnita. Los cristales son idiomorfos y aparecen muy fracturados, probablemente como consecuencia de explosiones volcánicas dado la falta de transporte. La textura primaria está alterada presentando en la actualidad una composición carbonatada, al igual que la matriz,

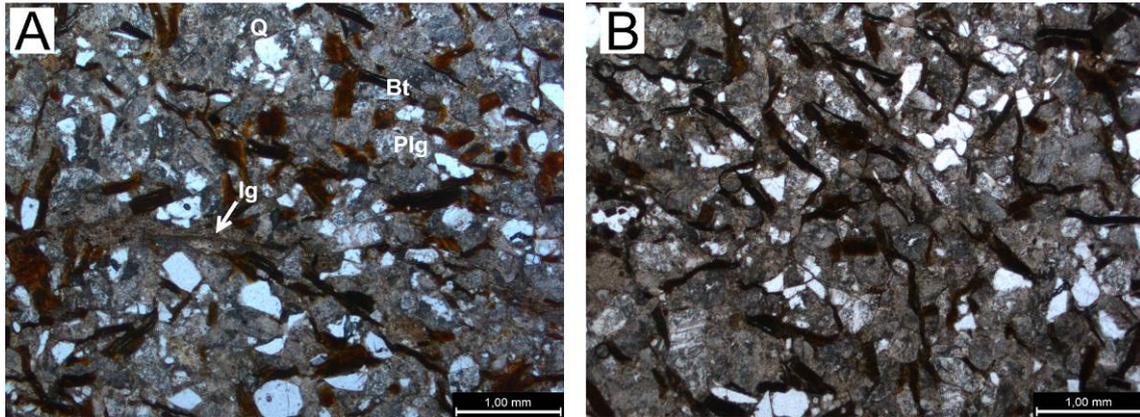


Fig. 4.8.- A y B) Toba de cristales compuesta por plagioclasas alteradas (Plg), biotitas (Bt), cuarzos (Q) y fragmentos de ignimbritas (Ig).

originalmente vítrea. En general este sedimento no presenta ningún tipo de estructura, los cristales no están orientados y no existe ningún grado de redondez en los mismos. Se interpreta como un depósito volcánico con poco o muy poco transporte.

4.2.- ELEMENTOS DEPOSICIONALES Y SUS ASOCIACIONES DE FACIES

Dentro de la jerarquía de unidades sedimentarias identificadas en este trabajo, la *asociación de facies* representa el nivel superior a las facies (Fig. 3.1). Según Vera (1994), una asociación de facies corresponde a la distribución ordenada de varias facies elementales que se encuentran juntas y que están genéticamente relacionadas. La identificación en la vertical dentro de una sección estratigráfica de una asociación de facies se denomina *secuencia de facies*, secuencia elemental o sucesión de facies.

La unidad de rango inmediatamente superior a la asociación de facies es el *elemento deposicional*, formado por el conjunto de dos o más asociaciones de facies de materiales depositados en una misma parte amplia y significativa de un medio sedimentario (Vera, 1994, Fig. 3.1). En este capítulo se hará una descripción e interpretación de los distintos elementos deposicionales identificados y de las asociaciones de facies que caracterizan cada uno de ellos (Tabla 4.7).

TABLA 4.7.- ASOCIACIONES DE FACIES					
ASOCIACIÓN DE FACIES		FACIES	GEOMETRIA Y CICLICIDAD	INTERPRETACIÓN	
LLANURA DELTAICA	1	Canales con rellenos simples	Am, Arc y Al	Secuencias granodecrecientes. Litosomas canaliformes simétricos, de 2 a 3 m de espesor y 15 a 20 m de longitud.	Canales de desbordamiento y avulsiones.
	2	Canales complejos	Ac, At, Arc y Pi	Secuencias granodecrecientes 50 cm a 2 m. Litosomas canaliformes de 10 m espesor y 40 m de longitud.	Canales de sistemas fluviales tipo <i>braided</i> .
	3	Canales simples tabulares con relleno lateral	Am, Arc y Hal-a	Secuencias granodecrecientes. Litosomas de 1 a 3 m de potencia y > 20 m de longitud.	Relleno lateral de canales sinuosos.
	4	Canales simples lenticulares con relleno lateral	Am, At, Arc y Al	Litosomas de < 2,5 m de potencia y < 10 m de longitud	Relleno lateral de canales sinuosos.
	5	Ciclos de desbordamiento de canales distributarios	At, Arc, Al, Am, Hal-a, Lf, Pm, Pi y C	Secuencias granocrecientes-decrecientes. Litosomas base plana y techo convexo < 10 m de potencia y más de 25 m de longitud	Lóbulos de desbordamiento y pequeños deltas sobre bahías interdistributarias.
	6	Depósitos orgánicos de pantanos y marismas	Pm, Pi, C	Potencias de 3 m	Turberas reotróficas u ombrotróficas.
FRENTE DELTAICO	7	Barras de boca de distributarios de deltas con dominio fluvial	Arc, Aro, Ah, Al, Arc, Ap, At	Secuencias granocrecientes de 25 m de potencia. Litosomas tabulares de 30 a 50 m de potencia.	Progradación de barras de boca de distributario en deltas con domino fluvial.
	8	Barra de boca de distributario proximal de deltas dominados por avenidas	Ah, As-1, Ah, Arc,	Litosomas granocrecientes de 8 a 25 m de potencia.	Progradación de barras de boca de desembocadura en deltas dominados por avenidas.
	9	Barra de boca de distributario-llanura deltaica inferior en deltas controlados por mareas	As-2, Hr, Ha	Litosomas de 20 a 40 m de potencia	Frente deltaico sometido a la acción mareal.
	10	Barras de desembocadura conglomeráticas	Ccg-2, Am	Tramos de 10 m de potencia	Barras de desembocadura en abanicos deltaicos
	11	Barra de boca de distributario distal	Lm, Hal-a, Hal-c, Ag	Tramos de metros a decenas de metros de espesor	Ambientes de transición entre prodelta y las barras de desembocadura.

TABLA 4.7 (continuación).- ASOCIACIONES DE FACIES					
ASOCIACIÓN DE FACIES			FACIES	GEOMETRIA Y CICLICIDAD	INTERPRETACIÓN
PLATAFORMA	12	Plataforma dominada por tormentas	Lb, Hal-a, Ab, Am, Al, Ah y Aro	Secuencias granocrecientes de 30 a 230 m de potencia	Progradación de costas abiertas de alta energía dominadas por oleaje.
	13	Lóbulos turbidíticos arenosos de plataforma	Am, Ah, Ag, Hal-a	Tramos granocrecientes de 200 m de potencia	Sistemas turbidíticos situados por delante de sistemas fluvio-deltaicos
PRODELTA-TALUD	14	Prodelta y talud	Lm, Hal-a, Ag, Gmm, Gpc	Tramos < 250 m de potencia	Depósitos lutíticos de prodelta y talud.
CUENCA PROFUNDA	15	Turbiditas transición canal-lóbulo turbidítico	Am, Ag, Hal-a, Lm	Tramos > 200 m de potencia	Depósitos formados en la salida de canales turbidíticos
	16	Depósitos turbidíticos confinados	Lm, Hal-b, Ag, Hal-a	Tramos < 300 m de potencia	Lóbulos turbidíticos confinados con baja actividad depositados en zonas proximales/laterales.
	17	Depósitos de transporte en masa (DTM)	MB, Gmm-1, Gcm, Gmg-1, Ag	Litosomas < 300 m de potencia y < 4,5 km de longitud	Depósitos de transporte en masa al pie talud procedentes de la destrucción de rampas carbonatadas
	18	Lóbulos subacuáticos conglomeráticos de abanicos deltaicos	Gmm-2, Geg-2, Gmg-2	Litosomas tabulares > 200 m de potencia	Progradación-retrogradación de lóbulos conglomeráticos de abanicos deltaicos.
RAMPA CARBONATADA	Ri	Rampa interna	Cg, Ca, K	Tramos < 4 m	Acumulaciones clásticas por encima del nivel de acción del oleaje en buen tiempo.
	Rm	Rampa media	Cwp, Cmd, Cmf2	Tramos de 4 a 10 m.	Ambientes de baja energía entre el nivel de acción del oleaje en buen tiempo y el de tormenta.
	Rex	Rampa externa	Cm, Cmd, Cmf, Cwpe, Cwpc, Cpgi	Litosomas tabulares y lenticulares < 300 m de potencia y < 1 km de longitud	Calizas bioconstruidas en montículos de fango microbial (<i>microbial mud-mounds</i>)

4.2.1.- LLANURA DELTAICA

Integran este elemento deposicional las siguientes asociaciones de facies:

- **Asociación 1: Canales con rellenos simples**

Descripción

Está representada por litosomas lenticulares simétricos con base cóncava erosiva y techo plano, de espesor variable entre 2 a 3 m, y anchura, en sección transversal, entre 15 a 20 m, con márgenes de aproximadamente 15° de pendiente (Fig. 4.9 A). Presentan un relleno en secuencia grano y estratodecrecientes integradas por litarenitas de grano muy fino a medio masivas (facies Am), con *ripples* de corriente (facies Arc), y con laminación horizontal (facies Al), en estratos de 5 a 20 cm de espesor, organizados en ciclos granodecrecientes de hasta de 40 cm. Los restos vegetales son muy abundantes y aparecen concentrados en las superficies de estratificación.

Es una asociación de facies escasa, ya que solamente se ha reconocido en la mitad inferior de la secuencia II y en la secuencia IV del sinclinal de Castillería.

Interpretación

Este depósito es el resultado de corrientes unidireccionales, con suficiente

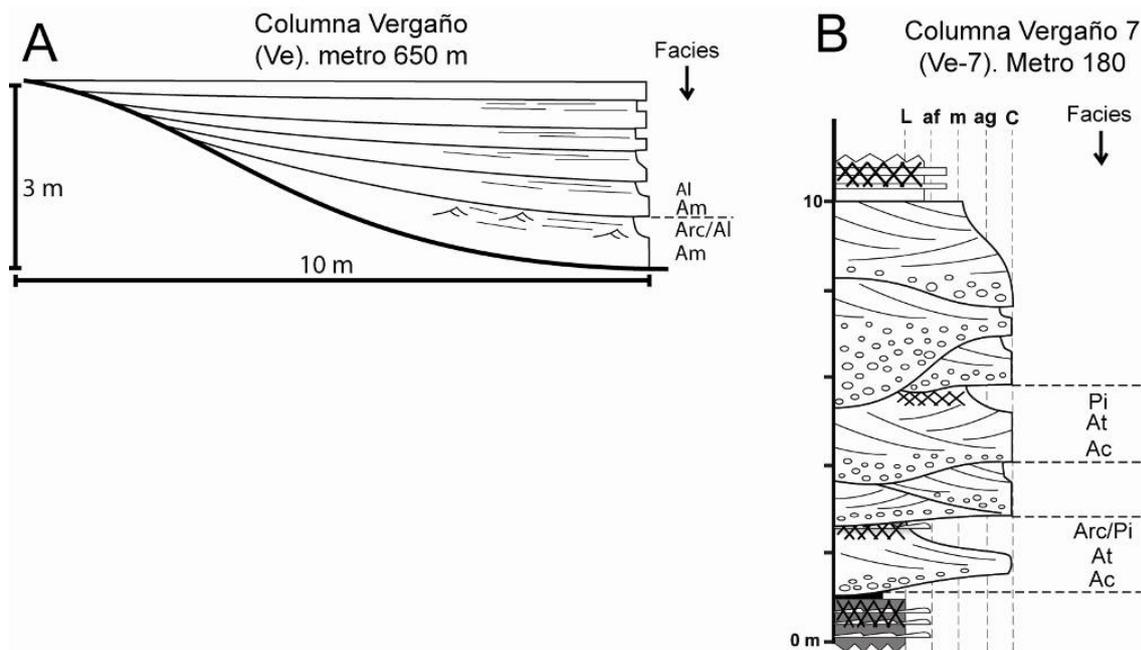


Fig. 4.9.- A) Asociación de facies 1 de canales con rellenos simples. **B)** Asociación de facies 2 de canales complejos.

capacidad erosiva como para producir canales, cuyo relleno está integrado por el apilamiento en la vertical de secuencias granodecrecientes constituidas por areniscas masivas que indican una sedimentación rápida y areniscas con laminación paralela y de *ripples* formadas por corrientes relacionadas con una sedimentación más lenta que generarían estas estructuras tractivas. Por lo tanto, esta asociación puede ser el resultado de corrientes episódicas y de energía rápidamente decreciente, propias de canales relacionados con desbordamientos y avulsiones dentro de llanura deltaica (Fielding, 1984, 1986).

• Asociación 2: Canales complejos

Descripción

Está representada por litosomas lenticulares con base erosiva canaliforme y techo plano, de espesor máximo aproximado de 10 m y anchura de hasta 40 m en sección transversal (Fig. 4.9 B). Internamente, cada uno de ellos está compuesto por el apilamiento de unidades menores limitadas por bases erosivas también canaliformes, con tendencia granodecreciente y espesor variable entre 50 cm y 2 m. Dichas unidades están integradas por la siguiente sucesión de facies: areniscas conglomeráticas con clastos de carbón, restos vegetales y algunos bioclastos marinos bentónicos (crinoideos) (facies Ac), areniscas con estratificación cruzada en surco (facies At), areniscas con laminación de *ripples* de corriente (facies Arc), y areniscas de grano fino con bioturbación por raíces (facies Pi).

Esta asociación de facies es escasa ya que solamente se ha reconocido en el sector SE del sinclinal de Castillería (columna Ve-7), dentro de la Secuencia IV (Fig. 3.21).

Interpretación

Se interpreta como el resultado del apilamiento vertical, y posiblemente lateral, de un conjunto de canales de escasa potencia y extensión lateral. Estos canales muestran una repetida sucesión de etapas de funcionamiento activo (facies Ac+At) y abandono (facies Pi), siguiendo un modelo de ríos de baja sinuosidad, con frecuentes avulsiones entre los mismos y reducidas migraciones laterales. La existencia de fauna marina bentónica (crinoideos) en los depósitos residuales de la base de algunos de los canales indicaría un depósito en sectores próximos a la desembocadura de los distributarios de sistemas deltaicos, donde quedaría registrada la influencia mareal. La problemática que plantea la

existencia de estos restos de fauna ha sido discutida ya en la interpretación de la facies Ac. El origen de la ciclicidad en el relleno (*multi-storey*) del sistema puede estar relacionado con procesos autocíclicos relacionados con la propia dinámica fluvial *braided* con repetidos procesos de excavación-relleno y abandono de los canales, o también con fluctuaciones menores y repetidas del nivel del mar.

- **Asociación 3: Canales simples tabulares con relleno lateral**

Descripción

Esta asociación forma litosomas de litarenitas de grano medio a fino con potencias variables entre 1 y 3 m y extensiones visibles de más de 20 m en sección transversal, de geometría tabular, bases erosivas y techo neto o bien gradual hasta areniscas y lutitas pertenecientes a facies de desbordamiento (asociaciones 5) (Fig. 4.10). Internamente, cada

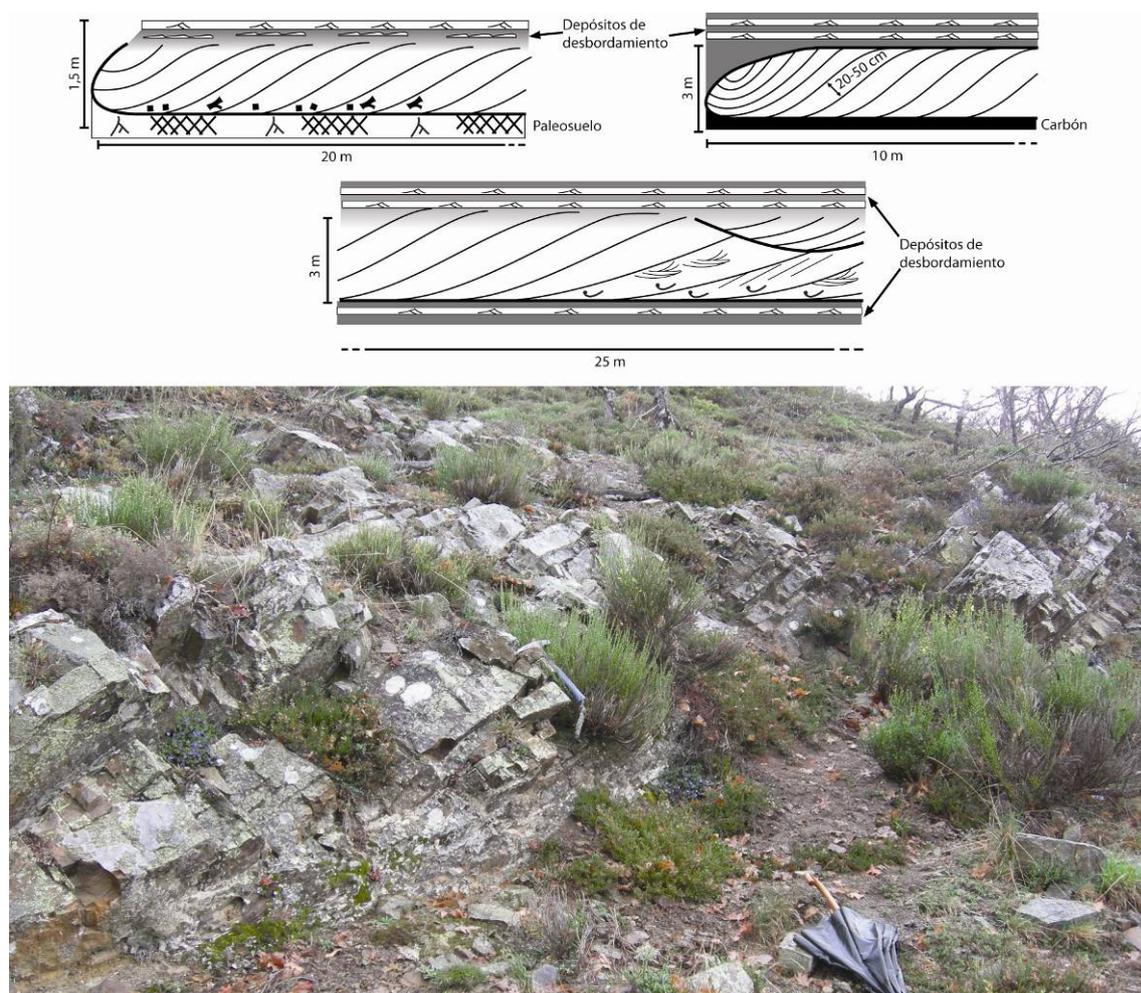


Fig. 4.10.- Esquemas de distintos tipos de canales de la asociación de facies 3. En la parte inferior, fotografía de un canal tabular con relleno lateral.

uno de ellos presenta estratificación cruzada sigmoidal de potencia variable entre 5 y 50 cm y buzamiento transversal a la traza del canal, similar a la estratificación cruzada *epsilon* descrita por Allen (1963). Los *sets* cruzados son masivos o bien muestran laminación cruzada en surco (facies At); separando a los mismos son frecuentes las intercalaciones centimétricas de lutitas, limolitas y areniscas en facies Hal-a y Arc. En la base de los litosomas pueden aparecer clastos lutíticos redondeados y de carbón, así como restos vegetales y bioclastos de fauna marina bentónica (crinoideos, bivalvos y braquiópodos).

Interpretación

El desarrollo de estructuras de acreción lateral, como la estratificación cruzada *epsilon*, es un hecho característico del relleno de canales sinuosos, tanto fluviales (Allen, 1963), como deltaicos y mareales (Cherven, 1978). Este tipo de estratificación cruzada es consecuencia del relleno de los canales perpendicularmente a su traza, en la parte interior de la curva del meandro. En el caso que nos afecta, la presencia de bioclastos en la base de los canales y las intercalaciones de facies heterolíticas existentes, en algunos casos, entre los estratos inclinados, sugieren una fuerte influencia mareal en el desarrollo de los mismos (Diemer y Bridge, 1988; Shanley *et al.*, 1992). Este tipo de canales son los más comunes en la zona de estudio, encontrándose en todas las secuencias con depósitos de llanura deltaica.

• Asociación 4.- Canales simples lenticulares con relleno lateral

Descripción

Constituyen litosomas de forma lenticular con base cóncava erosiva y sección transversal asimétrica de hasta 2,5 m de espesor y 10 m de anchura (Fig. 4.11). Presentan

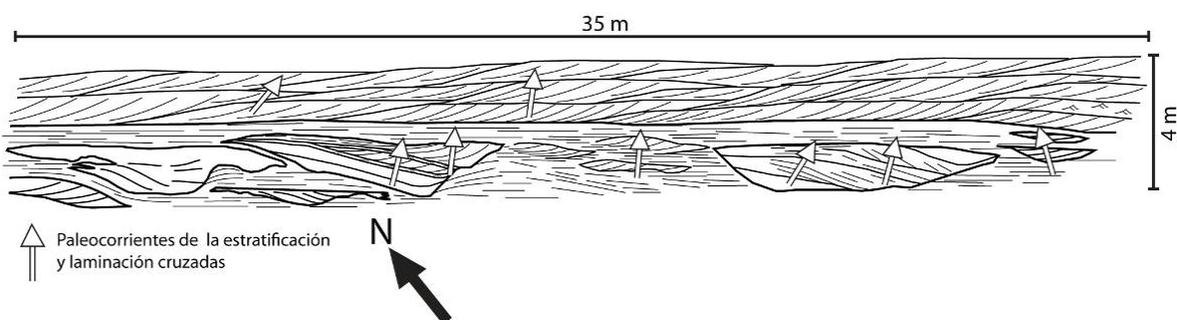


Fig. 4.11.- Corte estratigráfico de la asociación de facies 4 realizado en el m 850 de la columna Vergaño (Ve; Fig. 3.8).

un relleno lateral con estratos inclinados, de espesor comprendido entre 20 a 50 cm, masivos o con laminación cruzada en surco (facies At). Estos estratos están amalgamados o bien separados por intercalaciones de areniscas de grano muy fino a fino inferiores a 10 cm de espesor, con laminación de *ripples* de corriente (facies Arc). La estratificación es similar a la *epsilon* descrita por Allen (1963). Estos litosomas están intercalados dentro de la facies de areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (facies Al).

Interpretación

Como la asociación anterior, ésta representa el relleno de canales sinuosos, aunque en este caso, correspondería al relleno lateral, probablemente rápido, de incisiones erosivas de pocos metros de anchura, producidas en el sedimento arenoso (facies Al y Arc) de zonas de desbordamiento adyacentes a los canales distributarios, desarrolladas a partir de ellos.

• Asociación 5: Ciclos de desbordamiento de canales distributarios

Descripción

Estos ciclos presentan tendencia general granocreciente-decreciente y constan de tres partes: 1) inferior, constituida por lutitas que evolucionan a alternancias de lutitas y areniscas con *ripples* (subfacies Hal-a y facies Arc), 2) media, formada por cuerpos de areniscas en estratos ondulantes o tabulares de 5 cm a 1 m de espesor, masivos (facies Am) o con laminación cruzada en surco, de *ripples* o paralela (Facies At, Arc o Al), con geometría tabular a lenticular en función de sus dimensiones; en algunos casos, se observa que la estratificación dentro de este conjunto es clinoformal, y 3) superior, compuesta de areniscas de grano fino con laminación de *ripples* de corriente (facies Arc) y alternancias de lutitas con areniscas (subfacies Hal-a) con bioturbación creciente hacia techo de raíces y frecuentemente con una capa de carbón culminante (asociación 6).

En función del espesor, granulometría y presencia o ausencia de fauna salobre en la base, se distinguen dos subasociaciones:

- Subasociación 5a: Es la más potente de las dos ya que forma ciclos de hasta 10 m de potencia y más de 25 m de extensión lateral (Fig. 4.12 y 4.13). Constituye litosomas lenticulares o tabulares que pueden contener restos de fauna salobre en la base (facies Lf). Se halla presente en el sinclinal de Casavegas, formando parte de las secuencias III

y V (Columna de Areños 1 en Fig. 3.22), y en el núcleo del sinclinal de Castillería, dentro de la secuencia VII (columna de San Felices, SF; Fig. 3.28).

- o Subasociación 5b: forma ciclos menores que la anterior, de 2 a 5 m de espesor (Fig. 4.14), que pueden presentarse incompletos debido a su truncación por canales de la asociación 4 que se disponen erosivamente sobre los depósitos de la parte inferior o media del ciclo. Estos ciclos son muy abundantes en las secuencias II a VII de los sinclinales de Castillería y Casavegas, y en la secuencia VII en el sinclinal de Redondo.

Interpretación

Esta asociación se interpreta como el registro de lóbulos de extensión reducida y carácter progradante sobre la llanura deltaica vegetada o sobre la bahía interdistributaria

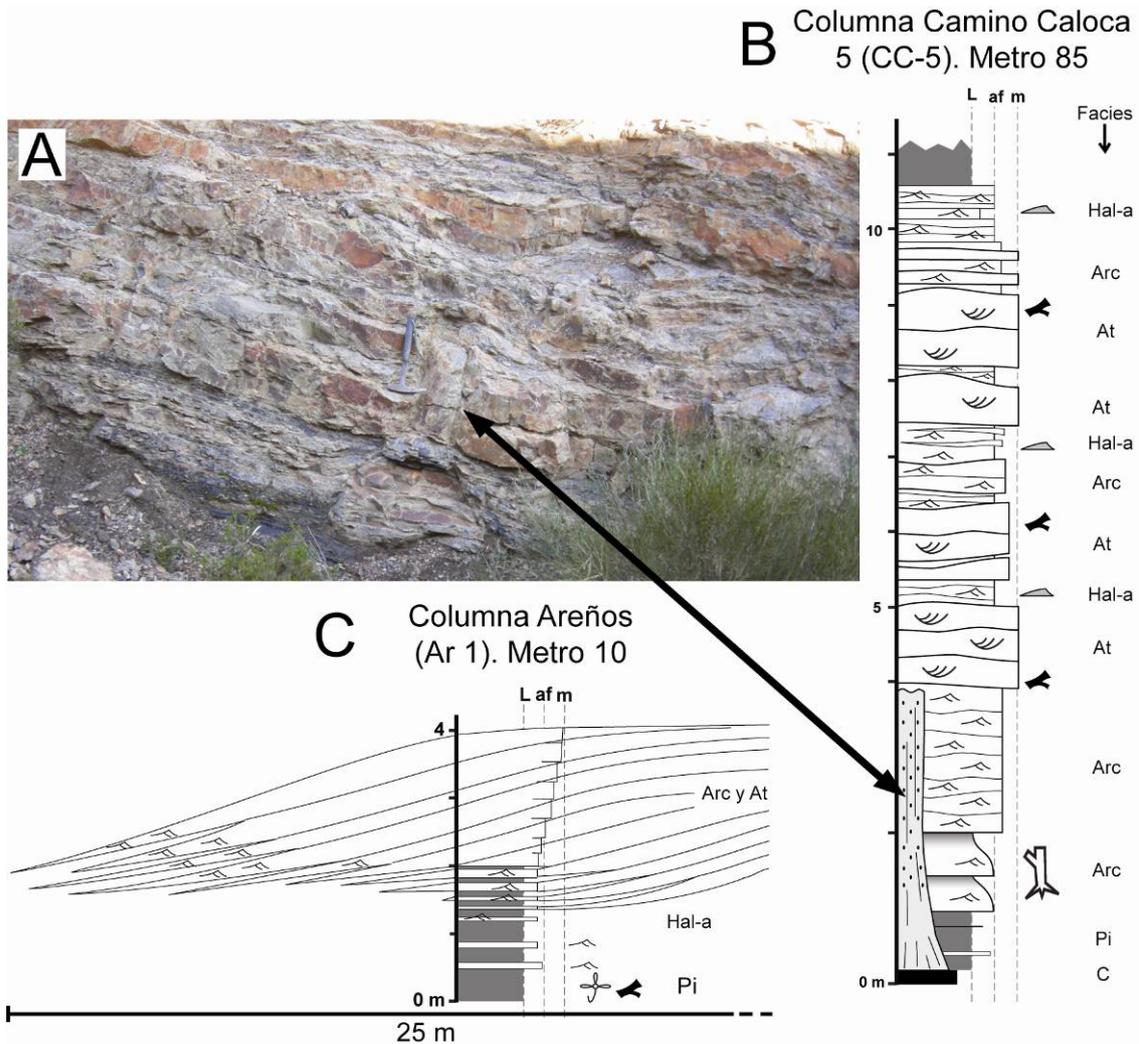


Fig. 4.12- Fotografía (A), columna (B) y esquema estratigráfico (C) de la subasociación 5a en el sinclinal de Casavegas. En B se ha señalado un tronco en posición de vida en la base de este depósito. La morfología de los litosomas en C revela el techo convexo de los mismos y la interdigitación lateral con facies lutíticas de áreas de interdistributario (facies Hal-a y Pi). Escala el martillo 30 cm.

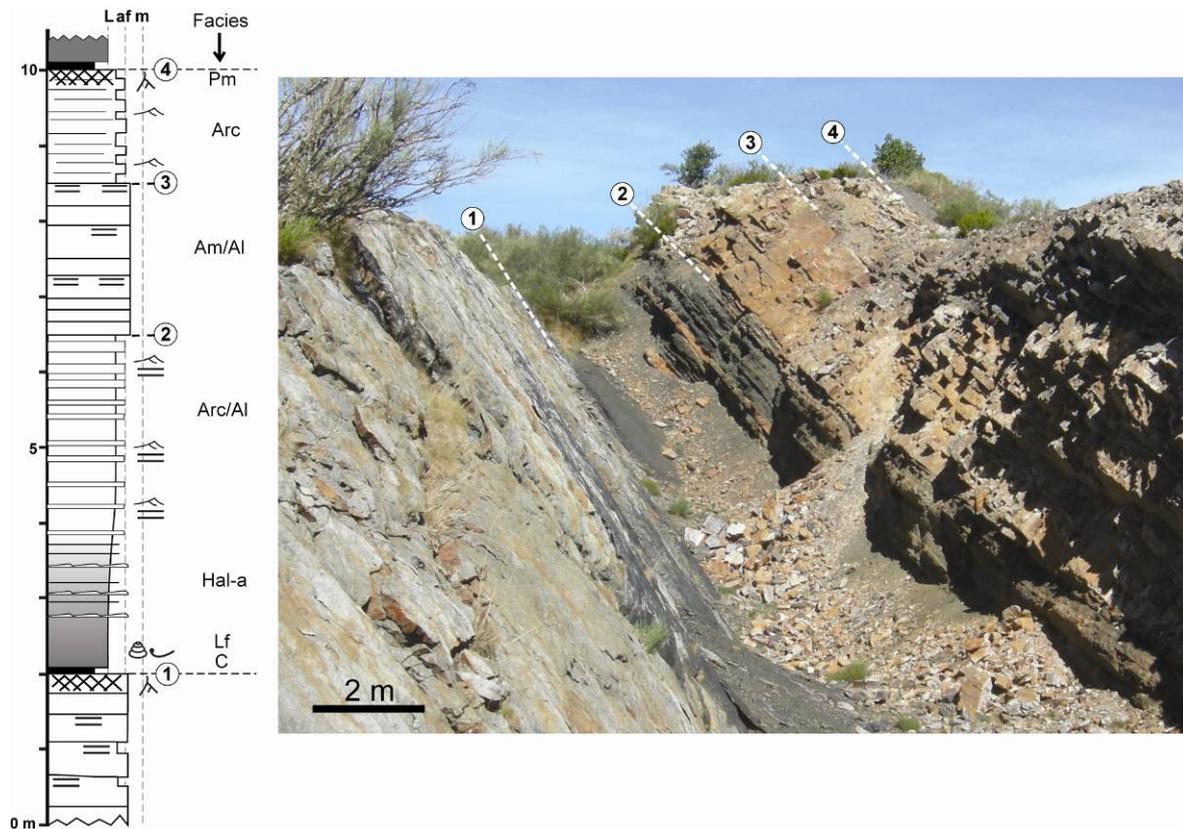


Fig. 4.13- Columna estratigráfica y fotografía de campo de la subasociación 5a.

salobre, generados al desbordarse los canales distributarios durante avenidas (Elliott, 1974; Coleman y Prior, 1980; Fielding, 1984, 1986; Guion, 1984; Bristow *et al.*, 1999; Bridge, 2006; Joeckel y Korus, 2012). La construcción de estos lóbulos habría tenido lugar por flujos laminares unidireccionales, invadiendo los diques y las zonas proximales de llanuras interdistributarias. Estos lóbulos llegarían a formar subdeltas o pequeños deltas. Los ambientes de prodelta y frente deltaico distal estarían representados por la parte basal de los ciclos facies de lutitas con delgadas intercalaciones de areniscas (facies Arc y subfacies Hal-a). Los depósitos de frente deltaico por la parte media formada por las areniscas de la facies Am, transportadas a partir de la deceleración de flujos hiperconcentrados o corrientes turbidíticas de alta densidad no confinadas (ver apartado de facies) y las facies At y Arc. Finalmente, la parte superior de los ciclos es interpretada como la fase final de atenuación del desbordamiento (Bristow *et al.*, 1999; Bridge, 2006).

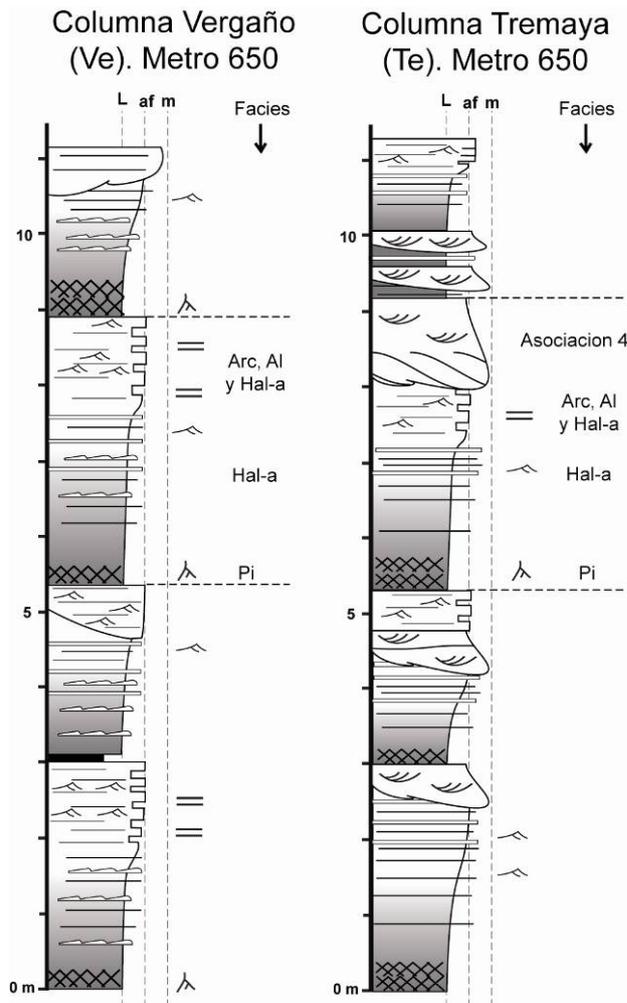


Fig. 4.14.- Columnas estratigráficas constituidas por el apilamiento de varios ciclos de la subasociación 5b.

- **Asociación 6: Depósitos orgánicos de pantanos y marismas**

Descripción

Constituyen acumulaciones de pocos metros de espesor integradas por depósitos de suelos orgánicos, maduros o incipientes (facies Pm y Pi) con capas de carbón o lutitas carbonosas (C). Alcanza espesores de hasta 3 m.

Interpretación

Corresponden al depósito de zonas húmedas y encharcadas por agua dulce o salobre, en las que tuvo lugar el desarrollo de vegetación arbórea (pantanos) o herbácea (marismas), dando lugar a turberas (*mires*) reotróficas u ombrotroficas. La permanencia en el tiempo de estos

ambientes, con subsidencia adecuada y ausencia de aportes detríticos, facilitó su evolución a depósitos orgánicos de tipo carbón. Estos ambientes orgánicos ocuparon extensiones grandes en las llanuras deltaicas.

