

GEOMETRÍA Y FACIES DEL MARGEN PROGRADANTE DE UNA PLATAFORMA CARBONATADA CARBONÍFERA (UNIDAD DE PICOS DE EUROPA, ZONA CANTÁBRICA)

Juan R. Bahamonde ¹, Carmen Vera ¹ y Juan R. Colmenero ²

¹ Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ J. Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

² Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

Resumen: En el afloramiento de las Llacerias, situado en el sector noroccidental de la Región de Picos de Europa, la sucesión del Carbonífero Superior se encuentra cortada y verticalizada por cabalgamientos, permitiendo observar, en fotografía aérea, la sección longitudinal a escala sísmica de una plataforma carbonatada correspondiente a la Fm. Picos de Europa (Moscoviense). Su progradación hacia el Oeste generó una sucesión clinoformal de más de 4 km de longitud, con taludes de hasta 35° de inclinación y 400 m de altura. En base al estudio estratigráfico de campo se han diferenciado 4 asociaciones de facies directamente relacionadas con el perfil deposicional: 1) plataforma somera, 2) talud, 3) base de talud y 4) cuenca. La sucesión infrayacente, correspondiente a la Fm. Valdeteja (Bashkiriense), registra ambientes de base de talud y cuenca carbonatada, relacionados con una plataforma desarrollada en sectores más septentrionales (Unidad del Cuera) o meridionales. Ambas etapas estuvieron separadas por un intervalo de aportes terrígenos desde el Oeste, que redujeron temporalmente la extensión del dominio carbonatado. Dado el contexto sinorogénico en que se desarrolló la sedimentación carbonífera en la Zona Cantábrica, la arquitectura deposicional de la sucesión carbonatada tuvo probablemente un control tectónico.

Palabras clave: Plataformas carbonatadas, clinoformas, taludes carbonatados, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, Carbonífero.

Abstract: The spectacular seismic-scale stratal patterns observed on aerial photographs in the near vertical bedded carbonate successions of Las Llacerias (Picos de Europa Region, northwestern Spain), allow the identification of two discrete stages of development in an Upper Carboniferous platform. The first one, represented by the Bashkirian Valdeteja Fm., corresponds to a small sedimentation rate phase, during which the slope, toe-of-slope and the basin facies deposition of the platforms, located to the north or south, took place. In the second phase, that crops out as the Moscovian Picos de Europa and the Kasimovian Puentellés Fms., the geometric relations of stratal patterns show a clinoformal succession that prograded westward up to 4 km in length, with a slope relief of 450 m. The slope angles range from 15° to 35°. Nearly planar and tangential clinoforms are developed. Calibration with other outcrops has permitted to distinguish three members in the Picos de Europa Formation: (a) Lower Member, is 140 to 250 m thick, well stratified and formed by basin (marly shales, shales, spiculitic and calcarenitic limestones) and toe of slope deposits (alternating intraclastic, skeletal and oolitic calciruditic and calcarenitic grainstone and packstone, and spiculitic); (b) Middle Member, is from 350 to 450 m thick, made up by slope deposits with bundles of medium to thick-bedded margin derived breccia beds; and (c) Upper Member is 150 m thick, made up by outer platform lithofacies associations, constituted by thick, well bedded skeletal packstones and grainstones. The Puentellés Formation represents inner platform environments composed by skeletal and marly wackestones, with interbedded calcarenitic storm deposits and small algae mud mounds. Both phases of platform development have been separated by a stage (part of Vereisky) of siliciclastic supply from the adjacent westward basins. Terrigenous pollution reduced the carbonate production at the western end of the platform. Relative sea-level changes caused by regional tectonics are suggested to be the main responsible for the depositional architecture of the platform.

Key words: Carbonate platforms, clinoforms, calcareous slopes, Picos de Europa, Cantabrian Mountains, Carboniferous.

Bahamonde, J.R., Vera, C. y Colmenero, J.R. (1997): Geometría y facies del margen progradante de una plataforma carbonatada carbonífera (Unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 163-181.

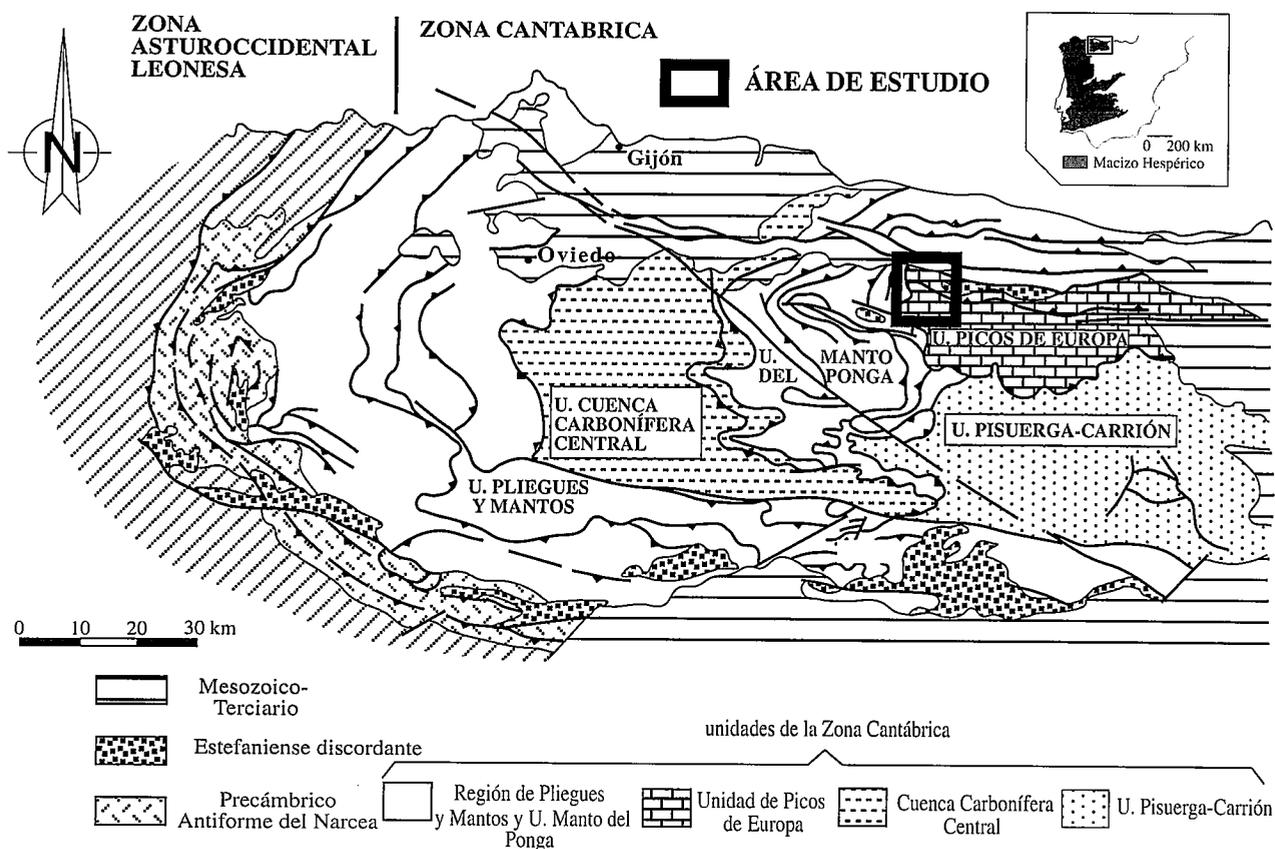


Figura 1.- Esquema general de la Zona Cantábrica con las principales unidades estructurales en que se divide (modificado de Julivert, 1971).

El avance de la Estratigrafía Secuencial supuso que el análisis de las relaciones estratigráficas entre cuerpos sedimentarios se realizase desde una nueva perspectiva, adjudicando a los cambios relativos del nivel del mar (eustatismo más subsidencia) un papel preponderante. Este nuevo enfoque ha servido como base del análisis que numerosas publicaciones han realizado sobre la evolución de plataformas carbonatadas en las últimas décadas (Kendall y Schlager, 1981; Bosellini, 1984; Sarg, 1988; Bosellini, 1989; Doglioni y Bosellini, 1989; Eberli y Ginsburg, 1989; Rudolph *et al.*, 1989; Doglioni *et al.*, 1990; Kenter, 1990; Burchette *et al.*, 1990; Grammer *et al.*, 1990; Kendall *et al.* 1991; Kenter y Campbell, 1991; Masetti *et al.*, 1991; Everts *et al.*, 1995). Sin embargo, el difícil acceso a los afloramientos y las intensas modificaciones mineralógicas que desarrollan los carbonatos durante la diagénesis, ha supuesto que su estudio se haya abordado con frecuencia a través de perfiles sísmicos de reflexión o por medio de modelos teóricos. Muy pocos ejemplos, fósiles y actuales, permiten el trazado directo de la estratificación, a escala sísmica, desde el techo de la plataforma hasta la cuenca y la comparación del modelo con las asociaciones de facies reales estudiadas en el campo.

Este trabajo presenta el estudio detallado de un afloramiento espectacular, las Llacierias, situado en el sector noroccidental de la Unidad de Picos de Europa, que

registra la dinámica progradacional de una plataforma carbonatada carbonífera. La deformación de tipo superficial que afectó a este área verticalizó las sucesiones e individualizó un conjunto de unidades tectónicas menores internamente inalteradas. Las secciones de la plataforma englobadas en ellas, permiten el estudio, a escala sísmica, de la morfología y relaciones geométricas de los cuerpos sedimentarios. En base al estudio de las facies sedimentarias se han caracterizado los distintos ambientes deposicionales. Las condiciones de exposición de esta sucesión clinoformal y su fácil accesibilidad hacen de este afloramiento un ejemplo excepcional para el estudio de márgenes progradantes de plataformas carbonatadas.

En los capítulos siguientes se expone una descripción del contexto geológico y estratigráfico, de la geometría del margen de la plataforma y su anatomía, de las asociaciones de facies sedimentarias presentes, y se propone un modelo de la evolución sedimentaria de la Unidad de Picos de Europa.