4.2.2.- FRENTE DELTAICO

Está representado por las siguientes asociaciones de facies:

- **Asociación 7: Barra de boca de distributario proximal de deltas con dominio fluvial**

Descripción

Esta asociación está representada por litosomas areniscos de entre 30 a 50 m de potencia con geometría tabular y gran continuidad lateral, intercalados entre asociaciones

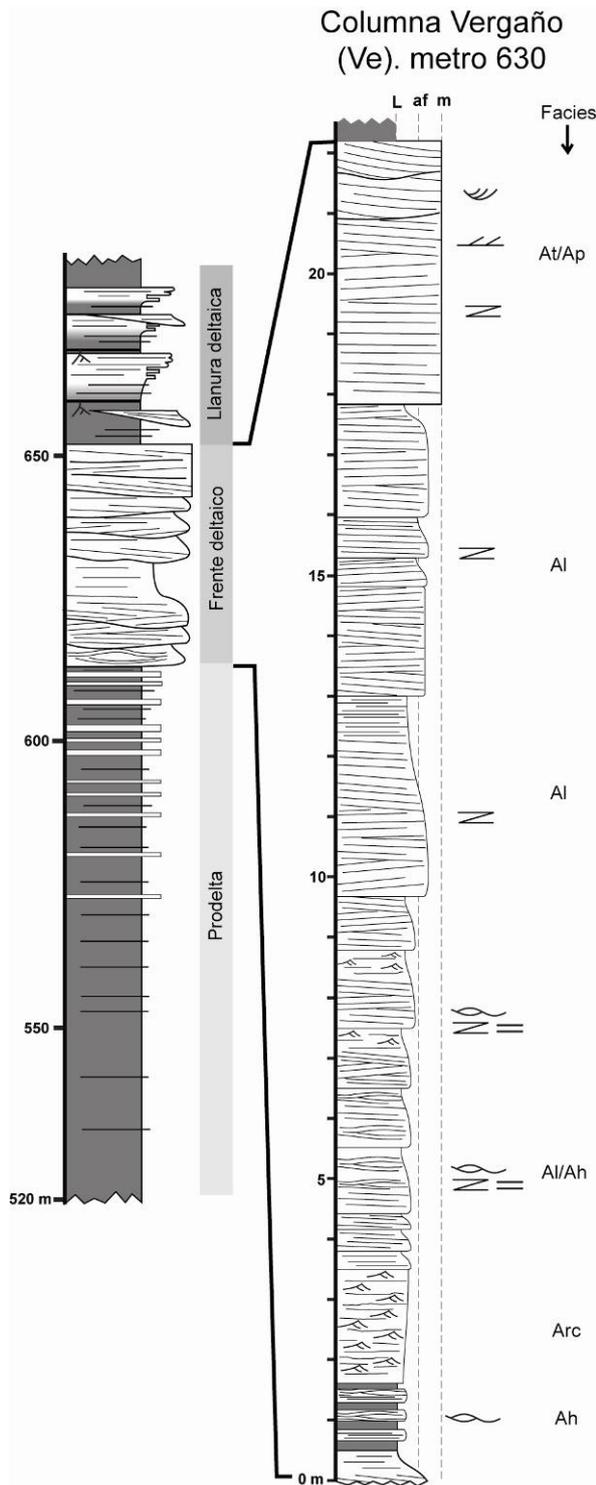


Fig. 4.15.- Asociación de facies 7 de frente deltaico con dominio fluvial.

(1980) y Coleman y Wright (1975).

La abundancia de estructuras tractivas es indicativa de un comportamiento friccional en la desembocadura de los canales, relacionados con la formación de flujos

correspondientes a depósitos de prodelta y de llanura deltaica. Está integrada por ciclos granocrecientes de hasta de 25 m de potencia (Fig.4.15), constituidos por tres partes: la inferior de areniscas de grano fino y lutitas con laminación de *ripples* de corriente y oleaje y laminación cruzada *hummocky* (facies Arc, Aro y Ah); la parte media compuesta por areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (facies Al) y laminación de *ripples* de corriente (facies Arc), organizadas en ciclos granodecrecientes de entre 50 cm a 5 m de potencia con bases erosivas, y finalmente, una parte superior integrada por areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar y en surco (Facies Ap y At). Los restos vegetales son muy abundantes con troncos de hasta 40 cm de longitud.

Interpretación

Este tipo de secuencias se interpretan como el resultado de la progradación de la barra de desembocadura de canales distributarios en sistemas deltaicos dominados por la acción fluvial. Secuencias similares han sido descritas por Coleman y Prior

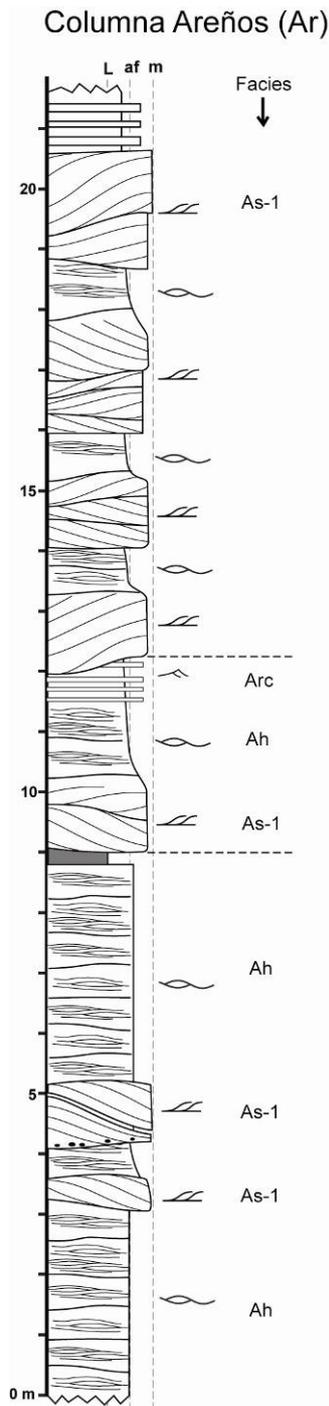


Fig. 4.16.- Columna estratigráfica de la asociación de facies 8 (frente deltaico dominado por avenidas).

homopícnicos, lo que indicaría que el agua del río más su carga de sedimentos presentaban una densidad igual que la del agua del mar en el que desembocaban (Reading y Collinson, 1996). Los ciclos granodecrecientes observados en la parte intermedia de las secuencias, son el resultado de la desaceleración de corrientes unidireccionales formadas a partir de las distintas avenidas generadas en la desembocadura de los canales (Bhattacharya, 2006).

- **Asociación 8: Barra de boca de distributario proximal de deltas dominados por avenidas**

Descripción

Esta asociación está representada en las secuencias V y VI del sinclinal de Casavegas (columna Areños, Ar; Fig. 3.22) y está constituida por litosomas areniscos grano y estratocrecientes de 8 a 25 m de potencia, situados entre los depósitos de prodelta y los de llanura de inundación (Fig. 4.16). Su parte inferior está compuesta por areniscas de grano muy fino a fino con laminación cruzada *hummocky* (facies Ah). El resto de la misma está integrada por alternancias de areniscas con estratificación cruzada sigmoidal (subfacies As-1), areniscas con estratificación cruzada *hummocky* (facies Ah) y areniscas con *ripples* de corriente (facies Arc), formando varias secuencias granodecrecientes de menor rango, con espesores variables entre 2 a 5 m.

Interpretación

Se interpreta como correspondiente a barras de desembocadura de sistemas deltaicos dominados por avenidas (*flood-dominated river delta*, Mutti *et al.*, 1996). Las secuencias granodecreciente de menor orden que las integran son similares a las barras sigmoidales (*flood-generated sigmoidal bars*) descritas por dichos autores, que las

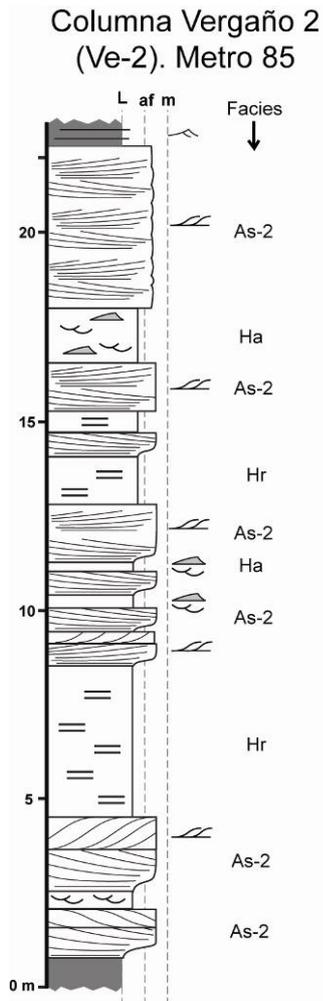


Fig. 4.17.- Columna estratigráfica de la asociación de facies 9 de barras de boca de distributario-llanura deltaica inferior en deltas controlados por mareas.

interpretan como el resultado de la transformación de flujos hiperconcentrados a corrientes turbulentas más diluidas con expansión y deceleración del flujo, junto con una alta tasa de sedimentación.

- Asociación 9: Barra de boca de distributario proximal-llanura deltaica inferior en deltas controlados por mareas

Descripción

Esta asociación aparece bien expuesta en el flanco S del sinclinal de Castillería en la mitad superior de la secuencia II (columna Vergaño, Ve y Ve-2; Fig. 3.8 y 3.10) formando litosomas areniscosos de entre 20 a 40 m de potencia intercalados entre los sedimentos de prodelta y de llanura deltaica inferior (Fig. 4.17). Los litosomas están constituidos por *cosets* de estratificación cruzada sigmoidal de origen mareal de 1 a 6 m de espesor (subfacies As-2), alternando con tramos de 50 cm a 5 m de potencia de areniscas con laminación horizontal rítmica (facies Hr) y de areniscas con intercalaciones de lutitas con laminación *flaser* y lenticular (facies Ha).

Interpretación

Depósitos similares a estos han sido reconocidos en ambientes de frente deltaico sometidos a la acción mareal (Bhattacharya y Willis, 2001 y Willis *et al.*, 1999). Los *cosets* de estratificación cruzada sigmoidal representan el crecimiento de campos de dunas en canales submareales que, por su migración lateral o abandono, serán posteriormente reemplazadas por facies heterolíticas de menor energía (facies Hr y Ha), correspondientes a zonas intermareales de la llanura deltaica inferior, *point bars* y otras áreas interdistributarias protegidas en los márgenes. La composición litarenítica de las areniscas, la falta de bioturbación y de restos de fauna marina, así como la persistencia de direcciones de paleocorrientes en un único sentido, sugieren que estos sistemas de barras fueron

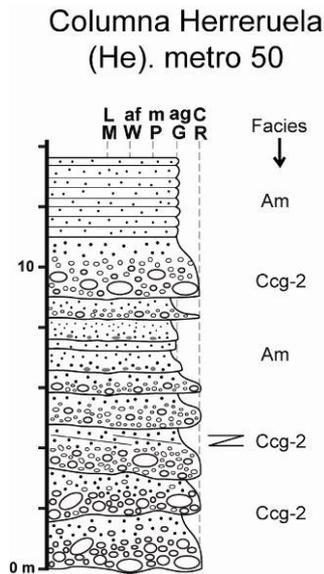


Fig. 4.18.- Columna estratigráfica de la asociación de la facies 10 de barras de desembocadura conglomeráticas.

sedimentados de forma rápida y principalmente por la corriente fluvial o por el reflujo mareal (*ebb-dominated*).

• Asociación 10: Barras de desembocadura conglomeráticas

Descripción

Esta asociación de facies, solamente observada en la base de la secuencia III del sinclinal de Castillería (columna Herreruella, He; Fig. 3.13), forma tramos de ~10 m de potencia (Fig. 4.18) y está compuesta por estratos de conglomerados silíceos gradados con base erosiva (subfacies Ccg-2), junto con otros de areniscas masivas de grano fino a medio y potencias de entre 10 a

40 cm, con clastos lutíticos en la base y abundantes restos vegetales transportados a techo (facies Am). En estos depósitos aparecen bioclastos de fauna bentónica (crinoideos) dispersos en los conglomerados, o bien orientados en las areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

Interpretación

Depósitos similares a estos han sido interpretados por diversos autores como flujos hiperconcentrados bipartitos formados en abanicos deltaicos o *fan deltas* (Kleinspehn *et al.*, 1984; Benvenuti, 2003; Wescott y Ethridge, 1980). Nemeč y Steel (1984) interpretan la alternancia de conglomerados depositados sobre superficies erosivas de bajo relieve que pasan gradualmente a areniscas, como barras de desembocadura acumuladas en el frente de abanicos deltaicos, formados por múltiples avenidas en el sistema fluvial. Según estos autores, las areniscas del techo de los conglomerados (subfacies Ccg-2) indicarían una sedimentación desde flujos turbulentos, o bien desde corrientes acuosas muy cargadas de sedimentos que siguen a la sedimentación del flujo en masa (*sediment gravity flow*), lo cual es un indicio de una sedimentación subacuática, ya que refleja la tendencia del *debris* y *grain flow* a evolucionar a corrientes turbidíticas de alta densidad. Otros indicios de una sedimentación subacuática, están registrados en la asociación de estos conglomerados con facies turbidíticas representadas por las areniscas masivas (facies Am), así como la frecuente presencia de fauna marina.

- **Asociación 11: Barra de boca de distributario distal**

Descripción

Esta asociación es común en los sinclinales de Casavegas y Castillería, y en la secuencia VII del sinclinal de Redondo, relacionada en todos los casos con sistemas deltaicos. Está organizada en secuencias grano y estratocrecientes de 10 a 20 m de espesor, constituidas por lutitas masivas (facies Lm), lutitas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino a limolitas (subfacies Hal-a), en algún caso con organización vertical granodecreciente compleja y *ripples* de flujo combinado (subfacies Hal-c), y areniscas de grano fino a medio en estratos tabulares gradados (facies Ag), con laminación paralela y de *ripples* de corriente. Los restos vegetales son frecuentes y la bioturbación animal en general es escasa, aunque puede llegar a ser abundante en determinados niveles.

Interpretación

Esta asociación se interpreta como depositada en ambientes de transición situados entre el prodelta y la porción proximal de las barras de desembocadura de los canales distributarios. Este ambiente, de energía muy variable, está caracterizado por la llegada frecuente de corrientes puntuales en forma, por lo general, de flujos hiperpícnicos de baja densidad que transportan arenas muy finas limos y arcillas. Las elevadas tasas de aportes durante el depósito de los flujos impedirían el desarrollo de una bioturbación abundante del fondo; con menor frecuencia, durante intervalos entre flujos o en momentos con menores aportes terrígenos, la bioturbación pudo tener lugar como resultado de la colonización del fondo por parte de organismos bentónicos (infauna). Secuencias similares han sido interpretadas de igual forma en sistemas deltaicos fósiles y actuales por muchos autores (Elliott, 1976; Martinsen, 1990; Willis *et al.*, 1999; Mulder *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2006; Olariu *et al.*, 2010; Dixon *et al.*, 2012).

4.2.3.- PLATAFORMA

- **Asociación 12: Plataforma dominada por tormentas**

Descripción

Esta asociación de carácter granocreciente (Fig. 4.19) ha sido observada en el sinclinal de Casavegas (secuencia III) con espesores que varían entre 30 m (columna Cm de Camasobres, Fig. 3.12), y 230 m (columna C del Camino de Caloca, Fig. 3.11), y en el sinclinal de Castillería (secuencias II, III y IV; columnas Ve, Ve-5 y He, Fig. 3.8, 3.13 y

Columna Camasobres (Cm). Metro 50

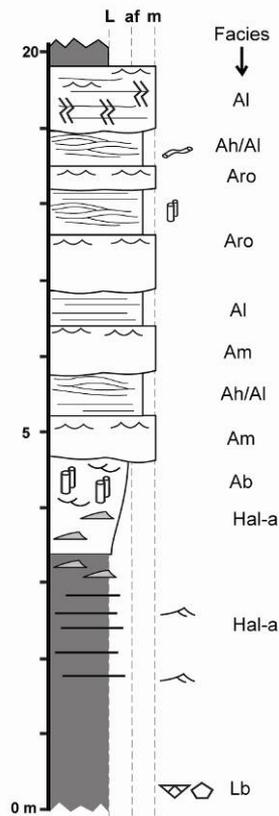


Fig. 4.19.- Columna estratigráfica de la parte superior de una secuencia de la asociación de facies 12 (plataforma dominada por tormentas).

3.20). Comienza con lutitas, limolitas y margas masivas bioturbadas y con abundante fauna marina (facies Lb), continúa con intercalaciones de importancia creciente de estratos tabulares centimétricos de areniscas con laminación paralela y de *ripples* de corriente (subfacies Hal-a), hasta pasar a areniscas bioturbadas con *Skolitos* y laminación cruzada de *ripples* de corrientes y de oleaje (facies Ab). La asociación culmina con areniscas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela, *hummocky* y de *ripples* de oleaje (facies Am, Al, Ah y Aro), bioturbadas y con algunos restos dispersos de fauna marina bentónica (crinoideos). Los restos vegetales son abundantes, aunque en menor medida que en las asociaciones de frente deltaico (asociaciones 7, 8 y 9).

Interpretación

Esta asociación es producto de la progradación de costas abiertas de alta energía dominadas por oleaje, relacionadas lateralmente o no con un sistema deltaico (Hampson y Howell, 2005; Clifton, 2006). Las lutitas y areniscas bioturbadas (facies Lb y Ab) de la parte inferior

de las secuencias se interpretan como depósitos de baja energía de la plataforma externa, solo esporádicamente afectadas por el oleaje. Las areniscas con estratificación cruzada *hummocky* y paralela (facies Ah y Al) representarían las zonas de plataforma interna y playa más distal (*lower shoreface*), donde la acción del oleaje es continua, y el índice de bioturbación menor (Reineck y Singh, 1975). En este tipo de ambientes costeros sometidos a la acción de tormentas, la tasa de sedimentación es menor que en las barras formadas en la desembocadura de los canales distributarios de deltas, debido a que la influencia fluvial es menor. Esto hace que el sedimento tenga mayor madurez mineralógica y textural por estar sometido durante más tiempo a los agentes costeros y que la bioturbación sea más intensa, ya que la infauna tiene más tiempo para colonizar el fondo marino (Bhattacharya, 2006).

- **Asociación 13: Lóbulos turbidíticos arenosos de plataforma**

Descripción

Esta asociación forma la parte inferior de la secuencia II en el sinclinal de Castillería (columna Ve, Fig. 3.8), y está constituida por alternancias de lutitas y areniscas tabulares en capas de espesor comprendido entre 1 y 50 cm, con proporciones variables de lutita y arenisca (Fig. 4.20). Pueden diferenciarse dos subasociaciones: lóbulo arenoso proximal y lóbulo arenoso distal.

La subasociación de lóbulo arenoso proximal consta de capas entre 5 y 50 cm de espesor de areniscas de grano medio-grueso a fino en la base, amalgamadas entre sí o separadas por intercalaciones lutíticas (facies Am, Ag y Ah). Sus rasgos son similares a las facies F5 de Mutti (1992), a las turbiditas clásicas (Ta-e hasta Tc-e de Bouma, 1964) y a depósitos de flujos gravitativos de baja densidad y carácter somero, respectivamente.

La subasociación de lóbulo arenoso distal está dominada por las lutitas y comprende desde alternancias de lutitas y capas de espesor menor a 30 cm de areniscas de grano fino (facies Ag) hasta alternancias de capas delgadas de turbiditas Tb-e y Tc-e y lutitas (subfacies Hal-a).

Ambas subasociaciones presentan bioturbación animal de tipo *hypichnia* así como restos vegetales en las capas de areniscas, siendo estos últimos más abundantes en la subasociación proximal. En la parte inferior de la secuencia II, esta asociación forma un intervalo de 200 m de espesor con una tendencia general granocreciente (Fig. 4.20) desde la subasociación distal en la base hasta la proximal en el techo. A menor escala, se observan variaciones en el espesor de las capas y en sus facies que se repiten cada pocos metros. Con los datos obtenidos no es posible determinar si estas variaciones presentan unos patrones cíclicos de repetición o si son aleatorios.

Interpretación

Las facies y geometría tabular de las capas de esta asociación (p. ej. Mutti y Normark, 1987; Mutti *et al.*, 1996) sugieren que representa el depósito de flujos gravitativos no confinados, que formarían un sistema deposicional turbidítico cuya

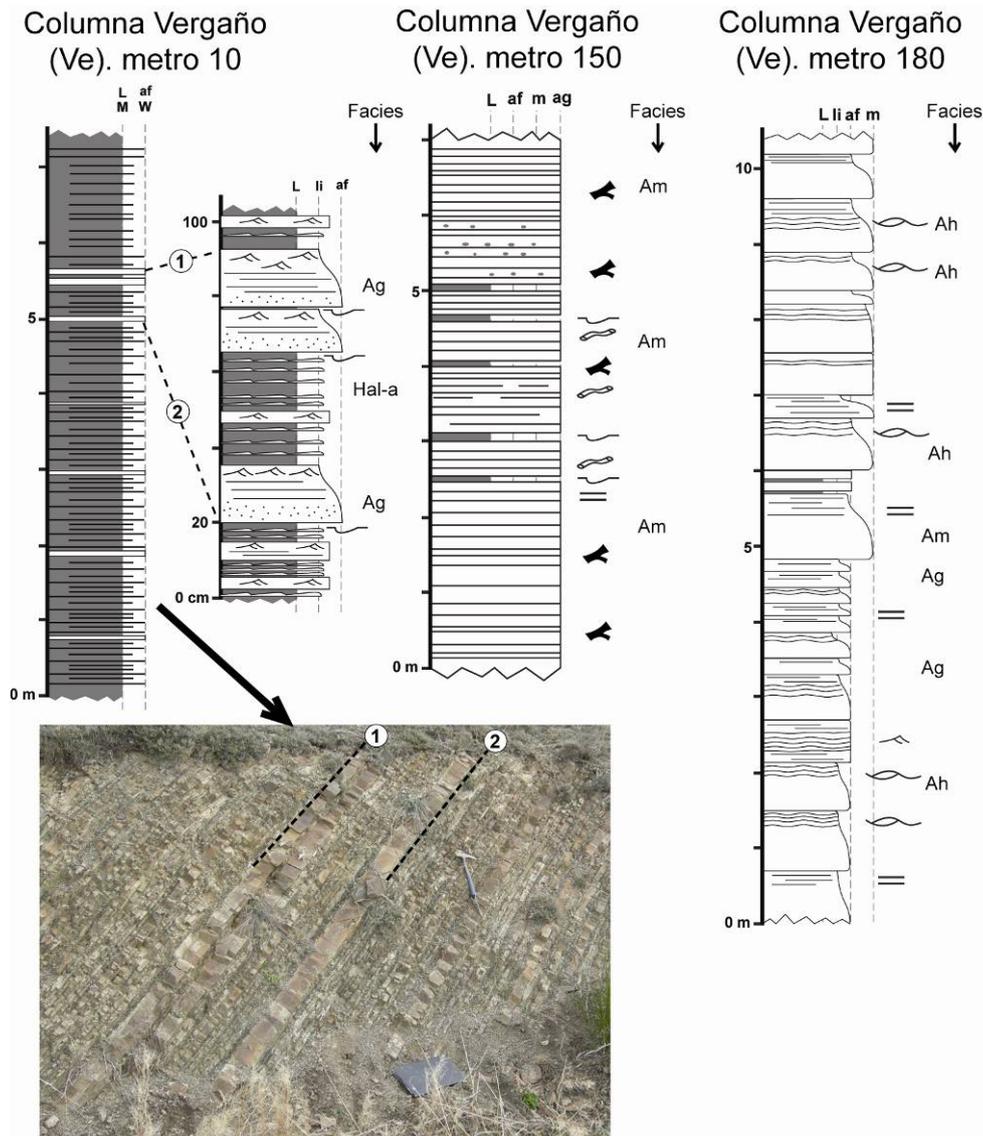


Fig. 4.20.- Columnas y fotografía de campo de la asociación de facies 13 (lóbulos turbidíticos arenosos de plataforma). La columna de la izquierda corresponde a la parte inferior-media de las secuencias de esta asociación (subasociación de lóbulo arenoso distal) y las otras dos columnas a la parte superior (subasociación de lóbulo arenoso proximal).

geometría no puede determinarse a partir de los datos cartográficos. La aparición de los depósitos de las facies Ah y de una bioturbación abundante sugiere que estos depósitos no representan lóbulos turbidíticos profundos sino someros, asimilables a los lóbulos de plataforma definidos por Mutti *et al.*, 1996, y que se desarrollaría por delante de la desembocadura de sistemas aluviales dominados por avenidas.

Las áreas proximales de los lóbulos están representadas por depósitos de rasgos más proximales, areniscas predominantes amalgamadas con facies más gruesas, depositadas por flujos más densos (facies Am, Ag y Ah), mientras que distalmente, la

evolución decelerante de los flujos y la progresiva pérdida de carga se traduciría en capas más delgadas, de granulometría más fina, con mayor proporción de arcillas (facies Ag y Hal-a).

La organización vertical granocreciente que presenta a gran escala esta asociación se interpreta como resultado de la progradación de los aparatos deltaicos que alimentaban estos lóbulos de plataforma (Plink-Björklund y Steel, 2005).

4.2.4.-PRODELTA - TALUD

- **Asociación 14: Prodelta y talud**

Descripción

Esta asociación, muy común en la zona de estudio, está relacionada con sistemas deltaicos (prodelta) en los sinclinales de Casavegas y Castillería, y con sistemas turbidíticos en el sinclinal de Redondo, excepto en la secuencia VII constituida únicamente por facies deltaicas someras. Está integrada por acumulaciones de hasta 250 m de potencia de lutitas masivas (facies Lm), con intercalaciones de areniscas de grano muy fino a fino y de limolitas en estratos continuos de hasta 10 cm de espesor. Estas intercalaciones, cuando son abundantes, dan lugar a tramos heterolíticos (subfacies Hal-a); en algún caso, los estratos tienen potencia mayor y aparecen gradados y con secuencias de Bouma incompletas (facies Ag). Cuando las intercalaciones son escasas, pasan a ser sustituidas por tramos aislados, menores de 5 m de potencia, de parabrechas y paraconglomerados de clastos carbonatados, bloques de areniscas y conglomerados subangulosos (facies Gmm) y, en determinadas localizaciones, estratos lenticulares de conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos (facies Gpc).

Interpretación

Esta asociación se interpreta como acumulada por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas, en ambientes de prodelta o talud, de acuerdo con Walker (1978), Mutti *et al.* (1999, 2003), Shanmugam (2006), Bhattacharya (2006), entre otros muchos autores. Las lutitas se consideran, principalmente, como el resultado de la decantación del material transportado en suspensión por corrientes homopícnicas, mientras que los delgados niveles areniscosos representan corrientes hiperpícnicas, generadas en la desembocadura de canales de sistemas deltaicos. La escasa bioturbación sería

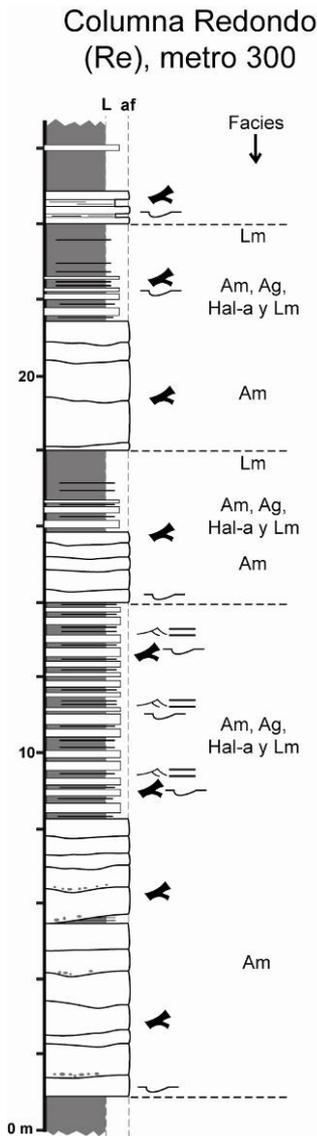


Fig. 4.21.- Asociación de facies 15 (turbiditas transición canal-lóbulo turbidítico)

consecuencia, o bien de una elevada tasa de sedimentación cuando aparecen relacionada con sistemas deltaicos, o bien de una escasa oxigenación del sustrato (ambientes anaeróbicos y dixaeróbicos). Esporádicamente, a estas zonas de pendientes submarina llegaron flujos en masa, del tipo *debris flows* cohesivos, con material clástico grueso, carbonatado y terrígeno, erosionado desde plataformas someras.

4.2.5.- CUENCA PROFUNDA

Comprende las siguientes asociaciones de facies:

- Asociación 15: Turbiditas transición canal-lóbulo turbidítico

Descripción

Esta asociación de facies abarca la totalidad de la secuencia VI del sinclinal de Redondo (columna Re, Fig. 3.27). Está formada por litosomas cartografiables de 6 a 30 m de potencia que en una dirección oblicua a las paleocorrientes presentan una geometría lenticular y una extensión lateral de varios cientos de metros. Cada litosoma está constituido por un conjunto de capas areniscas separados de los adyacentes por alternancias. Los estratos de areniscas, en ocasiones amalgamados entre sí, son de 5 cm a 1 m de espesor (Fig. 4.21), masivos (facies Am). Presentan bases planas u ondulantes erosivas que llegan a formar surcos de varios centímetros de profundidad, o bien están separados por delgados (< 10 cm) intervalos de lutitas, limos y areniscas de grano fino con laminación paralela o cruzada de *ripples* de corriente. En las bases de las capas aparecen marcas erosivas de muro y bioturbación animal de tipo *hipichnia*. Las alternancias consisten en lutitas masivas (Lm) con intercalaciones de areniscas en estratos tabulares gradados (facies Ag y Hal-a) de 5 a 35 cm de potencia, con laminación paralela y cruzada de *ripples* de corriente. Los restos vegetales son frecuentes en todo el depósito.

Interpretación

Se interpreta como depósitos de áreas de tránsito canal-lóbulo de sistemas turbidíticos (Walker y Mutti, 1973; Walker, 1978; Mutti y Normark, 1987; Mutti *et al.*, 2003), donde los flujos dejan de estar confinados dentro de los canales produciéndose su expansión, con la consiguiente disminución de su energía y aumento de la turbulencia, dando lugar a estratos con bases erosivas y cantos blandos en su interior. Cada uno de los litosomas areniscosos representaría una etapa de actividad del sistema y de construcción de un lóbulo turbidítico, mientras que los tramos de alternancias que los delimitan corresponderían a etapas de menor actividad del sistema, con flujos turbidíticos de baja energía y volumen que depositarían turbiditas delgadas. El desarrollo de secuencias grano y estratodecrecientes (Fig. 4.21) podría indicar procesos de progradación y retrogradación de los lóbulos turbidíticos.

• Asociación 16: Depósitos turbidíticos confinados

Descripción

Esta asociación de facies alcanza su mayor desarrollo en la secuencia V del sinclinal de Redondo (Fig. 3.24), donde posee espesores de hasta 300 m. Está constituida por alternancia de lutitas y areniscas (Fig. 4.22), formando capas turbidíticas principalmente con señales de reflexión (subfacies Hal-b), aunque también aparecen otros tipos de turbiditas (facies Ag y subfacies Hal-a).

Interpretación

Los rasgos de esta asociación apuntan a un ambiente de depósito muy distal o muy proximal y lateral respecto a las entradas de sedimento (Walker y Mutti, 1973; Walker, 1978; Mutti y Normark, 1987; Mutti *et al.*, 2003; Shanmugan, 2006). En otras cuencas (Haughton, 1994; Remacha *et al.*, 2005), este tipo de facies tipifica las porciones más distales de los sistemas turbidíticos. No obstante en los ejemplos estudiados no existen evidencias cartográficas, ni la geología regional lo apoya, de que estos términos sean los equivalentes distales de unos lóbulos arenosos. Por tanto, se interpreta que estos depósitos constituyen pequeños lóbulos depositados en zonas proximales/laterales, en momentos de baja actividad del sistema, y con un carácter confinado debido a la existencia de irregularidades paleobatimétricas en el fondo de la cuenca, posiblemente bajo la forma de umbrales consecuencia de la actividad tectónica.

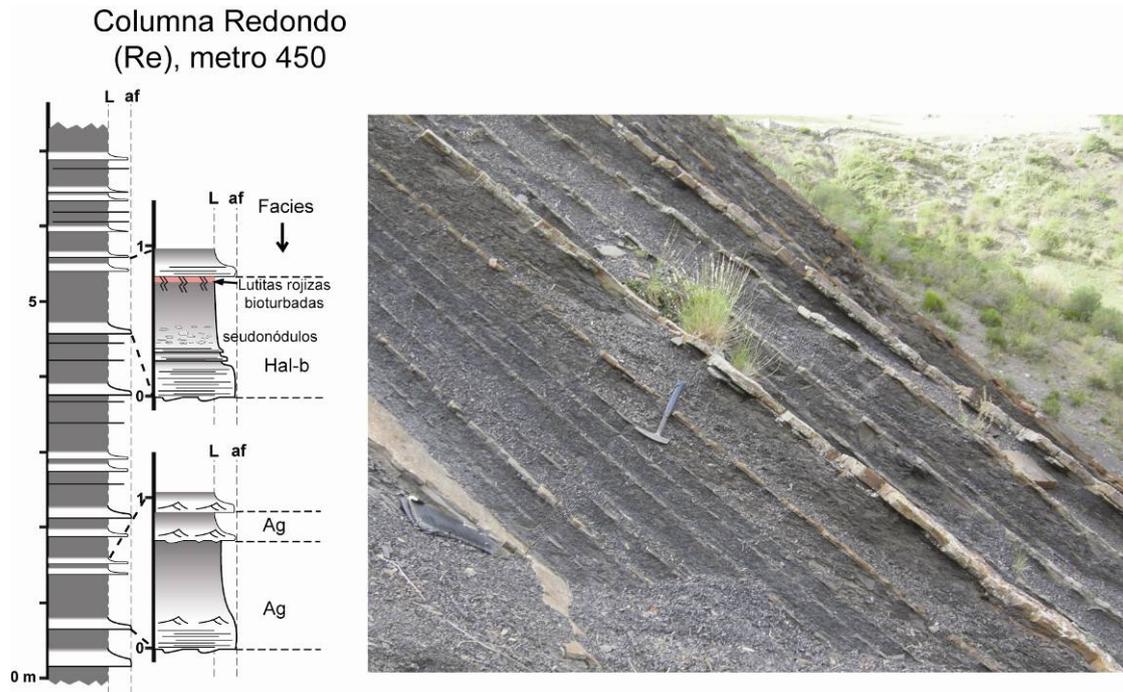


Fig. 4.22.- Columna estratigráfica y columna de campo de la asociación de facies 16 (depósitos turbidíticos confinados).

- **Asociación 17: Depósitos de transporte en masa**

Descripción

La cartografía y la correlación de las secciones estudiadas permiten conocer la evolución lateral y vertical dentro de los depósitos de transporte en masa. Los mejores ejemplos expuestos se sitúan en el sinclinal de Redondo, donde el cambio lateral de facies ha sido estudiado (Fig. 4.23). El cambio más notable involucra el paso lateral desde los megabloques (facies MB) a brechas masivas matriz soportadas (subfacies Gmm-1), formando capas tabulares o lenticulares próximas a 15 m de espesor. En algunos ejemplos excepcionales, esta transición tiene lugar a través de gravas clasto-soportadas masivas (Gcm), las cuales son encontradas formando una división basal en algunos megabloques (Fig. 4.23A). Las brechas masivas matriz-soportadas (subfacies Gmm-1), también pueden evolucionar lateralmente, a estratos tabulares de 1 a 4 m de potencia de conglomerados calcáreos matriz a clasto-soportados gradados (subfacies Gmg-1). Estos conglomerados pueden presentar una división en la base de gravas clasto-soportadas masivas (subfacies Gcg-1) y una división superior de turbiditas (facies Ag).

En Redondo, las brechas masivas con soporte de matriz (Gmm-1) o olistostromas en el sentido de Pini (1999), muestran hacia zonas distales una disminución en el tamaño de los clastos (Fig. 4.23B). En el S (parte inferior del recuadro B), contienen bloques de

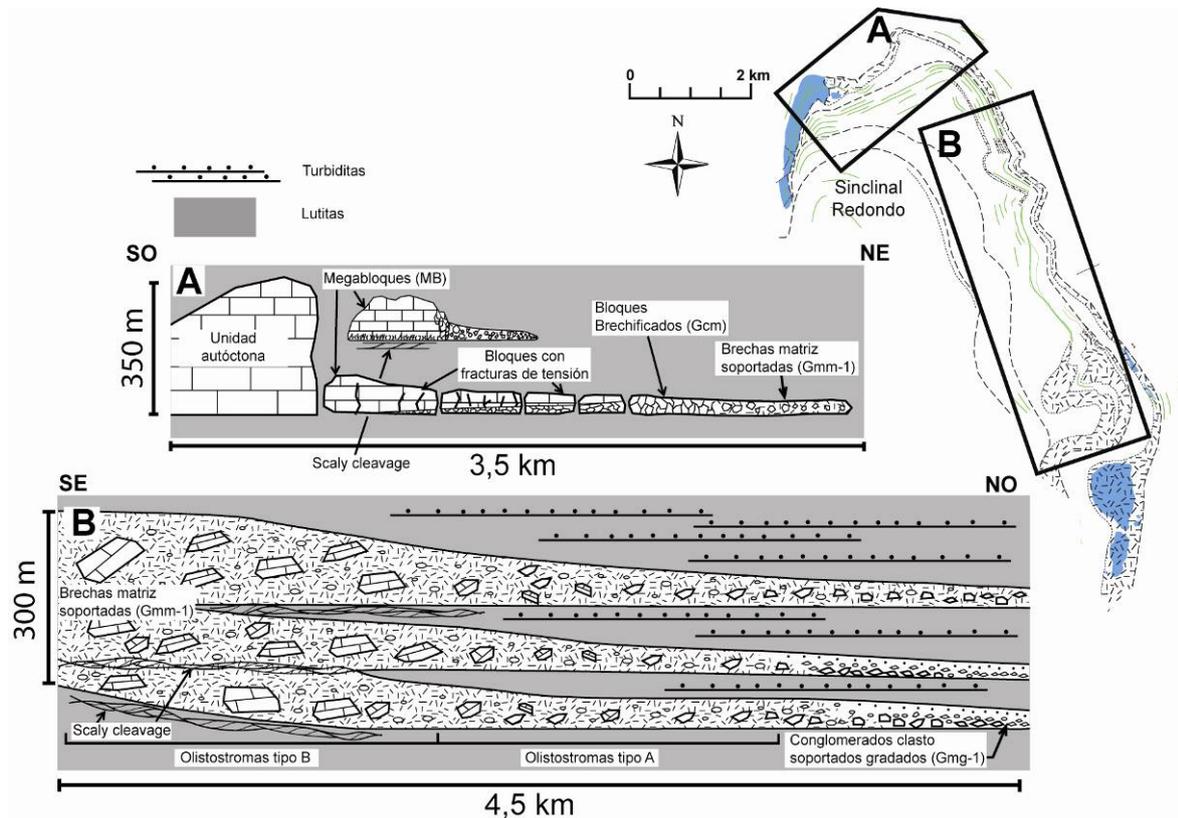


Fig. 4.23.- Relación lateral de las facies de los depósitos de transporte en masa (DTM), recogidos de ejemplos del sinclinal de Redondo. **A)** Secuencia IV. Los megabloques calcáreos pasan lateralmente a bloques en los que aumenta su fracturación con la distancia de transporte, hasta transformarse a brechas masivas matriz-soportadas (facies Gmm-1). **B)** Secuencia V. Potentes brechas matriz soportadas (facies Gmm-1), interdigitadas entre turbiditas calciclásticas y siliciclásticas (asociación 16), evolucionando lateralmente a conglomerados matriz a clasto-soportados gradados (facies Gmg-1 y Gcg-1).

hasta 200 m longitud (olistostromas tipo-B de Pini, 1999). Hacia el N, las capas se adelgazan y sus bloques pasan a ser de tamaños métrico (olistostromas tipo-A de Pini, 1999).