Contexto geológico

La Zona Cantábrica constituye la parte más nororiental del Orogéno Hercínico de la Península Ibérica y se caracteriza por una gruesa sucesión paleozoica, afectada por una tectónica de tipo superficial. Fue dividida por Julivert (1971) en cinco unidades

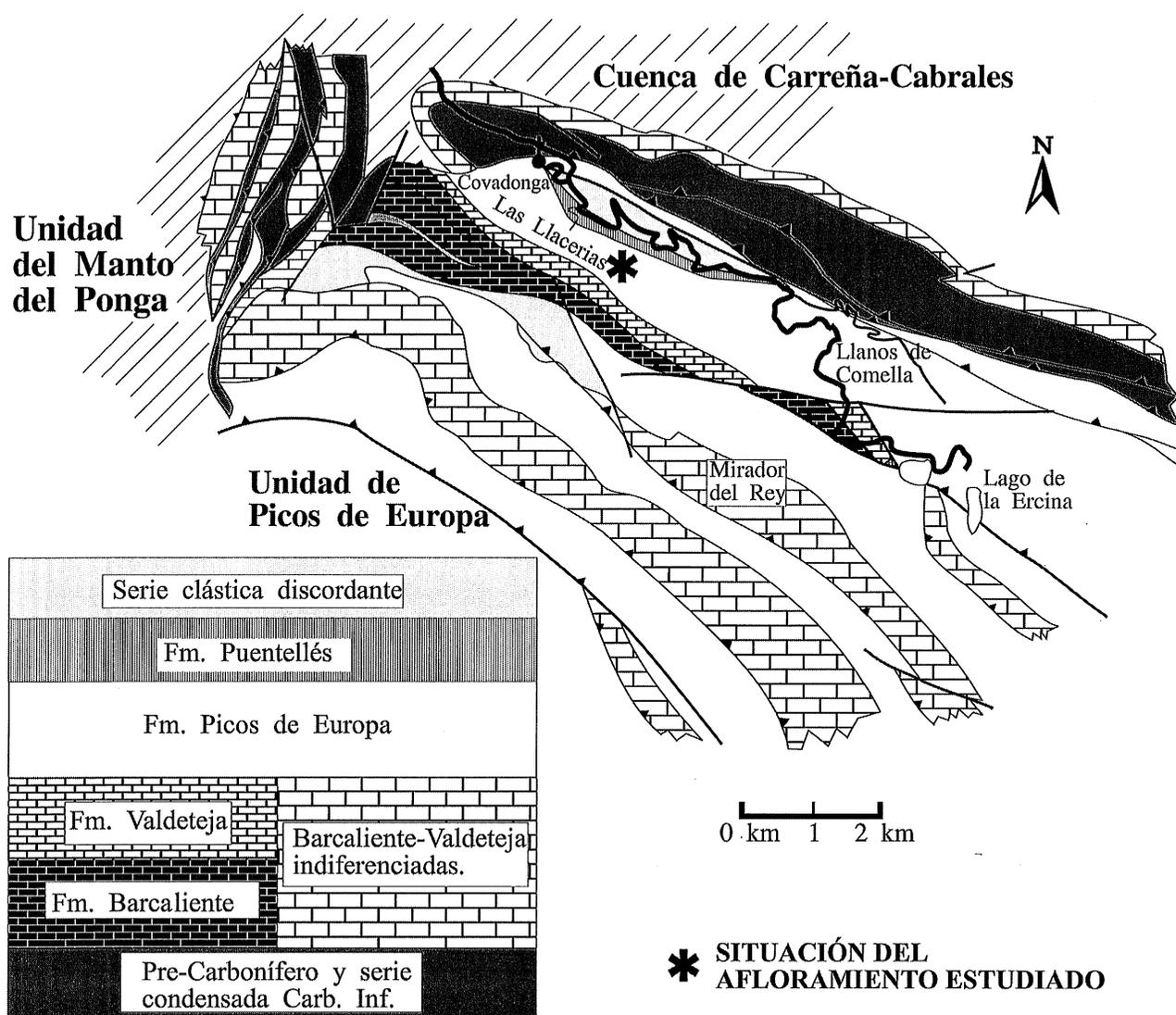


Figura 2.- Esquema cartográfico del entorno de Las Llacierias, y situación del afloramiento estudiado.

estructurales: Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Manto del Ponga, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión (Fig. 1).

En el intervalo Namuriense-Moscoviense, la Zona Cantábrica constituyó una cuenca marina de antepaís de perfil marcadamente asimétrico y pronunciada movilidad lateral (Marcos y Pulgar, 1982; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Agueda *et al.*, 1991). En ella, los sectores proximales y más subsidentes se rellenaron por gruesas cuñas clásticas, mientras que en los más distales y someros, localizados hacia el antepaís, se desarrollaron potentes plataformas carbonatadas de carácter aislado (Colmenero *et al.*, 1993). Sucesiones del primer tipo se localizan en las Unidades de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central y Pisuerga-Carrión; los mejores ejemplos del segundo tipo corresponden a la Unidad del Cuera, en el extremo nororiental del Manto del Ponga, y a la Unidad de Picos de Europa.

Esta última unidad fue deformada durante el Kasimoviense (Marquínez, 1978) por un conjunto de

cabalgamientos imbricados, de orientación E-W y según una secuencia de emplazamiento «hacia adelante» («forward»), que seccionaron repetidamente la plataforma y verticalizaron las sucesiones, produciendo un desplazamiento acumulado de 30 a 35 km hacia el S (Marquínez, 1989).

La uniformidad espacial característica de las formaciones basales del Carbonífero de la Zona Cantábrica se rompe a finales del Serpukhoviense, en el techo de la Formación Barcaliente, que está constituida por calizas oscuras, tableadas y azoicas, siendo sustituida únicamente en los sectores orogénicamente más internos por turbiditas (Colmenero *et al.*, 1993). La serie estratigráfica suprayacente presenta una notable variación litológica. En el Manto del Ponga, la sucesión es terrígeno-carbonatada, comprendiendo las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito (Bahamonde y Colmenero, 1993); hacia el E (unidades del Cuera y de Picos de Europa) convergen con el margen de una plataforma carbonatada.

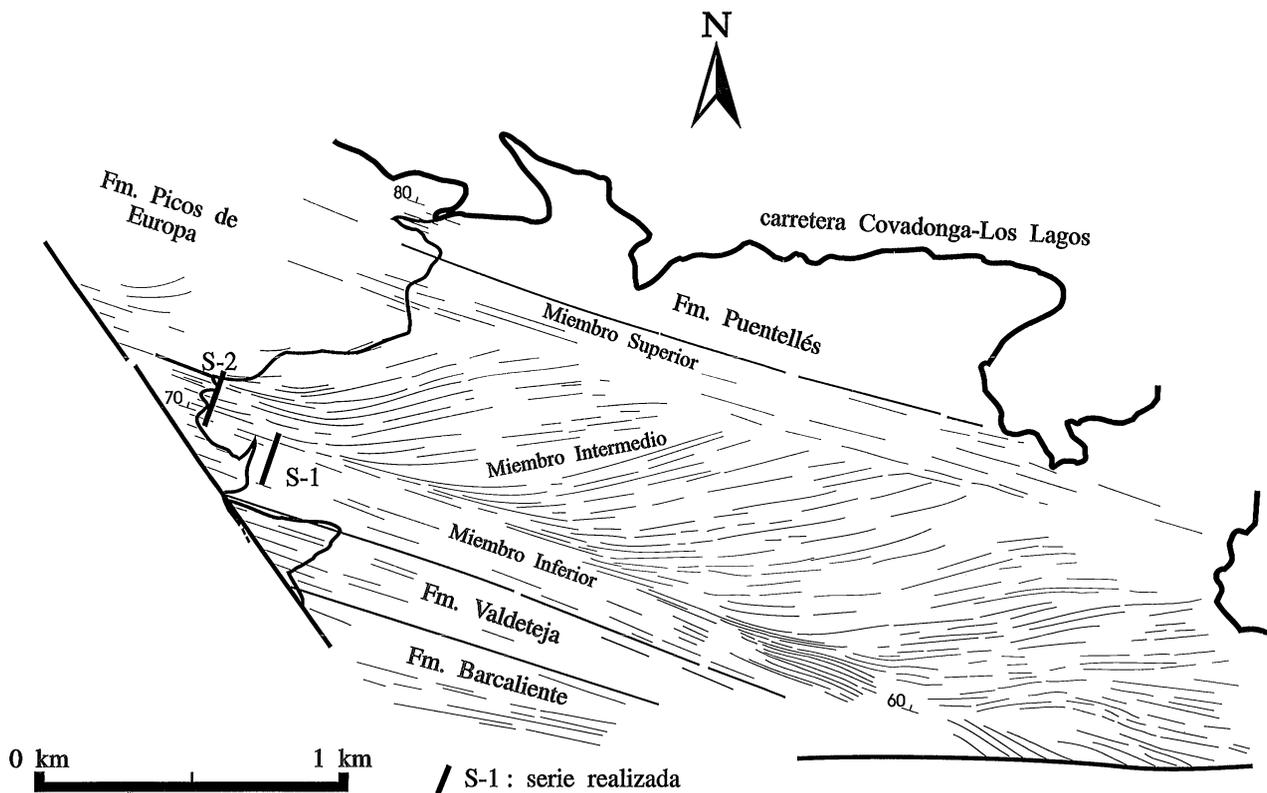
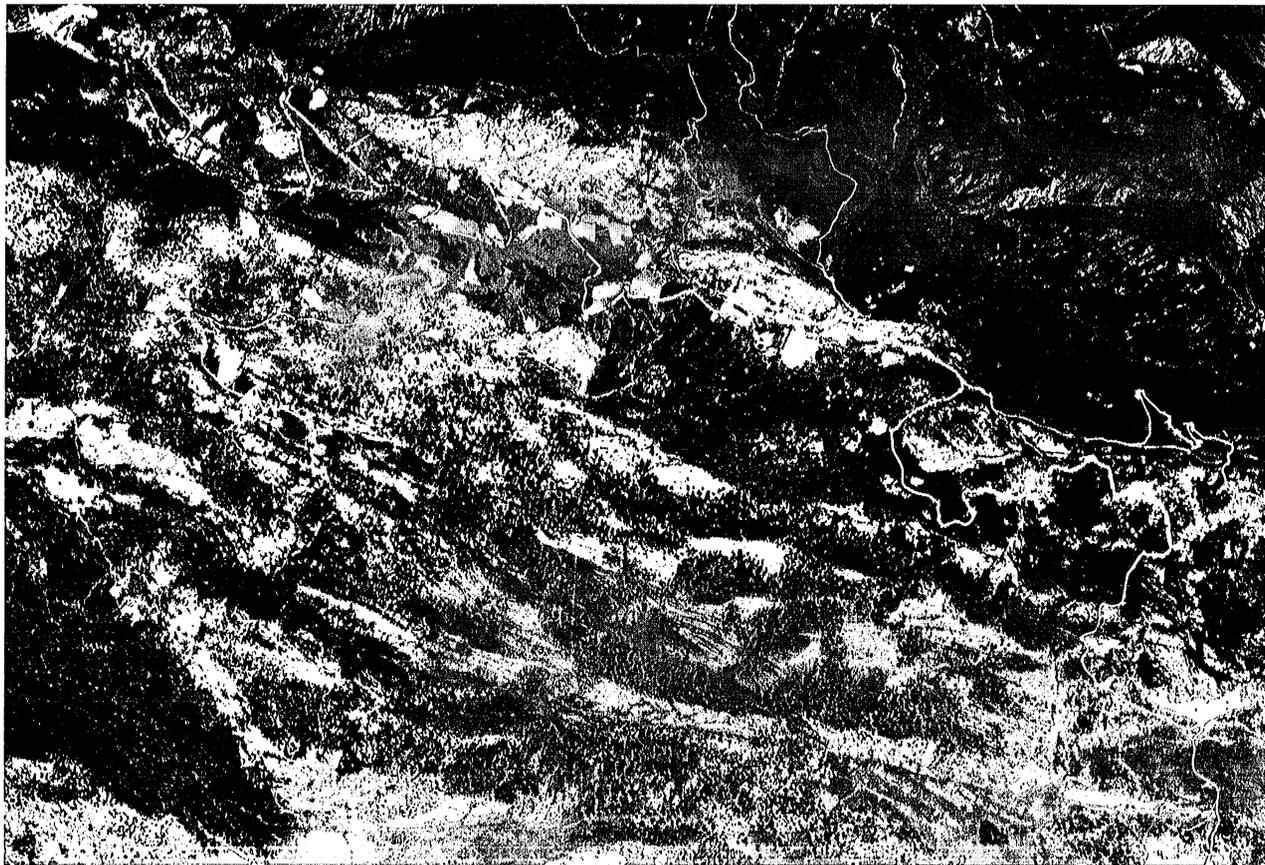