Los megabloques aumentan de tamaño hacia los flancos occidentales de los tres sinclinales, o de otra forma, aumentan en cada sinclinal hacia la falla que le limita por el O (ver cartografía y Fig. 3.2), como puede ser observado dentro de las secuencias IV y V del sinclinal de Redondo y de Casavegas y en la secuencia VII del sinclinal de Castillería. El depósito de transporte en masa de las *Calizas de las Agujas* (secuencia III en el sinclinal de Redondo) es una excepción, en el cual el tamaño de los clastos aumenta hacia el este, hasta que ellos llegan a formar una unidad carbonatada continua con poco o sin desplazamiento apreciable.

El muestreo de los clastos calcáreos de los depósitos de transporte en masa produce fusulinas cuyo estudio revela que, para una unidad dada, sus clastos proceden de la parcial

o total destrucción de una unidad carbonatada, cuya edad es la de la secuencia inferior (Fig. 4.24). La cartografía y correlación muestra esta relación y, además, que estas unidades carbonatadas aparecen en la parte alta de las citadas secuencias inferiores.

Interpretación

Esta asociación se interpreta como la acumulación al pie del talud sedimentario por mecanismos de transporte en masa, de depósitos caóticos de derrubios, mayoritariamente calcáreos, procedentes de la desestabilización y destrucción de rampas carbonatadas desarrolladas en áreas someras de la plataforma. Los procesos de transporte involucrados van desde avalanchas de bloques, a *debris flows* cohesivos y *debris flows* modificados (flujos hiperconcentrados) y flujos turbidíticos de alta densidad, evolucionando unos a otros a lo largo del transporte. Entre cada episodio de desestabilización habría un periodo de calma en el que se produce el depósito de sedimentos finos de talud o bien de pequeños lóbulos turbidíticos.

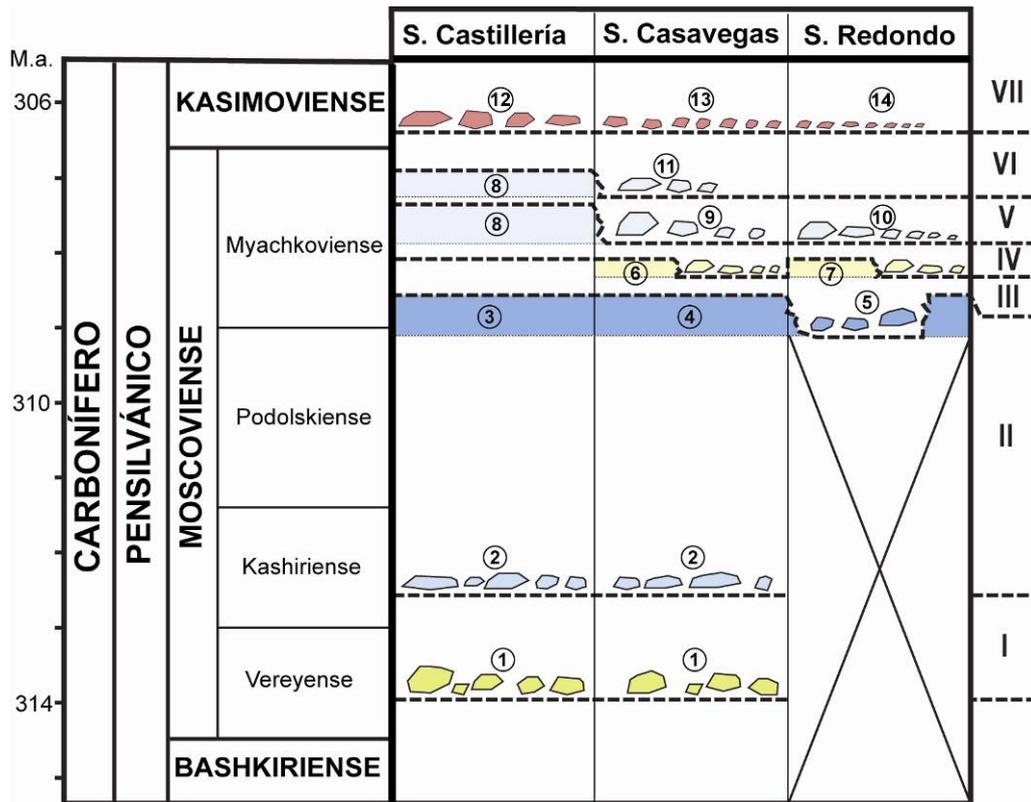


Fig. 4.24.- Cuadro de correlación de las unidades carbonatadas *in situ* y los depósitos de transporte en masa (DTM) en las diferentes secuencias (números romanos) de los tres sinclinales. Nombres de las unidades: 1) Calizas de Piedrasluengas (DTM), 2) Calizas del Vés (DTM), 3) Calizas de Socavón y Coterraso, 4) Calizas de Camasobres, 5) Calizas de las Agujas (DTM), 6) Calizas de Peña Maldrigo, 7) Calizas de Peña Abismo y Peña Tejedo, 8) Calizas de Corisa, 9) Calizas de Lores I (DTM), 10) Calizas de Redondo (DTM), 11) Calizas de Lores II (DTM). 12) Calizas de Herrerueta (DTM), 13) Calizas de Urbaneja (DTM), 14) Calizas de los Corros (DTM).

Los megabloques calcáreos tuvieron un comportamiento frágil durante su desplazamiento traslacional a lo largo del talud. Las altas presiones producidas en sus bases provocarían su fracturación progresiva durante el transporte. Las brechas generadas se desplazarían en forma de un flujo de granos, o bien mezclándose con el sedimento lutítico del fondo, hasta evolucionar a un flujo laminar de tipo *debris flow* cohesivo. Estos flujos viajarían por el talud hasta el fondo de la cuenca, donde se produciría su transformación en corrientes bipartitas y en flujos puramente turbidíticos (Hampton, 1972; Mutti *et al.*, 1999). Su potencial como niveles de correlación de estas unidades caóticas es elevado (Ricci Lucchi, 1990), dado el carácter instantáneo de su depósito y las grandes extensiones que alcanzaron en la cuenca. Depósitos similares a estos han sido observados en zonas adyacentes a plataformas carbonatadas (Cook *et al.*, 1972; Crevello y Schlager, 1980) y en cuencas de antepaís (Labaume *et al.*, 1987; Leigh y Hartley, 1992; Ogata *et al.*, 2012).

Dos mecanismos extremos generadores de inestabilidades en las pilas sedimentarias han sido propuestos en la literatura geológica: 1) aumento de la pendiente deposicional y 2) aumento de la presión de poro (Hilbrecht, 1989; Spence y Tucker, 1997; Odonne *et al.*, 2011). Spence y Tucker (1997) proponen varios factores involucrados en el aumento de la presión de poro: acumulación de gases, compactación del sedimento, altas tasas de sedimentación, oleaje y tormentas, mareas, presiones de poro elevadas relictas durante bajadas relativas del nivel del mar (tanto de origen tectónico como eustático), sobrecarga debido a la progradación de arrecifes sobre sedimentos lutíticos de cuenca, sismicidad y episodios de emersión. Spence y Tucker (1997) enfatizan el papel crítico que tiene una presión de poro elevada, más que el aumento de inclinación del fondo, en la generación de colapsos gravitacionales en márgenes previamente estables. Por otro lado, muchos autores consideran que en cuencas *foreland*, el aumento de la pendiente en los márgenes de la cuenca debido al crecimiento de anticlinales de propagación falla puede ser lo suficientemente importante como para representar un mecanismo principal en la generación de grandes deslizamientos (Abbate *et al.*, 1970; Pini, 1999; Lucente y Pini, 2003; Lucente, 2004; Bonini, 2006; Lucente y Pini, 2008, Camerlenghi y Pini, 2009; Artoni *et al.*, 2010)

En el caso aquí estudiado, ambos mecanismos podrían haber actuado juntos. Por un lado, la localización de los DTM en la parte inferior de las secuencias y el hecho que los

límites de las secuencias sean discordancias angulares, sugiere que un cambio en la pendiente de fondo de la cuenca de origen tectónico podría haber jugado un papel desencadenante en la formación de los colapsos. También, la disminución de tamaño de los bloques de los DTM hacia el E que existe en ambos depocentros, alejándose de su margen occidental fallado, evidencia que los DTM estuvieron relacionados con movimientos tectónicos en los anticlinales de propagación de falla. Por otro lado, en el sinclinal de Castillería, la discordancia de la base de la secuencia V muestra señales de exposición subaerea afectando a las calizas inferiores de la secuencia IV, lo que sugiere que la bajada relativa en el nivel del mar, debido a un levantamiento de los anticlinales de propagación de falla que limitaba a los sinclinales, podría haber sido un mecanismo desencadenante del colapso de la plataforma. Esto significa que el crecimiento de los anticlinales de propagación de falla debería no solamente producir un aumento en la inclinación del fondo de la cuenca, sino también una bajada simultánea relativa en el nivel del mar, produciendo un incremento en la presión de poro. Un mecanismo similar de formación ha sido propuesto para las megaturbiditas de la cuenca sur-pirenaica por Payros *et al.* (1999).

- **Asociación 18: Lóbulos subacuáticos conglomeráticos de abanicos deltaicos**

Descripción

Estos depósitos están integrados por tres facies de conglomerados silíceos con fábricas diferentes: masivos (subfacies Gmm-2), clasto-soportados gradados (subfacies Gcg-2) y gradados con matriz lutítica (subfacies Gmg-2), superpuestas en el orden citado formando secuencias de hasta 50 de espesor, con tendencia grano y estratodecreciente. Constituyen litosomas tabulares de cientos de metros a kilómetros de longitud, con bases y techos netos e irregulares, interestratificados entre lutitas con intercalaciones de areniscas turbidíticas y depósitos caóticos polimícticos (asociación de facies 14). Esta asociación forma parte de la unidad Conglomerado del Curavacas que aflora ampliamente en el N del sinclinal de Casavegas.

Interpretación

Colmenero *et al.* (1988) interpretaron esta asociación como lóbulos subacuáticos de abanicos deltaicos, formados principalmente a partir de flujos en masa. Las subfacies Gmm-2 y Gcg-2 representarían las zonas más proximales de dichos lóbulos, mientras que

la facies Gmg-2, con mayor contenido de lutitas, se acumularía en zonas distales y más profundas. El depósito rápido y brusco de los lóbulos en ambientes subacuáticos de talud, fue seguido de una progresiva retrogradación y abandono de los mismos, finalizando con sedimentos de talud y prodelta en el techo de los conglomerados (Colmenero *et al.*, 1988).

4.2.6.- RAMPA CARBONATADA

- **Asociación de rampa interna (Ri)**

Descripción

Los depósitos de rampa interna son escasos y constituyen la parte superior de secuencias granocrecientes de somerización, con karstificación en el techo (base de la columna Re 2, y columna Ve-5, Figs. 3.20 y 3.21, respectivamente). Forman tramos de 50 cm a 4 m de espesor de calizas *grainstone* bioclásticas (facies Cg) o de calizas arenosas (Ca). Ambas facies presentan moderada a buena clasificación, buen redondeamiento de los granos, abundantes ooides y granos micritizados y estructuras como laminación paralela y *hummocky*. En algunas ocasiones asociados a estos depósitos aparecen superficies de exposición subaérea (facies K).

Interpretación

Son sedimentos acumulados en zonas submareales a intermareales, situadas por encima del nivel de acción de oleaje en buen tiempo, formando bancos, barras o playas, por la acción constante y repetida de corrientes costeras. En algunas áreas de estos ambientes tuvo lugar una sedimentación mixta, por la entrada de arena fina a muy fina al medio carbonatado, posiblemente a través de corrientes de deriva que arrastrarían material erosionado de medios siliciclásticos próximos.

- **Asociación de rampa media (Rm)**

Descripción

Esta asociación de facies está representada por tramos de 4 a 10 m de espesor, formados por calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas en estratos nodulosos de color negro a gris oscuro, separados por interestratos margosos (facies Cwp). Asociadas a dichos depósitos aparecen pequeñas bioconstrucciones monticulares de aproximadamente 60 cm de alto y menos de 5 m de longitud, constituidas por algas dasicladáceas (facies

Cmd) y algas filoides (Cmf2), junto a otros organismos como corales tabulados aulopóridos y *Chaetetes* (desmosponjas calcáreas).

Interpretación

Diversos autores (Read, 1985; Blomeier *et al.*, 2009; Merino Tomé *et al.*, 2009b; Proust, 1998) han interpretado facies similares como depósitos de rampa media (entre el nivel de acción del oleaje en buen tiempo y el de tormenta), donde la baja energía del medio permite una importante acumulación de micrita y el desarrollo de pequeñas bioconstrucciones algales. Alternativamente, facies similares se han interpretado como depósitos de *lagoon* o de áreas de plataforma muy extensas (Enos, 1983), donde el amortiguamiento de las corrientes daría lugar a una circulación restringida.

- Asociación de rampa externa con *mud-mounds* micríticos y de algas filoides (Rex)

Descripción

Esta asociación de facies forma tramos de espesor variable entre 15 y 200 m y está integrada por calizas micríticas masivas bioconstruidas (facies Cm, Cmd y Cmf), las cuales pueden formar litosomas tabulares, de cientos de metros de continuidad lateral, o con morfología de montículo (*mud-mounds*), en cuyo caso aparecen asociados a depósitos de flanco representadas por calizas bien estratificadas *wackestone* a *grainstone* ricas en espículas de esponja, crinoideos o intraclastos y nódulos de *chert* (facies Cwpe, Cwpc y Cpgi). Un buen ejemplo de *mud-mounds* afloran en Vergaño (columna Ve-5, Fig. 3.20), con espesores de 20 a 30 m, diámetros superiores a 150 m (Fig. 4.25A), flancos de < 10° de inclinación y recubiertos por calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas filoides y dasicladáceas (facies Cwp).

Mud-mounds de mayor escala afloran en el sinclinal de Peña Verdiana de Redondo, con espesores entre 80 a 300 m, longitudes entre 600 m a más de 1 km (Fig. 4.25B) y flancos de ~ 20° de inclinación. En este caso, se distinguen cuatro montículos superpuestos verticalmente. El *mud-mound* inferior se dispone sobre calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas (facies Cwp), su flanco O está cubierto por una cuña lutítica de hasta 7 m de espesor con intercalaciones dispersas de calizas *packstones* con algas dasicladáceas, y en su flanco E desarrolla un tramo 1,5 m de calizas *floatstone* de bivalvos (facies Cf).

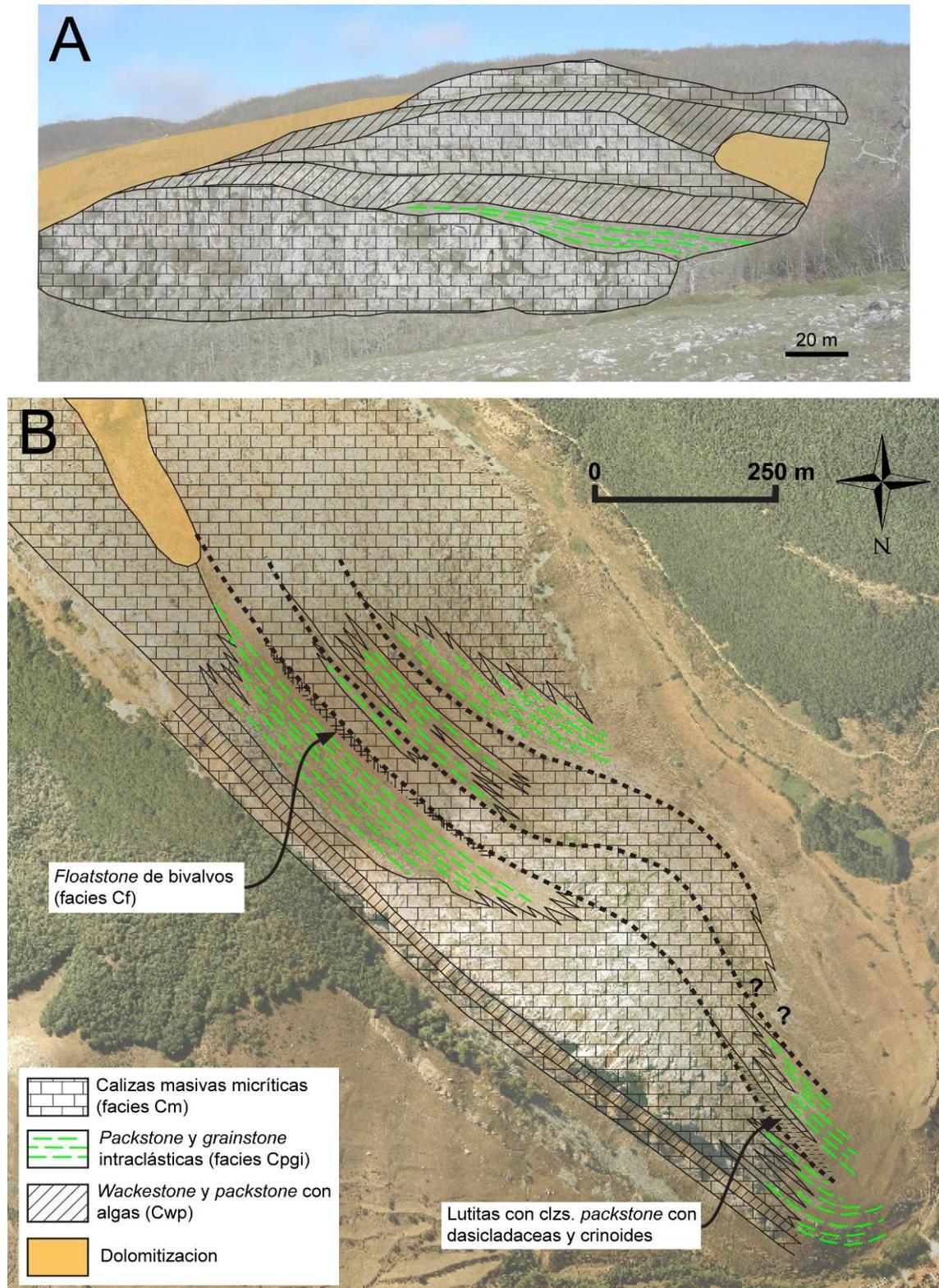


Fig. 4.25.- **A)** Arquitectura estratigráfica de los *mud-mounds* de Vergaño. **B)** Arquitectura estratigráfica de los *mud-mounds* de Redondo en el flanco oriental del sinclinal de Peña Verdiana.

En los flancos de los *mud-mounds* segundo y tercero, las calizas muestran una porosidad irregular rellena por un sedimento ocre de limolita carbonatada (facies K).

Otro *mud-mound* se ha reconocido en Celada (sinclinal de Peña del Sol, Fig. 3.21), con 55 m de potencia máxima y más 250 m de extensión lateral (Fig. 4.26). En una primera etapa, el montículo presenta una fuerte progradación lateral, con un buen desarrollo de clinoforras de los flancos, disminuyendo su inclinación a medida que se expande lateralmente. En una segunda etapa, el *mud-mound* creció principalmente en la vertical. Como resultado de estas etapas de crecimiento, la bioconstrucción adquirió una morfología con tendencia tabular con gran continuidad lateral, predominantemente formado por micritas peloidales (facies Cm) con abundantes algas filoides en su parte superior (facies Cmf). En los flancos del *mud-mound* de la primera etapa de crecimiento se ha observado la siguiente sucesión de facies, desde la base (o zonas más distales) a la parte superior (o más proximales): calizas *wackestones-packstones* con espículas de esponjas y abundantes nódulos de *chert* (facies Cwpe), calizas *wackestones-packstones* encriníticas (Cwpc), calizas micríticas (facies Cm), caracterizadas al principio por el desarrollo de una pseudobrechificación y una estratificación mal definida, las cuales pasan a las calizas masivas de la base del núcleo (facies Cm) y, finalmente, a calizas masivas de algas filoides (facies Cmf). Finalmente, rellenando la depresión creada en el área *intermound* aparece un estrato masivo de aproximadamente 4 m de potencia, formando por calizas micríticas con algas dasicladáceas (facies Cmd). Las facies que recubren este *mud-mound* son calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas (facies Cwp).

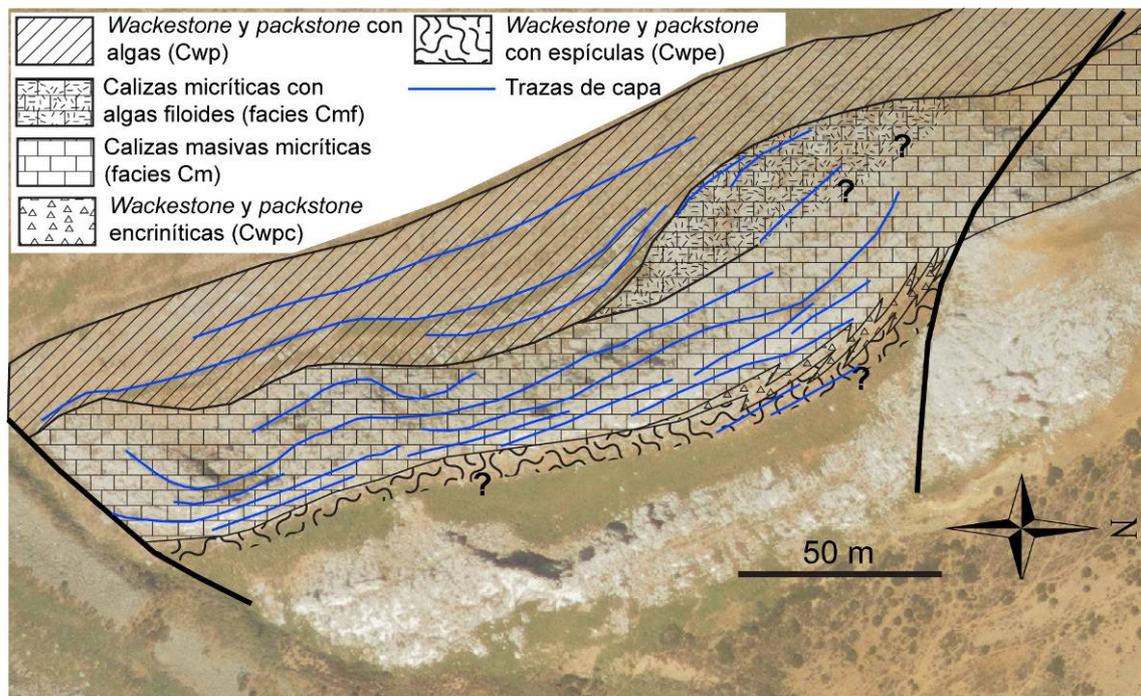


Fig. 4.26.- Arquitectura estratigráfica del *mud-mounds* de Celada en el flanco oriental del sinclinal de Peña del Sol.

Interpretación

Calizas bioconstruidas formando montículos de fango microbial (*microbial mud mounds*), como los de Vergaño o Redondo, han sido bien documentados en diversos sistemas de rampa carbonatada del Carbonífero, ocupando áreas relativamente profundas y distales de las mismas. Lees y Miller (1995) y Somerville *et al.* (2000) describen montículos (*Waulsortian mounds*) comparables a los aquí descritos, en ambientes de rampa intermedia en sucesiones del Carbonífero Inferior de Irlanda, Bélgica e Inglaterra; Wright (1986) y Burchette *et al.* (1990) estudian montículos del tipo *Waulsortian* en ambientes de rampa externa en el Carbonífero Inferior de la cuenca de Gales; Davies *et al.* (1989) analizan montículos similares (*Waulsortian like reef mounds*) de hasta 100 m de espesor y flancos inclinados en ambientes de rampa externa en el Carbonífero inferior de Canadá; Lasemi y Norby (2000) interpretan montículos micríticos en ambientes marinos profundos de la cuenca carbonífera de Illinois (USA). En los *mud-mounds* analizados en este trabajo, las facies de flancos están constituidas por intraclastos de la misma composición que los sedimentos del núcleo, por lo que su origen se interpreta como el resultado de la erosión de los depósitos del núcleo por acción del oleaje y su sedimentación en las zonas adyacentes al mismo. La gradación en tamaño de los intraclastos en las facies del flanco y la presencia de *ripples* en las zonas distales de dicha facies, indican cierta energía durante la sedimentación de estos materiales, por lo que es posible que estos *mud-mounds* estuvieran sometidos a una energía moderada por la acción del oleaje. Gutteridge (1995) describe *mud-mounds* del Carbonífero Inferior que interpreta como biocostrucciones desarrolladas en ambientes de energía moderada a alta, debido a la presencia de texturas *grainstone* con laminación cruzada en el flanco de los montículos.

Los *mud-mounds* el área de Redondo se disponen sobre depósitos de rampa media (facies Cwp) y su crecimiento se produciría durante etapas transgresivas y de nivel del mar alto. Las calizas *floatstones* de bivalvos (facies Cf) y lutitas con intercalaciones de calizas *packstones* con crinoideos y algas dasicladáceas que aparecen en el techo del *mud-mound* basal indicarían un aumento de energía en el medio y la entrada de aportes siliciclásticos desde el continente, probablemente como resultado de un descenso eustático que causaría el cese del crecimiento de la bioconstrucción. La porosidad de origen kárstico (facies K) en el techo de los *mud-mounds* segundo y tercero del área de Redondo estarían también asociadas a descensos del nivel del mar. El crecimiento vertical (agradación) que muestran los *mud-mounds* del área de Redondo sería el resultado de un equilibrio entre las tasas de

crecimiento de la bioconstrucción y la tasa de subsidencia (*keep-up stage*) que existía en la cuenca, responsable de la generación de un importante espacio de acomodación. Cuando el espacio de acomodación es elevado, los *mud-mounds* buscarían preferente antecedentes topográficos del fondo marino, como *mud-mounds* previos, para su desarrollo, buscando las condiciones de luminosidad óptimas para su desarrollo. Cuando el espacio de acomodación es escaso, la nucleación de los *mounds* ocurre en las zonas *inter-mound*, siguiendo un modelo de crecimiento yuxtapuesto, buscando así el máximo aprovechamiento del espacio de acomodación disponible. Esta interpretación fue sugerida por Grammer y Ritter (2012) para explicar la acreción vertical de *mud-mounds* con algas filoides.

En ejemplos de *mud-mounds* de algas filoides similares a los descritos en Celada, Grammer y Ritter (2012) han afirmado que se dispusieron formando amplios cinturones a lo largo de plataformas o rampas carbonatadas, a profundidades de 15 a 20 m, próximas o ligeramente menores de la del nivel de base del oleaje. Este autor también describe facies con *Chaetetes* recubriendo el *mud-mound* con algas filoides y lo interpreta como que dichas bioconstrucciones se mantuvieron en equilibrio con el ascenso del nivel del mar. Dawson y Carozzi (1986) describen también *mud-mounds* de algas filoides en rampas carbonatadas del Carbonífero Superior. Según Krainer *et al.* (2003) muchos *mud-mounds* de algas filoides están normalmente situados en la parte superior de secuencias de somerización y la mayor parte de su crecimiento tiene lugar durante cortejos de mar alto.

4.3.- SISTEMAS DEPOSICIONALES

Según Vera (1994), un sistema deposicional es un cuerpo tridimensional de litofacies genéticamente relacionadas depositadas en un mismo medio sedimentario. Sus límites están representados por cambios laterales y verticales de facies cuando los sistemas coexistieron dentro de un mismo cortejo sedimentario, o por discontinuidades o superficies de inundación marina, cuando forman parte de distintos cortejos sedimentarios. Dentro de la jerarquía de unidades sedimentarias definidas para la cuenca del Área del Pisuerga, el sistema sedimentario constituye la unidad situada en el nivel inmediatamente inferior al de las secuencias de 4º orden (Fig. 3.1). En este trabajo los sistemas sedimentarios se van a clasificar como: a) sistemas siliciclásticos, y b) sistemas carbonatados.

4.3.1- SISTEMAS SILICICLÁSTICOS

Sistemas deltaicos

Los sistemas deltaicos han sido clasificados por numerosos autores de acuerdo a diversos criterios, como: importancia relativa de los agentes de transporte (ríos, mareas, olas) que intervienen en su desarrollo (Galloway, 1975), contexto tectono-fisiográfico (Ethridge y Wescott, 1984), tipo de sistema tributario, profundidad del agua y procesos en la barra de desembocadura (Postma, 1990), o combinación entre los agentes de transporte y tipo de sedimento (Orton y Reading, 1993). En este estudio se ha adoptado la clasificación de Galloway (1975) que prioriza los agentes de transporte.

En el Área del Pisuerga, Graaff (1971a y c) describe en el sinclinal de Castillería, tres complejos deltaicos de carácter destructivo controlados por el oleaje que se desarrollaron en un surco de antepaís (*foredeep*) muy subsidente y que progradaron desde el S y SO hacia el N y NE. De ellos, el complejo deltaico inferior correspondería a las secuencias granocrecientes descritas en este trabajo dentro de la parte superior de la secuencia II (columna Ve, Fig. 3.8). El complejo intermedio lo sitúa en los depósitos del techo del mismo tramo superior de la secuencia II, en la base del paquete san Cebrián (Fig. 3.8). En ambos casos los deltas progradarían sobre facies turbidíticas poco profundas (100-125 m). El complejo deltaico superior correspondería a las secuencias granocrecientes interdigitadas con las *Calizas de Corisa*, en la parte superior de la secuencia IV (Fig. 3.20 y 3.21), estando el complejo asociado con depósitos calcáreos someros.

En este trabajo se discrepa de la interpretación dada por Graaff (*op. cit.*) respecto al origen de dichos ciclos deltaicos, ya que, como se verá en los apartados siguientes, los sistemas inferior y superior se reinterpretan como controlados por la acción fluvial, y el intermedio como un delta controlado por acción de mareas.

Los sistemas deltaicos asociados a estas sucesiones pertenecen tanto a los deltas de tipo somero como a los de tipo profundo. Fisk *et al.* (1954) estableció que en el delta del río Misisipi se sucedieron en el tiempo dos tipos diferentes: los deltas someros que progradaron sobre plataforma interna (*inner-shelf deltas*), y los deltas profundos que progradaron sobre el borde de la plataforma (*shelf-edge deltas*). También Collinson (1988) diferenció en la cuenca carbonífera Namuriense del N de Inglaterra, los llamados *sheet*

deltas, representados por secuencias delgadas de tipo laminar o tabular, y los *turbidite-fronted deltas*, representados por secuencias más potentes que progradan directamente sobre depósitos turbidíticos profundos. En el caso de la cuenca palentina, los deltas en las partes altas de cada secuencia fueron someros (*sheet deltas*), mientras que los que aparecen en la base de las mismas, y marcan la primera progradación y somerización, lo fueron profundos (*turbidite-fronted deltas*).

• Sistemas deltaicos controlados por la acción fluvial

Las asociaciones de facies analizadas en el capítulo anterior, representativas de cada uno de los tres elementos fundamentales que integran este tipo de sistemas deltaicos, son (Fig. 4.27 y 4.28): llanura deltaica (asociaciones 1 a 6); frente deltaico, (asociación 7) y frente deltaico y prodelta (asociaciones 11 y 14).

Este tipo de sistema deltaico aparece bien representado en el área de estudio, habiéndose reconocido en la parte inferior de la secuencia II (columna Ve, Fig. 3.8) y en la secuencia IV del flanco N y S (columna Ve-7, Fig. 3.20 y columna Ce-2, Fig. 3.21), ambas del sinclinal de Castillería, así como en la misma secuencia IV del sinclinal de Casavegas (Columna Cs-1, Fig. 3.18) y en la VII del sinclinal de Redondo (Columna Re-1, Fig. 3.29). En todos los casos, los ciclos deltaicos son granocrecientes y somerizantes, de espesores variables entre 50 y 180 m, y se han desarrollado sobre depósitos de rampa carbonatada (Columna Ve-7, Fig. 3.20), otros ciclos deltaicos someros (columna Ve, Fig. 3.8; Cs-1, Fig. 3.18; parte intermedia de la columna Re-1, Fig. 3.29), turbidíticos de plataforma (columna Ve, Fig. 3.8), y de talud y cuenca marina profunda (parte inferior de la columna Re-1, Fig. 3.29; columna Ce-2, Fig. 3.21).

Las facies del prodelta constituyen la parte inferior de las secuencias de 4º orden con espesores que alcanzan entre 60 y 90 m (Fig. 4.27). Están integrados por lutitas con intercalaciones areniscosas (asociaciones 11 y 14), propias de un ambiente submarino de baja energía sometido a incursiones puntuales de flujos hiperpícnicos, generados en la desembocadura de los canales distributarios durante periodos de crecidas (Bhattacharya, 2006).

Los depósitos del frente deltaico alcanzan espesores variables de entre 20 y 50 m y están representados por areniscas con abundantes estructuras sedimentarias de corriente, resultado de la progradación de barras de boca de distributarios (asociación 7), formando litomasas complejas de geometría tabular, lateralmente continuos, que aparecen interdigitados con los sedimentos del prodelta y de llanura deltaica. En algunos casos, como en la parte inferior de la secuencia II del sinclinal de Castillería (Fig. 3.10), los grandes litomasas areniscos se encuentran parcialmente solapados y separados por los depósitos de la llanura de inundación, teniendo un sentido de migración hacia el E o NE.

La llanura deltaica está representada por intervalos de espesor variable entre 10 y

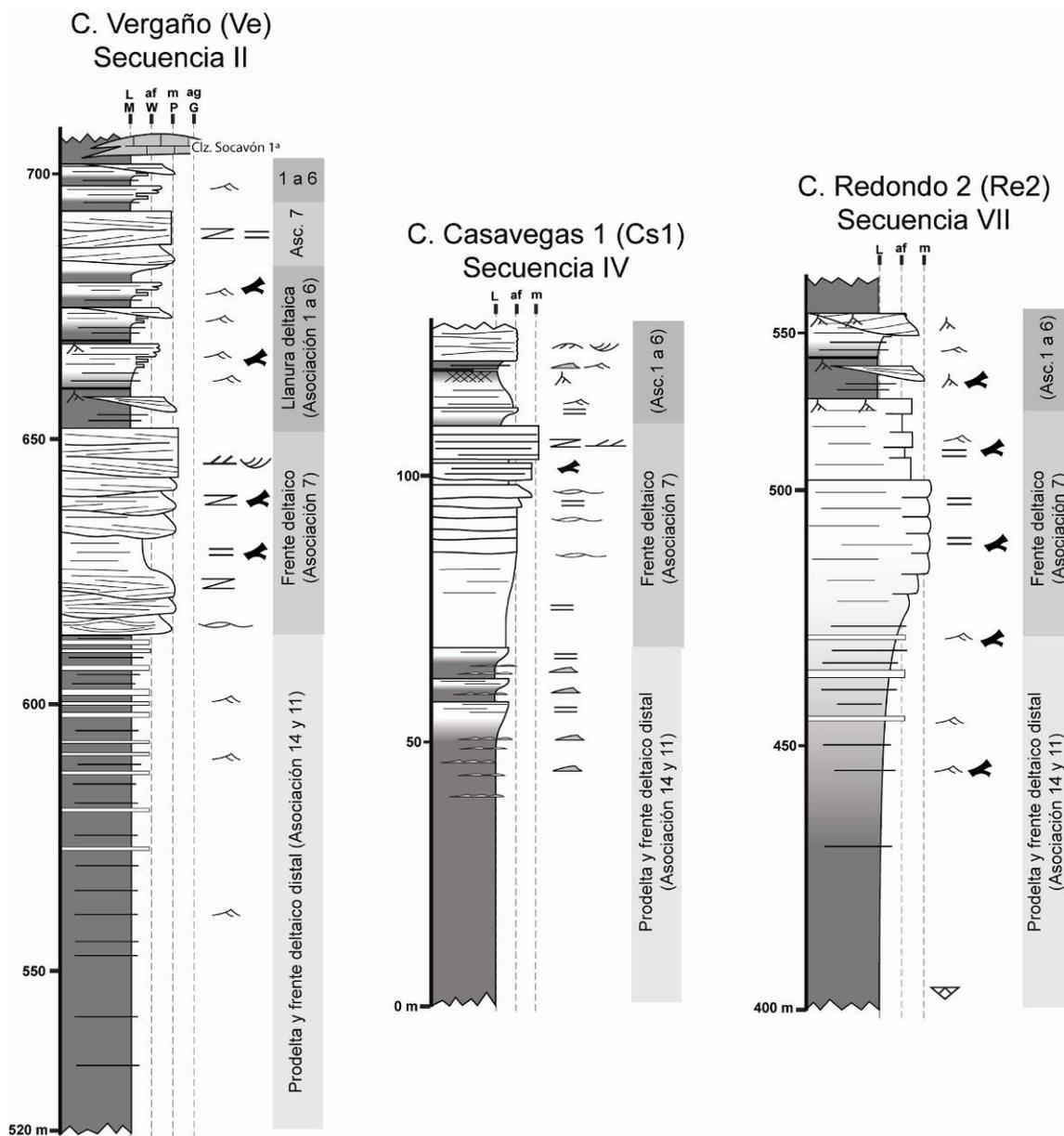


Fig. 4.27.- Columnas estratigráficas de deltas dominados por la acción fluvial.

40 m, y aparece integrada por asociaciones de canales distributarios (asociación 1 a 4), lóbulos de desbordamiento (asociación 5) y ambientes orgánicos palustres (*mires*; asociación 6), con una organización más compleja que la de las partes anteriormente descritas. Los canales distributarios fueron, en general, de pequeño tamaño (< de 50 m de anchura) y en muchos casos muestran un relleno lateral que indica su carácter sinuoso (Fig. 4.28). El funcionamiento de estos canales estuvo acompañado de frecuentes desbordamientos laterales que invadieron repetidamente las áreas adyacentes de la llanura deltaica y bahías interdistributarias. Estas áreas entre canales estuvieron ocupadas por ambientes como marismas y pantanos que, en algunos casos, dieron lugar a acumulaciones de carbón de interés económico. Ejemplos de carbones desarrollados en este tipo de deltas son las capas de Tremaya, paquete Pernianas y los de la Formación San Salvador, en el sinclinal de Castillería; carbones de Casavegas Inferior y Superior, en el sinclinal del mismo nombre; y los carbones de Montebismo y Peñacorba, en el de Redondo.

Las sucesiones consideradas en este apartado son similares a las descritas en deltas con dominio fluvial, aunque en su formación han intervenido también, de modo subordinado, procesos costeros de oleaje, representados por estratificación cruzada *hummocky*, o mareales, registrados en los depósitos de los canales distributarios. Este tipo de deltas se generan cuando los procesos fluviales dominan sobre los marinos (olas y mareas), y su desarrollo se ve favorecido por la existencia de cuencas de drenaje extensas,

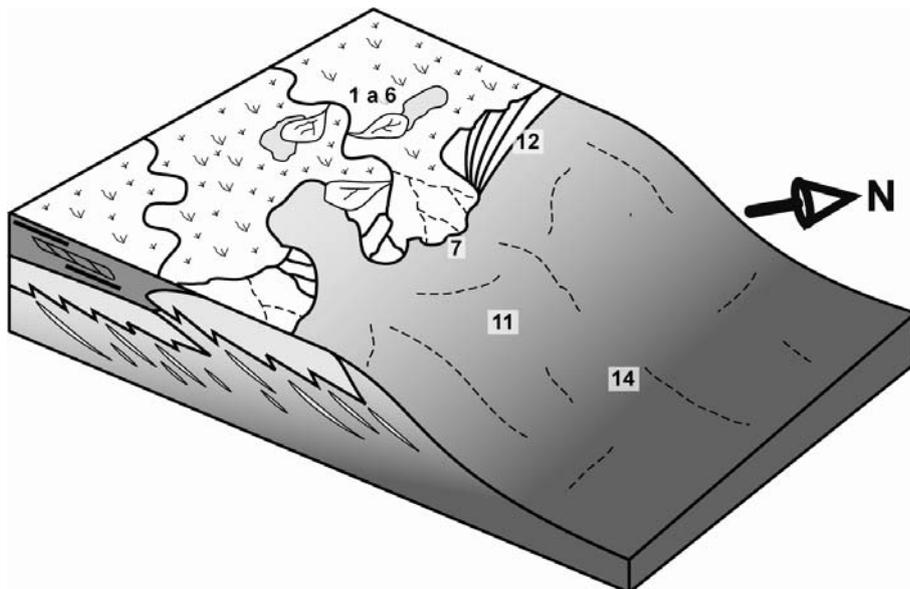


Fig. 4.28. - Modelo de sistema deltaico controlado por acción fluvial representativo de la parte inferior de la secuencia II en el sinclinal de Castillería.

como ocurre en el caso del delta del Misisipi, o, en su defecto, los gradientes altos en la misma, como ocurre en las cuencas de antepaís, que es el caso que nos ocupa. La red de drenaje transporta grandes volúmenes de material hasta su desembocadura, donde la elevada subsidencia evita su retrabajamiento por los procesos costeros (Wright, 1977; Orto y Reading, 1993; Reading y Collinson, 1996; Bhattacharya, 2006). Su desarrollo ocurre, principalmente, durante etapas regresivas progradantes, mientras que en las etapas transgresivas tiene lugar el abandono, inundación y retrabajamiento de los lóbulos (Allen y Mercier, 1988; Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992; Kulp *et al.*, 2005).

- **Sistemas deltaicos controlados por mareas**

Este tipo de sistemas deltaicos tiene mucha menor representación que el anterior en las series estudiadas. Su presencia solamente ha podido identificarse en la parte media y en el techo de la secuencia II del sinclinal de Castillería (ver columna Ve y Ve-2, y Figs. 3.8 y 3.10). Las asociaciones características son (Fig. 4.29): prodelta (asociación 14), barra de boca de distributario proximal-llanura deltaica inferior controladas por mareas (asociación 9) y llanura deltaica (asociaciones 3, 5 y 6). Están representados por ciclos granocrecientes y somerizantes de 100 a 150 m de potencia, en los que la acción mareal es solamente visible en los depósitos de frente deltaico proximal.

Las facies de prodelta alcanzan espesores de 40 a 60 y consisten en lutitas y limolitas con intercalaciones dispersas de areniscas. Los depósitos de frente deltaico proximal tienen espesores de 20 a 40 m y están integrados por areniscas con estratificación cruzada sigmoidal con láminas de lutitas intercaladas entre los *foreset (bundles)*, que representan la progradación de barras elongadas perpendicularmente a la costa, intercaladas entre depósitos heterolíticos. En estas barras las paleocorrientes no muestran sentido opuestos y su orientación es siempre hacia el N-NE, similar a las de los deltas fluviales; ambos datos junto al carácter litarenítico de los depósitos, indica que la formación de las mismas estuvo dominada por el reflujó, reforzado por la acción fluvial. En comparación con los deltas de dominio fluvial, los de este tipo presentan abundantes depósitos heterolíticos intermareales en el frente deltaico (Coleman y Wright, 1975; Willis *et al.*, 1999; Willis, 2005). Además, sus sucesiones también poseen tamaños de grano menor.

En las secciones estudiadas, las facies de llanura deltaica no presentan buenos afloramientos. Principalmente están constituidas por ritmitas heterolíticas (facies Hr), canales simples tabulares con relleno lateral (asociación 3), lóbulos de desbordamiento (asociación 5) y depósitos orgánicos (asociación 6). En esta última asociación hay que incluir el importante paquete minero de San Cebrián.

Los sistemas deltaicos con fuerte influencia mareal tienen su máximo desarrollo durante periodos transgresivos (Dalrymple *et al.*, 1992). El ascenso del nivel de base fluvial hace disminuir el gradiente de la red de drenaje que alimenta el sistema, lo que provoca una disminución en la capacidad de transporte y en la tasa de sedimentación en la desembocadura. Ello produce que el sedimento en la desembocadura del sistema fluvial esté durante más tiempo retrabajado por los procesos de flujo y reflujo mareal. Existen ejemplos en que los sucesivos sistemas deltaicos que rellenan una cuenca sedimentaria cambian en función de las variaciones relativas del nivel del mar: durante los periodos regresivos, en los que predomina la progradación, se desarrollarían deltas de dominio fluvial; mientras que en periodos transgresivos tiene lugar la generación de deltas con mayor influencia de las mareas, pasando en el transcurso de la transgresión a estuarios (López Blanco *et al.*, 2003; Mellere, 1996).

- **Sistemas deltaicos dominados por avenidas**

Este tipo de sistemas deltaicos ha sido identificado en las secuencias V y VI

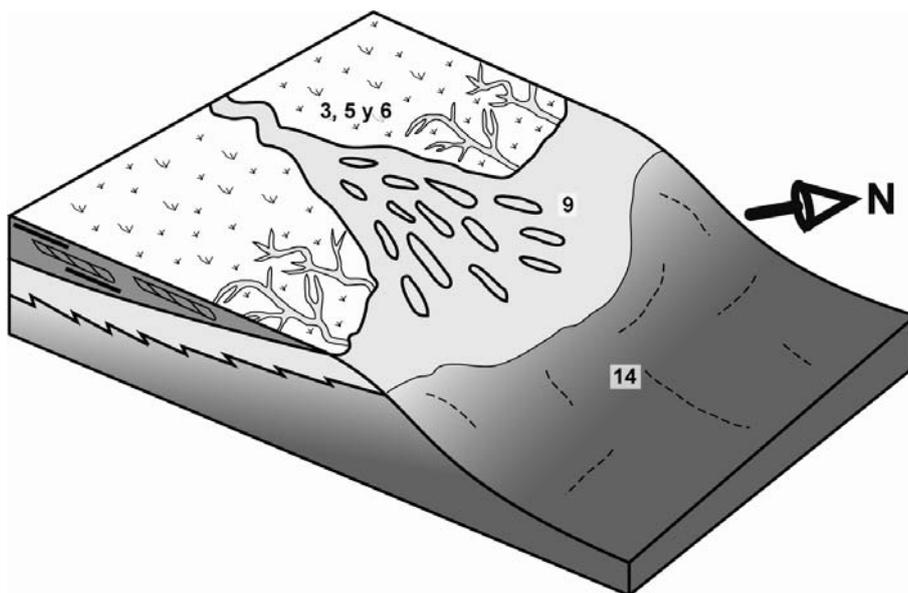


Fig. 4.29.- Modelo de sistema deltaico controlado por mareas representativo de la parte superior de la secuencia II en el sinclinal de Castillería.

(Columna Ar, Fig. 3.22) del flanco E del sinclinal de Casavegas. Está representado por ciclos granocrecientes y somerizantes de potencia variable entre 60 a 200 m, integrados, de muro a techo, por las asociaciones 14 (prodelta), 11 (barra de boca de distributivo distal), 8 (barra de boca de distributivo proximal dominado por avenidas) y, finalmente, por las asociaciones 3, 5 y 6 pertenecientes a la llanura deltaica.

Los depósitos de barra de boca de distributivo distal alcanzan espesores variables entre 40 a 150 m y están integrados por lutitas con abundantes intercalaciones de areniscas, algunas de las cuales contienen *climbing ripples* o estructuras de deformación por escape de fluidos, que sugieren mayores tasas de sedimentación, a partir de flujos hiperpícnicos, que en depósitos similares de los sistemas deltaicos descritos anteriormente. Entre estos depósitos es característica la presencia de capas de la subfacies Hal-c.

Los materiales anteriores son sustituidos de forma progresiva por la asociación 8, integrada por 15 a 20 m de areniscas con laminación cruzada *hummocky* y estratificación cruzada sigmoidal, interpretadas como barras de boca de desembocadura de sistemas deltaicos dominados por avenidas (*flood-dominated river deltas*).

Estos sistemas deltaicos contienen importantes acumulaciones de carbón, caso de los paquetes mineros de Areños (Fig. 3.22, techo de la secuencia V), y de Rosa María (Fig. 3.22, techo de la secuencia VI). Están constituidos por lutitas con bioturbación por raíces y capas de carbón hasta de 1,5 m (asociación 6), en los que aparecen intercalados canales tabulares con relleno lateral (asociación 3) y lóbulos de desbordamiento (asociación 5). En la sucesión de secuencia V del flanco O del sinclinal de Casavegas, dentro los depósitos de llanura deltaica, se superponen varias secuencias granocrecientes generadas por la progradación de lóbulos de subdeltas rellenando bahías interdistributarias (subasociación 5a).

Sistemas deltaicos de este tipo han sido descritos por Mutti *et al.* (1996) y Mutti *et al.* (2000), como propios de zonas de plataforma en cuencas de antepaís, relacionadas con redes de drenajes con altos gradientes donde los relieves se encontrarían próximos a la costa. Es característico de ellos el hecho de que la sedimentación tiene lugar principalmente durante episodios de corta duración, relacionados con grandes avenidas fluviales, en los que se produce un gran aporte de terrígenos desde el área madre. Las

formas de lecho que aparecen en las facies de frente deltaico sugieren corrientes cargadas de sedimento y momento intermedio, las cuales entran en la cuenca marina como flujos hiperpícnicos. Dichos flujos, al sufrir una expansión en la desembocadura, se vuelven incapaces de transportar la fracción más gruesa, la cual es depositada sufriendo tracción por el flujo turbulento hiperpícnico que continua circulando, dando lugar a depósitos de tracción-decantación (Mutti *et al.*, 2000).

Un caso especial de sistemas deltaicos dominados por avenidas está representado en la parte baja de la secuencia II en el sinclinal de Castillería, por la asociación de lóbulos turbidíticos arenosos de plataforma (asociación 13). Esta asociación da lugar a dos cuerpos arenosos superpuestos, separados por alternancias que corresponden a facies distales de los mismos. La organización general granocreciente sugiere que el conjunto representa la

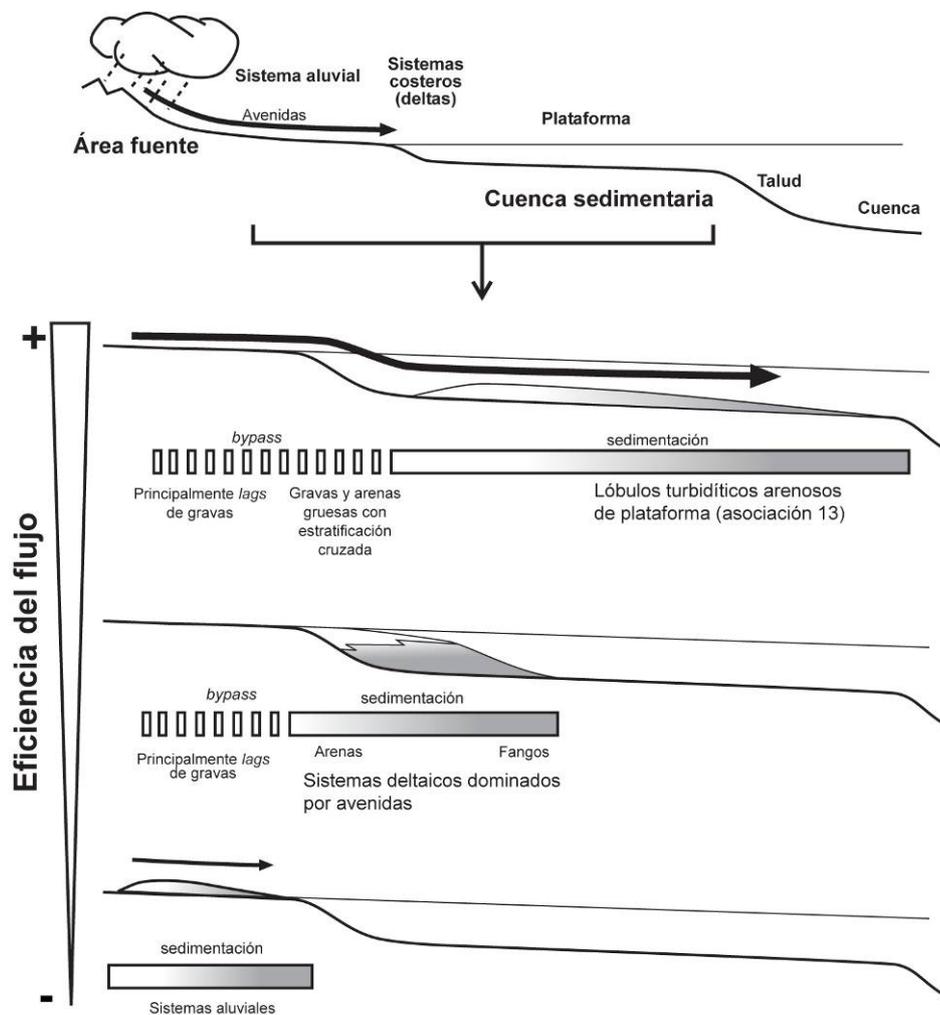


Fig. 4.30.- Esquema simplificado mostrando la distribución de depósitos en un sistema dominado por avenidas en función del momento y eficiencia de los flujos (basado en Mutti *et al.*, 1996).

progradación de un extenso lóbulo alimentado desde O y SO. De acuerdo con Mutti *et al.* (1996), estos lóbulos de plataforma corresponderían a los depósitos de flujos de avenida de alto momento que son capaces de superar la desembocadura de los distributarios sin sufrir una pérdida de energía apreciable (Fig. 4.30). De este modo, los flujos no depositarían en la costa generando una acumulación deltaica, sino que irían a depositar a la plataforma dando lugar a cuerpos lateralmente extensos (lóbulos arenosos de plataforma). La ausencia de afloramientos impide ver los equivalentes proximales de este conjunto, pero dada la granulometría de los lóbulos, arenas muy gruesas a medias, podría corresponder a un abanico deltaico (*fan delta*) del cual formarían los conglomerados cuarcíticos de posición estratigráfica similar (parte baja de la secuencia II) existentes en la sucesión del sinclinal de Casavegas (Fig. 3.7).

Sistemas costeros dominados por oleaje-tormentas

El conjunto de facies que componen este tipo de sistemas está representado por la asociación de facies 12, interpretada como correspondiente a la progradación de costas abiertas de alta energía dominadas por oleaje. En la bibliografía este tipo de sistemas son citados formando parte de deltas o bien aislados de los mismos y alimentados por la deriva costera (Fig. 4.28). Distinguir uno u otro caso es complejo porque en ambos están representados por sucesiones de facies similares (Heward, 1981; Hampson y Howell, 2005; Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006). Actualmente las costas dominadas por oleaje siempre aparecen parcialmente relacionadas con la desembocadura de sistemas fluviales (Reading y Collison, 1996). En las sucesiones aquí estudiadas se ha podido observar la relación lateral entre este tipo de depósitos y las barras de desembocadura de canales distributarios, separados por una distancia aproximada de 4 km (parte inferior de la secuencia III del sinclinal de Casavegas; Fig. 4.31). En el resto de afloramientos donde se ha descrito este tipo de sistemas (parte superior de la secuencia III de los sinclinales de Casavegas y Castillería, Fig. 3.11 y 3.13; secuencia IV del sinclinal de Castillería, columna Ve-5, Fig. 3.20), no se ha podido reconocer su conexión con los deltas.

Abanico deltaico

Este sistema sedimentario está representado principalmente por la unidad denominada Conglomerados de Curavacas que en el área de estudio aflora únicamente en la parte N del sinclinal de Casavegas, dentro de la secuencia I (columna CP, Fig. 3.3) y que

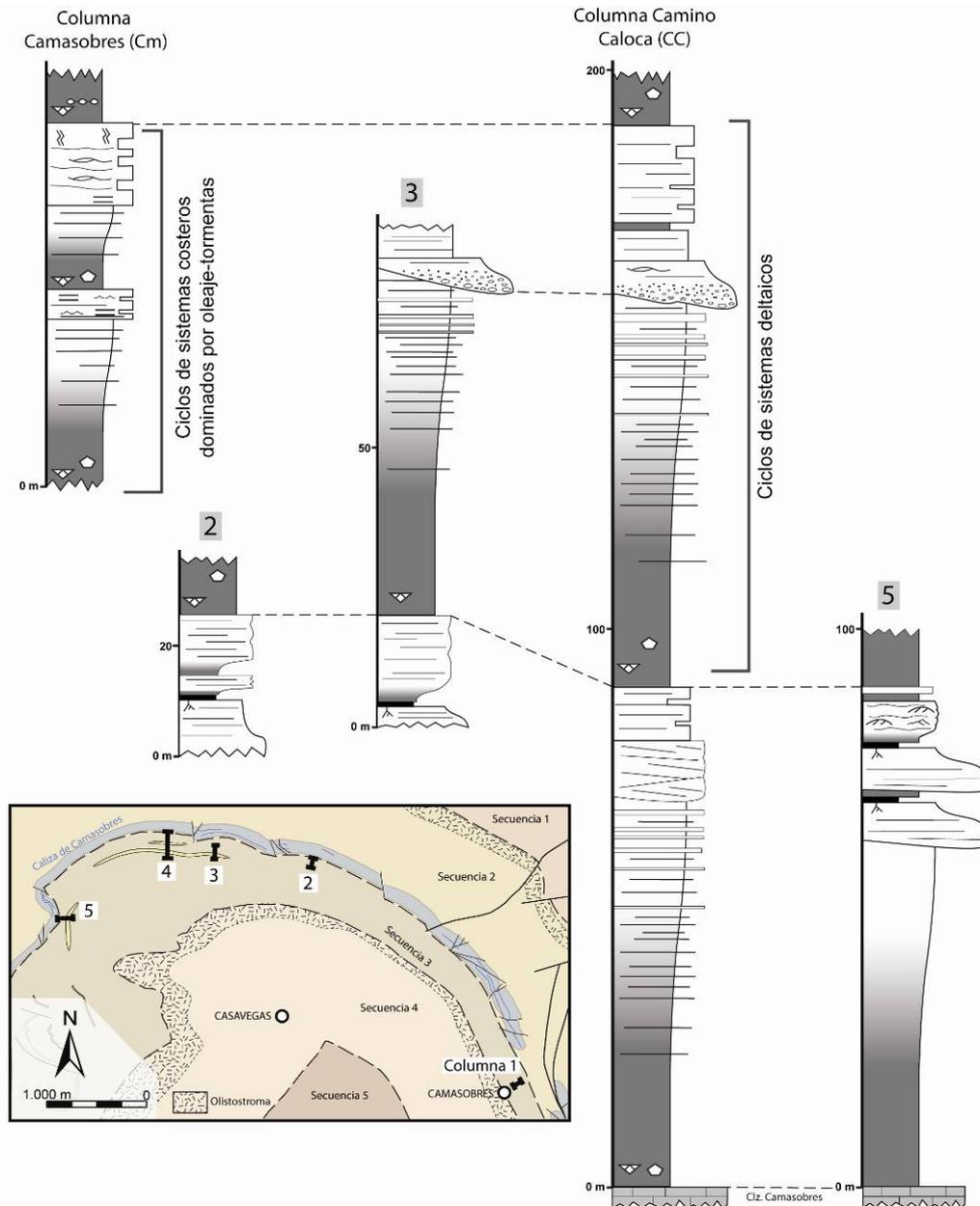


Fig. 4.31.- Correlación entre las columnas realizadas en el tramo de la secuencia III por encima de las *Calizas de Camasobres* en el sinclinal de Casavegas, en la que se muestra la relación lateral entre los sistemas deltaicos y los costeros dominados por oleaje-tormentas.

ha sido estudiado por Colmenero *et al.* (1988). Las asociaciones de facies que forman este sistema sedimentario son la 18 (lóbulos subacuáticos conglomeráticos de abanicos deltaicos) y la 14 (prodelta y talud). Estas asociaciones se organizan en secuencias granocrecientes y somerizantes de espesores de 100 a 400 m, desarrolladas sobre depósitos de transporte en masa calcáreos (*Calizas de Piedrasluengas*). La parte inferior de las secuencias están constituidas por depósitos de talud y prodelta, integrados por sedimentos de grano fino, con intercalaciones de areniscas transportadas por corrientes hiperpícnicas desde la desembocadura, y de conglomerados polimícticos (facies Gpc) con grandes

clastos calcáreos procedentes de la destrucción de la plataforma carbonatada previa, los cuales fueron incorporados a los flujos en masa procedentes del frente del abanico deltaico. Los lóbulos subacuáticos del abanico están constituidos por potentes unidades conglomeráticas cuyo desarrollo estaba dominado por la sedimentación a partir de flujos en masa.

De acuerdo con Colmenero *et al.* (1988), este tipo de sistemas de alta energía se forman en cuencas de gran actividad tectónica con grandes relieves próximos a la costa. Esto hace que las redes de drenaje tengan gradientes elevados y que las plataformas tiendan a ser estrechas con lo que los sistemas aluviales desembocarían directamente en el borde de las mismas, descargando los sedimentos en el talud. El contacto inferior neto de la unidad conglomerática fue el resultado de un emplazamiento rápido del abanico deltaico, relacionado probablemente con un importante levantamiento tectónico que causó el rejuvenecimiento del relieve y liberó, de forma brusca y repentina, importantes cantidades de material clástico grueso. Sincrónicamente al levantamiento, la cuenca marina habría sufrido una deformación y profundización, como lo demuestra la ruptura de la rampa carbonatada previa con emersiones puntuales cíclicas (Martín *et al.*, 2011) y su transformación en depósitos de transporte en masa (Martín *et al.*, 2012a y b). Algunos de los fragmentos de esta rampa carbonatada fueron incorporados por los primeros flujos cargados con cantos que entraron en la cuenca y que representarían las zonas más externas del abanico. La tendencia de retrogradación que se observa en la unidad de conglomerados puede estar relacionada con el gradual aumento de la subsidencia, que no fue compensada con la llegada de aportes terrígenos, quizás debido al progresivo desgaste de los relieves.

Sistemas turbidíticos de cuenca

En el área de estudio se distinguen dos tipos de sistemas turbidíticos profundos en función de las asociaciones presentes: sistemas ricos en arenas y sistemas confinados. Ambos están pobremente representados, no pudiéndose tampoco observar su evolución proximal-distal y su relación con los sistemas sedimentarios adyacentes.

El primero de ellos estaría constituido por la asociación 15, representativa de los elementos de transición situados entre los canales y los elementos deposicionales no confinados (lóbulos), y que formarían la desembocadura de aquellos (Mutti y Normark,

1987; Posamentier y Kolla, 2003). En base a la composición, espesor de capas y relación arena/arcilla, pertenecerían a sistemas ricos en arena o mixtos. Esta asociación ha sido detectada solamente en la secuencia VI del sinclinal de Redondo (Fig. 3.27), formando la totalidad de la misma, de modo que se encuentra limitada a muro y techo por discontinuidades, lo que impide observar su continuidad vertical. Sus relaciones laterales tampoco son visibles. Únicamente puede señalarse que este sistema turbidítico, con dirección de transporte de los flujos hacia el NNO en coordenadas actuales, presentaría sus equivalentes proximales en los sinclinales de Castillería y Casavegas, formados por ciclos de progradación deltaica.

El segundo tipo de sistemas está también representado por un único ejemplo que aflora exclusivamente en la secuencia V del sinclinal de Redondo (Fig. 3.24). Los intervalos preservados constan de depósitos turbidíticos con señales de rebote y estancamiento (*ponding*) pertenecientes a un sistema rico en arcillas. La escasa representación de este tipo de sistemas impide establecer más precisiones en cuanto a su extensión lateral, localización dentro del sistema profundo, y causas de la existencia de rebotes y estancamiento. Teniendo en cuenta la composición de la misma secuencia en el sinclinal de Casavegas, formada por ciclos deltaicos, solamente se puede especular que estos sistemas confinados pudieron ser de pequeñas dimensiones y haberse formado en un talud deltaico, de modo similar a las minicuencas (*minibasins*; ver Pratson y Ryan, 1994; Sinclair y Tomasso, 2002; Lomas y Joseph, 2004; Shultz y Hubbard, 2005) existentes en entornos similares de sistemas deltaicos fósiles y actuales (p. ej. los sistemas del delta del Misisipi), relacionados con extrusión salina o con procesos tectónicos, tal vez amplificadas por tectónica gravitacional en los taludes deltaicos. En el caso del sinclinal de Redondo, estos últimos procesos habrían sido los responsables de la generación de los relieves submarinos que originaron los procesos de reflexión y *ponding* registrados por las capas turbidíticas.

4.3.2- SISTEMAS CARBONATADOS

Rampa carbonatada con desarrollo de *mud-mounds* en zonas distales

La distribución de facies y asociaciones de facies de las unidades carbonatadas del Área del Pisuerga, especialmente las *Calizas de Corisa*, muestran muchas similitudes con

los sistemas de rampa carbonatada descritos por Read (1985), Burchette y Wright (1992) y Wright y Burchette (1996). Estas similitudes son: 1) ausencia de evidencias geométricas o sedimentarias (brechas, estructuras de deslizamiento, etc.), que indiquen una ruptura importante en la pendiente o un talud sedimentario; 2) cambios laterales de facies graduales lo largo de la unidad carbonatada y finalmente, dentro del sinclinal de Redondo, a sucesiones lutíticas; 3) existencia de *mud-mounds* bien desarrollados, característicos de ambientes de rampa carbonatada externa (ver capítulo 4.2.6).

Burchette y Wright (1992) separaron dentro de una rampa carbonatada tres dominios: interno, medio y externo, utilizando como niveles de referencia la base de oleaje en buen tiempo (entre rampa interna y media) y la base de oleaje de tormenta (entre rampa media y externa). Aunque las tormentas no parecen haber jugado un papel predominante en la sedimentación de las calizas del Área del Pisuerga, será ésta la subdivisión seguida en este trabajo, dada su amplia aceptación y aplicación.

En las *Calizas de Corisa* (secuencia IV), cuyo modelo sintético se muestra en la Fig. 4.32, la rampa interna estuvo constituida principalmente por calizas *grainstones* bioclásticas (facies Cg) y calizas arenosas (Ca); la media por calizas *wackestones-packstones* bioclásticas con algas (facies Cwp), junto con pequeñas bioconstrucciones monticulares de algas dasicladáceas (facies Cmd) y algas filoides (Cmf2); y la externa por litosomas de calizas bioconstruidas micríticas de morfología tabular y en montículo (facies Cm, Cmd y Cmf). El mayor desarrollo de las montículos bioconstruidos micríticos (*mud-mounds*) se observa en el sinclinal de Peña Verdiana, al N del sinclinal de Castillería, donde varios de estos montículos aparecen apilados unos sobre otros indicando un gran espacio de acomodación característico de ambientes de rampa externa.

Esta rampa carbonatada tendría una extensión reducida, ocupando la parte meridional y oriental del sinclinal de Castillería, y su desarrollo sería coetáneo al de sistemas deltaicos con cuyos depósitos se interdigitan lateralmente al O de Vergaño (Fig. 3.20 y 3.21) en el sinclinal de Casavegas. En coordenadas geográficas actuales, la rampa carbonatada se inclinaría hacia el NE, donde se localizan las bioconstrucciones micríticas. En el flanco S del sinclinal de Castillería (área de Vergaño, columnas Ve-5 y 7, Fig. 3.20 y 3.21), se localizarían los sectores más proximales de la misma, donde la morfología tabular de los cuerpos de calizas micríticas indicaría menor subsidencia y espacio de acomodación.

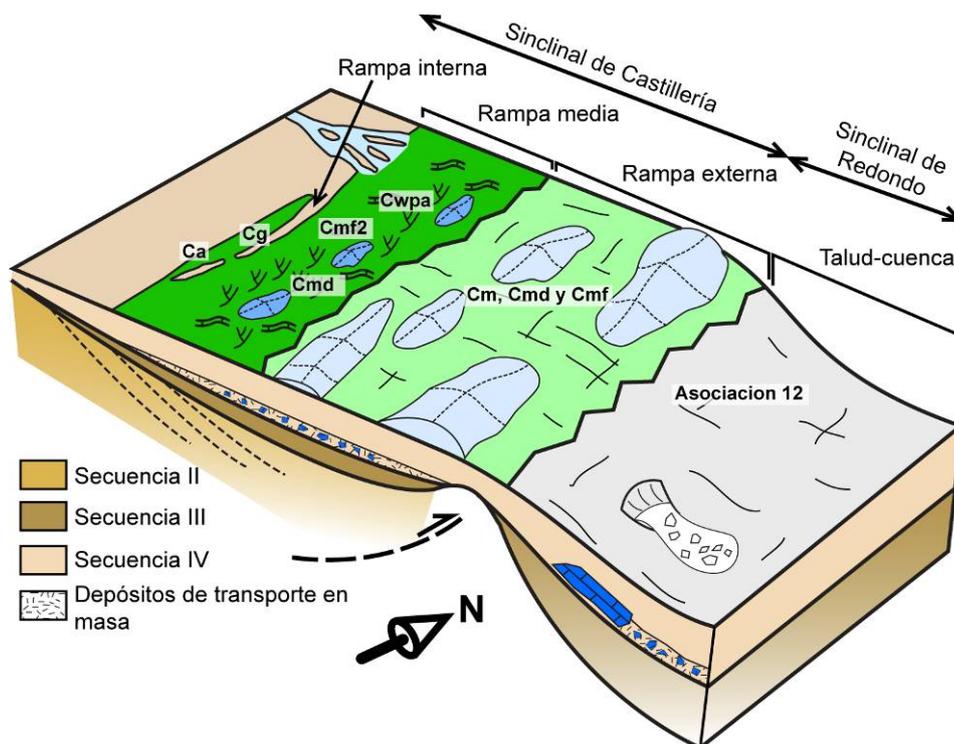


Fig. 4.32.- Modelo de rampa carbonatada representativa de la secuencia IV en los sinclinal de Castillería y Redondo

La existencia de numerosas intercalaciones detríticas de grano grueso en el mencionado flanco S del sinclinal de Castillería, en comparación con las sucesiones más septentrionales (Peña del Sol y Peña Verdiana) corrobora esta geometría de la rampa. Además, las direcciones de paleocorrientes medidas en areniscas de grano grueso y conglomerados localizadas al O de Vergaño (columna Ve-5 y 7, Fig. 3.20 y 3.21) indican un transporte hacia el N (Fig. 3.30).

Aunque de menor espesor y continuidad lateral, las restantes unidades calcáreas autóctonas del Área del Pisuerga muestran una distribución de facies y asociaciones de facies que se ajusta al modelo propuesto para las *Calizas de Corisa*. Así, las *Calizas del Socavón* (Fig. 3.8 y 3.9), de apenas 6 m de espesor, están enteramente constituidas por calizas micríticas bioconstruidas (facies Cm). Las *Calizas de Coterraso* (Fig. 3.8 y 3.9), de 80 m de potencia y 300 m de extensión, están compuestas por alternancias de calizas micríticas de la facies Cm y calizas *wackestone-packstone* bioclásticas con algas de la facies Cwp, las cuales pasan a techo a calizas *grainstone* bioclásticas (facies Cg) y areniscas con bioturbación de raíces y lutitas carbonosas. Las *Calizas de Camasobres* (Fig. 3.7) están constituidas por dos secuencias de somerización de aproximadamente 100 y 50

m de potencia, integradas, en la base, por calizas micríticas de la facies Cm con abundantes algas rojas, y en la parte superior, por calizas *wackestone-packstone* bioclásticas (facies Cwp) con abundantes algas filoides y pequeños montículos bioconstruidos con algas dasicladáceas (facies Cmd). Ambas secuencias están separadas por una superficie con rasgos de karstificación (facies K) sobre la que se dispone un intervalo de aproximadamente 30 cm de espesor formado por lutitas con la intercalación de una costra ferruginosa.

Este modelo sedimentario de rampa carbonatada es también aplicable a algunas unidades calcáreas alóctonas, como las *Calizas de Piedrasluengas*, estudiadas en detalle por Martín *et al.*, (2011). En este caso, la rampa carbonatada tendría una orientación proximal-distal de N a S (según coordenadas geográficas actuales) incluyendo también *mud-mounds* en la rampa externa.



Flanco oriental del sinclinal de Redondo. Fotografía tomada mirando hacia el S.

CAPÍTULO 5

ANÁLISIS DE LA CUENCA DEL ÁREA DEL PISUERGA

5.- ANÁLISIS DE LA CUENCA DEL ÁREA DEL PISUERGA

En este capítulo se estudia la configuración, factores de control y evolución de la cuenca sedimentaria, teniendo en cuenta su contexto geodinámico, a la luz de los datos existentes en la bibliografía y de los obtenidos en este trabajo.

Aunque algunos autores han considerado un contexto de fallas de desgarre (p. ej. Heward y Reading, 1980; Bowman, 1982, 1985), las sucesiones carboníferas de la Zona Cantábrica han sido interpretadas de modo casi unánime, como generadas bajo un contexto sintectónico de carácter compresivo (Julivert, 1977 y 1984; Alonso, 1985; Pérez Estaún *et al.*, 1988). El modelo aplicado (Marcos y Pulgar, 1982; Agueda *et al.*, 1991; Colmenero *et al.*, 2002) es el de cuencas de antepaís (Dickinson, 1974; Beaumont, 1981) en el cual el emplazamiento de una serie de unidades alóctonas en secuencia *forward* determinó la configuración de la cuenca y moduló a gran escala la entrada de sedimentos desde el orógeno. En la Unidad del Pisuerga-Carrión, en la que se encuentra el Área del Pisuerga, se han descrito en relación al emplazamiento de unidades alóctonas, diversas cuñas clásticas específicas de la unidad (Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987; Heredia *et al.* 1990) y también secuencias correlacionables con las del resto de la Zona Cantábrica (Colmenero *et al.*, 2002).

5.1.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En la introducción del capítulo 3 se han discutido los tipos de secuencias y su organización jerárquica diferenciadas en la literatura geológica; también los órdenes de organización secuencial adoptados en este trabajo. En el citado capítulo se incluye, además, una detallada descripción de las secuencias de 3^{er} orden que son las adoptadas como básicas en este trabajo por su carácter operativo en la realización del mapa geológico. Ahora, en el presente capítulo, se van a describir las características estratigráficas y sedimentológicas de las secuencias de distinto orden en que hemos dividido el relleno de la cuenca carbonífera del Área del Pisuerga. Estos órdenes de ciclos establecidos, siguiendo los consejos de Catuneanu (2006), tienen un sentido relativo y, por

lo tanto, no se corresponden con los homónimos (1°-5° orden) descritos en la literatura estratigráfica (Miall, 2010).