Figura 3.- Sección del margen occidental de la plataforma carbonatada de la Unidad de Picos de Europa en el área de Las Llacierias. Parte superior: fotografía aérea del afloramiento. Parte inferior: esquema cartográfico que muestra las trazas de la estratificación, la localización de las series estudiadas (S-1 y S-2) y los límites entre las diferentes unidades litoestratigráficas.

En la Unidad de Picos de Europa la sección más representativa es la de las Llacieras (Fig. 2), situada en el sector noroccidental. Está constituida por la Fm. Valdeteja (Wagner *et al.*, 1971), la Fm. Picos de Europa (Maas, 1974) y la Fm. Puentellés (Martínez-García, 1983). Ha sido estudiada desde un punto de vista bioestratigráfico por diversos autores (Marquínez *et al.*, 1982; Méndez y Menéndez, 1985; Villa, 1989; Villa *et al.*, 1993) quienes, a grandes rasgos, coinciden en asignar una edad Bashkiriense a la Fm. Valdeteja, Bashkiriense superior-Kasimoviense Inferior a la Fm. Picos de Europa y Kasimoviense a la Fm. Puentellés.

Estratigrafía y geometría del margen

En base a las relaciones geométricas de la estratificación, que presenta inclinaciones desde 60° a la vertical, se han diferenciado dos conjuntos carbonatados correspondientes respectivamente a la Fm. Valdeteja y a las formaciones Picos de Europa y Puentellés (Fig. 3).

La Fm. Valdeteja presenta un espesor de unos 300 m, significativamente inferior al de otras áreas próximas (750-800 m en la Sierra del Cuera) (Bahamonde y Colmenero, 1992; Bahamonde *et al.*, 1997), con superficies de estratificación subparalelas a las de la Fm. Barcaliente. De ella, únicamente han podido estudiarse los tramos superiores, debido a la intensa recristalización de los inferiores. Está constituida por acumulaciones potentes de brechas desorganizadas, separadas por calizas bien estratificadas (*grainstones* gradadas y *mudstones* microlaminadas) y espiculitas (Fig. 4), depositadas en ambientes de base de talud y cuenca.

En la Formación Picos de Europa, la estratificación dibuja superficies originalmente inclinadas respecto a las trazas infrayacentes que limitan cuerpos estratiformes depositados en pendiente (Fig. 3). El afloramiento muestra la sección longitudinal del margen progradante de una plataforma, dado el paralelismo entre la traza cartográfica de los cabalgamientos y el sentido de progradación (O-E). Su espesor es aproximadamente de 750 m y se subdivide en tres miembros con rasgos geométricos y litológicos propios, existiendo rápidos cambios verticales y laterales entre ellos:

Miembro Inferior: las relaciones geométricas de las capas indica una disposición originalmente horizontal, inclinándose ligeramente (< 5°) en las zonas de tránsito al Miembro Intermedio. Su espesor varía de 140 a 250 m en el extremo más occidental, y está constituido por alternancias de brechas en capas poco potentes, calcirruditas y calcarenitas gradadas y bien estratificadas, espiculitas y lutitas (Fig. 5). Corresponde al Miembro Tableado de Maas (1974) y representa los términos de cuenca y base de talud.

Miembro Intermedio: está constituido por una sucesión clinoformal, cuyo espesor varía de 350 a 450 m en el extremo occidental, formada por capas potentes de brechas desorganizadas, correspondiente al talud deposicional de la plataforma. Geométricamente, las

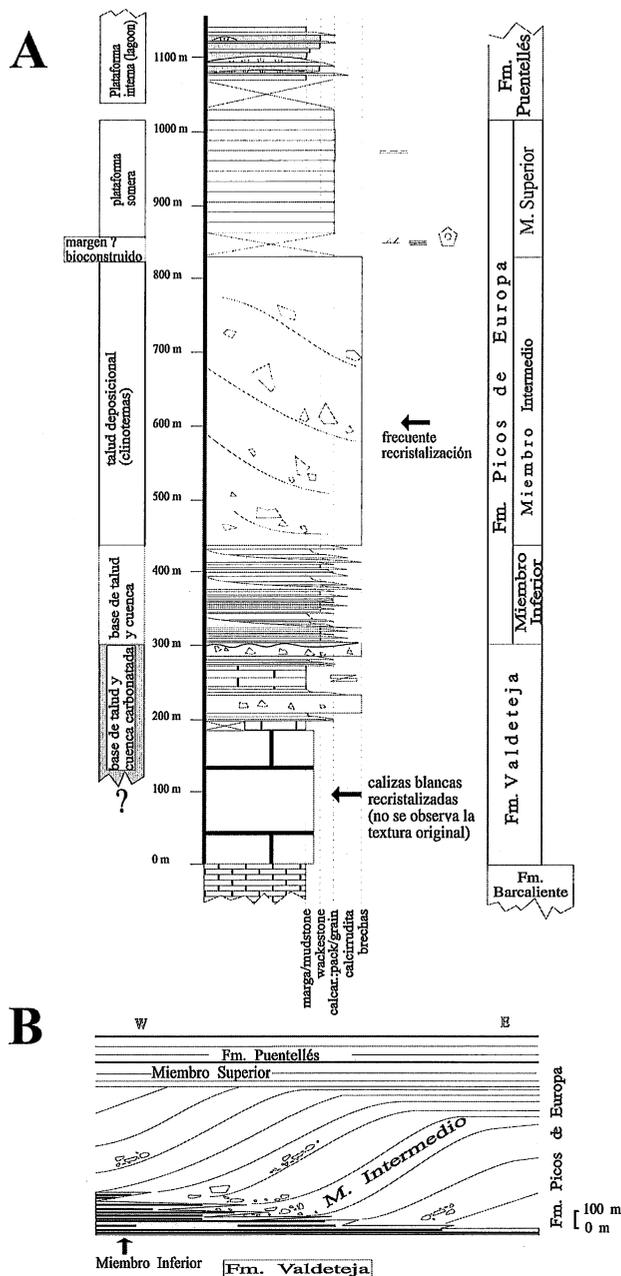


Figura 4.- A) Sucesión estratigráfica general de las formaciones Valdeteja, Picos de Europa y Puentellés en el sector de las Llacieras. B) Esquema de las relaciones estratigráficas entre los tres miembros definidos en la Fm. Picos de Europa.

clinoformas presentan una morfología oblicua tangencial, que en algunos casos tiende a sigmoidal, con una inclinación máxima de 34°. Según los términos propuestos por Bosellini (1984), las relaciones geométricas con las calizas de cuenca indican una progradación de tipo horizontal, que en las más externas cambia a ascendente. Anteriormente a ese cambio de tendencia, el talud alcanzó su altura máxima, unos 450 m, y su anchura fue disminuyendo progresivamente desde 1,5 km, en las clinoformas más internas, a menos de 1 km en las más externas. La longitud de progradación expuesta es de 4 km; no obstante, la distribución cartográfica del Miembro Inferior implica mayores

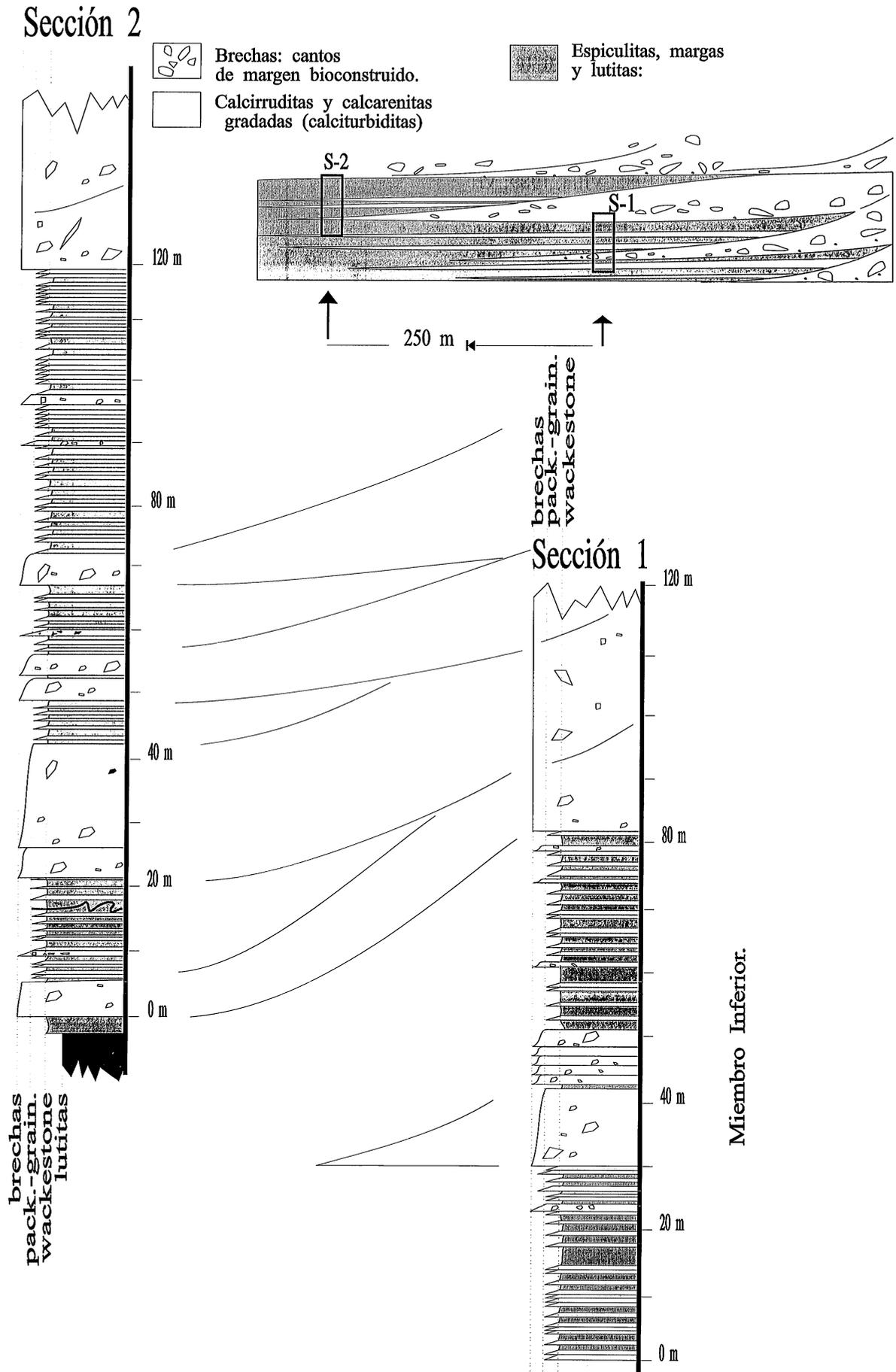


Figura 5.- Series estratigráficas del Miembro Inferior de la Fm. Picos de Europa en el sector de las Llacieras (ver localización de las series en Fig. 3).

longitudes. El límite superior de las clinofomas con las calizas horizontales de la plataforma es de tipo *offlap*, presentando en ocasiones una tendencia a *toplap*.

Miembro Superior: de unos 150 m de potencia, está integrado por acumulaciones esqueléticas, *packstone* y *grainstone*, en capas potentes. Representa los depósitos horizontales de margen e interior de plataforma y, junto con el intermedio, corresponden al Miembro Masivo de Maas (1974).

La Fm. Puentellés, de algo más de 100 m de espesor, se dispone en continuidad estratigráfica con el miembro anterior; está constituida por calizas *wackestone* bioclásticas, calizas margosas y margas, con intercalaciones calcareníticas y montículos de fango aislados (Fig. 4). En su conjunto, registra ambientes de plataforma interna.

Asociaciones de facies

La descripción e interpretación de las distintas facies sedimentarias se basa en el estudio de campo y de láminas delgadas de diversas secciones estratigráficas parciales. Se han diferenciado cuatro asociaciones (plataforma somera, talud, base de talud y cuenca), similares a las descritas en este tipo de márgenes carbonatados por diversos autores (Masetti *et al.*, 1991; Harris, 1994; Kenter y Campbell, 1991; etc).

Plataforma somera

Esta asociación corresponde a las calizas horizontales de la plataforma, características del Miembro Superior de la Fm. Picos de Europa y de la Fm. Puentellés.

Aunque Villa *et al.* (1993) han citado bioconstrucciones micríticas de algas en la parte superior de la Fm. Picos de Europa, en este estudio no se han reconocido *in situ*. No obstante, dado que la mayor parte de los cantos que forman las brechas del talud y base del talud, son mayoritariamente de naturaleza bioconstruida (Fig. 6A), se puede deducir que el margen de la plataforma estuvo constituido por *mounds* de briozoos fenestélidos, algas y organismos microbiales, similares a los descritos por Beauchamp (1988).

Arenas bioclásticas: Constituyen un extenso y potente cinturón de facies entre el margen y el interior de la plataforma. Son acumulaciones *packstone* y *grainstone* esqueléticas, de grano grueso a muy grueso, dispuestas en capas de hasta 3 m de espesor, en las que los bioclastos se presentan orientados y frecuentemente micritizados. Están constituidas por fragmentos de crinoideos, briozoos (fenestélidos y fistulipóridos), foraminíferos (*Fusulínidos*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*), lamelibranquios, ostrácodos, trilobites, hidrozoos, algas rojas (*Ungdarella*, *Komia*) y corales, reconociéndose también peloides, *lumps* e intraclastos biomicríticos. En ocasiones llegan a formar *grainstones* encriníticas.

Por su posición originalmente horizontal a techo de los depósitos brechoides de talud, y sus rasgos texturales, corresponden a depósitos someros de alta

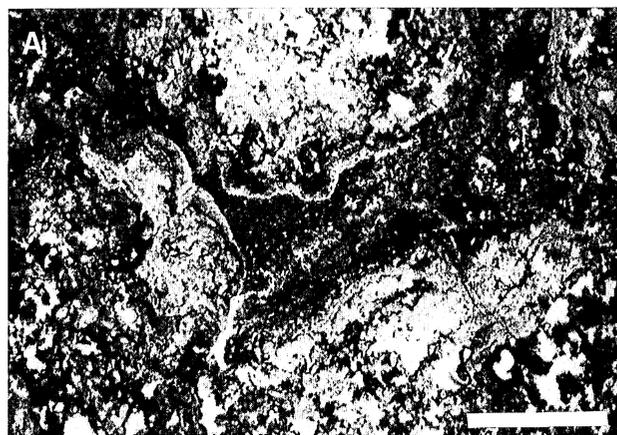


Figura 6.- A) Litoclastos bioconstruidos (*Donezella*) con incrustaciones de Rodofceas en brechas del talud (Miembro Inferior de la Fm. Picos de Europa) (barra de escala 2 mm). B) Detalle de excavación orgánica con relleno geopetal en facies de plataforma interna (Fm. Puentellés) (barra de escala 1 mm).

energía, probablemente *shoals* o complejos arenosos, similares a los descritos por Halley *et al.* (1983), Gawthorpe y Gutteridge (1990), Saller *et al.* (1993), entre otros.

Plataforma interna

Corresponde a la Fm. Puentellés y está constituida por calizas *wackestone* bioclásticas en capas irregulares de espesor centimétrico, que alternan con margas y calizas margosas fosilíferas. Es característica la intensa bioturbación, el color oscuro y la variedad faunística:

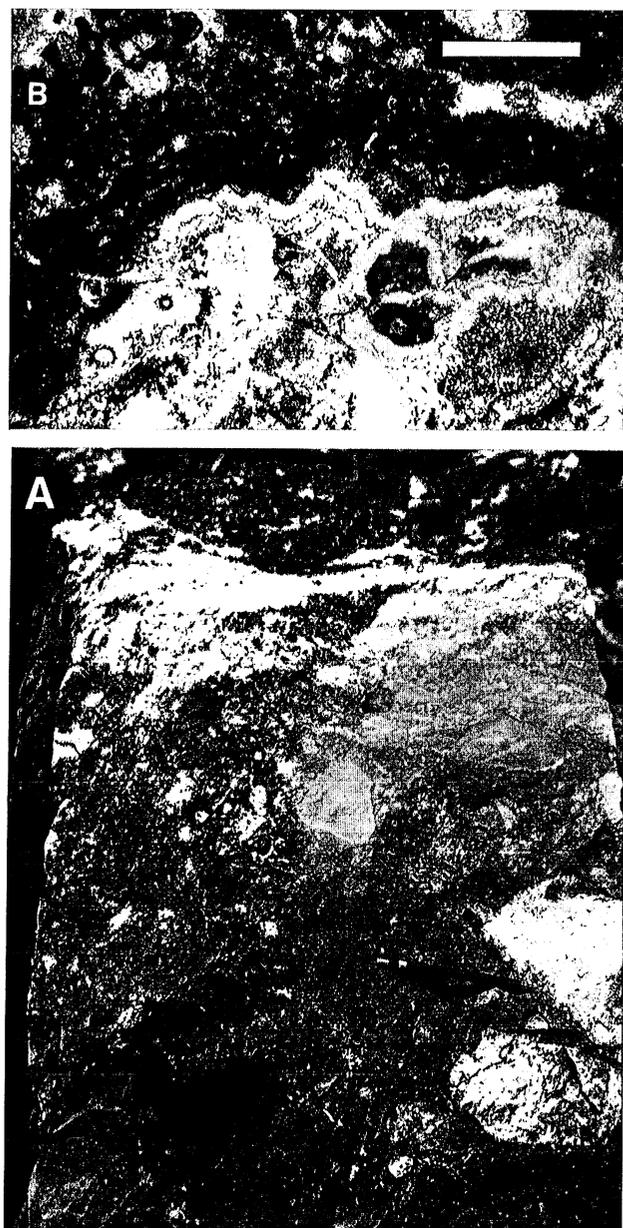


Figura 7.- Depósitos de talud en el Miembro Intermedio de la Fm. Picos de Europa. A) Capa de brechas desorganizadas (techo hacia la izquierda). B) Litoclasto de las brechas del talud, con cortezas de cemento fibroso, seguidas por incrustaciones orgánicas microbianas (barra de escala 2 mm).

ostrácodos, foraminíferos (*Fusulínidos*, *Tuberitina*, *Bradyina*, *Tetrataxis*), espículas de esponja, briozoos, equinodermos, lamelibranquios, gasterópodos, braquiópodos y algas (*Dasicladáceas* y *Donezella*); en menor proporción se encuentra cuarzo tamaño limo y peloides. Es común la micritización de bioclastos (*microborings*), incrustaciones orgánicas, porosidad biomóldica y rellenos geopetales en excavaciones orgánicas (Fig. 6B). Localmente presentan intercalaciones de 1 a 10 m de espesor de calizas *grainstone* gradadas, desde grano grueso -en ocasiones grava- a arena fina, dispuestas en capas irregulares de 0.25 a 1 m de potencia, frecuentemente amalgamadas. Están

constituidas por intraclastos bio-pelmicríticos, bioclastos, similares a los reconocidos en la calizas *wackestone*, frecuentemente orientados y con envueltas micríticas, y en menor proporción por ooides. Esporádicamente se han reconocido montículos de fango (*mud mounds*) de *Dasicladáceas* y fenestélidos, menores de 1 m de espesor y de escaso desarrollo lateral (< 10 m), de base plana y techo convexo.