5.1.1- SECUENCIAS DE 4° ORDEN

Las secuencias de 4° orden adoptadas en este trabajo se corresponden con las transgresivo-regresivo (*T-R sequences*) establecidas por Embry y Johannessen (1992) y Embry (1993). En este tipo de secuencias T-R, el límite de las mismas viene dado por la superficie de máxima regresión que marca el cambio de tendencia progradante a retrogradante. Constan solamente de dos cortejos, el inferior transgresivo y el superior regresivo, separados por la superficie de máxima inundación (MFS, *Maximun Flooding Surface*). Se ha elegido este tipo de secuencias por su mayor facilidad para ser seguidas en el campo y en los paneles de correlación. Presentan un carácter asimétrico, con un cortejo transgresivo que puede aparecer poco desarrollado o incluso ausente. Cuando esto último ocurre, las sucesivas secuencias están formadas por un intervalo regresivo progradante limitado, en su techo, por una superficie de inundación transgresiva, que constituye la base de la siguiente secuencia. Son comparables a los ciclotemas de Weller (1930) y Wanless y Weller (1932), así como a las parasecuencias de Wagoner *et al.* (1988, 1990).

Teniendo en cuenta la sucesión litológica existente, se han diferenciado tres tipos de ciclos: siliciclásticos deltaicos y de playas, mixtos siliciclásticos-carbonatados y carbonatados.

Ciclos siliciclásticos deltaicos y playas

Descripción

Los ciclos deltaicos poseen potencias variables entre 30 a 100 m (Fig. 5.1) y presentan una tendencia somerizante, grano y estratocreciente, en la que se suceden depósitos de plataforma-prodelta (facies Lm y Lb), frente deltaico (asociaciones de facies 7, 8, 9 y 11), y llanura deltaica (asociaciones de facies 1 a 6).

Los ciclos de playas tienen espesores de ~50 m (Fig. 5.1) y rasgos estratigráficos similares a los anteriores, exceptuando que no poseen sedimentos de ambientes subaéreos. En estos ciclos, como se puede observar en la Fig. 4.31, correspondiente a la sección de

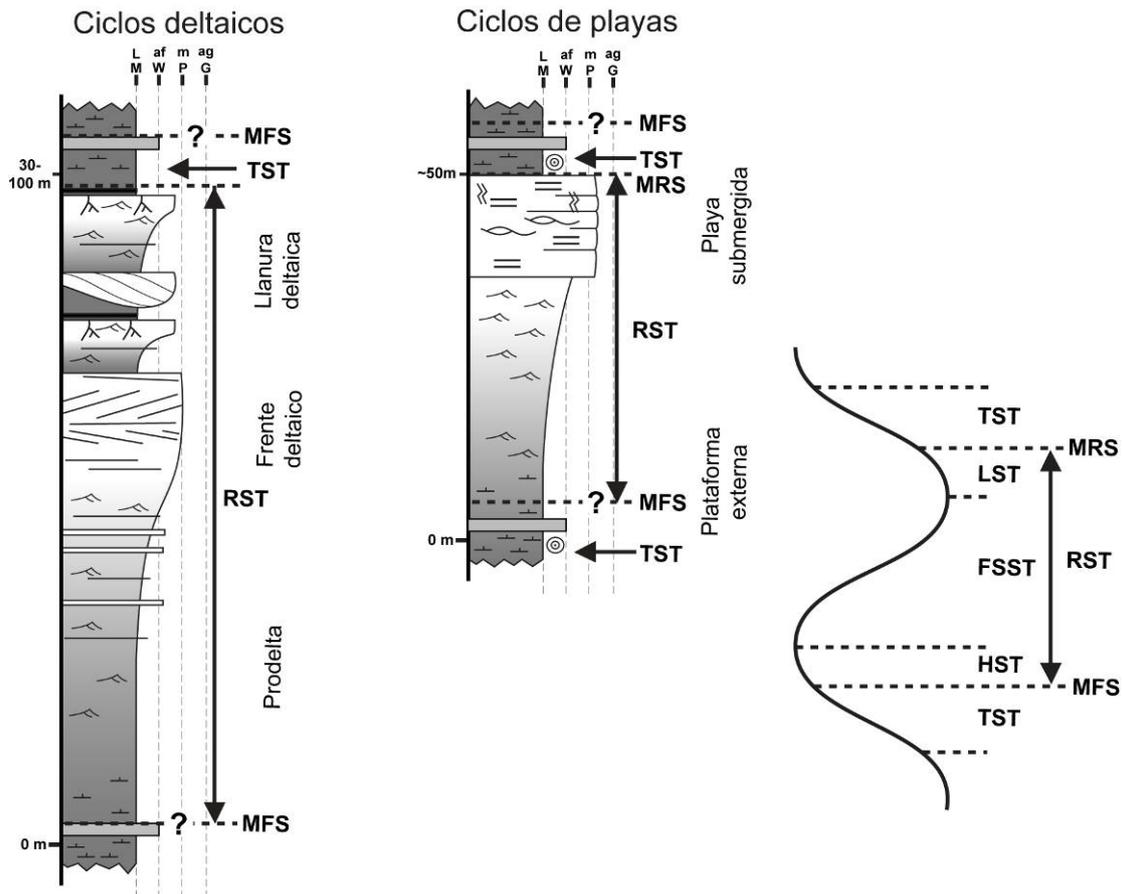


Fig. 5.1.- Secuencia de 4º orden, ciclos siliciclásticos deltaicos y playas. TST: *Transgressive Systems Tract*, MFS: *Maximum Flooding Surface*, HST: *Highstand Systems Tract*, FSST: *Falling-Stage Systems Tract*, RST: *Regressive Systems Tract*, LST: *Lowstand Systems Tract*, MRS: *Maximum regressive surface*.

Camasobres (Cm.), entre las areniscas de la plataforma interna o playa submareal (*shoreface*) del techo de un ciclo, y las lutitas y margas con fauna bentónica de la parte baja del siguiente ciclo, se intercala de forma neta y brusca un delgado intervalo con ooides y restos de fauna marina.

Ambos tipos de ciclos constan exclusivamente de un cortejo regresivo limitado en el techo por una superficie neta de inundación marina, de un modo similar al de las parasecuencias descritas por Wagoner *et al.* (1990), que contendría la superficie de máxima inundación (MFS, *Maximum Flooding Surface*).

Interpretación

Estos ciclos, de carácter fuertemente asimétrico se originarían por la progradación de un sistema sedimentario, típicamente un delta, que sufriría finalmente un brusco

abandono y una transgresión rápida registrada, en algunos casos, por el delgado intervalo con ooides, procedentes de la erosión durante la transgresión de los sedimentos inferiores de playa sumergida (*shoreface*), que pueden interpretarse como depósitos residuales transgresivos (*transgressive lag*, Wagoner *et al.*, 1990). Hampson *et al.* (1999) describen ciclos similares en el Carbonífero Superior la cuenca del Ruhr, en los que se observa la evolución de los sistemas deltaicos durante un ciclo eustático y su relación con los sistemas fluviales que los alimentan. El progresivo aumento de la arena hacia el techo corresponde a la regresión normal del cortejo de mar alto (HST, *Highstand Systems Tract*), en la terminología de las secuencias deposicionales de la Exxon. En nuestro caso, y a diferencia de los ejemplos de la cuenca del Ruhr, no es posible separar, por falta de datos, el cortejo de mar alto del de caída o de mar bajo, siguiendo la nomenclatura de Catuneanu (2006).

Ciclos mixtos siliciclásticos-carbonatados

Descripción

Estos ciclos mixtos tienen potencias que varían entre 50 a 120 m; litológicamente están compuestos por un intervalo siliciclástico de carácter somerizante, grano y estratocreciente, sobre el que se deposita un tramo calcáreo de potencia variable (Fig. 5.2). Este tipo de ciclo y el anterior representan casos extremos entre los que hay una transición en función de la presencia y espesor del intervalo transgresivo compuesto principalmente por calizas. De muro a techo la sucesión ideal de facies que integran estos ciclos es la siguiente:

- A) Areniscas sublitareníticas, con mayor madurez textural y de colores más claros que las de los ciclos deltaicos, con laminación paralela y *hummocky* (facies Ah y Al) y cemento carbonatado hacia el techo.
- B) 50 cm a 5 m de calizas micríticas tabulares con algas filoides rojas (facies Cmf2).
- C) 50 cm a 2 m de calizas micríticas con algas dasicladáceas (facies Cmd).
- D) Calizas micríticas (Cm).
- E) 10 a 60 cm de calizas *wackestone* nodulosas rojizas (facies Cw).
- F) Intervalo granocreciente de lutitas con nódulos de siderita en la base, intercalaciones de areniscas en la parte intermedia y tramos de areniscas en la parte superior (asociaciones de facies 14, 11 y 8 a 9).

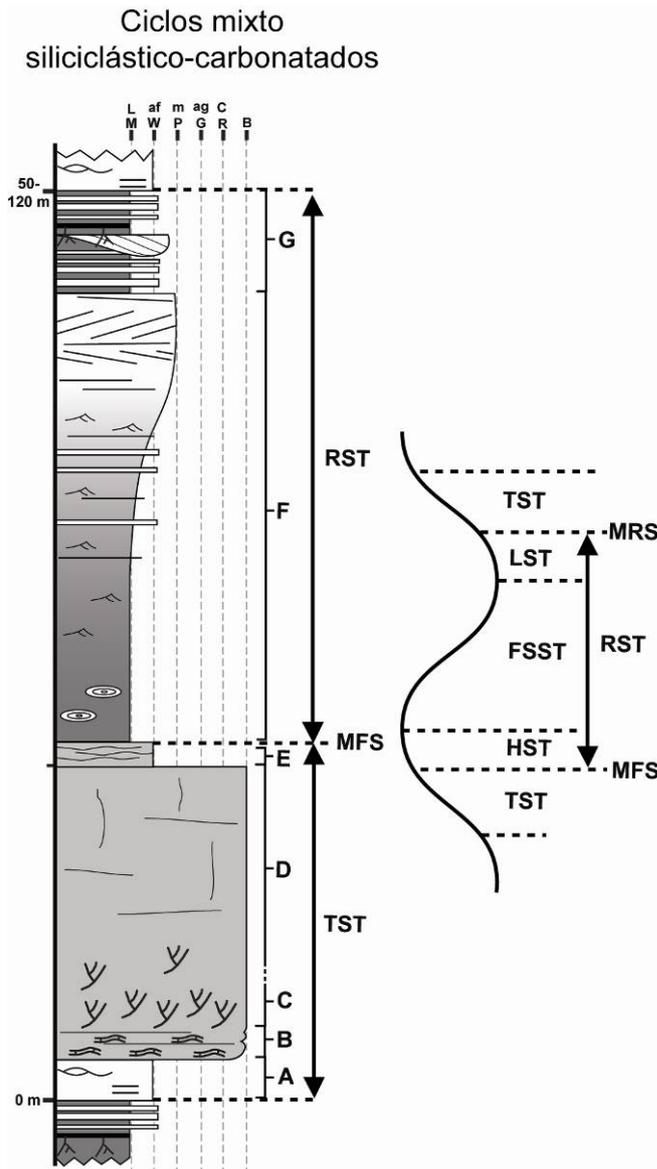


Fig. 5.2.- Representación ideal de un ciclo mixto siliciclásticos-carbonatado. A-G diferentes tramos identificados en estos ciclos (ver texto). TST: *Transgressive Systems Tract*, MFS: *Maximum Flooding Surface*, RST: *Regressive Systems Tract*.

G) Areniscas canaliformes y facies de desbordamiento con paleosuelos, carboneros y capas de carbón (asociaciones de facies 1 a 6).

Interpretación

Estos ciclos son similares a los de tipo 3 de Agueda *et al.* (1991) y a los “ciclos de Yoredale” de Tucker (2003) y Tucker *et al.* (2009). El tramo siliciclástico (intervalos F y G) se interpreta de forma similar a los ciclos deltaicos descritos en el apartado anterior. Las areniscas maduras del intervalo (A) se depositarían en ambientes de plataforma interna y playa sumergida (*shoreface*) por el retrabajamiento costero de los sedimentos deltaicos al inicio de la transgresión. Con el avance de la misma, todavía en condiciones de mar relativamente bajo, la sedimentación carbonatada se iniciaría con la instalación de algas

filoides (facies Cm_{f2}) sobre el fondo dentro de ambientes someros libres de contaminación siliciclástica, tal y como han indicado Kabanov *et al.* (2006). La progresiva subida del nivel del mar daría lugar al reemplazamiento de las algas filoides por algas dasicladáceas (facies Cm_d), cuyo desarrollo representaría etapas avanzadas de la transgresión (Samankassou, 1997). Ambos tipos de algas son buenos indicadores de la paleobatimetría (Kabanov *et al.*, 2006), lo que explica que aparezcan formando dos tramos superpuestos bien diferenciados. Continuando el progresivo aumento de la profundidad tendría lugar la acumulación de la facies Cm formada por calizas micríticas ligadas a organismos microbiales menos sensibles a la luz. Posteriormente, durante el episodio de máxima

inundación marina, caracterizado por bajas tasas de sedimentación y condiciones relativamente profundas, se formarían las calizas *wackestone* nodulosas rojizas (facies Cw). Cuando la producción en la factoría de carbonato no pudiera mantenerse en equilibrio con la tasa de ascenso del nivel de mar, ésta se detendría, reanudándose posteriormente la sedimentación siliciclástica.

Ciclos carbonatados

Descripción

Se han estudiado los ciclos carbonatados más potentes y extensos, correspondientes a las secuencias IV y V (*Calizas de Corisa* del sinclinal de Castillería). Se diferencian dos tipos:

1) Ciclos de somerización resultado de la progradación de los *mud-mounds* con algas filoides (Fig. 4.26 y 5.3). Poseen espesores de entre 15 a 65 m y están formados por la superposición de depósitos de flanco (facies Cwpe y Cwpc), núcleo (facies Cm y Cmf) y plataforma media en el techo (facies Cwp).

2) Ciclos de profundización con espesores variables entre 18 a 180 m (Fig. 5.3), constituidos en la base por calizas *grainstone* bioclásticas (facies Cg), calizas *floatstone* con bivalvos (Cf), o por sedimentos siliciclásticos (areniscas de grano muy fino, lutitas o margas). Sobre ellos se encuentran calizas de la facies Cwp las cuales, pasan de forma gradual a calizas microbiales bioconstruidas (Cm) formando litosomas tabulares o en montículo, como en el caso de Vergaño o Redondo (Fig. 4.25). El techo de estos ciclos viene representado por una superficie neta o una superficie karstificada.

Interpretación

Los ciclos de tipo 1 se interpretan como secuencias de progradación formando un cortejo regresivo. Según Krainer *et al.* (2003), la mayor parte del desarrollo de este tipo de *mud-mounds* se encuentra en el cortejo de mar alto. Soreghan y Giles (1999) interpretan una facies similar a la de calizas micríticas monticulares con algas filoides (facies Cmf) presentes en la parte alta del núcleo de los *mud-mounds* como parte del cortejo de mar alto.

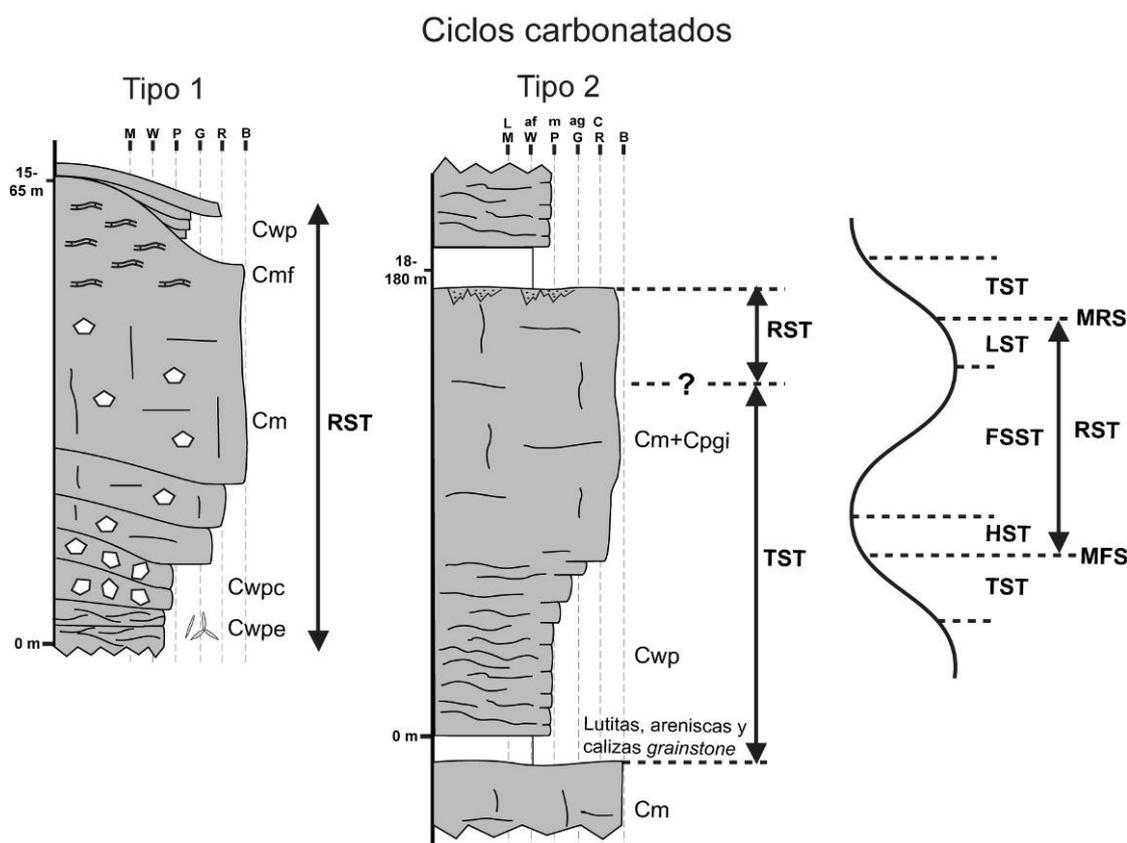


Fig. 5.3.- Ciclos carbonatados. TST: *Transgressive Systems Tract*, MFS: *Maximun Flooding Surface*, HST: *Highstand Systems Tract*, FSST: *Falling-Stage Systems Tract*, RST: *Regressive Systems Tract*, LST: *Lowstand Systems Tract*, MRS: *Maximun regressive surface*.

En los ciclos de tipo 2, los sedimentos de mayor energía (calizas *grainstones*, *floatstones* y areniscas) representarían el inicio de la transgresión, la cual continuaría con las calizas de plataforma intermedia (facies Cwp) y, finalmente, con el desarrollo de calizas microbiales (facies Cm) que, en parte, representarían el cortejo regresivo (Fig. 5.3). El techo neto o karstificado del ciclo muy posiblemente representa la caída del nivel del mar, de modo que el cortejo regresivo de la parte alta de las calizas microbiales, constituiría el cortejo de mar alto. Ciclos transgresivo-regresivo similares han sido descritos por Corrochano *et al.* (2012) o Saller *et al.* (1994).

Interpretación de los ciclos de 4º orden

Los ciclos de 4º orden descritos anteriormente tendrían una duración estimable en torno a 0,1 M.a. Este dato ha sido obtenido al dividir la duración estimada de alguno de los ciclos de 3º orden por el número de ciclos aproximado de 4º orden que contienen. Este cálculo no proporciona una duración exacta de los mismos sino un valor orientativo que los

hace comparables a los ciclos de 4^o-5^o orden de la bibliografía (ver Miall, 2010). Ejemplos de este orden de ciclos son los ciclotemas de Weller (1930) y Wanless y Weller (1932), las secuencias de alta frecuencia de Mitchum y van Wagoner (1991) e Izart *et al.* (2003), los ciclos de somerización de Burchette y Wright (1992) y Read (1998), los ciclos de Zecchin (2007). También son similares a las secuencias de somerización de gran amplitud y alta frecuencia descritos por Wright (1992) y Read (1995), relacionadas con periodos fríos en la historia de la Tierra (*ice-house stacking pattern*).

Estos ciclos han sido asociados a un origen glacioeustático (Heckel, 1994), aunque hay quien observa en los mismos evidencias de influencia tectónica (Klein y Willard, 1989; Klein y Kupperman, 1992; Klein, 1992). El Carbonífero es un período en el que se produjeron alternancias de etapas glaciares e interglaciares, similares a las del Cuaternario, que han sido ampliamente documentadas en la literatura geológica por numerosos autores (Heckel, 1986; Saunders y Ramsbotton, 1986; Veevers y Powell, 1987; Ross y Ross, 1988, entre otros), con amplitudes de hasta 100 m en el nivel del mar (Read, 1995). Los ciclos carbonatados formados durante estos periodos fríos presentan rasgos comunes en diferentes partes del mundo: 1) espesores superiores a 5 m; 2) predominio de facies submareales y ausencia de facies inter- y supramareales; y 3) buen desarrollo de superficies de exposición subaérea asociadas a grandes bajadas del nivel del mar. Estos rasgos contrastan con los que presentan los ciclos desarrollados durante periodos cálidos (*green-house stacking pattern*).

5.1.2- SECUENCIAS DE 3^{er} ORDEN

Descripción

Una descripción detallada de las principales características estratigráficas de estas secuencias ya fue realizada en el Capítulo 3. Constituyen las unidades básicas en la realización del mapa geológico, y están definidas por discontinuidades y sus conformidades correlativas. Las discontinuidades varían lateralmente de carácter desde discordancias angulares a disconformidades, estando generalmente evidenciadas también por una relación de solapamiento expansivo somital (*onlap*). Las secuencias tienen carácter regresivo-transgresivo y en ellas se diferencian dos cortejos, el regresivo inferior y el transgresivo superior (Fig.5.4), ambos con un espesor aproximadamente similar. Excepto

en el caso de la secuencia III de los sinclinales de Casavegas y Castillería, la base del cortejo regresivo está formada por los depósitos de transporte en masa, cubiertos por lutitas, margas y areniscas, pertenecientes a sistemas turbidíticos y de prodelta/talud. Sobre ellos, la secuencia continúa con depósitos de frente deltaico y con un apilamiento de ciclos de progradación deltaica que llegan a incorporar materiales de llanura deltaica con capas de carbón y que alternan con unidades carbonatadas de importancia creciente, que marcan el comienzo del cortejo transgresivo. En el sinclinal de Redondo, con la excepción de la VII que presenta una sucesión similar a la de los otros sinclinales, las secuencias aparecen incompletas y están integradas por los depósitos basales de transporte en masa, cubiertos por turbiditas y lutitas de talud y prodelta, formando el resto de las mismas. Su potencia aproximada sería de 115 a 1600 m y su duración estimada entre 0,4 y 4 Ma si se calcula con la escala temporal de Schmitz y Davydov (2012), o entre 0,6 y 3,2 Ma si se utiliza la de Menning *et al.* (2006).

Interpretación

En este tipo de secuencias, las discontinuidades basales y los depósitos de transporte en masa situados sobre ellas, indicarían un periodo de inestabilidad tectónica que dio lugar a dos procesos relacionados aunque contrapuestos: hundimiento de los surcos deposicionales y levantamiento de los anticlinales que los limitaban. El primer proceso habría producido una rápida subsidencia en el surco, no equilibrada con la llegada de sedimentos al mismo (tasa de sedimentación << tasa de subsidencia), lo que daría lugar a un incremento en el espacio de acomodación. El levantamiento de los anticlinales produciría una bajada relativa en el nivel del mar sobre ellos, creando un escenario favorable para la generación de los depósitos de transporte en masa (Spence y Tucker, 1997).

El resto del cortejo regresivo consiste en un apilamiento de ciclos de progradación deltaica. El ciclo basal es el más potente y evoluciona desde cuñas lutíticas prodeltaicas y turbiditas a sedimentos siliciclásticos de aguas someras y frente deltaico, incluyendo areniscas y conglomerados de lóbulos de plataforma. Este ciclo está constituido por sistemas deltaicos y *fan deltas* de aguas profundas que rellenaron el surco existente y generaron una plataforma somera. El resto de los ciclos de progradación deltaica corresponden ya a deltas someros.

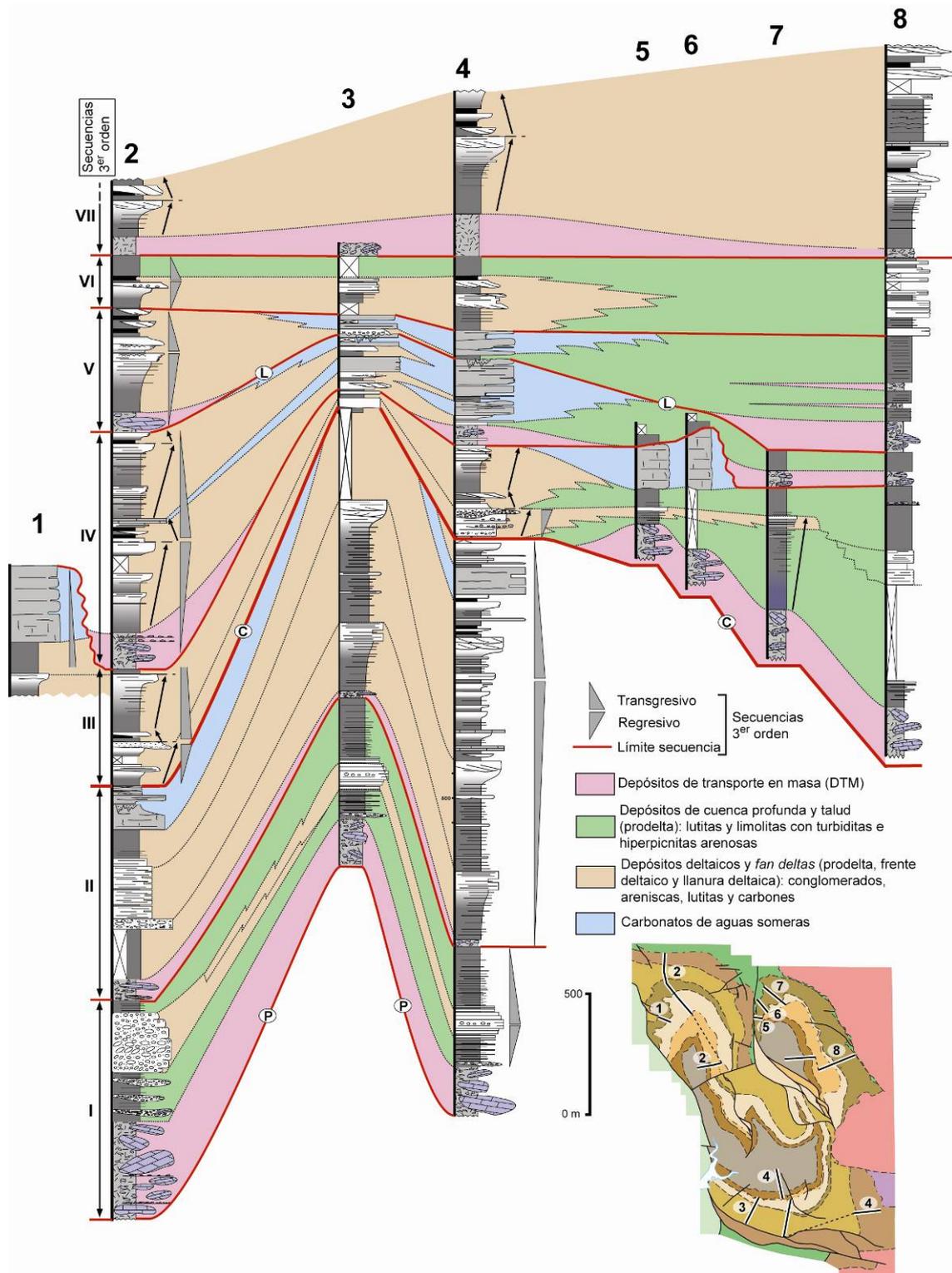


Fig. 5.4.- Panel de correlación entre las secciones de los tres sinclinales. Las columnas han sido obtenidas a partir de numerosas secciones parciales. La sucesión de los sinclinales de Casavegas y Castillería es similar, formadas por depósitos marinos profundos y costeros. En contraste, excepto para la secuencia VII, el sinclinal de Redondo solamente contiene facies de aguas profundas. Siglas de las principales discordancias: P (Palentina), C (Conjas 2) y L (Leónica).

Este cortejo regresivo registra la erosión activa de los nuevos relieves creados y rejuvenecidos, y el aporte masivo de sedimentos a la cuenca compensando y superando después la tasa de subsidencia.

El cortejo transgresivo está caracterizado por el desarrollo creciente de niveles carbonatados a lo largo de los sucesivos ciclos de orden mayor. Este cortejo registraría una etapa final de tranquilidad tectónica con baja tasa de subsidencia flexural, resultado de una progresiva menor carga tectónica a medida que la erosión había ido eliminando el relieve generado. El menor relieve del área madre sería la causa de una disminución en la entrada de sedimentos a la cuenca, incapaces de compensar la subsidencia en la misma (Castle, 2001). La tendencia transgresiva “profundizante” queda bien evidenciada en la arquitectura del margen de la rampa de la unidad *Calizas de Corisa* (techo de la secuencia IV, sinclinal de Castillería; Fig. 3.21), en la que se reconoce una fase progradante inferior y otra retrogradante superior, sugiriendo un marcado incremento en la subsidencia, no compensada por el crecimiento del sistema carbonatado (ver asociación de facies Rex en el Capítulo 4, Fig. 4.25B). Esta disposición, probablemente, registra el inicio del aumento de la tasa de subsidencia que conllevaría a la generación de una cuenca profunda en el comienzo de la siguiente secuencia, hecho al que estaría asociado el colapso lateral de los materiales carbonatados y siliciclásticos ya depositados para formar el depósito de transporte en masa basal de la siguiente secuencia.

En conclusión, la organización interna de este tipo de secuencias, sus relaciones mutuas y con las estructuras tectónicas, evidencian que el origen y desarrollo de las mismas estuvieron controlados fundamentalmente por la actividad tectónica.

5.1.3- SECUENCIAS DE 2º ORDEN

Las secuencias de 2º orden diferenciadas en las sucesiones estudiadas en esta Tesis se corresponden en rango con las distinguidas por Colmenero *et al.* (2002) en el Carbonífero de la Zona Cantábrica, cuyo origen se asocia con el emplazamiento de grandes unidades alóctonas.

En el Área del Pisuerga se han diferenciado dos secuencias de 2º orden. La inferior, equivalente a la 4ª de Colmenero *et al.* (2002), está integrada por las secuencias de 3º orden I y II (Vereyense superior-Myachkoviense inferior) y abarca desde la base de las *Calizas de Piedrasluengas* (base de la secuencia I en el sinclinal de Casavegas) y de sus depósitos equivalentes en el sinclinal de Castillería, hasta el techo de las *Calizas de Camasobres* o de las *Calizas de Coterrasó* (techo de la secuencia II en los sinclinales de Casavegas y Castillería respectivamente). El espesor aproximado es de 2400 m y su duración se estima entre 3,6 a 5 M.a. La secuencia superior (equivalente a la 5ª de los autores referidos anteriormente) abarcaría las secuencias de 3º orden III a VII (Myachkoviense inferior-Kasimoviense?), y su techo se sitúa en la discordancia basal de los depósitos del Estefaniense B de Peña Cildá. Su espesor aproximado es de 3110 m y su supuesto rango temporal superior a 2,6 M.a.

Para establecer el límite entre ambas secuencias de 2º orden se han aplicado los siguientes criterios: 1) coincidencia con la discordancia más importante registrada en la sucesión estratigráfica, 2) comienzo de la sedimentación sintectónica en el sinclinal de Redondo, 3) desarrollo de patrones geométricos de la estratificación relacionados con una sedimentación sintectónica (discordancias progresivas y relaciones geométricas de la estratificación asociadas) en las secuencias de 3º orden III a VII, rasgos que no aparecen previamente, y 4) cambio en la orientación de las diaclasas (Pastor Galán *et al.*, enviado). Todos estos criterios indican que un importante evento tectónico produjo una nueva configuración de la cuenca sedimentaria que se traduciría en la creación de un nuevo surco subsidente (representado por el sinclinal de Redondo), y en una mayor influencia de la tectónica sobre el relleno sedimentario. En nuestra opinión, la discordancia que separa ambas secuencias de 2º orden se corresponde con la discordancia Conjas 2, definida por Alonso (1985) en otros sectores de la Unidad del Pisuerga-Carrión y cuya edad es Myachkoviense inferior.

5.1.4- SECUENCIAS DE 1º ORDEN

Por definición, las secuencias de 1º orden constituyen el registro estratigráfico de una determinada cuenca sedimentaria y sus límites se corresponden con un cambio en el contexto tectónico y, por consiguiente también en el tipo de cuenca (Catuneanu, 2006). La

sucesión estudiada en el Área del Pisuerga pertenece a una secuencia de 1^{er} orden que abarca toda su sucesión carbonífera depositada en la cuenca de antepaís. En su base registraría el cambio de régimen tectónico desde una cuenca de margen continental pasivo a una cuenca de colisión (de antepaís) en el inicio de la orogenia Varisca. Su techo marcaría el comienzo de la etapa distensiva mesozoica (Pérmico o base del Mesozoico).

5.2.- TIPO Y GEOMETRÍA DE LA CUENCA SEDIMENTARIA

Tal como se ha señalado en la introducción a este capítulo, durante el Carbonífero el Área del Pisuerga formó parte de la cuenca de antepaís marina de la Zona Cantábrica, situada por delante del cinturón de pliegues y mantos variscos y con una traza presumiblemente paralela a las directrices estructurales de éstos. Los datos obtenidos en la realización de este trabajo, principalmente referentes a la estratigrafía y organización secuencial de las sucesiones de los tres sinclinales (Fig. 5.4), la distribución, localización y variaciones laterales de los depósitos de transporte en masa y de sus megaclastos (ver asociación 17: depósitos de transporte en masa, Fig. 4.23 y 3.30), los patrones de dispersión de los sedimentos (Fig. 3.30) y las geometrías de las discordancias progresivas y su localización en los flancos de los sinclinales (*growth strata geometries*; Fig. 3.12, 3.14, 3.19, 3.25 y 3.31), concuerdan con esta interpretación general, y permiten establecer varias conclusiones acerca del sector estudiado como son: la geometría de la cuenca sedimentaria, sus variaciones en el tiempo y su relación genética y temporal con las estructuras tectónicas.

Todos estos datos sugieren que las sucesiones carboníferas estudiadas registran la progresiva individualización de dos depocentros fuertemente subsidentes (hasta 857 m/M.a.) separados por un umbral. Uno de los depocentros está representado por los sinclinales de Casavegas y Castillería y el otro por el de Redondo y Barruelo. Originalmente ambas depresiones tendrían una orientación NO-SE, aproximadamente similar a la que actualmente presentan los sinclinales de Lechada y Central de la Liébana (ver capítulo 2: Tectónica). Las sucesiones de los sinclinales de Casavegas y Castillería, muestran una historia sedimentaria y de deformación similar, y representan un depocentro en el que se acumularon principalmente facies someras deltaicas y carbonatadas. Las de

Redondo y Barruelo indican un depocentro más subsidente ya que, aunque sus espesores sedimentarios son similares a la de los otros sinclinales, están constituidas por facies más distales y de aguas más profundas, predominando las sucesiones turbidíticas y los depósitos de transporte en masa. El relleno de ambos depocentros se realizó por un conjunto de secuencias de diferente rango y origen; unas de 2º y 3º orden de origen tectónico, y otras de 4º orden, principalmente de origen glacioeustático.

La distribución de paleocorrientes obtenida en los depósitos turbidíticos de la secuencia II del sinclinal de Castillería y la V y VI de el de Redondo muestran un patrón de dispersión de sedimentos subparalelo al eje de los sinclinales (Fig. 3.30), evidenciando la geometría elongada de los dos depocentros y la existencia de un umbral separándolos. Esta configuración se habría traducido en una canalización de los flujos desde los puntos de entrada y a lo largo de los ejes de los depocentros en sentido SSE-NNO (coordenadas actuales), con una paleopendiente deposicional dirigida hacia el NNO. Por el contrario, las paleocorrientes de los sedimentos deltaicos muestran que estos sistemas progradaron perpendicularmente a la traza de las estructuras tectónicas de la cuenca, sin que aparentemente se viesen afectadas por ellas. Ello sugiere que la subsidencia superaba a la tasa de levantamiento de los umbrales y era menor que la de sedimentación, de modo que los umbrales no llegaron a tener expresión en la superficie deposicional de los sectores someros a costeros y aluviales de la cuenca sedimentaria.

Las tasas de subsidencia en los dos depocentros variaron en el espacio y en el tiempo en sentido perpendicular a la traza de los cabalgamientos siguiendo el patrón de distribución de subsidencia de las cuencas de antepaís (Price, 1973; Beaumont, 1981; Jordan, 1981). Ello se traduce en un perfil asimétrico de los surcos, con un margen próximo a los cabalgamientos con mayor pendiente asociado al cual se habrían producido inestabilidades que dieron lugar a depósitos de transporte en masa, y un margen distal menos inclinado. Los márgenes de ambos depocentros desarrollaron truncaciones y solapamientos de la estratificación con la aparición de discordancias progresivas, cuya geometría (Fig. 3.31) muestra que sus límites, incluyendo el umbral que los separaba, estaban constituidos por cabalgamientos o los anticlinales de propagación de falla asociados, cuyo emplazamiento fue sincrónico con la sedimentación.

Estos anticlinales debieron haber sido zonas favorables para la nucleación y crecimiento de sistemas carbonatados de forma similar a como indica Dorobek (1995). La distribución del tamaño de los clastos en los depósitos de transporte en masa y sus variaciones laterales de facies, salvo en el caso de las *Caliza de Las Agujas* (ver asociación 17; depósitos de transporte en masa y Fig. 3.30), indican que los flancos occidentales de los tres sinclinales representan el sector proximal y más inestable de los dos depocentros. Estos flancos se localizaron en el frente de los anticlinales de propagación de falla de La Pernía, para el depocentro de Casavegas-Castillería, y en el de Redondo, para el depocentro homónimo. Desde ellos habrían derivado hacia el E los clastos de los depósitos de transporte en masa al desestabilizarse dichos sistemas carbonatados. En el caso de las *Calizas de las Agujas* los depósitos de transporte en masa se dispersan hacia el O; en sentido contrario la unidad pasa a estar parcialmente autóctona o parautóctona (Fig. 3.30). Este hecho sugiere que la unidad debería representar la destrucción parcial de una plataforma carbonatada, conservada parcialmente en la mitad superior de la secuencia II en los sinclinales de Casavegas y Castillería, como resultado del crecimiento de un anticlinal de propagación de falla situado hacia el E del sinclinal de Redondo y que habría constituido el umbral oriental que limitaría dicho depocentro. Este anticlinal de propagación de falla habría estado relacionado con un cabalgamiento cuya expresión se encontraría hoy oculta bajo la cobertera pérmica y mesozoica que marca el borde oriental de la Zona Cantábrica. En este trabajo se va a denominar este cabalgamiento como falla de Las Agujas, en referencia a la plataforma carbonatada cuyo desmantelamiento ha permitido inferir su existencia.

Se propone, por tanto, que los dos depocentros descritos constituyeron sendas cuencas transportadas (*piggy-back basins*; Ori y Friend, 1984; *wedge-top depozone* de DeCelles y Giles, 1996). La cuenca transportada de Casavegas-Castillería se situaría al E de la falla de La Pernía y de su anticlinal de propagación de falla y se dispondría sobre el bloque de techo del cabalgamiento de Redondo. El anticlinal de propagación de falla de este último cabalgamiento representaría el margen O de la cuenca transportada de Redondo que se encontraría a su vez dispuesta sobre el siguiente bloque de techo hacia el E de la falla de Las Agujas. El anticlinal de propagación de falla del cabalgamiento de esta última lámina representó el margen oriental de esta cuenca, sobre el que se desarrolló la plataforma de las *Calizas de Las Agujas*.

Los patrones de estratificación (acuñamiento, truncación y *onlap*) en los flancos de los tres sinclinales revelan (Fig.3.31) que la individualización de los dos depocentros se produjo como consecuencia del crecimiento del anticlinal de propagación de falla de Redondo. El hecho de que estos patrones de estratificación aparezcan por encima de la discordancia Conjas-2, una discordancia mayor de escala regional, sugiere que dicha discontinuidad fue el resultado de un evento tectónico relacionado con el inicio del crecimiento de este anticlinal. Finalmente, la geometría actual de los sinclinales habría sido el resultado del incremento del acortamiento tectónico y del progresivo apretamiento de los sinclinales (=surcos sedimentarios) originales, del tal forma que las charnelas de los sinclinales deberían corresponderse aproximadamente con los ejes de los depocentros (Fig.3.31). Esta compartimentación de la cuenca de antepaís condicionó su paleogeografía, provocando:

- 1) la generación de depocentros alargados, limitados por umbrales estructurales (anticlinales de propagación de falla) forzaron una dispersión de los sedimentos paralelamente al eje de ambos depocentros, si bien en los sectores someros, ya colmatados, la dispersión de los sedimentos de sistemas deltaicos se produjo perpendicularmente a las trazas estructurales (Fig. 3.30).
- 2) Que las rampas carbonadas se desarrollaran principalmente sobre los anticlinales.
- 3) Que los depósitos de transporte en masa, excepto en el caso de las *Calizas de las Agujas*, presenten una distribución de tamaño de los clastos y de facies que indican una procedencia de los mismos desde los flancos occidentales de los sinclinales (ver asociación 17; depósitos de transporte en masa, Fig. 4.23 y 3.30).

Los dos depocentros analizados en este trabajo no fueron los únicos existentes en la Unidad del Pisuerga-Carrión; como se detallará en el apartado siguiente, los datos de geología regional permiten interpretar la existencia de otros fuera del área de estudio. Estos son los de Lechada, situado hacia el SO del de Casavegas-Castillería, y por tanto en posición más interna, y el del sinclinal central de la Liébana. Este último sería la prolongación hacia el NO del depocentro de Redondo, o bien uno distinto y en posición más distal. El depocentro de Lechada habría constituido una cuenca transportada, localizada sobre la lámina de La Pernía y limitada en dirección proximal por el cabalgamiento de Vidrieros. Estas hipótesis sobre los depocentros de Lechada y del

sinclinal Central de Liébana han de tomarse con cautela ya que se requiere de una investigación más profunda para confirmar su existencia y características.

5.3.- ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA

El gran espesor de las sucesiones en el Área del Pisuerga y la abundancia de datos bioestratigráficos, obtenidos tanto durante la realización de este trabajo como en estudios previos por otros autores, han permitido realizar el análisis de la subsidencia. Se ha aplicado el método de *backstripping* (descompactación) a tres columnas estratigráficas sintéticas de los sinclinales de Casavegas, Castillería y Redondo. Estas columnas sintéticas se han confeccionado a partir de las secciones estratigráficas más cercana a los depocentros, y alejadas de las fallas que limitan los flancos sinclinales, con el fin de obtener un registro estratigráfico lo más completo posible.

5.3.1.- METODOLOGÍA

Los cálculos de espesor de las unidades descompactadas y de la subsidencia tectónica se han realizado mediante una versión del programa informático *backstripping* de Allen y Allen (1990), elaborada por C. Moreno y F. González de la Universidad de Huelva. El programa se basa en el análisis cuantitativo de la subsidencia (denominado análisis geohistórico) introducido por Hinte (1978), asumiendo un modelo de isostasia local de tipo *Airy*. Para el cálculo de la variación de la porosidad del sedimento con la profundidad, el programa emplea la relación establecida por Sclater y Christie (1980), y para obtener la subsidencia tectónica aplica las relaciones de Watts y Ryan (1976) y de Angevine *et al.* (1990). Los valores del coeficiente de disminución de la porosidad con la profundidad (C) utilizados para las diferentes litologías, han sido tomados de Sclater y Christie (1980), Schmoker y Halley, (1982) y Vergés *et al.* (1998). Los valores de densidad, porosidad y constante C utilizados para cada uno de los intervalos son valores medios, obtenidos considerando el espesor relativo de las litologías que los constituyen (Fig. 5.5).

Los cálculos de la subsidencia se realizaron de forma independiente para cada uno de los tres sinclinales. Aunque las sucesiones de los sinclinales de Castillería y Casavegas

corresponden al mismo surco sedimentario, entre ellas existen importantes diferencias de espesores y litologías. En estos sinclinales no se ha tenido en cuenta la secuencia VII para el cálculo, debido a que falta gran parte de su espesor por encontrarse en el núcleo de los mismos (Fig. 5.5). En el sinclinal de Redondo, donde no afloran los depósitos de las secuencias I y II, para la confección de las gráficas de subsidencia se ha supuesto un espesor mínimo de 400 m, correspondientes aproximadamente a 300 m de las *Calizas de Las Agujas* que se habrían sedimentado durante la secuencia II, y 100 m para depósitos lutíticos y turbidíticos correspondientes al depósito de la secuencia I en zonas relativamente distales del surco de antepaís (*foredeep*) profundo.

LITOLOGIAS	C(1/m)	Porosidad Inicial (0m)	Densidades (gr/cm3)
lutitas	0,00051	0,63	2,72
calizas	0,00052	0,51	2,71
areniscas	0,00027	0,49	2,65
lutitas-areniscas	0,00039	0,56	2,68
parabrechas	0,0004	0,57	2,71
conglomerados	0,0003	0,5	2,6

Secuencias Sinclinal Casavegas	C (1/m)	Porosidad Inicial	Densidades ρ (g/cm ³)
VI	0,00042	0,57	2,694
V	0,00043	0,58	2,697
IV	0,00039	0,56	2,687
III	0,00044	0,54	2,694
II	0,00041	0,55	2,689
I	0,00036	0,54	2,672

Secuencias Sinclinal Castillería	C (1/m)	Porosidad Inicial	Densidades ρ (g/cm ³)
VI	0,00040	0,56	2,68
V	0,00052	0,51	2,71
IV	0,00049	0,52	2,71
III	0,00039	0,56	2,68
II	0,00040	0,55	2,68
I	0,00046	0,69	3,41

Secuencias Sinclinal Redondo	C (1/m)	Porosidad Inicial	Densidades ρ (g/cm ³)
VII	0,00033	0,52	2,66
VI	0,00033	0,52	2,66
V	0,00039	0,56	2,69
IV	0,00046	0,60	2,71
III	0,00045	0,59	2,71

Fig. 5.5.- En la tabla superior se presentan los parámetros del sedimento utilizados para calcular los valores medios de cada secuencia de 3^{er} orden. En las otras tres tablas valores medios de los parámetros de constante de variación de la porosidad con la profundidad (C), porosidad inicial y densidad, utilizados en la construcción de las curvas de subsidencia de los tres sinclinales.

El análisis se completa con la realización de curvas de subsidencia total con corrección paleobatimétrica. La confección de las mismas presenta bastantes imprecisiones ya que es necesario conocer con aproximación la profundidad de la lámina de agua al final de depósito de cada una de las secuencias que integran las sucesiones estratigráficas. La curva resultante es la suma de los espesores descompactados más la paleobatimetría supuesta de la última unidad depositada. En los sinclinales de Casavegas y Castillería esta paleobatimetría podría considerarse cero ya que los niveles superiores de cada secuencia son depósitos de llanura deltaica. En el caso del sinclinal de Redondo no ocurre lo mismo por lo que se han considerado los siguientes valores batimétricos: sistemas turbidíticos profundos: 600 m; cuñas lutíticas de talud: 400 m; plataformas carbonatadas con *mud-mounds*: 50 m, y llanuras deltaicas: 0 m.

5.3.2.- RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

El modelo general de curvas de subsidencia para depocentros de surco de antepaís (*foredeep*) muestra una geometría convexa hacia arriba (Allen y Allen, 1990; Águeda *et al.*, 1991; Vergés *et al.*, 1998), con un tramo inicial de escasa pendiente y otro final de pendiente alta, que registran el progresivo incremento de subsidencia a medida que, con el avance de la cuña orogénica, la zona de alta subsidencia por deformación flexural de la litosfera inducida por la carga tectónica va migrando en la misma dirección (Allen y Allen, 1990). Sin embargo, las curvas de subsidencia en cuencas transportadas (*piggy-back*) presentan geometrías escalonadas, con la concavidad hacia arriba, debido a que la subsidencia estuvo afectada localmente por la dinámica de los distintos cabalgamientos que limitan los surcos (Zoetemeijer *et al.*, 1993; Merino Tomé, 2004).

Las curvas de subsidencia obtenidas en los sinclinales del Área del Pisuerga se ajustan a este último modelo (Fig. 5.6A). En ellas se pueden reconocer una serie de episodios de aumento brusco de la subsidencia tectónica, separados por otros de subsidencia más lenta. El primero de estos episodios de subsidencia elevada estaría representado por la secuencia I, debido al emplazamiento del cabalgamiento de La Pernía que generaría los surcos de Casavegas y Castillería. La secuencia II registraría un periodo de atenuación de la subsidencia tectónica, localizándose la mayor tasa de subsidencia en el

sinclinal de Castillería. En el sinclinal de Redondo, donde como ya se ha dicho en el apartado anterior, se ha supuesto un espesor mínimo para las secuencias I y II, las curvas de subsidencia muestran un estilo escalonado similar al de los otros dos sinclinales.

El depósito de la secuencia III registraría el segundo episodio de aumento de la subsidencia tectónica, principalmente en los sinclinales de Casavegas y Redondo, produciéndose la individualización de este último como un surco sedimentario desconectado de los anteriores. Este evento de subsidencia elevada estaría relacionado con un rejuvenecimiento del relieve como muestra la presencia de conglomerados cuarcíticos en la base de la secuencia III en el sinclinal de Castillería.

A partir de la secuencia III, en los sinclinales de Castillería y Casavegas hay una disminución considerable de la subsidencia tectónica. En el sinclinal de Castillería, la subsidencia tectónica es prácticamente nula durante el depósito de las secuencias IV, V y VI, disminuyendo también la pendiente de las curvas de espesor descompactado respecto a las secuencias anteriores. En el sinclinal de Casavegas, la subsidencia tectónica se atenúa de forma progresiva, aunque las tasas de sedimentación continúan siendo relativamente elevadas como muestra la curva de espesores descompactados. Este hecho indicaría un desplazamiento del depocentro de la cuenca desde el sinclinal de Castillería, donde tendrían lugar procesos de levantamiento, hacia el de Casavegas. La elevación del área del sinclinal de Castillería daría lugar a la formación de discordancias erosivas y superficies de karstificación (discordancia Conjas-2 y superficie de karstificación asociada a la discordancia Leónica, (ver descripción de las secuencias II y IV en el Capítulo 3) y un desarrollo preferente de calizas.

En el sinclinal de Redondo, el estilo de la curva de subsidencia es similar al de la del sinclinal de Casavegas, mostrando el progresivo avance de la deformación hacia el antepaís (*foreland*). En este depocentro, después de un periodo de relativa tranquilidad tectónica (secuencia IV), se produjo un aumento brusco de ambos tipos de subsidencia (secuencia V), probablemente como resultado de la dinámica del cabalgamiento de Redondo, asociado al cual se habrían formado potentes depósitos de transporte en masa (ver descripción de la secuencia V en el Capítulo 3 y asociación de facies 17 del Capítulo 4). El emplazamiento de este cabalgamiento habría sido probablemente responsable de la baja tasa de subsidencia tectónica en la cuenca transportada sobre él desarrollada,

representada por los depocentros de Casavegas y Castillería. Durante el depósito de las secuencias VI y VII, la subsidencia tectónica volvería a atenuarse, aunque la tasa de sedimentación permanece muy alta.

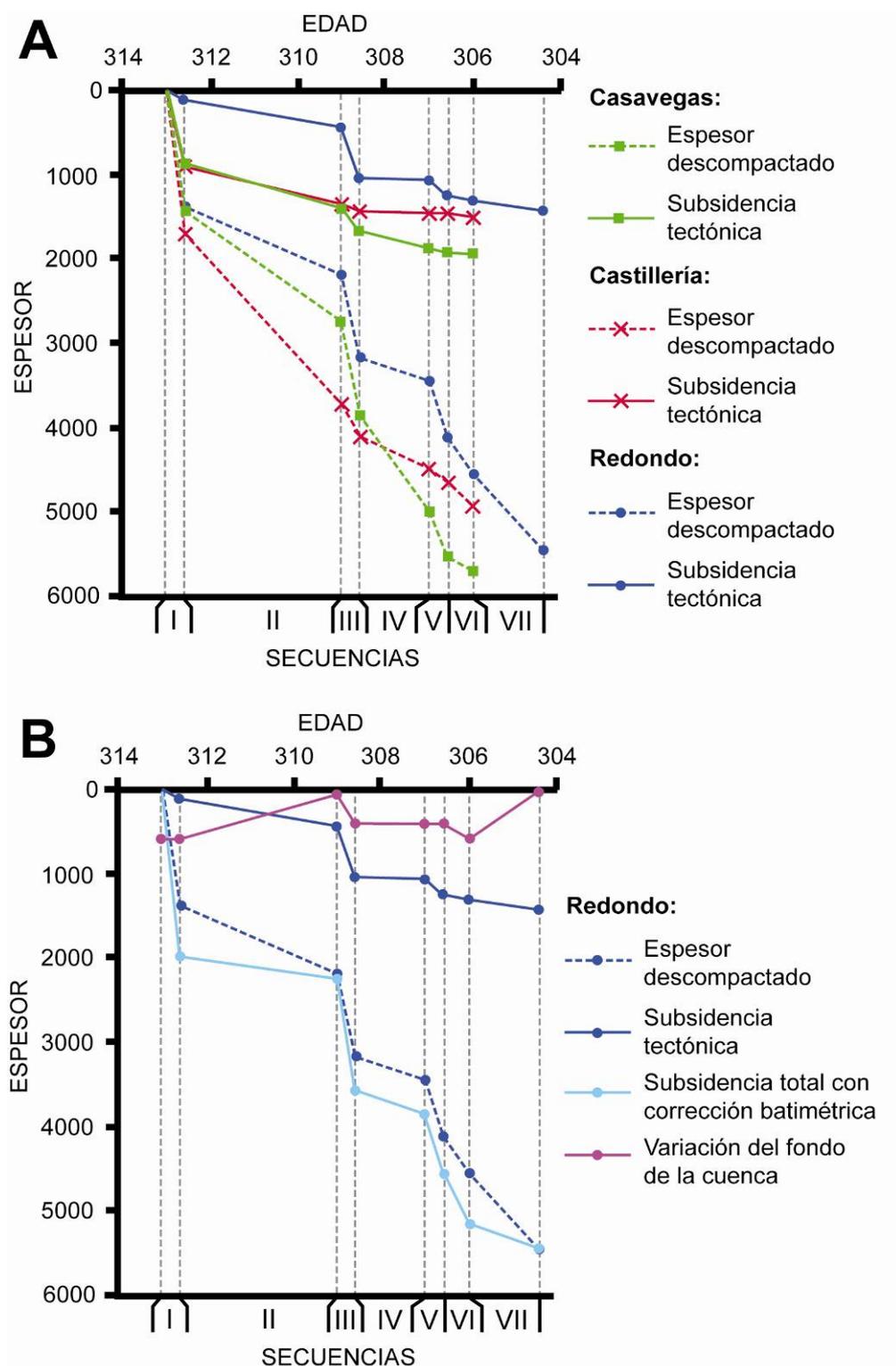


Fig. 5.6.- A) Curvas del espesor descompactado y subsidencia tectónica de los tres sinclinales del Área del Pisuega. **B)** Curvas del sinclinal del Redondo en las que se incluyen la subsidencia total con corrección batimétrica y variación del fondo de la cuenca.

Finalmente, en la Fig. 5.6B se muestra las curvas del sinclinal de Redondo, incluyendo las de subsidencia total con corrección paleobatimétrica y de variación del fondo de la cuenca. Estas curvas no han sido incorporadas en la Fig. 5.6A para los depocentros de Castillería y Casavegas debido a que en el caso de estos dos sinclinales la traza de esta curva se superpone a las respectivas gráficas de espesores descompactados, al ser nula la batimetría al final de cada secuencia. El análisis de dichas curvas del sinclinal de Redondo revela la existencia de dos ciclos de profundización-somerización superpuestos. El primero de ellos abarcaría las secuencias I y II y finalizaría con el depósito de las *Calizas de Las Agujas*. El segundo abarca el resto de las secuencias. El límite entre ambos ciclos corresponde a la discordancia de Conjas-2 que separa las secuencias de 2º orden definidas en este trabajo.

5.4- EVOLUCIÓN TECTONOSSEDIMENTARIA

En la evolución tectonosedimentaria de la cuenca se han diferenciado 8 etapas sucesivas representadas en la Fig. 5.7, cada una de ellas correspondiente a una de las secuencias de 3º orden.

La historia evolutiva aquí estudiada parte de un estadio previo, registrado por la secuencia 3 de Colmenero *et al.* (2002) que forma el sustrato de la sucesión carbonífera estudiada en este trabajo. Este estadio previo estuvo ligado al emplazamiento de los denominados Mantos Palentinos desde el S (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987), en una cuenca de antepaís (*foredeep*) todavía no segmentada, en la que se depositaron desde el S y hacia el NO y NE, potentes sucesiones turbidíticas y depósitos de transporte masa (Grupo Potes, Fm. Cervera y Fm. Perapertú), durante el Serpukhoviense y Bashkiriense (Rodríguez Fernández *et al.*, 1994). A lo largo de esta etapa previa, el progresivo relleno de la cuenca dio paso finalmente al desarrollo de potentes rampas carbonatadas durante el Moscoviense inferior representadas por la unidad de las *Calizas de Piedrasluengas* (Vereyense superior-Kashiriense inferior) (Fig.5.7A).

Sobre esta etapa previa, en el inicio del estadio correspondiente a la secuencia I (Fig. 5.7B), la configuración anterior de la cuenca sufrió un cambio debido al emplazamiento de un nuevo conjunto alóctono, localizado hacia al SO, en áreas

relativamente próximas al área del estudio, el cual de acuerdo con Alonso (1985) y Rodríguez Fernández y Heredia (1987) estaría constituido por el domo de Valsurvio y Unidad del Esla (ver Tabla. 2 en el capítulo 2). La deformación tectónica consiguiente a dicho emplazamiento condujo a la formación del surco representado por el sinclinal de Castillería-Casavegas y al desmantelamiento de la rampa carbonatada de las *Calizas de Piedrasluengas* con la formación del depósito de transporte en masa homónimo, localizado en la base de la secuencia I.

A continuación, durante esta misma secuencia I los sedimentos procedentes de la erosión de los relieves generados alimentaron, desde el SE, el complejo del abanico aluvial y sus depósitos deltaicos asociados (*fan deltas*) representados por los Conglomerados de Curavacas, que se disponen discordantemente (discordancia Palentina) sobre diversas unidades, entre ellas las alóctonas de los Mantos Palentinos. Las facies distales del *fan-delta* de Curavacas progradaron hacia el N y NO dentro de la cuenca sinorogénica (Colmenero *et al.*, 1988) representada en el área de estudio por el sinclinal de Casavegas (Fig. 5.7 B). En el sinclinal de Castillería, estos depósitos clásticos evolucionaron lateralmente a sistemas turbidíticos con direcciones de paleocorrientes hacia el NE (Fig. 3.6). Finalmente, la etapa transgresiva que culmina la secuencia I registra la aparición de plataformas carbonatadas (*Calizas de El Vés*).

Durante el depósito de la secuencia I, habría comenzado la formación de los anticlinales de propagación de falla relacionados con el emplazamiento de los cabalgamientos de Vidrieros y La Pernía y, consecuentemente, la segmentación de la cuenca de antepaís en las distintas subcuencas transportadas (*piggy-back*) que van a caracterizar el resto de la historia evolutiva registrada en las sucesiones estudiadas. Estos umbrales, sobre los que pudieron nuclearse preferentemente los sistemas carbonatados de las *Calizas de El Vés*, habrían individualizado por un lado el depocentro de Casavegas-Castillería y por otro, tal y como se avanzó en el apartado 5.2, el del sinclinal de Lechada, situado en posición más interna, al SO del surco de Casavegas-Castillería, y ya fuera del área de estudio (Fig. 5.7B). En este sinclinal de Lechada, Lobato Astorga (1977) afirma que las paleocorrientes medidas en capas turbidíticas muestran direcciones aproximadamente paralelas a la traza del sinclinal (SE-NO), y que en ambos flancos existen deslizamientos (*slumps*) que indican paleopendientes hacia el núcleo del mismo.

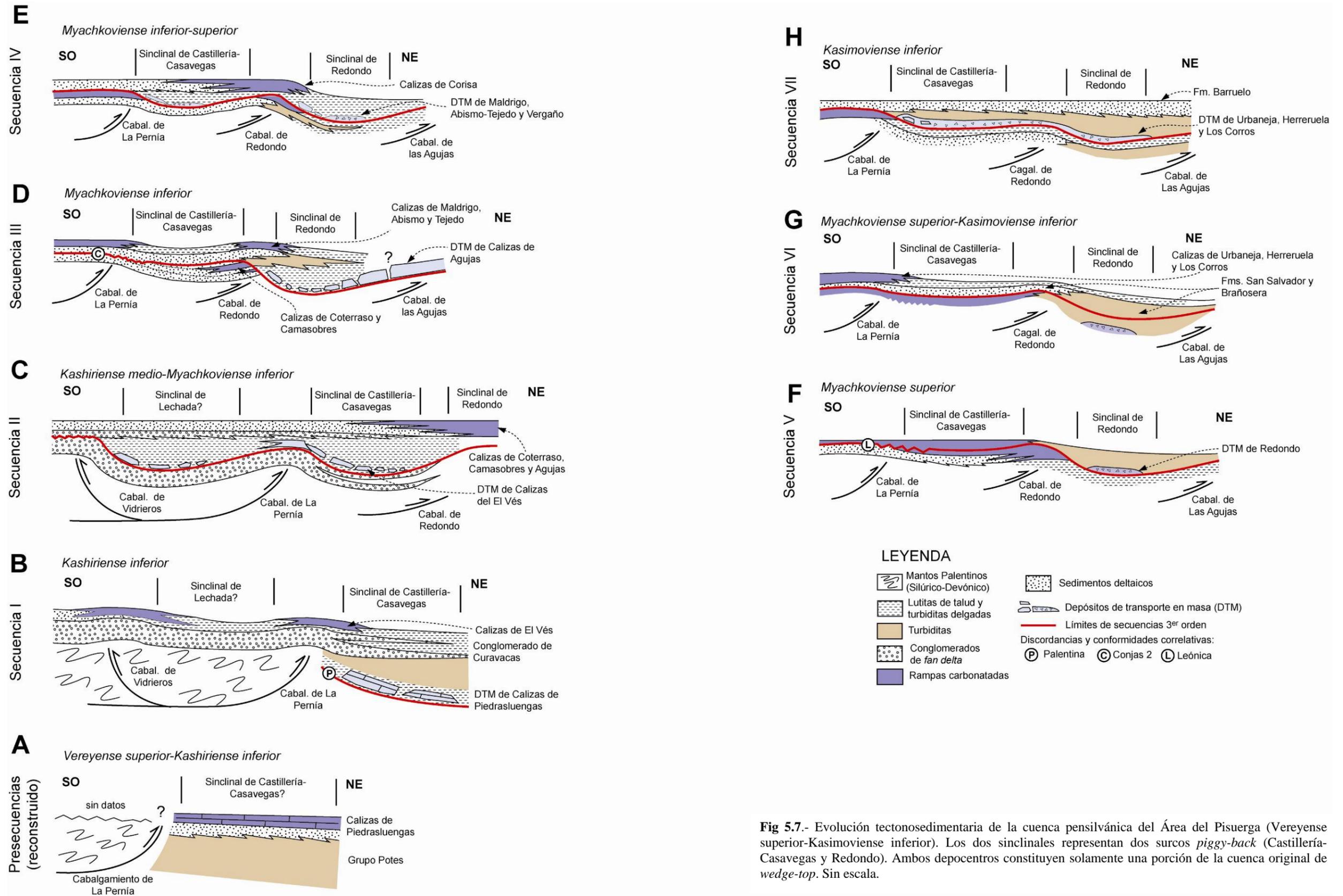


Fig 5.7.- Evolución tectonosedimentaria de la cuenca pensilvánica del Área del Pisuerga (Vereyense superior-Kasimoviense inferior). Los dos sinclinales representan dos surcos *piggy-back* (Castillería-Casavegas y Redondo). Ambos depocentros constituyen solamente una porción de la cuenca original de *wedge-top*. Sin escala.

Durante el depósito de la secuencia II (Fig. 5.7C), la cuenca transportada Castillería-Casavegas pasó a estar totalmente desarrollada por el crecimiento del anticlinal de propagación del cabalgamiento de La Pernía. Este proceso se deduce por la aparición del depósito de transporte en masa representado por las *Calizas de El Ves*, situado en la base de la secuencia, que registraría la desestabilización de la plataforma carbonatada previa como consecuencia del crecimiento del anticlinal. La secuencia II finaliza con el intervalo transgresivo de las *Calizas de las Agujas*, que hacia las partes proximales de la cuenca se interdigitan con los depósitos de sistemas sedimentarios siliciclásticos, resolviéndose en varias unidades carbonatadas (*Calizas de Socavón, Coterraso y Camasobres*) en los sinclinales de Castillería y Casavegas. Como se señaló en el apartado 5.2, la distribución de las unidades carbonatadas de las *Calizas de las Agujas* sugiere que éstas se nuclearon al E del depocentro de Redondo, sobre un umbral relacionado con el anticlinal de propagación del cabalgamiento de Redondo que habría comenzado a emplazarse.

La secuencia III (Fig. 5.7D) registra un importante evento tectónico en su base (discordancia de Conjas-2), relacionado con el levantamiento del anticlinal del cabalgamiento de Redondo que individualizó el surco del sinclinal homónimo. También a partir de este momento y hasta el final de la evolución de la cuenca sedimentaria, en los márgenes de los depocentros se registra la presencia generalizada de discordancias progresivas, solapamientos expansivos (*onlaps*), truncaciones erosivas y cambios de espesor de las unidades estratigráficas (Fig. 3.31) asociados al crecimiento de los anticlinales de propagación de falla. La existencia de estos patrones en ambos flancos de los sinclinales de Casavegas-Castillería y Redondo demuestra que a partir de este momento se produce el máximo crecimiento de las pliegues de propagación de falla, de modo coetáneo con la sedimentación (Fig. 3.31).

Las siguientes secuencias desde la IV a la VII (Figs. 5.7E-H) registran la evolución de los depocentros de Casavegas-Castillería y Redondo. Todas estas secuencias presentan facies más profundas en el depocentro de Redondo, sugiriendo una mayor tasa de subsidencia.

Por lo que respecta a la cuenca transportada de Casavegas y Castillería, a lo largo de la historia evolutiva estudiada experimentó importantes cambios longitudinales en la tasa de subsidencia, como puede deducirse de los cambios del espesor y litología de las secuencias.

Así, mientras que la secuencia II es más potente en el sinclinal de Castillería (Fig. 5.4), las secuencias III, IV, V y VI presentan las mayores potencias en el sinclinal de Casavegas, en el cual hay también una mayor proporción de sedimentos siliciclásticos, mientras que en el de Castillería estas secuencias son más delgadas y dominan los carbonatos. Este cambio en la distribución de las mayores potencias entre la secuencia II, por un lado, y las secuencias III a VI, por otro, coincide con el límite entre las dos secuencias de 2º orden diferenciadas en este trabajo (equivalente a la discordancia de Conjas 2) y pueden ser el reflejo de un aumento de la tasa de subsidencia en la misma dirección en respuesta a una mayor carga tectónica (Catuneanu *et al.*, 2000). La diferencia en subsidencia entre ambos sectores de la cuenca sedimentaria pudo acomodarse por medio de fallas normales transversales al surco y por cabalgamientos, ya sean con salto en dirección o normales (Allen *et al.*, 1986). La falla de los Llazos (Fig. 2.1 y 2.5), interpretada por Wagner y Varker (1971) como una falla normal sinsedimentaria separando ambos sectores, pudo tener este origen.

Finalizada la sedimentación de la secuencia VII, probablemente durante el Estefaniense A y base del Estefaniense B, el Área del Pisuerga sufrió dos etapas de acortamiento. La primera, con dirección aproximadamente E-O, dio lugar a la rotación de los sinclinales de Casavegas y Redondo, hasta alcanzar la orientación actual, aproximadamente N-S. Este cambio de dirección pudo estar provocado por el emplazamiento de cabalgamientos con vergencia E en zonas más occidentales (Manto del Ponga, Rodríguez Fernández y Heredia, 1987). La segunda etapa de acortamiento originó un acortamiento con vergencia S o SE que provocó la inversión de flancos de pliegues y cabalgamientos en el Área del Pisuerga. Este acortamiento pudo estar inducido por el desplazamiento hacia el S de la Unidad de los Picos de Europa (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987). Posteriormente, la región quedó fosilizada por una importante discontinuidad, la discordancia Astúrica (Wagner, 1959), sobre la cual se depositaron las areniscas y conglomerados continentales de Peña Cildá en el Estefaniense B. Este acortamiento por el emplazamiento centrípeto de los mantos hay que tomarlo con precaución, ya que el Arco Astúrico es de origen secundario, de modo que el orógeno Varisco era originalmente lineal y después sufrió un acortamiento N-S (Weil *et al.*, 2013). La rotación observada en los sinclinales de Casavegas-Castillería y Redondo puede haber sido debida a direcciones de acortamiento de escala local y no a un emplazamiento centrípeto de las unidades estructurales circundantes a la Unidad del Pisuerga-Carrión.



Bosques de hayas en la prolongación occidental del sinclinal de Casavegas hacia la localidad de Caloca. Al fondo bloques del depósito de transporte en masa de las Calizas de Piedrasluengas.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

6.- CONCLUSIONES

Este trabajo ha estudiado las sucesiones pensilvánicas de los sinclinales de Casavegas, Castillería y Redondo (Área del Pisuerga, Zona Cantábrica) con el fin de:

- a) construir un esquema estratigráfico que actualice los hasta el momento vigentes, de carácter puramente local, permitiendo clarificar las relaciones de correlación entre ellos,
- b) determinar los ambientes sedimentarios en los que fueron depositadas, definiendo las facies y cuerpos sedimentarios y sus relaciones espaciales y temporales, y finalmente,
- c) conocer el origen, tipo y evolución de la cuenca en la que tuvo lugar la sedimentación

Para ello se han descrito más de 70 secciones estratigráficas y se ha realizado una cartografía de detalle de los cuerpos sedimentarios y de las superficies estratales de diferente jerarquía y de sus relaciones geométricas.

Las conclusiones alcanzadas son las siguientes:

Tectónica:

La arquitectura tectónica del Área del Pisuerga es el resultado de diversas etapas de acortamiento de direcciones distintas que generaron pliegues superpuestos y fallas con historias de deformación complejas.

La estructura del Área del Pisuerga ha registrado un cambio en la orientación de la dirección del acortamiento en el sentido de la agujas del reloj. La estructuración final se ha alcanzado a partir de las siguientes etapas: 1º) formación de los sinclinales de Casavegas-central de Castillería y de Redondo-Barruelo con dirección NO-SE, 2º) plegamiento sobre un eje vertical de los sinclinales y cabalgamientos por un acortamiento con dirección E-O, que provocaría la rotación de los sectores occidentales de estas estructuras. Este acortamiento produjo, en el interior del arco, los sinclinales con dirección N-S en el flanco N del sinclinal central de Castillería y los cabalgamientos fuera de secuencia de Redondo y

La Pernía. 3º) Acortamiento hacia el SO, invirtiendo el flanco oriental de sinclinal de Redondo y los *duplex* de la falla de Redondo.

Los cabalgamientos de La Pernía, Redondo y otros menores, son parte de un sistema de cabalgamientos fuera de secuencia cuya falla principal es el cabalgamiento de León. Siguiendo este razonamiento, las fallas con orientación N-S en el Área del Pisuega se interpretan como rampas laterales.

Estratigrafía:

El registro estratigráfico de los sinclinales estudiados del Área del Pisuega se ha dividido en un conjunto jerárquico de secuencias deposicionales.

De ellas, las secuencias básicas son las de 3^{er} orden, limitadas por discontinuidades de origen tectónico, cartografiables y correlacionables a escala regional. Se han separado 7 de estas secuencias, salvo en el sinclinal de Redondo, donde sólo se reconocen las 5 superiores. Su espesor varía entre ~115 y 1600 m, y su duración, entre 0,4 y 4 Ma (según la escala temporal de Schmitz y Davydov, 2012), o entre 0,5 y 3,2 Ma (escala de Menning *et al.*, 2006). Tienen carácter regresivo-transgresivo y están compuestas por dos cortejos, el inferior regresivo y el superior transgresivo, de espesores similares. En la mayor parte de ellas, la base está formada por un depósito de transporte en masa (DTM) y depósitos profundos que hacia el techo evolucionan a marinos someros.

Las secuencias de 3^{er} orden constan de secuencias de 4º orden, de carácter transgresivo-regresivo, con una duración supuesta de ~0,1 M.a. y un origen eustático. Las secuencias de 4º orden están definidas por la alternancia de facies marinas (margas, lutitas o calizas) y deltaicas con carbones, pudiendo ser de tres tipos: ciclos siliciclásticos deltaicos y playas, ciclos mixtos siliciclásticos-carbonatados y ciclos carbonatados

Las secuencias de 3^{er} orden se integran en dos secuencias de 2º orden, separadas por la discordancia de Conjas-2; la inferior incluye las secuencias de 3^{er} orden I y II (Vereyense superior-Myachkoviense inferior) y la superior, las secuencias III a VII (Myachkoviense inferior-Kasimoviense?). Estas secuencias son equivalentes a las

definidas por Colmenero *et al.* (2002) en el Carbonífero de la Zona Cantábrica, en relación al emplazamiento de grandes unidades alóctonas.

Finalmente, la sucesión carbonífera del Área del Pisuerga en su conjunto forma una secuencia de 1^{er} orden, que abarca toda sucesión acumulada en la cuenca de antepaís carbonífera cantábrica.

Aunque algunos de los depósitos de transporte en masa (DTM) que caracterizan la base de las secuencias de 3^{er} orden aparecen ya reconocidos en la bibliografía (e.j. el DTM de Perapertú), han sido completamente identificados en este trabajo, habiendo sido reconocido su tránsito lateral a plataformas carbonatadas *in situ* (ej. secuencia IV en los sinclinales de Casavegas y Redondo) o su verdadera naturaleza alóctona en lo que previamente se consideraba una caliza *in situ* (caso del DTM de las *Calizas de Piedrasluengas*).