En el perfil deposicional (Fig. 3), esta asociación ocupa sectores alejados del margen correspondientes a zonas internas de la plataforma. La variedad faunística, textura lodo-soportada, abundante bioturbación, micritización de los granos y la presencia de bancos de fango, son características de depósitos de baja energía en áreas someras de la plataforma (*lagoon*) bien comunicadas con mar abierto (Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983; Tucker y Wright, 1990). Las calcarenitas gradadas registrarían eventos de alta energía ocasionados por tempestades.

Talud

Esta asociación incluye la totalidad del Miembro Intermedio y parte del Miembro Inferior de la Fm. Picos de Europa. Está formada casi exclusivamente por brechas heterométricas, en general masivas, mal clasificadas y de textura *rudstone* (Fig. 7A), constituyendo cuñas que se adelgazan e inclinan hacia la cuenca, limitadas por superficies clinoformales (clinotemas) (Rich, 1951). Se extienden desde el margen de la plataforma hasta la base del talud, donde se interdigitan con calizas bien estratificadas, con espesores de escala decamétrica y longitudes de 1 a 1,5 km. Internamente, estas cuñas están subdivididas por planos de estratificación netos e irregulares, sin evidencia de canalizaciones o truncaciones, que separan capas de potencia métrica, lateralmente variable. Las descripciones texturales se basan en observaciones realizadas en la parte inferior del talud (Fig. 3), debido a la intensa recristalización de la parte media y superior.

Los litoclastos, subangulosos a subredondeados, presentan un amplio rango de tamaño (milimétrico a métrico), bordes irregulares (*scalloped boundaries* de Saller *et al.*, 1989) y cortezas micríticas y estromatolíticas. Básicamente, se han reconocido dos tipos: **a**) *Boundstones* microbianos, de algas (*Donezella* y *Ungdarella*), de briozoos fenestélidos y esporádicamente de corales ramosos. Son abundantes los cementos fibroso-radiaciales (RFC) y peloidales (Sun y Wright, 1989; Horbury 1992) (Fig. 7B), y las cavidades sindeposicionales irregulares con cortezas de RFC y sedimento interno, localmente formando rellenos geopetales. En ocasiones, los bordes de los cantos coinciden con cortezas de RFC rotas o corroidas, mientras que en las cavidades internas estas cortezas están mejor conservadas y presentan incrustaciones orgánicas. **b**) *Wackestones* esqueléticas y peloidales con textura densamente grumosa. De forma accesoria se han reconocido también litoclastos de *grainstones-packstones* esqueléticas y peloidales con cementos

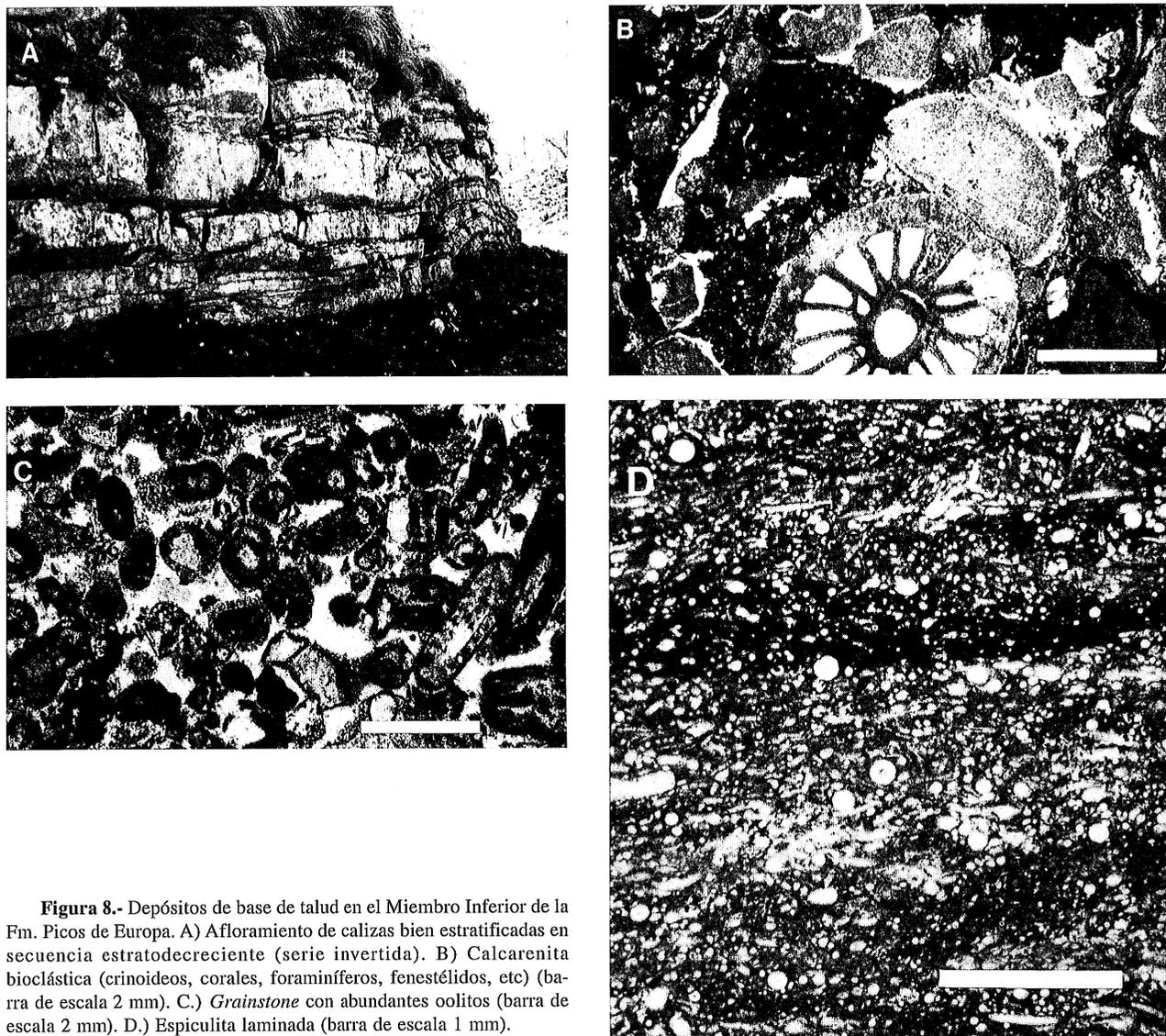


Figura 8.- Depósitos de base de talud en el Miembro Inferior de la Fm. Picos de Europa. A) Afloramiento de calizas bien estratificadas en secuencia estratodecreciente (serie invertida). B) Calcarenita bioclástica (crinoideos, corales, foraminíferos, fenestélidos, etc) (barra de escala 2 mm). C.) *Grainstone* con abundantes oolitos (barra de escala 2 mm). D.) Espiculita laminada (barra de escala 1 mm).

fibrosos (FC) y RFC, *grainstones* oolíticas, *mudstones* grumosas con estructura criptalgal, estromatolitos planares, tufas de cianofíceas (*porostromate algae*, Blendinger, 1994) y dismicritas. Todos ellos presentan polaridades diversas, determinadas en base a rellenos geopetales, porosidades protegidas, laminaciones y cementos gravitacionales.

El sedimento interno, de tamaño arena y bien calibrado, es *packstone-grainstone* de bioclastos derivados de la plataforma somera con peloides, *lumps* y litoclastos de pequeño tamaño, oolitos y granos de cuarzo de tamaño limo. Son muy abundantes las envueltas micríticas de probable influencia microbial, similares a las descritas por Kennard y James (1986) y Harris (1993), y de organismos incrustantes sobre los granos, llegando a constituir oncoideos y rodoides. Se observan rellenos geopetales volcados y cortezas isópacas de FC en poros intragranulares. Se dispone entre los litoclastos, preferentemente en la parte superior de las capas, y en sus cavidades internas, formando frecuentemente rellenos geopetales gradados.

Las características de esta facies coinciden con las

que describen Cook y Mullins (1983), Saller *et al.* (1989), Kenter (1990), Kenter y Campbell (1991), Mclean y Mountjoy (1993) y Harris (1993, 1994) para depósitos en taludes submarinos fuertemente inclinados. Kenter (1990) y Harris (1994) interpretan estas brechas como depósitos de avalancha y caída de bloques (*rock fall*) originadas por sobreinclinación del margen de la plataforma, debido a su alta productividad. En este caso, la fábrica predominantemente bioconstruida de los litoclastos indica una procedencia desde montículos arrecifales. La existencia de litoclastos calcareníticos indicaría la presencia subordinada de barras bioclásticas y oolíticas en el margen. Otros litoclastos (*mudstones* con estructura criptalgal, estromatolíticos y dismicritas), se removilizarían desde la plataforma somera por tormenta (Harris, 1994). La alteración y fragmentación de los cementos que bordean a los clastos se deberían a la acción de *microborings* y a procesos de impacto durante el transporte. El sedimento interno procedería también de la plataforma somera y del propio talud, poniéndose en suspensión por la acción de tormentas, e infiltrándose poste-