Sedimentología:

En los depósitos siliciclásticos y carbonatados estudiados se han distinguido cuarenta y cuatro facies, que se agrupan en veintitrés asociaciones de facies pertenecientes a distintos elementos y sistemas deposicionales, desde marinos profundos a costeros, los cuales ha permitido conocer y determinar la paleogeografía y morfología de la cuenca. Estos sistemas sedimentarios son:

- Sistemas deltaicos y plataformas siliciclásticas dominadas por la acción del oleaje y tormentas. Entre los sistemas deltaicos se diferencian los de dominio fluvial, los controlados por mareas y los dominados por avenidas. En sus llanuras deltaicas se desarrollaron ambientes productores de carbón, cuyas capas han sido explotadas hasta la actualidad. Estos sistemas deltaicos muestran una dirección de aportes desde el SO y están mejor representados en los sinclinales de Casavegas y Castillería, mientras que en el de Redondo únicamente se reconocen en la secuencia VII.
- Sistemas turbidíficos se diferencian dos tipos: sistemas ricos en arenas, representados por los elementos de transición entre los canales y los lóbulos, y sistemas ricos en arcillas, de carácter confinado, con señales de rebote y estancamiento de los flujos, y

desarrollados probablemente en un talud. Aunque están presentes en algunas de las secuencias de los sinclinales de Casavegas y Castillería, los sistemas turbidíticos aparecen mejor representados es en el sinclinal de Redondo, donde muestran paleocorrientes dirigidas principalmente hacia el N, siguiendo la traza del sinclinal y estarían conectados con los deltas aflorantes en los sinclinales de Casavegas y Castillería.

- Además en los sistemas profundos, se ha definido las facies y variaciones laterales de facies de los depósitos de transporte en masa, que permiten deducir la procedencia y procesos de emplazamiento de los mismos.
- Sistemas carbonatados de tipo rampa, en los que se reconocen tres dominios: interno, medio y externo, este último caracterizado por el desarrollo de montículos de fango micrítico de origen microbial y algas filoides. Las rampas carbonatadas aparecen mejor desarrolladas en el sinclinal de Castillería, especialmente por la unidad de las *Calizas de Corisa*, y profundizarían hacia el sinclinal de Redondo (NE), mientras que sus depósitos más internos se interdigitan con los sistemas deltaicos progradantes hacia el N-NNE.

Análisis de la cuenca:

Durante el Pensilvánico medio (Moscoviense-Kasimoviense inferior), el Área del Pisuerga formó parte de la cuenca de antepaís marina cantábrica, constituyendo dos cuencas transportadas (*piggy back*). La aparición y evolución de estas cuencas transportadas fue el resultado de la deformación y compartimentación producida por el avance hacia el antepaís de los cabalgamientos de la cuña orogénica dentro de una secuencia *piggy-back*.

Estas cuencas constituyeron dos depocentros sinclinales, limitados por anticlinales desarrollados por la propagación en profundidad de cabalgamientos. El depocentro más proximal está representado por los sinclinales de Castillería y de Casavegas, y en él se depositaron principalmente facies someras deltaicas y carbonatadas. El depocentro más distal, correspondiente a los sinclinales de Redondo y Barruelo, fue más subsidente y

profundo y en él se acumularon principalmente depósitos turbidíticos y de transporte en masa. Ambos se localizaron al E de los anticlinales de propagación de falla asociados a cabalgamientos previos a las fallas fuera de secuencia de La Pernía y Redondo.

Los depocentros desarrollaron una geometría transversal asimétrica, con un margen próximo a los cabalgamientos con mayor pendiente, y otro distal menos inclinado. Con posterioridad a la formación de la discordancia Conjas-2, en los márgenes de ambos depocentros se desarrollaron acñamientos, truncaciones y relaciones de *onlap*, debido al crecimiento del anticlinal de propagación de la falla de La Pernía y Redondo. Este último formó un umbral estructural que progresivamente los individualizó. Los sinclinales actuales, deben resultar del aumento del acortamiento tectónico de los surcos sedimentarios originales, de tal forma que sus charnelas deben corresponder, aproximadamente, con la parte más profunda del depocentro.

CAPÍTULO 7

BIBLIOGRAFÍA

7.- BIBLIOGRAFÍA

- Abbate, E., Bortolotti, V. y Passerini, P. (1970): Olistostromes and Olistoliths. *Sedimentary Geology*, 4: 521-557.
- Agueda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Salvador, C.I. y Vera, C. (1991): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (2): 325-333.
- Ahr, W.M. (1989): Sedimentary and tectonic controls on the development of an Early Mississippian carbonate ramp, Sacramento Mountains area, New Mexico. En: *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). SEPM, Special Publication nº 44: 203-212.
- Ahr, W.M. y Stanton, Jr. R.J. (1996): Constituent composition of Early Mississippian carbonate buildups and their level-bottom equivalents, Sacramento Mountains, New Mexico. *Geological Society, London, Special Publication*, 107: 83-95.
- Allen, G.P. y Mercier, F. (1988): Subsurface sedimentology of deltaic systems. *Journal of the Petroleum Exploration Society of Australia, Adelaide, Australia*, 30-46.
- Allen, J. R. L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Vol. II, Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Allen, P.A. y Allen, J.R.L. (1990): *Basin Analysis: Principles and Application*. Blackwell, Oxford, 451p.

- Allen, P.A., Homewood, P. y Williams, G.D. (1986): Foreland basins: an introduction. En: *Foreland Basins* (Allen, P.A. y Homewood, P., Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 3-12.
- Aller, J., Bastida, F. y Rodríguez-Fernández, L.R. (2002): Cantabrian Zone: general geological features. En: *Palaeozoic conodonts from north Spain* (S. García-López y F. Bastida, Eds.). Cuadernos del Museo Geominero, 1: 3-33.
- 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. C.S.I.C., 276 p.
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2006): Structure and organization of the Porma mélangé: progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *American Journal of Science*, 306: 32-65.
- Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan thrust belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 7: 451-473.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge.
- Alonso, J.L. y Rodríguez Fernández, L.R. (1983): Las discordancias carboníferas de la región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica, NO de España). Significado orogénico. *C.R. X Congresos Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. IGME, Madrid, 533-540.
- Ameron, H.J.W. van; Bless, M.J.M. y Winkler-Prins, C.F. (1970): Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). *Mededeling Rijks Geologische Dienst N. S.*, 21: 9-79.

- Angevine, C.L., Heller, P.L. y Paola, C. (1990): Quantitative sedimentary basin modelling. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series*, 32: 132 p.
- Artoni, A., Bernini, M., Papani, G., Rizzini, F., Barbacini, G., Rossi, M., Rogledi, S. y Ghielmi, M. (2010): Mass-transport deposits in confined wedge-top basins: surficial processes shaping the messinian orogenic wedge of Northern Apennine of Italy. *Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Società Geologica Italiana)*, 129(1): 101-118.
- Ashley, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160-172.
- Bahamonde Rionda, J.R. (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero medio y superior de la Región del Manto del Ponga (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 215 p.
- Bahamonde, J.R, Kenter, J.A.M., Della Porta, G., Keim, L., Immenhauser, A. y Reijmer, J.J.G (2004): Lithofacies and depositional processes on a high, steep-marginal Carboniferous (Bashkirian-Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sedimentary Geology*, **166**: 145-156.
- Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O. A. y Heredia, N. (2007): A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin. (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology*, **198**: 167-193.
- Bahamonde, J.R. y Nuño, C. (1991): Características geológicas del sinclinal de Santa María de Redondo (Zona Cantábrica, Palencia). *Boletín Geológico y Minero*, 102: 219-239.
- Barba Regidor, J. (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero del borde meridional de la Cuenca Central de Asturias*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 351 p.

- Barba Regidor, P. (1991): *Estratigrafía y sedimentología de la sucesión westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 237 p.
- Bathurst, R.G.C. (1975): *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Beaumont, C. (1981): Foreland basins. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 65: 291-329.
- Benvenuti, M. (2003): Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, 157: 585-589.
- Berra, F., Balini, M., Levera, M., Nicora, A. y Salamati, R. (2012): Anatomy of carbonate mounds from the Middle Anisian of Nakhlak (Central Iran): architecture and age of a subtidal microbial-bioclastic carbonate factory. *Facies*, 58 (4): 685-705.
- Bhattacharya, J.P. (2006): Deltas. En: *Facies models revisited* (H.W. Posamentier y R.G. Walker, Eds.). SEPM, Special Publication n° 84: 237-292.
- Bhattacharya, J.P. y Giosan, L. (2003): Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50: 187-210.
- Bhattacharya, J.P. y MacEachern, J.A. (2009): Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 184-209.
- Bhattacharya, J.P. y Walker, R.G. (1992): Deltas. En: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (R.G. Walker y N.P. James, Eds.) Geological Association of Canada, 157-177.

- Bhattacharya, J.P. y Willis, B.J. (2001): Lowstand deltas in the Frontier Formation, Powder River basin, Wyoming: Implications for sequence stratigraphic models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85 (2): 261-294.
- Blomeier, D., Scheibner, C. y Forke, H. (2009): Facies arrangement and cyclostratigraphic architecture of a shallow-marine, warm-water carbonate platform: the Late Carboniferous Ny Friesland Platform in eastern Spitsbergen (Pyefjellet Beds, Wordiekammen Formation, Gipsdalen Group). *Facies*, 55: 291-324.
- Boersma, J.R. (1969): Internal structure of some tidal mega-ripples on shoal in the Westerschelde estuary, the Netherlands: report of a preliminary investigation. *Geologie en Mijnbouw*, 48: 409-414.
- Boersma, J.R. y Terwindt, J.H.J. (1981): Neap-spring tidal sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.
- Bonini, M. (2006): Detachment folding-related Miocene submarine slope instability in the Romagna Apennines (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: 1-12 (B1).
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168pp.
- 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.
- Bowman, M.B.J. (1985): The sedimentology and palaeogeographic setting of Late Namurian-Westphalian A basin-fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW León, Cantabrian Mts., NW Spain. En: *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)* (M.J. Lemos de Sousa y R.H. Wagner, Eds.). Anais da Faculdade de Ciências. Spec. Vol., Universidade do Porto. Supplement to Vol. 64 (1983), 117-168.

- Boyd, R., Dalrymple, R.W. y Zaitlin, B.A. (1992): Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80: 139-150.
- Bridge, J.S. (2006): Fluvial facies models: Recent developments. En: *Facies Models Revisited* (H.W. Posamentier y R.G. Walker, Eds.). SEPM, Special Publication n° 84: 85-170.
- Bridge, J.S. y Best, J.L. (1988): Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, 35 (5): 753-764.
- Bridges, P.H., Gutteridge, P. y Pickard, N.A.H. (1995): The environmental setting of Early Carboniferous mud-mounds. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 171-190.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L. y Ethridge, F.G. (1999): Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46: 1029-1047.
- Brouwer, A. y Ginkel, A.C van (1964): La succession carbonifère dans la partie meridionales des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V Congrès Carbonifère, Paris 1963*: 307-319.
- Burchette, T.P., Wright, V.P. y Faulkner, T.J. (1990): Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*, 68: 87-115.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Burne, R.V. y Moore, L.S. (1987): Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios*, 2: 241-254.

- Callot, P., Odonne, F. y Sempere, T. (2008a): Liquification and soft-sediment deformation in a limestone megabreccias: The Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. *Sedimentary Geology*, 212: 49-69.
- Callot, P., Sempere, T. Odonne, F. y Robert, E. (2008b): Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20: 333-357.
- Camerlenghi, A. y Pini, G.A. (2009): Mud volcanoes, olistostromes and Argille scagliose in the Mediterranean region. *Sedimentology*, 56: 319-365.
- Castle, J. W. (2001): Appalachian basin stratigraphic response to convergent-margin structural evolution. *Basin Research*, 13: 397-418.
- Catuneanu, O. (2006): *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C. (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Catuneanu, O., Sweet, A.R. y Miall, A.D. (2000): Reciprocal stratigraphy of the Campanian-Paleocene Western Interior of North America. *Sedimentary Geology*, 134: 235-255.
- Chang, K. H. (1975): Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1544-1552.
- Chen, Z.O. (2012): A Late Carboniferous algal mound from the Tarim Basin, NW China: internal structure and palaeoecology. *Geological Journal*, 47: 477-494.

Cherven, V.B. (1978): Fluvial and deltaic facies in the Sentinel Butte Formation, Central Williston Basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 159-170.

Clifton, H.E. (2006): A re-examination of facies models for clastic shorelines. En: *Facies models revisited* (H.W. Posamentier y R.G. Walker, Eds.). SEPM, Special Publication nº 84: 293-337.

Cocks, L.R.M y Torsvik, T.H. (2006): European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. *Geological Society of London*, 32: 83-95.

Coleman, J.M. y Prior, D.B. (1980): *Deltaic Sand Bodies*. The American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series, 15: 171 p

Coleman, J.M. y Wright, L.D. (1975): Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.) Houston Geological Society, Houston, Texas, 99-149.

Collinson, J.D. (1988): Controls on Namurian sedimentation in the Central Province basins of northern England. En: *Sedimentation in a synorogenic basin complex. The Upper Carboniferous of Northwest Europe*. (B.M. Besly y G. Kelling, Eds.) Blackie, USA, Chapman and Hall, New York, 85-101.

Collinson, J. D. y Thompson, D. B. (1982): *Sedimentary structures*. George Allen & Unwin, London, 194 p.

Colmenero, J.R., Agueda, J.A., Fernández, L.P., Salvador, C.I., Bahamonde, J.R. y Barba, P. (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. En: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. (W. Nemeč y R.J. Steel, Eds.). Blackie and Son, 267-285.

Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Heredia, N. y González, F. (2002): Carboniferous. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, M.T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, 93-116.

- Colmenero, J.R., Suárez-Ruiz, I., Fernández-Suárez, J., Barba, P. y Llorens, T. (2008): Genesis and rank distribution of Upper Carboniferous coal basins in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *International Journal of Coal Geology*, 76: 187-204.
- Connolly, W.M., Lamnert, L.L. y Stanton, Jr.R.J. (1989): Paleoecology of lower and middle Pennsylvanian (middle Carboniferous) Chaetetes in North America. *Facies*, 20: 139-168.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W. y Pray, L.C. (1972): Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("Reef") margins Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 20 (3): 439-497.
- Corrochano Fernández, D. (2010): *Origen y ciclicidad de las plataformas carbonatadas westfalienses en los sectores de Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, Zona Cantábrica (NE de León)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 245 p.
- Corrochano, D., Barba, P. y Colmenero, J.R. (2012): Glacioeustatic cyclicity of a Pennsylvanian carbonate platform in a foreland basin setting: An example from the Bachende Formation of the Cantabrian Zone (NW Spain). *Sedimentary Geology*, 245-246: 76-93.
- Costa, J.E. (1984): Physical geomorphology of debris flows. En: *Developments and Applications of Geomorphology* (J.E. Costa y P.J. Fleisher, Eds.). Springer, Berlin, 268-317.
- Coussot, P. y Meunier, M. (1996): Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Reviews*, 40: 209-227.
- Crevello, P.D. y Schlager, W. (1980): Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1121-1148.
- Crumeyrolle, P., Rubino, J.L. y Georges, C. (1991): Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. En: *Sedimentation*,

- Tectonics and Eustasy* (D.I.M. Macdonald, Ed.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 373-390.
- Dallmeyer, R.D., Catalan, J.R.M., Arenas, R., Ibarguchi, J.I.G., Alonso, G.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.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. y Boyd, R. (1992): Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6): 1130-1146.
- Davies, F.R., Nassichuk, W.W. y Beauchamp, B. (1989): Upper Carboniferous "Waulsortian" Reefs, Canadian Arctic Archipiélago. En: *Reefs, Canada and Adjacent Area* (H. H. J. Geldsetzer, N. P. James y G. E. Tebbutt, Eds.) Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 13: 565-666.
- Dawson, W.C. y Carozzi, A.V. (1986): Anatomy of a phylloid algal buildup, Raytown Limestone, Iola Formation, Pennsylvanian, southeast Kansas, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 47: 221-261.
- DeCelles, P.G. y Giles, K.A. (1996): Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R., Immenhauser, A. y Villa, E. (2003): Microbial boundstone dominated carbonate slope (Upper Carboniferous, N Spain): microfacies, lithofacies distribution and stratal geometry. *Facies*, 49: 175-208.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser, A. y Bahamonde, J.R. (2002): Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6): 898-916.
- Dickinson, W. R. (1974): Plate tectonics and sedimentation. En: *Tectonics and Sedimentation* (W. R. Dickinson, Ed.). SEPM Special Publication, 22: 1-27.

- Diemer, J.A. y Bridge, J.S. (1988): Transition from alluvial plain to tide dominated coastal deposits associated with the Tournaisian marine transgression in southwest Ireland. En: *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies* (P.L. de Boer, A. van Gelder y S.D Nio, Eds.). *Sedimentology and Petroleum Geology*, Dordrecht: 359-388.
- Dixon, J.F., Steel, R.J. y Olariu, C. (2012): River-dominated, shelf edge deltas: delivery of sand across the shelf break in the absence of slope incision. *Sedimentology*, 59: 1133-1157.
- Dumas, S., Arnolt, R.W.C. y Southland, J.B. (2005): Experiments on oscillatory flow and combined flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 501-513.
- Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate rocks* (W. E. Hammms, Ed.) American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.
- Edwards, D.A., Leeder, M.R., Best, J.L. y Pantin, H.M. (1994): On experimental reflected density currents and interpretation of certain turbidites. *Sedimentology*, 41: 437-461.
- Elliott, T. (1974): Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21: 611-622.
- Elliott, T. (1976): Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. *Journal of the Geological Society of London*, 132: 199-208.
- Elter, P y Raggi, G. (1965): Contributo alla conoscenza dell'Apennino ligure: 1. Osservazioni preliminary sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La Spezia); 2. Considerazioni sul problema degli olistostromi. *The Bollettino della Società Geologica Italiana*, 84: 303-322.
- Embry, A. F. (1993): Transgressive-Regressive (T-R) sequence analysis of Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Artic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 301-320.

- Embry, A. F. (2002): Transgressive-Regressive (T-R) sequence stratigraphy. Sequence stratigraphic models for exploration and production: Evolving Methodology, Emerging Models and application Histories. En: 22nd Annual gulf coast section SEPM foundation, Bob F. Perkins Research conference, conference proceedings. (J. M. Armentrout y N. C. Rosen, Eds.), 151-172.
- Embry, A. F. y Johannessen, E. P. (1992): T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. En: *Arctic Geology and Petroleum Potencial*. (T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dhal-Stammes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie y T.B. Lund, Eds.). Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 2: 121-146.
- Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730-781.
- Enos, P. (1977): Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, 24: 133-142.
- Enos, P. (1983): Shelf Environment. En: *Carbonate Depositional Environments* (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C. H. Moore, Eds.). The American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33: 267-295
- Espina, R.G. (1994): Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 19: 137-150.
- Ethridge, F. G. y Wescott, W. A. (1984): Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (E. H. Koster y R. J. Steel, Eds.) Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 217-235.
- Felix, M. y Peakall, J. (2006): Transformation of debris flows into turbidity currents mechanisms inferred from laboratory experiments. *Sedimentology*, 53: 107-123.

- Fernández González, L.P. (1990): *Estratigrafía, sedimentología y Paleogeografía de la Región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 229 p.
- Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Salvador, C., Sánchez de Posada, L.C., Villa, E., Merino-Tomé, O. y Motis, K. (2004): Secuencia sinorogénica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 34-42.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y. y Codegone, G. (2010). Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*, 52(10-12): 1040-1105.
- Fielding, C.R. (1984): Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, 31: 547-567.
- Fielding, C.R. (1986): Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, 33: 119-140.
- Fisk, H.N., McFarlan, E.Jr., Kolb, C.R. y Wilbert, L.Jr. (1954): Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24: 76-99.
- Flores, G. (1955): Les resultates des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie, Discussion. *Rome, Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/2*: 121-122.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 766 p.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J. y Hardy, S. (1997): Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4): 413-441.

Ford, M. (2004): Depositional wedge-tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, 16: 361-375.

Forsythe, G.T.W. (2003): A new synthesis of Permo-Carboniferous phylloid algal reef ecology. En: *Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs* (W. Ahr, P.M. (Mitch) Harris, W.A. Morgan y I.D. Somerville, Eds.). SEPM, Special Publication n° 78: 171-188.

Freitas, T.A. de y Dixon, O.A. (1995): Silurian microbial buildups of the Canadian Arctic. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds). International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 151-169.

Gaillard, C., Hennebert, M. y Olivero, D. (1999): Lower Carboniferous Zoophycos from the Tournai area (Belgium): environmental and ethologic significance. *GeoBios*, 32 (4): 513-524.

Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*. 22: 9-231.

Galloway, W.E. (1975): Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.). Houston Geological Society, Houston, Texas, 87-98.

Galloway, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62(6): 932-966.

García-López, S., Brime, C., Luz Valín, M., Sanz-López, J., Bastida, F., Aller, J. y Blanco-Ferrera, S. (2007): Tectonothermal evolution of a foreland fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Iberian Variscan belt, NW Spain). *Terra Nova*, 19: 469-475.

- Garrido-Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Terciario y Secundario de la vertiente meridional pirenaica en la zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S. y Zapata, T. (2010): Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 262-277.
- Ginkel, A.C. van (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34: 1-225.
- Graaff, W.J.E. van de (1971a): The upper Carboniferous, limestone rich. High destructive, delta system with submarine fan deposits. Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 46: 157-215.
- Graaff, W.J.E. van de (1971b): The Piedrasluengas limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains, Spain. *Trabajos de Geología*, 3: 151-159.
- Graaff, W.J.E. van de (1971c): Facies distribution and basin configuration in the Pisuerga area before the Leonian phase. *Trabajos de Geología*, 3: 161-177.
- Grammer, G.M. y Ritter, A.L. (2012): Phylloid Algal mounds in the Paradox basin, southwestern USA: An alternative to the *in situ* constructional growth model?. En: *Perspectives in Carbonate Geology: A tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg*. (S. Peter, G. Eberli y J. McKenzie, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publications, 41.
- Guion, P.D. (1984): Crevasse splay deposits and roof-rock quality in the Threequarters Seam (Carboniferous) in the East Midlands Coalfield, U.K. En: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences* (R.A. Rahmani y R.M. Flores, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 7: 291-308.

- Gutiérrez-Alonso, G. Fernández-Suárez, J. y Weil, A.B. (2004): Orocline triggered lithospheric delamination. En: *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses* (A.J. Sussman y A.B. Weil, Eds.) Geological Society of America Special Paper, 383: 121-130.
- Gutteridge, P. (1995): Late Dinantian (Brigantian) carbonate mud-mounds of the Derbyshire carbonate platform. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 289-307.
- Hampson, G.J. y Howell, J.A. (2005): Sedimentologic and geomorphic characterization of ancient wave-dominated deltaic shorelines: upper Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, U.S.A. En: *River deltas - Concepts, models and examples* (L. Giosan y J.P. Bhattacharya, Eds.). SEPM, Special Publication nº 83: 133-154.
- Hampson, G., Stollhofen, H. y Flint, S. (1999): A sequence stratigraphic model for the Lower Coal Measures (Upper Carboniferous) of the Ruhr district, north-west Germany. *Sedimentology*, 46: 1199-1231.
- Hampton, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 (4): 775-793.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. SEPM Course Notes, 2, 161p.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. (1982): *Structures and sequences in clastic rocks*. SEPM Short Course, 9, 249 p.
- Haughton, P.D.W. (1994): Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas basin, Southeast Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 233-246.

- Heckel, P.H. (1986): Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, 14: 330-334.
- Heckel, P. (1994): Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects. En: *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles* (J.M. Denninson y F.R. Ettensohn, Eds.). SEPM: Concepts in Sedimentology and Palaeontology n° 4: 65–87.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. y Wagner, R.H (1990): Carboniferous of the Palentian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 34-38
- Heward, A.P. (1981): A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth Science Reviews*, 17: 223-276.
- Heward, A.P. y Reading, H.G. (1980): Deposits associated with a Hercynian to Late Hercynian Continental strike-slip system, Cantabrian Mts., northern Spain. En: *Sedimentation at Oblique Slip Margins* (P.F. Ballance y H.G. Reading, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 4: 105-125.
- Hilbrecht, H. (1989): Redeposition of late Cretaceous pelagic sediments controlled by sea-level fluctuations. *Geology*, 17: 1072-1075.
- Hinte, J.E. van (1978): Geohistory analysis. Application of micropaleontology in exploration geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (2): 201-222.
- Hirst, J.P.P. y Nichols, G.J. (1986): Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. En: *Foreland basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 247-258.

Instituto Geológico y Minero de España (1987): *Prospección previa de antracitas en el área de la Pernía (Palencia). Tomo I: Memoria*. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de la Energía y Recursos Minerales, 218 pp.

Instituto Geológico y Minero de España (1988a): *Prospección previa de antracitas en el sinclinal de Casavegas (Palencia). Memoria y Planos*. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de la Energía y Recursos minerales, 180 pp.

Instituto Geológico y Minero de España (1988b): *Investigación geológico-minera en el Sinclinal de Casavegas (Palencia). IIª Fase. Memoria y Planos*. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de la Energía y Recursos minerales, 135 pp.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España (1989): *Prospección general de la cuenca carbonífera de Santa María de Redondo (Palencia)*. Ministerio de Industria y Energía, 80 p.

International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (H.D. Hedberg, Ed.; C. Petzall, A. Salvador, S. Reguant y J.F. Longoria, traductores) (1980): *Guía Estratigráfica Internacional*. Reverté, Barcelona, 205 p.

Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L. y Lenaker, P.A. (2003): Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of northern hemisphere cyclothems?. En: *Sedimentary giants-extreme depositional environments* (Chan, M.A. y Archer, A.A., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 370: 5-24

Izart, A., Stephenson, R., Vai, G., Vachard, D., Le Nindre, Y., Vaslet, D., Fauvel, P.-J. Su, P., Kossovaya, O., Chen, Z., Maslo, A. y Stovba, S. (2003): Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 196: 59-84.

- James, P.N (1983): Reef environment. En: *Carbonate Depositional Environments* (P.A. Scholle, D.G. Bebout, y C.H. Moore, Eds.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33: 345-462.
- Joanne, C., Lamarche, G. y Collot, J.-Y. (2013): Dynamics of giant mass transport in deep submarine environments: the Matakaoa Debris Flow, New Zealand. *Basin research*, 25: 471-488.
- Joeckel, R.M. y Korus, J.T. (2012): Bayhead delta interpretation of an Upper Pennsylvanian sheetlike sandbody and the broader understanding of transgressive deposits in cyclothem. *Sedimentary Geology*, 275-276: 22-37.
- Jordan, T.E. (1981): Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 2506–2520.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270: 1-29.
- Julivert, M. (1977): Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationship. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129, 562-592.
- Julivert, M. (1984): *Paleogeographic and tectonic evolution of the Iberian Massif during Carboniferous times*. IX Congreso Internacional de Stratigraphie et de geologie du Carbonifere, Washington/Champaign-Urbana, 1979, 1, 49-68.
- Kabanov, P.B., Alekseev, A.S., Baranova, D.V., Gorjunova, R.V., Lazarev, S.S. y Malkov, V.G. (2006): Biotic changes in a eustatic cyclothem: Domodedovo Formation (Moscovian, Carboniferous) of Peski Quarries, Moscow Region. *Paleontological Journal*, 40 (4): 351-368.
- Kanis, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 21(2): 377-446.

- Kerans, C. y Donalson, J.A. (1988): Proterozoic paleokarst profile, Dismal Lakes Group, N.W.T. Canada. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.). Springer-Verlag, New York, 167-183.
- Klein, G. de V. (1992): Climatic and tectonic sea-level gauge for Midcontinent Pennsylvanian cyclothems. *Geology*, 20: 363–366.
- Klein, G. de V. y Kupperman, J. B. (1992): Pennsylvanian cyclothems: methods of distinguishing tectonically induced changes in sea level from climatically induced changes. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 166–175.
- Klein, G. de V. y Willard, D. A. (1989): Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothems of North America. *Geology*, 17: 152–155.
- Kleinspehn, K.L., Steel, R.J., Johannessen, E. y Netland, A. (1984): Conglomeratic fan-delta sequences, late Carboniferous-early Permian, western Spitsbergen. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (E.H. Koster y R.J. Steel, Eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 279-294.
- Kneller, B.C., Bennett, S.J. y McCaffrey, W.D. (1997): Velocity and turbulence structure of gravity currents and internal solitary waves: potential sediment transport and the formation of wave ripples in deep water. *Sedimentary Geology*, 112: 235-250.
- Kneller, B.C. y Branney, M.J. (1995): Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42: 607-616.
- Kooij, B. van der, Immenhauser, A. Csoma, A. Bahamonde, J. y Steuber, T. (2009): Spatial geochemistry of a Carboniferous platform-margin-to-basin transect: Balancing environmental and diagenetic factors. *Sedimentary Geology*, 219 (1-4): 136-150.
- Kooij, B. van der, Immenhauser, A., Steuber, T., Hagmaier, M., Bahamonde, J.R., Samankassou, E. y Merino Tomé, O. (2007): Marine red staining of a Pennsylvanian carbonate slope: environmental and oceanographic significance. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 1026-1045.

- Koopmans, B. N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 131-232.
- Krainer, I.K. (1995): *Anthracoporella* Mounds in the Late Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria). *Facies*, 32: 195-214.
- Krainer, I.K., Flügel, E.E., Vachard, L.D. y Joachimski, E.M.M. (2003): A close look at Late Carboniferous algal mounds: Schulterkofel, Carnic Alps, Austria. *Facies*, 49: 325-350.
- Kreisa, R.D. y Moila, R.J. (1986): Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of American Bulletin*, 97 (4): 381-387.
- Kuecher, G.J., Woodland, B.G. y Broadhurst, F.M. (1990): Evidence of deposition from individual tides and of tidal cycles from the Francis Creek Shale (host rock to the Mazon Creek Biota), Westphalian D (Pennsylvanian), northeastern Illinois. *Sedimentary Geology*, 68: 211-221.
- Kullmann, J., Wagner, R.H. y Winkler Prins, C.F. (2007): Significance for international correlation of the Perapertú formation in northern Palencia, Cantabrian Mountains. Tectonics/stratigraphic context and description of Mississippian and upper Bashkirian *Goniatites*. *Revista Española de Paleontología*, 22(2): 127-145.
- Kulp, M., Fitzgerald, D. y Penland, S. (2005): Sand-rich lithosomes of the Holocene Mississippi river delta plain. En: *River deltas - Concepts, models and examples* (L. Giosan y J.P. Bhattacharya, Eds.). SEPM, Special Publication n° 83: 277-291.
- Lababe, P., Mutti, E. y Seguret, M. (1987): Megaturbidites: a depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean foreland basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7: 91-101.
- Lasemi, Z. y Norby, R. D. (2000): Early Carboniferous carbonates in the Illinois Basin: evolution from deep-water, crinoidal-bryozoan buildups to shallow-water, oolitic

limestone. *SEPM-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms & Reefs, El Paso, Texas, Abstract and Program volume*, 97p.

Leigh, S. y Hartley, A.J. (1992): Mega-debris flow deposits from the Oligo-Miocene Pindos foreland basin, western mainland Greece: implications for transport mechanisms in ancient deep marine basins. *Sedimentology*, 39: 1003-1012.

Lees, A. y Miller, J. (1995): Waulsortian banks. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds). International Association of Sedimentologists. Spec. Publ., **23**: 191-271.

Lobato Astorga, L. (1977): Geología de los Valles Altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva. León. Institución "Fray Bernardino de Sahagún" de la Excma. Diputación Provincial (C.S.I.C.), 192 p.

Lomas, S.A. y Joseph, P. (2004): Confined turbidite systems. En: *Confined Turbidite Systems* (S.A. Lomas y P. Joseph. Eds.). Geological Society London, Spec. Publ., 222: 1-7.

Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. y Ainsworth, R.B. (2012): Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279: 2-22.

López Blanco, M., Marzo, M. y Muñoz, J.A. (2003): Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene) South-Pyrenean Foreland Basin. *Basins Research*, 15: 73-95.

Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-297.

Lucente, C. C. (2004): Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 170: 107-134.

- Lucente, C.C. y Pini, G.A (2003): Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, 303: 565-602.
- Lucente, C.C. y Pini, G.A. (2008): Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, 20: 49-71.
- Machel, H. G. y Burton, E. A. (1991): Factors governing cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and their implications for studies of carbonate diagenesis. En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications* (C. E. Barker y O. C. Kopp, Eds.). SEPM short course, Dallas, Texas, 25: 37-57.
- Mack, G. H., James, W. C. y Monger, H.C. (1993): Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 129-136.
- Mamet, B. (1991): Carboniferous Calcareous Algae. En: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding Ed.). Springer-Berlang, Berlín, 370-451.
- Mamet, B. y Prétat, A. (2005): Why is “red marble” red? *Revista Española de Micropaleontología*, 37 (1): 13-21.
- Mamet, B. y Zhu, Z. (2005): Carboniferous and Permian algal microflora, Tarim Basin (China). *Geologica Belgica*, 8(1-2): 3-13.
- Marcos, A. y Pulgar, F.J. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of Cantabrian thrust and fold belt, Variscan Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163:256-260.
- Marquínez, J. y Marcos, A. (1984): La estructura de la unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 14: 53-64.

- Martín, G., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. y Fernández, L.P. (2011): Sedimentología de las Calizas de Piedrasluengas (Carbonífero medio de la región del Pisuerga-Carrión, Zona Cantábrica). *Studia Geologica Salmanticensia*, 47 (1): 21-56.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J. y Valle Aguado, B. (2007): Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan Belt. En: *4-D Framework of Continental Crust* (R.D. Hatcher Jr., M.P., Carlson, J.H. McBride, J.R. Martínez Catalán Eds.). Geological Society of America Memoirs, 200: 403-423.
- Martínez García, E. (1991): Cantabrian and Palentian Zones, Stratigraphy, Stephanian and Permian Basins. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberian* (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 39-54.
- Martinsen, O.J. (1990): Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. *Sedimentology*, 37: 1099-1113.
- Mellere, D. (1996): Seminoe 3, a tidally influenced lowstand wedge and its relations with subjacent highstand and overlying transgressive deposits, Haystack Mountains Formation, Cretaceous Western Interior, Wyoming (USA). *Sedimentary Geology*, 103: 249-272.
- Menning, M., Alekseev, A.S., Chuvashov, B.I., Davydov, V.I., Devuyt, F.-X., Forke, H.C., Grunt, T.A., Hance, L., Heckel, P.H., Izokh, N.G., Jin, Y.-G., Jones, P.J., Kotlyar, G.V., Kozur, H.W., Nemyrovska, T.I., Schenider, J.W., Wang, X.-D., Weddige, K., Weyer, D. y Work, D.M. (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 318-372.

- Merino Tomé, O.A. (2004): *Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la Región del Picos de Europa (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 295 p.
- Merino Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Villa, E. y Farias, P. (2009a): Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Ibero-Armorican Arc (Cantabrian Zone, N Spain); New precisions concerning the timing of arc closure. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 729-751.
- Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Samankassou, E. y Villa, E. (2009b): The influence of terrestrial run off on marine biotic communities: An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 278: 1-23.
- Miall, A.D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 580 pp.
- Miall, A.D. (2010): *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer, 2ª ed., Berlin, 522 pp.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. En: *Turbidites and Deep Water Sedimentation* (G.V. Middleton y A.H. Bouma, Eds.). SEPM, Pacific Section Short Course Notes, 2: 1-38.
- Middleton, G.V y Hampton, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (D.J. Stanley y D.J.P. Swift, Eds.). Wiley, New York, 197-218.
- Mitchum, R. M. J. (1977): Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy. En: *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* (C. E. Payton, Ed.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 205-212.

Mitchum, R.M.Jr. y Wagoner, J.C. van (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.

Monty, C.L.V (1995): The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds). International Association of Sedimentologists. Spec. Publ., 23: 11-48.

Morley, C.K. (1988): Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7(3): 539-561.

Mount, J. (1985): Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.

Mulder, T. y Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-300.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. y Savoye, B. (2003): Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour, and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 861-882.

Mutti, E. (1992): *Turbidite Sandstone*. San Donato Milanese, AGIP Istituto di Geologia. Università di Parma, 275 p.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. (1996): The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48: 233-291.

Mutti, E. y Normark, W.R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. En: *Marine Clastic Sedimentology: Concept and Case Studies* (J.K. Leggett y G.C. Zuffa, Eds.). Graham & Trotman, London, 1-38.

- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. y Cavanna, G. (2003): Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 733-755.
- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S. y Calabrese, L. (2000): Delta-front facies associations of ancient flood dominated fluvio-deltaic systems. *Revista Sociedad Geológica de España*, 13 (2): 165-190.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. y Fava, L. (1999): *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*. AAPG Continuing Education Course Note Series, 39: 93 p.
- Myrow, P.M. Fischer, W. y Goodge, J.W. (2002): Wave-modified turbidites: combined flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 641-656.
- Myrow, P.M. y Southard, J.B. (1991): Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 202-210.
- Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. En: *Coarse-grained Deltas* (A. Colella y D.B. Prior, Eds.) International Association of Sedimentologists, Special Publications, 10: 29-73.
- Nemec, W. y Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (E.H. Koster y R.J. Steel, Eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 1-31.
- Nio, S.D. y Yang, C.S. (1991): Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: *Clastic Tidal Sedimentology* (D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin y R.A. Rahmani, Eds.) Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 16: 3-28.