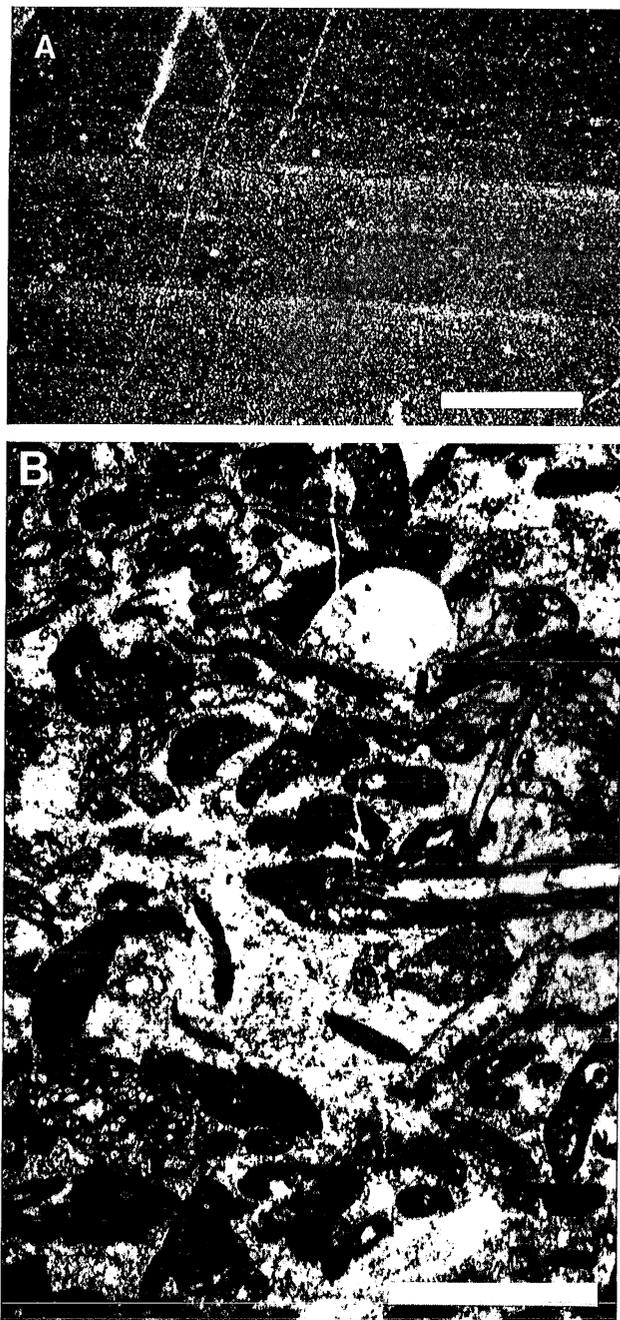


Figura 9.- Facies de base de talud de la Fm. Valdeteja. A) Caliza mudstone microlaminada con espículas de esponjas dispersas y calcitizadas; hidrozoos en la parte superior (barra de escala 1 mm). B) Caliza wackestone de hidrozoos orientados (barra de escala 2 mm).

riormente entre los clastos y en sus cavidades internas.

Base de talud

Esta asociación se encuentra representada en la Fm. Valdeteja y en el Miembro Inferior de la Fm. Picos de Europa. En la base del talud la inclinación de los cuerpos clinofomales disminuye bruscamente hasta pendientes inferiores a 5°, las capas de brechas se adelgazan tendiendo a acunarse distalmente, y presentan en ocasiones morfología canaliforme y ordenación interna (gradación y bandas con diferente granulometría).

En las secciones estudiadas, estos cuerpos llegan a tener 25 m de potencia. Entre ellos, se disponen en *onlap* (Grammer, 1991) tramos de capas bien estratificadas, normalmente gradadas, con un marcado carácter cíclico estrato- y granodecreciente (Fig. 8A). Litológicamente son calcirruditas y calcarenitas, espiculitas, margas y lutitas. Son características las deformaciones por carga y las estructuras de deslizamiento.

Calcirruditas: *Rudstones* gradadas que se disponen en capas centimétricas de base y techo neto, o como intervalos basales en capas más potentes (40-50 cm) con paso gradual a calcarenitas y espiculitas. Los litoclastos, de 3 cm de tamaño máximo, son de calizas *wackestones* bioclásticas y peletoidales, *mudstones* grumosas y esporádicamente de *packstones* bioclásticas y *grainstones* oolíticas. La matriz es biomicrítica (*wackestone*), incluyendo abundantes *lumps*, peloides y en menor proporción, *grappestones*, oncoides, rodoides, ooides (algunos compuestos, otros rotos) y fragmentos de abanicos de RFC. Entre los bioclastos se han reconocido: foraminíferos (Endotíridos -*Bradyina*-, Palaotextuláridos -*Climacammina*-, Fusulínidos, *Tuberitina*, Ozawainéllidos), algas (*Tubiphytes*, *Donezella*), Rodofceas (*Ungdarella*), Dasicladáceas (*Beresella*), crinoideos, briozoos (fenestélidos, *Fistulipórido*), calciesferas, equínidos, hidrozoos, ostrácodos, lamelibranquios, gasterópodos, corales, trilobites, cefalópodos, braquiópodos y espículas de esponjas silíceas. Son frecuentes las envueltas micríticas y las incrustaciones orgánicas alrededor de los granos. Se encuentran cementos fibrosos marinos en porosidades intragranulares y rellenos geopetales con diferentes orientaciones en algunos litoclastos y bioclastos.

Calcarenitas: Ocupan un volumen importante en los depósitos de la base de talud y consisten en calizas gradadas *grainstone-packstone* esqueléticas, en capas inferiores a 25 cm de espesor, lateralmente continuas, de base neta y techo neto o en paso gradual a espiculitas. Es frecuente la laminación paralela marcada por diferencias granulométricas y texturales. Contienen litoclastos semejantes a los descritos en la facies anterior, con frecuencia concentrados en la base de las capas (Fig. 8B), peloides, *lumps*, ooides (Fig. 8C), cuarzo de tamaño limo y fragmentos de abanicos de RFC. Entre los bioclastos se han reconocido, además de los de la facies anterior, *Archaediscidos* (*Archaediscus*), *Biseriammínidos* (*Globivalvulina*), *Tetratáxidos* (*Tetrataxis*), *Paleoberesella*, *Antracoporella*, *Komia* y *Solenoporáceas*. Son frecuentes la bioturbación (*burrows* y pistas con relleno de bioclastos y peloides) y las incrustaciones orgánicas alrededor de los granos. Existen cementos FC y RFC en porosidades intragranulares y alrededor de algunos granos (en este caso rotos o corroídos por los impactos) y rellenos geopetales en bioclastos con polaridades diferentes.

Espiculitas: En general, son depósitos donde el componente bioclástico fundamental son las espículas

de esponjas silíceas (Fig. 8D) (monoaxiales y raramente triaxiales). Constituyen acumulaciones en capas milimétricas a centimétricas, lateralmente continuas, gris oscuras, que forman la parte superior de los ciclos con límites netos o graduales desde las calcarenitas gradadas. En otras ocasiones forman tramos de espesor métrico interestratificadas con niveles lutíticos. Corresponden a rocas silíceas granosoportadas (equivalentes a calizas *packstone*) con matriz arcillosa, y a calizas *wackestone* y *mudstone* (Fig. 9A) con matriz micrítica y arcillosa; las espículas aparecen reemplazadas, total o parcialmente, por calcita y calcita ferrosa, estando acompañadas por equinodermos, ostrácodos, hidrozoos, foraminíferos y calciesferas. Internamente presentan laminación paralela, marcada por diferentes concentraciones y tamaño de las espículas, siendo frecuente la gradación normal y la intercalación de láminas calcareníticas. Ocasionalmente presentan bioturbación (pistas y *burrows*) y estructuras de escape de fluidos.

Calizas *wackestone* de hidrozoos: Se han reconocido en la Fm. Valdeteja, intercaladas entre las facies de cuenca. Se presentan en capas tableadas de 4 a 5 cm de potencia, internamente laminadas y con intervalos gradados, en las que dominan los hidrozoos (Fig. 9B), acompañados accesoriamente por fragmentos de ostrácodos, crinoideos, foraminíferos (*Tuberitina*) y cefalópodos.

Asociaciones de facies similares han sido descritas por Masetti *et al* (1989), Kenter (1990), Reijmer *et al.* (1991), Harris (1993, 1994), etc, como características de la base del talud. En las Llacierias, la geometría deposicional de la plataforma indica que su depósito se realizó entre 200-450 m de profundidad. La naturaleza de los sedimentos indica una procedencia desde aguas someras de la plataforma (equinodermos, briozoos, corales, *Dasieladaceas*, *Tubiphytes*, ooides, *grappstones*, cementos tempranos, cortezas orgánicas, etc), donde son removilizados y puestos en suspensión por flujos turbulentos generados por la acción de tormentas (Reijmer *et al.*, 1991), las cuales fragmentarían parte de los componentes (oolitos, intraclastos de cementos marinos tempranos, etc). Estos flujos sobrepasan el talud, aunque una fracción del material quedaría retenido en los huecos de las brechas, depositando la mayor parte de la carga cuando la pendiente decrece bruscamente en su base (Grammer y Ginsburg, 1992). Las calcirruditas y calcarenitas, similares a las descritas por Harris (1994) como "*graded grainstone facies*", corresponderían a la fracción más gruesa de las suspensiones de alta densidad. Capas gradadas de carbonatos redepositados de aguas someras son generalmente interpretadas como turbiditas, a pesar de no registrar secuencias de Bouma (Enos, 1977; Davis, 1977, Eberli, 1991, etc). Coniglio y James (1990) y Harris (1993, 1994) las interpretan como turbiditas proximales, dado su carácter redepositado (geopetales volcados), textura gradada, base ligeramente erosiva, ángulo deposicional relativamente bajo (< 5°) y su asociación con materia-

les de cuenca. Cada capa gradada sería el registro de un evento, en la que su espesor y composición dependerían de la capacidad de transporte, competencia del flujo y de la cantidad de material aportado desde la plataforma (Harris, 1994).

Depósitos espiculíticos similares han sido descritos por Yurewicz (1977), Armstrong y Mamet (1977), Herbig y Bender (1992) y Herbig y Mamet (1994), entre otros. La fauna, granulometría y la falta de estructuras de erosión indican condiciones ambientales marinas, de baja energía. Cuando constituyen el intervalo superior de las secuencias, estarían integrados en el mismo evento sedimentario, representando la fracción fina de los flujos turbidíticos (intervalos C y D de Bouma, Yurewicz, 1977). Cuando se encuentran intercalados con niveles lutíticos, representarían el depósito de suspensiones y corrientes turbidíticas de baja velocidad y densidad procedentes del propio talud, en periodos en los que el aporte desde la plataforma fue interrumpido, dada la ausencia de material del interior de la plataforma. La presencia de los niveles margosos y lutíticos pudo haber estado controlada por pequeños cambios en el aporte de material siliciclástico desde suspensiones de baja densidad, procedentes de áreas externas a la plataforma carbonatada. El grado de oxigenación, en general pobre, alcanzaría ocasionalmente condiciones aeróbicas, puestas de manifiesto por la existencia de intervalos bioturbados en las calcarenitas y espiculitas.

Las calizas *wackestone* de hidrozoos tienen un significado similar al de las espiculitas pero procedentes de colonias de hidrozoos.

Cuenca

En la Fm. Valdeteja, esta asociación constituye un tramo de unos 30 m de espesor. Las facies más representativas corresponden a calizas *mudstone* oscuras, entre las que se intercalan esporádicamente calcarenitas gradadas, espiculitas y *wackestones* de hidrozoos. Se presentan en capas centimétricas amalgamadas, continuas a escala de afloramiento, masivas o microlaminadas.

Su textura, color, estratificación plano-paralela, laminación interna, ausencia de bioturbación y de estructuras sedimentarias tractivas, escasez de restos fósiles y su relación con facies de base de talud, son características de sedimentos de cuencas adyacentes a plataformas carbonatadas. Serían similares a los descritos por Mullins (1983), Cook (1983), Cook y Mullins (1983), Tucker y Wright (1990), Schlager *et al.* (1994), etc, correspondientes a depósitos de periplataforma (*peri-platform deposits* de Schlager y James, 1978). El fango derivaría, por una parte, de la plataforma, dispersándose por suspensión en periodos en los que el aporte desde la misma es muy bajo, y en parte se produciría en la propia cuenca. La microlaminación estaría motivada por variaciones periódicas eustáticas o climáticas, que implicarían ciclicidad en la oxigenación de las aguas del fondo, en

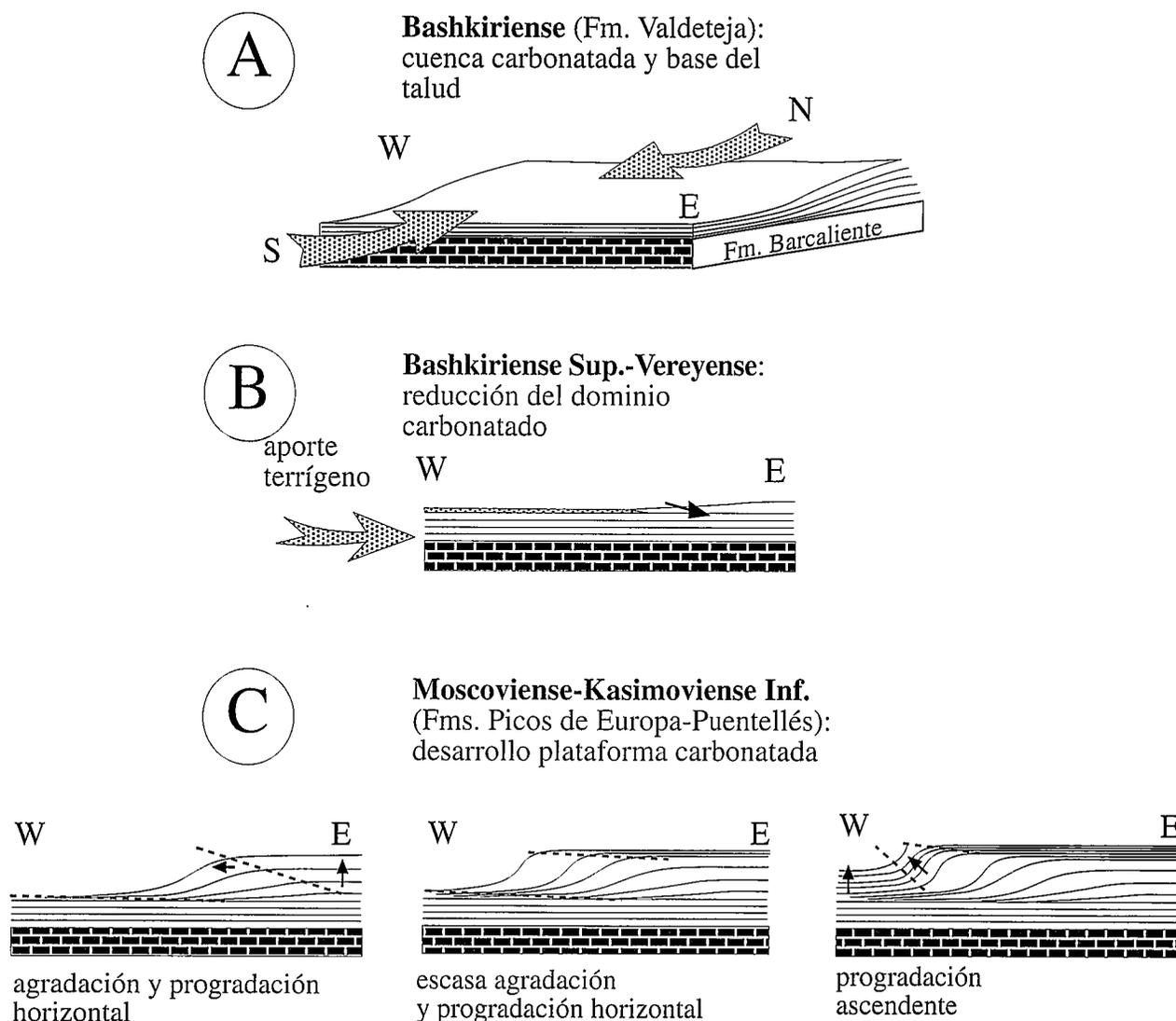


Figura 10.- Evolución sedimentaria del borde noroccidental de la Unidad de Picos de Europa. A) La Fm. Valdeteja (Bashkiriense) registra depósitos de base de talud y cuenca carbonatada, correspondientes a la progradación de la plataforma nucleada en el N o en áreas más meridionales. B) Durante el Moscoviense Inferior (Vereyense), el depósito de potentes sucesiones siliciclásticas en sectores más occidentales redujo el dominio carbonatado, al menos en el borde noroccidental. C) Durante la mayor parte del Moscoviense y Kasimoviense Inferior, se produjo la progradación y el crecimiento del edificio carbonatado (Fm. Picos de Europa), acentuándose progresivamente el dispositivo plataforma/cuenca y recuperándose la extensión del dominio carbonatado bashkiriense.

la productividad orgánica, en el sistema de corrientes, en la estratificación del agua, etc.

En la Fm. Picos de Europa, los depósitos de cuenca están representados por los mismos tipos de facies que en la base del talud, variando la proporción entre ellas. Los términos calcirrudíticos y calcareníticos tienden a acuñarse distalmente, predominando las margas y lutitas oscuras con frecuentes silicificaciones e intercalaciones de espiculitas. Contrariamente a lo que ocurre en la Fm. Valdeteja, la mayor parte del material procede de áreas externas a la plataforma carbonatada. El carácter siliciclástico de esta asociación implica, al igual que en la base del talud, aportes desde sistemas deltaicos situados hacia el Oeste de la plataforma carbonatada, durante el Bashkiriense Superior-Moscoviense Inferior (Colmenero *et al.*, 1993; Bahamonde y Colmenero, 1993).

Modelo de plataforma

La geometría deposicional que presenta la Fm. Picos de Europa en el área de las Llacierias, y el análisis de las facies sedimentarias, permite establecer un modelo de plataforma carbonatada con margen de acreción o deposicional (Read, 1982; McIlreath y James, 1984), similar a las plataformas holocenas de las Bahamas (Hine *et al.*, 1981; Eberli y Ginsburg, 1989; etc), y a las plataformas triásicas de Los Dolomitas (Bosellini, 1984, 1989; Harris, 1994, etc). Su margen estaría constituido por acumulaciones bioclásticas, *reef mounds* (James, 1983) microbiales (*microbial buildup*, James y Macintyre, 1985), y *mounds* en los que dominan los briozoos fenestélidos, *Tubiphytes* y algas (*Donezella*, Filoides, Dasieladáceas

y Rodofíceas), con mayor o menor participación microbiana. Estas acumulaciones serían el principal origen de los litoclastos acumulados en el talud, debido principalmente a su rápida litificación (cementos marinos tempranos y acción microbiana). Cook (1983) y Harris (1993, 1994) indican que este tipo de depósitos, con altas tasas de crecimiento y un bajo potencial de preservación, ocupan una estrecha franja en el margen, lo que puede explicar el que no se hayan reconocido *in situ* en el sector de las Llacierias.

La presencia de bioclastos y ooides en depósitos de la base del talud y en el sedimento interno de las brechas de talud indicaría la existencia de bancos y *shoals* esqueléticos y oolíticos someros coexistiendo con los mounds en un margen de tipo complejo, similar al descrito por Kenter y Campbell (1991). El hecho de encontrar estos componentes como granos individuales supondría que estas acumulaciones no estarían estabilizadas, lo que permitiría su exportación fuera de la plataforma (Goldhammer y Harris, 1989).

La cartografía de las facies muestra que entre el margen de plataforma y áreas con sedimentación eminentemente fangosa (*lagoon*) existe un extenso cinturón de acumulaciones bioclásticas someras. Su existencia indicaría que la protección ejercida por las bioestructuras no fue muy efectiva, debido a su carácter aislado más que a un cinturón o barrera continua.

Las áreas más internas de la plataforma, caracterizadas por una variedad de litologías, entre las que predominan los fangos carbonatados, corresponden a ambientes marinos de baja energía tipo *lagoon*. Las intercalaciones calcareníticas generadas por tormentas y la variedad faunística existente sugieren condiciones submareales con buena circulación.

En el intervalo que registra la sección de las Llacierias, el talud de la plataforma alcanzó una altura de unos 400 m, ocupó una franja de 1,5 a 1 km de anchura y su inclinación osciló entre 15° y 35°. Litológicamente está constituido por brechas masivas sin matriz, de forma similar a los taludes deposicionales carbonatados descritos por numerosos autores en diversas partes del mundo: Enos (1977) y Enos *et al.* (1983), en el Cretácico de Méjico; Bosellini (1984, 1989) y Harris (1993, 1994), en las plataformas triásicas de los Dolomitas; Playfort (1980, 1981), en la cuenca Canning del Devónico de Australia; Grammer *et al.* (1990), en las plataformas pleistocenas-holocenas de las Bahamas; Kenter y Campbell (1991), en el Jurásico del Alto Atlas; etc.

La base del talud se caracteriza por una ordenación secuencial de las sucesiones, constituidas por facies del propio talud (brechas) y facies calcirrudíticas y calcareníticas, que lateralmente se extienden hacia la cuenca; estas últimas estarían formadas por materiales generados en la plataforma somera y resedimentados por corrientes de turbidez producidas por tormentas. En la cuenca se observa una progresiva disminución de los niveles carbonatados gruesos en sentido distal, tal como describe Masetti *et al.* (1991), y un aumento, en

el mismo sentido, de intervalos terrígenos, cuyo material procedería de sistemas deltaicos situados hacia el Oeste (Colmenero *et al.*, 1993; Bahamonde *et al.*, 1997).