- Odonne, F., Callot, P., Debroas, E.-J., Sempere, T., Hoareau, G. y Maillard, A. (2011): Soft-sediment deformation from submarine sliding: Favourable conditions and triggering mechanisms in examples from the Eocene Sobrarbe delta (Ainsa, Spanish Pyrenees) and the mid-Cretaceous Ayabacas Formation (Andes of Peru). *Sedimentary Geology*, 235: 234-248.
- Ogata, K., Mutti, E., Pini, G.A. y Tinterri, R. (2012): Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: Examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, 568-569: 185-199.
- Olafiranye, K., Jackson, C.A.-L. y Hodgson, D.M. (2013): The role of tectonics and mass-transport complex emplacement on upper slope stratigraphic evolution: A 3D seismic case study from offshore Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 44: 196-216.
- Olariu, C., Steel, R.J. y Petter, A.L. (2010): Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modelling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 94 (6): 819-845.
- Olariu, M.I., Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W. y Martinius, A.W. (2012): Anatomy of a laterally migrating tidal bar in front of a delta system: Esdolomada Member, Roda Formation, Tremp-Graus Basin, Spain. *Sedimentology*, 59: 356-378.
- Ori, G.G. y Friend, P.F. (1984): Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478.
- Orton, G., y Reading, H.G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40: 475-512.
- Pastor-Galán, D., Martín-Merino, G. y Corrochano, D. (enviado): Timing and structural evolution in the limb of an orocline: The Pisuerga Area (southern branch of the Cantabrian Orocline, NW Spain). *Tectonophysics*.

- Pattison, S.A.J., Ainsworth, R.B., Hoffman, T.A. (2007): Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, 54: 1033-1063.
- Payros, A., Pujalte, V. y Orue-Etxebarria, X. (1999): The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona basin. *Sedimentary Geology*, 125: 165-194.
- Penland, S., Suter, J.R. y Boyd, R. (1985): Barrier island arcs along abandoned Mississippi River deltas. *Marine Geology*, 63 (1-4): 197-233.
- 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., Pulgar, J.A., Banda, E. y Álvarez-Marrón, J. (1994): Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic-reflection profiling. *Tectonophysics*, 232 (1-4): 91-118.
- Petit, J.P. y Laville, E. (1987): Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (M.E. Jones y R.M.F. Preston, Eds.). Geological Society of American Special Paper, 198: 7-20.
- Phillips, C.J. y Davies, T.R.H. (1991): Determining rheological parameters of debris flow material. *Geomorphology*, 4: 101-110.
- Pickard, N.A.H. (1996): Evidence for microbial influence on the development of Lower Carboniferous buildups. En: *Recent Advantages in Lower Carboniferous Geology*. (P. Strogon, I.D. Somerville y G.L. Jones. Eds.). Geological Society of London, Spec. Publ. 107: 65-82.

- Pickering, K.T. y Hiscott, R.N. (1985): Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32: 373-394.
- Pini, G. A. (1999): *Tectonosomes and olistostromes in the argille scagliose of Northern Apennines, Italy*. Geological Society of America Special Paper 335, 1-70.
- Pini, G.A., Lucente, C.C., Cowan, D.S., De Libero, C.M., Dellisanti, F., Landuzzi, A., Negri, A., Tateo, F., Del Castello, M., Morrone, M. y Cantelli, L. (2004): The role of olistostrome and argille scagliose in the structural evolution of the Northern Apennines. En: *Field Trip Guidebooks, 32 nd IGC, Florence 20-28 August 2004* (L. Guerrieri, I. Rischia y L. Serva, Eds.). APAT, Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services, Roma, Vol. 1, B13: 1-40.
- Plink-Björklund, P. y Steel, R. (2005): Deltas on falling-stage and lowstand shelf margins, the Eocene central basin of Spitsbergen: importance of sediment supply. En: *River deltas - Concepts, models and examples* (L. Giosan y J.P. Bhattacharya, Eds.). SEPM, Special Publication n° 83: 179-206.
- Posamentier, H.W. y Kolla, V. (2003): Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 367-388.
- Postma, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: *Coarse Grained Deltas* (A. Colella y D.B. Prior, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 10: 13-27.
- Pratt, B.R (1995): The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. En: *Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B.R. Pratt. Eds.). International Association of Sedimentologists, Spec. Publ., 23: 49-123.

- Pratson, L.F. y Ryan, W.B.F. (1994): Pliocene to recent infilling and subsidence of intraslope basins offshore Louisiana. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 1483–1506.
- Préat, A., Mamet, B., Bernard, A. y Gillan, D. (1999): Bacterial mediation, red matrices diagenesis, Devonian, Montagne Noire (southern France). *Sedimentary Geology*, 126: 223-242.
- Price, R.A. (1973): Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern Canadian Rockies. En: *Gravity and Tectonics* (K.A. De Jong y R.A. Scholten, Eds.) Wiley-Interscience, New York, 491–501.
- Proust, J.N., Chuvashov, B.I., Vennin, E. y Boisseau, T. (1998): Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in western Urals (Russian). *Journal of Sedimentary Research*, 68 (6): 1175-1188.
- 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 de la Universidad de Oviedo*, 21: 283-294.
- Ramsay, J.G. (1977): *Plegamiento y fracturación de rocas*. Hermann Blume, Madrid, 590 p.
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69 (1): 1-21.
- Read, J.F. (1995): Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. En: *Milankovitch sea level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and ice-house worlds*. (J.F. Read, C. Kerans, L.J. Weber, J.F. Sarg y F.M. Wright. Eds). SEPM. Short Course Notes, 35: 1-102.
- Read, J.F. (1998): Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modelling studies. En: *Carbonate Ramps* (Wright,

- V.P. y Burchette, T.P., Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 149: 107-135.
- Reading, H.G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ª ed. Blackwell Sciences, Oxford, 688 p.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D. (1996): Clastic coasts. En: *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.). 3º ed. Blackwell Sciences, Oxford, 154-231.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1975): *Depositional Sedimentary Environments*. 2ª ed. Springer-Verlag, New York, 434 p.
- Remacha, E., Fernandez, L.P. y Maestro, E. (2005): The transition between sheet-like lobe and basin-plain turbidites in the Hecho basin (south-central Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 75: 798-819.
- Retallack, G. J. (2001): *Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology*. 2º ed. Blackwell, Oxford, 600 p.
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Ricci Lucchi, F. (1986): The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. En: *Foreland basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 105-139.
- Ricci Lucchi, F. (1990): Turbidites in foreland and on-thrust basins of the Northern Apennines. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77: 51-66.
- Riding, R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47: 179-214.

- Riding, R y Tomás, S. (2006): Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology*, **53**: 23-34.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1994): *La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Herciniana, N.O. de España)*. Serie Nova Terra, 9, 240 p.
- Rodríguez Fernández, L.R., Barba, P., Heredia, N., Navarro, D., Martínez, E., Marquínez, J., Alonso Herrero, E., Gallastegui, G. (1994): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 81 (Potes) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50:000 (2º serie)*. IGME, Madrid.
- Rodríguez Fernández, L.R. y Heredia, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 12: 207-229.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Navarro, D., Pujalte, V., García Mondejar, J., Wagner, R.H., Martínez García, E y Lobato, L. (1986): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 82 (Tudanca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000 (2º serie)*. IGME, Madrid.
- Ross, C. A. y Ross, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. En: *Sea-level changes: an integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.). SEPM. Special Publication, 42: 227-247.
- Rupke, N.A. (1978): Deep clastic seas. En: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.) Blackwell Science Publishing, Oxford, UK, 372– 415.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D. y Birgenheier, L.P. (2008): The magnitude of late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: a synthesis. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 500-511.

- Saldaña González, M.J. (1993): *Análisis estratigráfico y sedimentológico de la cuenca carbonífera de Guardo-Cervera*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 243 p.
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D. y Boyd, S.A. (1994): Cycle stratigraphy and porosity in Pennsylvanian and Lower Permian shelf limestones, eastern Central Basin Platform, Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78 (12): 1820–1842.
- Salvador González, C.I. (1991): *Estratigrafía y sedimentología del norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 201 p.
- Samankassou, E. (1997): Palaeontological response to sea-level change: distribution of fauna and flora in cyclothems from the Lower Pseudoschwagerina Limestone (Latest Carboniferous, Carnic Alps, Austria). *Geobios*, 30 (6): 785-796.
- Samankassou, E. (1999): Drowning of algal mounds: records from the Upper Carboniferous Lower Pseudoschwagerina Limestone, Carnic Alps, Austria. *Sedimentary Geology*, 127: 209-220.
- Samankassou, E. y West, R.R. (2002): Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in the Pennsylvanian of Kansas, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185: 379-389.
- Samankassou, E. y West, R.R. (2003): Constructional and accumulative modes of fabrics in selected Pennsylvanian algal-dominated buildups in eastern Kansas, Midcontinent, U.S.A. En: *Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs* (W. Ahr, P.M. (Mitch) Harris, W.A. Morgan y I.D. Somerville, Eds.). SEPM, Special Publication n° 78: 219-237.
- Saunders, W.B. y Ramsbottom, W.H.C (1986): The mid-Carboniferous eustatic event. *Geology*, 14 (3): 208-212.
- Saunderson, H.C. y Lockett, F.P.J. (1983): Flume experiments on bedforms and structures at the dune plane bed transition. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D.

- Collinson y J. Lewin, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 6: 49-58.
- Schmitz, M.D. y Davydov, V.I. (2012): Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian-Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. *Geological Society of America Bulletin*, 124 (3/4): 549-577.
- Schmoker, J.G. y Halley, R.B. (1982): Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 2561-2570.
- Slater, J.G. y Christie, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 85: 3711-3739.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J. y Hettinger, R.D. (1992): Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39: 905-930.
- Shanmugam, B. (2006): *Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs*. Springer-Verlag, Amsterdam, 476 p.
- Shultz, M.R. y Hubbard, S.M. (2005): Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 440-453.
- Silver, E.A. y Beutner, E.C. (1980): Mélanges. *Geology*, 8: 32-34.
- Sinclair, H. D. y Tomasso, M. (2002): Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 451-456.

- Sitter, L.U. de (1980): Map Sheets IX Pisuerga. En: *Geological Maps of the Southern Cantabrian Mountains (Spain)* (J.F. Savage y D. Boschma, Eds.). Leidse Geologische Mededelingen, 50 (2): 75-114.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C. y Dapples, E.C. (1949): Integrated facies analysis. En: *Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwel, Ed.) Geological Society of America Memoir, 39: 91-124.
- Sohn, Y.K., Choe, M.Y. y Jo, H.R. (2002): Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14: 405-415.
- Somerville, I.D. y Strogon, P. (1992): Ramp sedimentation in the Dinantian limestones of the Shannon Trough, Co. Limerick, Ireland. *Sedimentary Geology*, 79: 59-75.
- Somerville, I. D. (2000): Review of Irish Lower Carboniferous (Mississippian) mud-mounds: depositional setting, biota, facies and evolution. *SEPM-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms & Reefs, El Paso, Texas, Abstract and Program Volume*.
- Soreghan, G.S. y Giles, K.A. (1999): Facies character and stratal responses to accommodation in Pennsylvanian bioherms, Western Orogrande Basin, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (4): 893-908.
- Spence, G.H. y Tucker, M.E. (1997): Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology*, 112: 163-193.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. y Collinson, J.D. (1996): Deep seas. En: *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.). 3º ed. Blackwell Sciences, Oxford, 395-453.
- Terwindt, J.H.J. (1981): Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. En: *Holocene Marine Sedimentation in the North*

- Sea Basin* (S.D. Nio, R.T.E. Shuttenhelm y Tj.C.E. van Weering, Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication, 5: 4-26.
- Toomey, D.F. (1980): History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. *Lethaia*, 13: 249-267.
- Toomey, D.F. (1991): Late Pennsylvanian phylloid-algal bioherms, Orogrande basin, south-central New Mexico and West Texas. *New Mexico Geological Society Guidebook, 42° Field Conference, Sierra Blanca, Sacramento, Capitan Ranges*, 213-220
- Tucker, M.E. (1991): *Sedimentary Petrology, An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 260 p.
- Tucker, M.E. (2003): Mixed clastic-carbonate cycles and sequences: Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*, 56 (1): 19-37.
- Tucker, M.E., Gallagher, J. y Leng, M.J. (2009): Are beds in shelf carbonates millennial-scale cycles? An example from the mid-Carboniferous of northern England. *Sedimentary Geology*, 214: 19-34.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 4: global cycles of relative changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (C.E. Payton, Ed.). American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 83-98.
- Vannuchi, P., Maltman, A., Bettelli, G. y Clennell, B. (2003): On the nature of scaly fabric and scaly clay. *Journal of Structural Geology*, 25: 673-688.
- Veen, J. van (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35: 45-104.

- Veevers, J.J. y Powell, C.M. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 475-487.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Ed. Rueda, 806 pp.
- Vergés, J., Marzo, M. y Muñoz, J. A. (2002): Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146(1-2): 1-9.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaularia, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A. y Giménez-Montsant, J. (1998): Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefábregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.). Geological Society, Special Publication, 134: 107-134.
- Visser, M.J. (1980): Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, 8: 543-546.
- Wagner, R.H. (1959): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estudios Geológicos*, 15: 398-420.
- Wagner, R.H. (1965): Paleobotanical dating of upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 66: 1-169.
- Wagner, R.H., Carballeira, J., Ambrose, T. y Martínez García, E. (1984): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 107 (Barruelo de Santullán) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME, Madrid.
- Wagner, R.H., Díez, J.B. y Calvo, R. (2001): El Bosque Carbonífero de Verdeña: Vida y muerte de una comunidad florística. En: *Patrimonio Geológico de Castilla y León* (R. Nuche, Ed.). Enresa, Madrid, 380-393.

- Wagner, R.H., Park, R.K., Winkler Prins, C.F. y Lys, M. (1977): The Post-Leonian Basin in Palencia: A report on the stratotype of the Cantabrian stage. En: *Symposium on Carboniferous stratigraphy* (V.M. Holub y R.H. Wagner, Eds.). Special Publication Geological Survey, Prague: 89-146.
- Wagner, R.H. y Varker, J. (1971): The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain. *Trabajos de Geología*, 4: 533-601.
- Wagner, R.H y Wagner-Gentis, C.H.T. (1963): Summary of the stratigraphy of upper Palaeozoic Rocks in NE Palencia, Spain. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenschappen*, (B), 66 (3): 149-163.
- Wagner, R.H. y Winkler Prins, C.F. (1970): The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia), N.W. Spain. Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère. *Congrès et Colloques Univ. Liège*, 55: 487-551.
- Wagoner, J.C. van, Mitchum, R.M.Jr., Champion, K.M. y Rahmanian, V.D. (1990): *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration, 7, 55 p.
- Wagoner, J.C. van, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea Level Changes-An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.) SEPM, Special Publication, 42: 39-45.
- Walker, R.G. (1978): Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (6): 932-966.

- Walker, R.G. (1984): Shelf and shallow marine sands. En: *Facies models* (R.G. Walker, Ed.). Geoscience Canada Reprint Series 1, 2º ed: 141-170.
- Walker, R.G. y Mutti, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. En: *Turbidites and deep-water sedimentation* (G.V. Middleton y A.H. Bouma, Eds.). SEPM Pacific Section, Short Course. Los Angeles, California, 119-158.
- Wanless, H.R. y Weller, J.M. (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geological Society of American Bulletin*, 43 (4): 1003-1016.
- Watts, A.B. y Ryan, W.B.F. (1976): Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36: 24-44.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T. and 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.
- Weller, J.M. (1930): Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *Journal of Geology*, 38 (2): 97-135.
- Wescott, W.A. y Ethridge, F.G. (1980): Fan-delta sedimentology and tectonic setting-Yallahs fan delta, southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 374-399.
- Willis, B.J. (2005): Deposits of tide-influenced river deltas. En: *River deltas - Concepts, models and examples* (L. Giosan y J.P. Bhattacharya, Eds.). SEPM, Special Publication n° 83: 87-129.
- Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L. y White, C.D. (1999): Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 667-688.
- Wright, L.D. (1977): Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.

- Wright, V. P. (1986): Facies sequence on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33: 221-241.
- Wright, V.P. (1992): Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: icehouse versus greenhouse eustatic controls. *Sedimentary Geology*, 76 (1-2): 1-5.
- Wright, V.P y Burchette, T.P. (1996): Shallow-water carbonate environments. En: *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy* (H.G. Reading, Ed.). 3° ed. Blackwell Sciences, Oxford, 325-394.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. y Asensio, M. (2006): Ancient lacustrine hyperpynites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 41-59.
- Zecchin, M. (2007): The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 84: 21-55.
- Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Sassi, W. y Roure, F. (1993): Modelling of piggyback-basin stratigraphy: record of tectonic evolution. *Tectonophysics*, 226: 253-269.

ANEXO 1

**LEYENDA DE LAS COLUMNAS
ESTRATIGRÁFICAS**

y

**ESTUDIO PALEONTOLÓGICO
DE FUSULINAS**

LEYENDA DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

CLASTOS

- ⊙ Ooides
- Envueltas micríticas
- ⊖ Oncoides tipo Osagia
- ▲ Intraclastos
- Fragmentos de carbón
- Clastos blandos

ESTRUCTURAS DE CORRIENTE

- Estratificación cruzada *hummocky*
- Estratificación cruzada en surco
- Ripples* de corriente
- Ripples* oscilatorios
- Ripples* flujo combinado
- Laminación paralela
- Laminación lenticular
- Laminación flaser
- Estratificación cruzada de bajo ángulo
- Estratificación cruzada planar
- Estratificación cruzada sigmoidal

ESTRUCTURAS EROSIVAS Y DEFORMACIÓN

- Flute cast*
- Marcas de arrastre
- Estratificación convoluta (*pillows*)
- Laminación convoluta

FÓSILES

- Briozoos fenestélidos
- Algas rojas
- ⊖ Foraminíferos
- ▽ Braquiópodos
- Colares solitarios
- Chaetetes*
- ∞ *Terebella-Thartharella*
- Filoides
- Gasterópodos
- Bivalvos
- ◇ Equinodermos
- Beresella
- Algas dasicladáceas
- Siringopóridos
- Fragmentos vegetales carbonizados
- Restos de frondes
- Vegetación en posición de vida

BIOTURBACIÓN

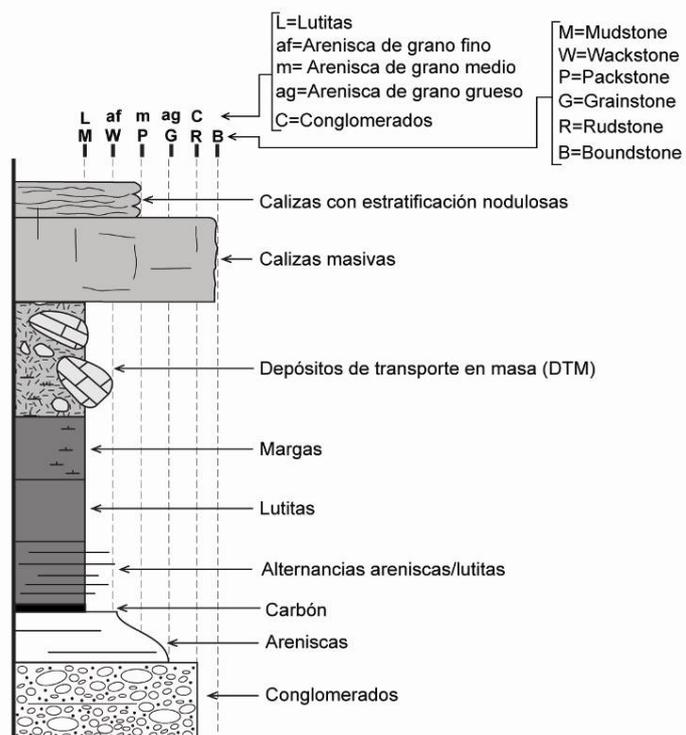
- Bioturbación galerías horizontales
- Bioturbación galerías verticales
- Raíces
- Bioturbación
- Zoophycus*

PROCESOS DE ALTERACIÓN

- Brechificación de origen kárstico
- Superficie de karstificación
- Paleosuelo

CEMENTOS

- Fibroso radiado



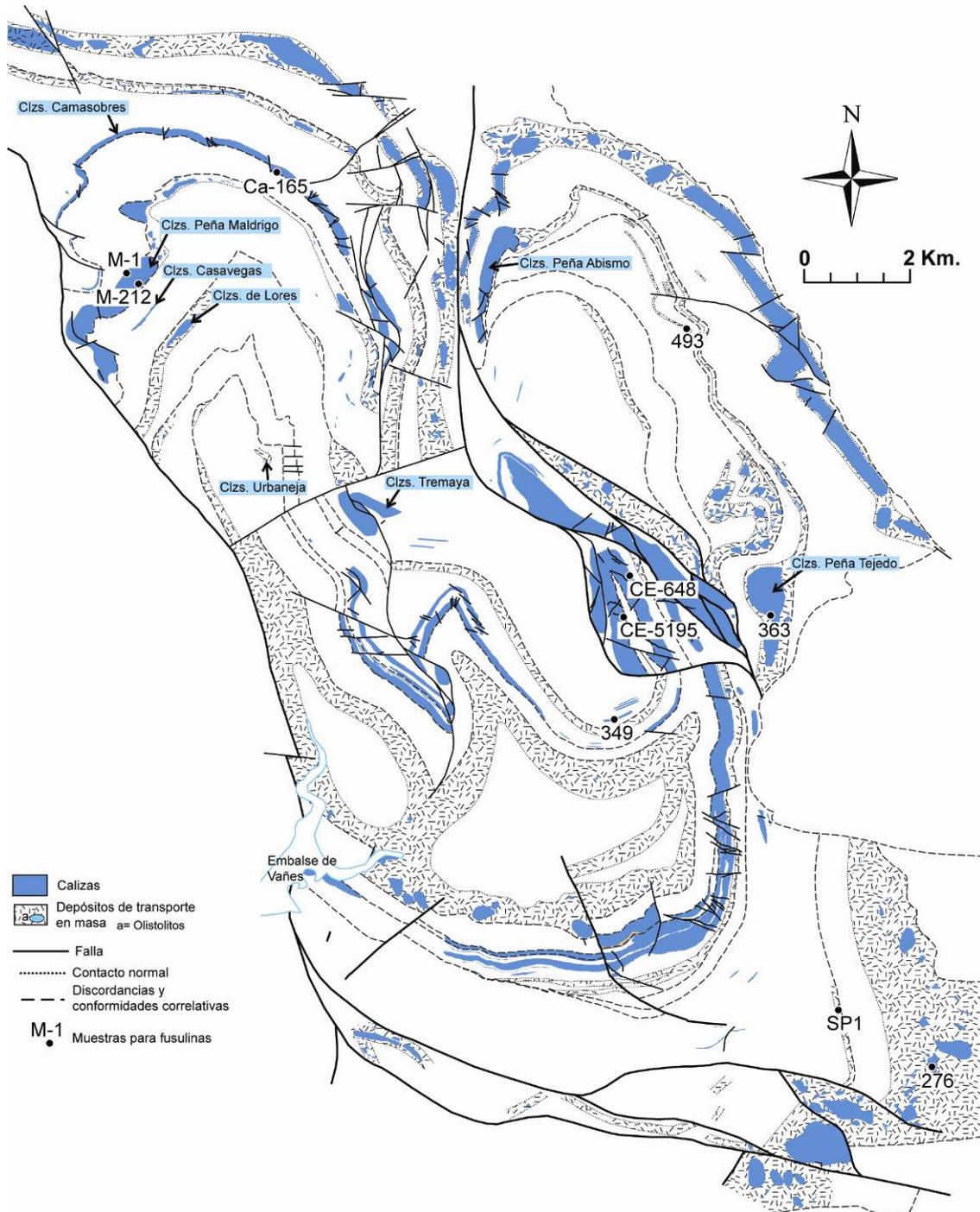
ESTUDIO PALEONTOLÓGICO DE FUSULINAS

(Realizado por la Dra. Elisa Villa, de la Universidad de Oviedo)

Aquí se incluyen los resultados del análisis bioestratigráfico de las muestras de calizas recogidas en este trabajo, cuya localización se da en coordenadas UTM y se muestra en el mapa adjunto.

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	FUSULINAS	EDAD
M-1	Base de las Calizas de Peña Maldrigo (sinclinal de Casavegas). 30T; 374935,2; 4763573,7	<i>Beedeina</i> ex gr. <i>elegans</i> (Rauscher-Chernousova & Belajev, 1940) <i>Fusulinella</i> ex gr. <i>bocki</i> (Moeller, 1878) <i>Fusulinella</i> sp. <i>Pseudostaffella</i> sp.	Moscoviense superior (Podolskiense superior o Myachkoviense inferior)
M-212	Techo de las Calizas de Peña Maldrigo (sinclinal de Casavegas). 30T; 375199,8; 4763474,5	<i>Fusulinella</i> ex gr. <i>pseudoboeki</i> (Lee & Chen, 1930) <i>Fusulinella</i> sp.	Moscoviense superior (probablemente Myachkoviense inferior)
Ca-165	Techo de las Calizas de Camasobres (sinclinal de Casavegas). 30T; 377776,2; 4765827,3	<i>Fusulina</i> sp., <i>Beedeina</i> ex gr. <i>elegans</i> , <i>Fusiella</i> sp.	Moscoviense superior (Podolskiense superior o Myachkoviense)
276	Olistolito en el techo del depósito de transporte en masa de la secuencia I en el sinclinal de Castillería. 30T; 389537,1; 4749757,8	<i>Aljutovella</i> cf. <i>postaljutovica</i> (Safonova, 1951) <i>Aljutovella</i> cf. <i>arrisionis molotovensis</i> (Safonova, 1951)	Moscoviense inferior (parte más alta del Vereyense o base del Kashiriense, probablemente el segundo)
349	Calizas en el techo de la secuencia II en Celada de Robledo (sinclinal de Castillería). 30T; 383785,7; 4755909,3.	<i>Fusulina cotarazoe</i> (Ginkel, 1965) <i>Pseudostaffella</i> sp.	Moscoviense superior (Myachkoviense, probablemente parte inferior)
CE-648	Base de las Calizas de Corisa en el sinclinal de Peña del Sol (sinclinal de Castillería). 30T; 384119,8; 4758548,6	<i>Taitzeoella</i> cf. <i>librovitchi</i> (Dutkevich, 1934) <i>Beedeina paradistenta</i> (Safonova, 1951) <i>Fusulinella</i> sp.	Moscoviense superior (Myachkoviense inferior)

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	FUSULINAS	EDAD
CE-5195	Techo de las Calizas de Corisa en el sinclinal de Peña del Sol (sinclinal de Castillería). 30T; 383891,6; 4758158,3.	<i>Fusulinella alvaradoi</i> (Ginkel, 1965)	Moscoviense superior (Myachkoviense superior)
SP1	Bloque en el depósito de transporte en masa de la base de la secuencia II en el sinclinal de Castillería. 30T; 387870,3; 4750869	Hemifusulina? sp., Beedeina sp.	Moscoviense superior
493	Bloque en el depósito de transporte de masa de la base de la secuencia V en el sinclinal de Redondo. 30T; 385220,9; 4762935,2	<i>Hemifusulina?</i> sp. <i>Fusulinella</i> cf. <i>pseudoschwagerinoides</i> <i>Fusulinella</i> sp. <i>Ozawainella</i> sp	Moscoviense superior (Myachkoviense)
363	Calizas de Peña Tejedo (Sinclinal de Redondo). 30T; 386510,25; 4757937,25	<i>Pseudostaffella rostovzevi</i> (Rauser-Chernousova, 1951) <i>Pseudostaffella</i> ex gr. <i>sphaeroidea</i> (Eherenberg 1842) <i>Pseudostaffella</i> spp. <i>Ozawainella</i> ex gr. <i>pseudoangulata</i> (Putrja 1939) <i>Ozawainella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> (Rauser-Chernousova, 1951) <i>Beedeina?</i> sp. <i>Putrella</i> sp.	Moscoviense superior (Myachkoviense)



ANEXO 2

**MAPA Y
CORTES GEOLÓGICOS**

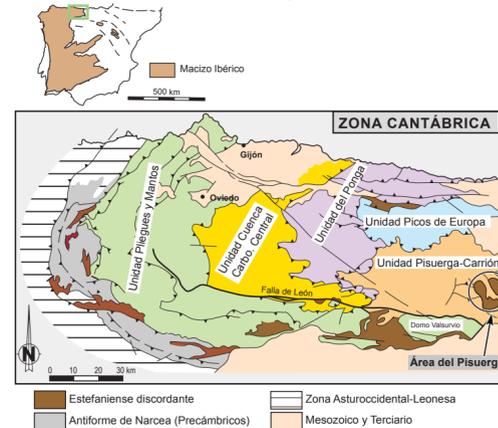


Mapa geológico del Área del Pisuerga

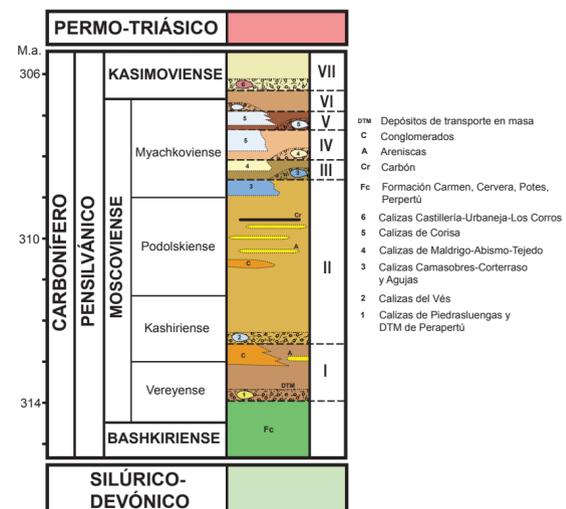
Germán Martín Merino 2014

ESQUEMA DE SITUACIÓN

(Según Pérez-Estaún *et al.*, 1988)



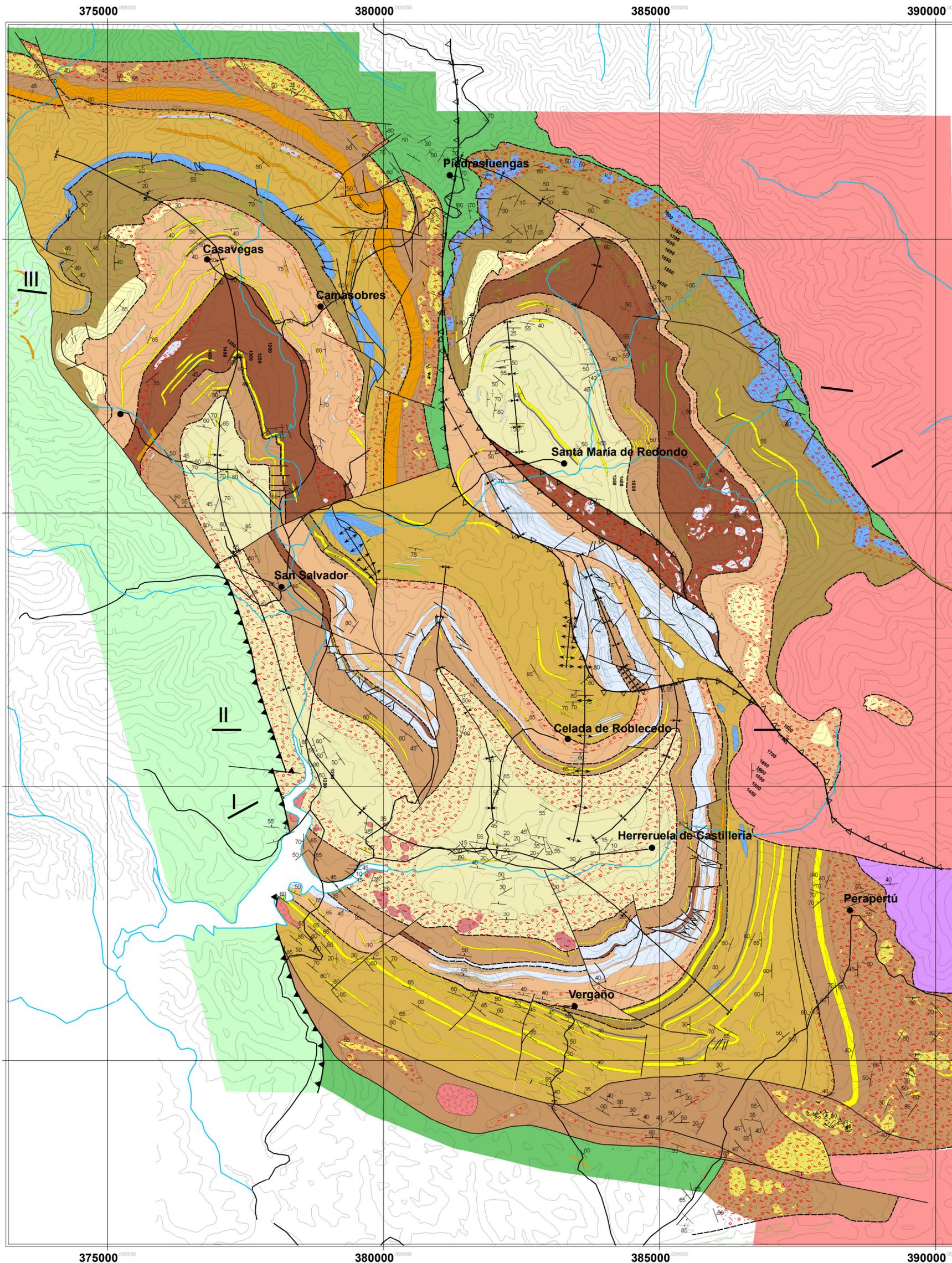
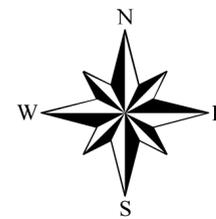
LEYENDA



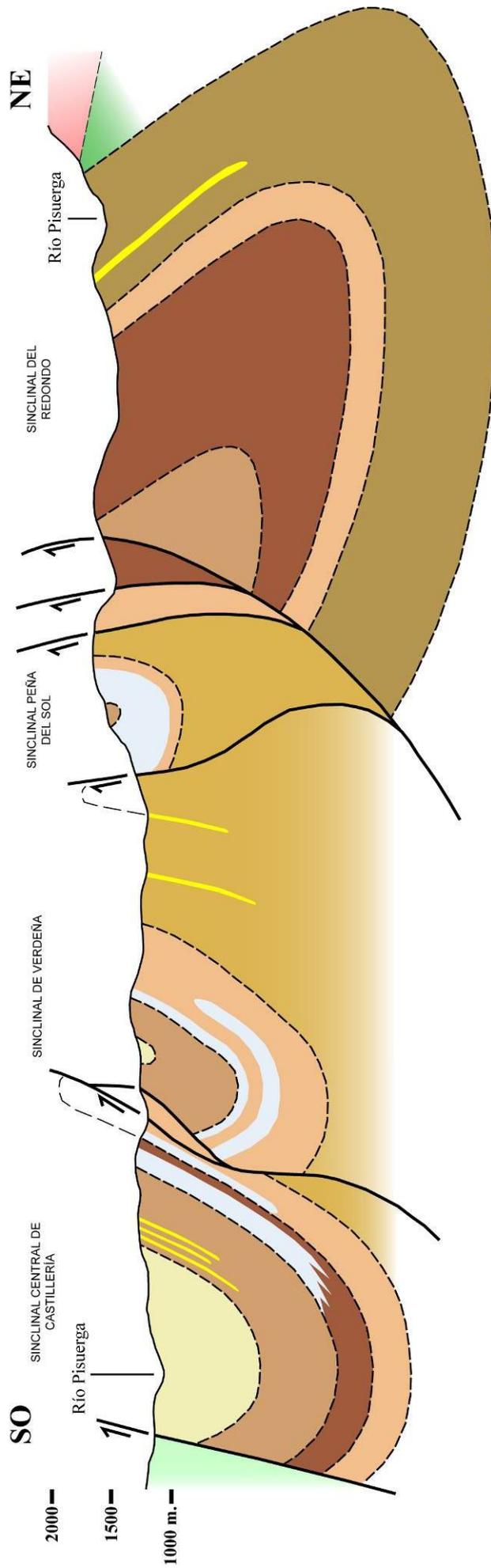
SIGNOS CONVENCIONALES



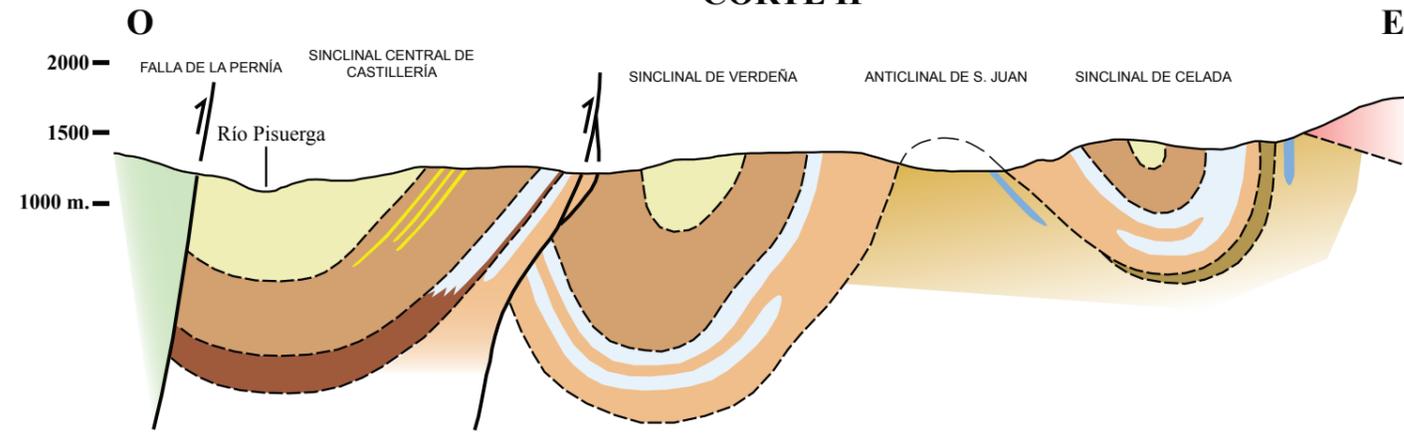
Equidistancia curvas de nivel 50 m



CORTE I



CORTE II



CORTE III