El modelo de plataforma descrito, con altas tasas de progradación y relativa abundancia de granos no esqueléticos de plataforma interna resedimentados en la base del talud, indica que el margen carbonatado estudiado sería probablemente de carácter abierto, con una orientación paleogeográfica a sotavento (Enos, 1977; Scaturro *et al.*, 1989; Tucker y Wright, 1990; Grammer *et al.*, 1990).

En la Fm. Valdeteja, las asociaciones de facies presentes en este sector corresponden únicamente a depósitos de cuenca y base de talud carbonatado. No obstante, las características de las facies de la base del talud, así como las observaciones realizadas por Bahamonde *et al.* (1997) en la prolongación septentrional de esta formación en la Región del Cuera, revelan un mismo modelo de plataforma carbonatada, con la única diferencia de que la progradación de la misma se realiza sobre una cuenca carbonatada sin influencia siliciclástica.

Evolución de la plataforma

En la Zona Cantábrica, a finales del Serpukhoviense se rompió la uniformidad estratigráfica que representó el depósito de la Formación Barcaliente, generando diferentes ámbitos sedimentarios (Colmenero *et al.*, 1993). El dominio carbonatado más extenso ocupó los sectores nororiental (Región del Cuera) y oriental (Unidad de Picos de Europa). En el primero, se desarrolló durante el Bashkiriense una potente plataforma carbonatada (Fm. Valdeteja, con un espesor de 750-800 m) que se expandió lateralmente hacia el Oeste sobre una cuenca terrígena con sedimentación condensada (Manto del Ponga) (Bahamonde *et al.*, 1997). En el borde noroccidental de la Unidad de Picos de Europa, el espesor de esta sucesión es sensiblemente inferior (300 m), lo que supone una tasa de sedimentación de 25 m/Ma (12 Ma para el Bashkiriense, según Harland *et al.*, 1982), registrando sólo depósitos de base de talud y cuenca carbonatada, que deben de corresponder a la progradación de la plataforma nucleada en la Región del Cuera (estadio A de la Fig. 10) o sectores más meridionales. La dirección N-S de progradación, subperpendicular a la traza de los cabalgamientos, explica el subparalelismo entre las trazas de estratificación de las formaciones Valdeteja y Barcaliente en las Llacierias.

El Moscoviense Inferior (Vereyense) fue un periodo caracterizado por el depósito de potentes sucesiones siliciclásticas en sectores occidentales, adyacentes a la Unidad de Picos de Europa (Cuenca Carbonífera Central y Manto del Ponga) (Colmenero *et al.*, 1993; Bahamonde y Colmenero, 1993). La inhibición de la producción carbonatada producida por los aportes detríticos desde el Oeste y Noroeste, redujeron el dominio carbonatado de Picos de Europa, al menos en el

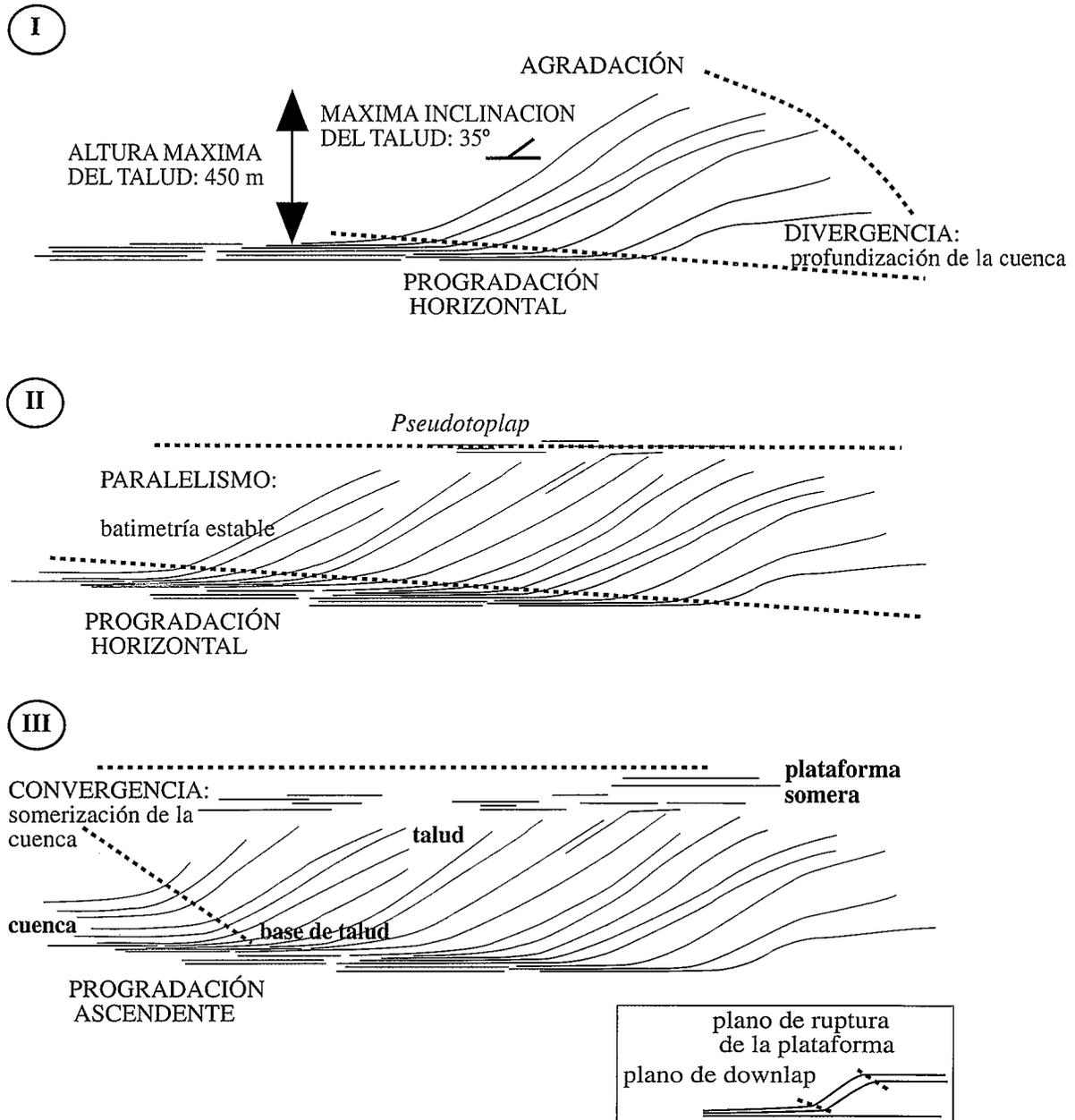


Figura 11.- Evolución de la Fm. Picos de Europa en base a las relaciones geométricas de la estratificación en su margen noroccidental. I) La plataforma agrada y progresa horizontalmente, produciéndose la profundización de la cuenca adyacente (relaciones geométricas divergentes entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma). Este hecho supuso que al final de este episodio se registre la máxima altura e inclinación del talud: 450 m y 35°. II) Las relaciones de *pseudotoplap* del límite superior de las clinofomas implican un fuerte descenso en la tasa de agradación de la plataforma, lo que supone una batimetría estable para la cuenca (paralelismo entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma). III) El incremento de los aportes a la cuenca desde el techo de la plataforma (progradación ascendente) produjo la paulatina somerización de la cuenca (convergencia entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma).

borde noroccidental (estadio B de la Fig. 10). A esta etapa corresponden las lutitas de la parte basal y media del Miembro Inferior, que gradualmente desaparecen hacia el Este (Farias, 1982) y hacia el S (Marquín, 1978). Estos procesos son característicos de etapas de baja subsidencia o de bajada relativa del nivel del mar, lo que favorecería la nucleación de una plataforma en las zonas centrales y meridionales de la Unidad, sin contaminación terrígena, donde no aparece representado el Miembro Inferior.

Posteriormente, durante la mayor parte del

Moscoviense y del Kasimoviense Inferior, se produjo la progradación y el crecimiento del edificio carbonatado, con una tasa de agradación de 125 m/Ma (6 Ma para el Moscoviense, según Harland *et al.*, 1982), acentuándose progresivamente el dispositivo plataforma/cuenca y recuperándose la extensión del dominio carbonatado bashkiriense (estadio C de la Fig. 10). Este proceso, consecuencia de un incremento de la subsidencia o subida relativa del nivel del mar, ha sido también registrado en la Unidad del Cuera, donde la tasa de subsidencia media para el Moscoviense fue de

142 m/Ma, superior a los 67 m/Ma del Bashkiriense (Bahamonde *et al.*, 1997). Las relaciones geométricas de la estratificación en la sucesión clinoformal de las Llacerias, permiten separar tres episodios evolutivos para este intervalo (Fig. 11). En el primero, la progradación fue de tipo horizontal (según la terminología de Bosellini, 1984), que implica aportes a la cuenca muy escasos, la tasa de agradación superó ampliamente a la de relleno de la cuenca, produciéndose una profundización progresiva (Miembro Inferior) y alcanzándose la máxima altura e inclinación del talud, 450 m y 35° respectivamente, al final del mismo. Las relaciones geométricas divergentes entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma (Doglioni y Bosellini, 1989) registran este hecho. El segundo episodio se caracteriza por la dinámica eminentemente progradante de la plataforma, siendo escasa la agradación, como lo indica la tendencia a *toplap* del límite superior de las clinoformas. El paralelismo entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma indica que la batimetría de la cuenca se mantuvo estable. En el tercer episodio, la progradación fue de tipo ascendente, debido a un incremento de los aportes a la cuenca desde el techo de la plataforma, produciéndose una paulatina somerización de la cuenca (convergencia entre el plano de *downlap* y el de ruptura de plataforma). Esta secuencia evolutiva registra una progresiva atenuación en la tasa de elevación relativa del nivel a finales del Moscoviense.

La falta de continuidad lateral del afloramiento, impide establecer las últimas etapas evolutivas, especialmente en lo relativo a la parte superior de la sucesión estudiada (Fm. Puente de Marquines *et al.*, 1982 y Villa *et al.*, 1993). Por otra parte, el carácter mecánico del límite occidental de la Unidad de Picos de Europa con la del Manto del Ponga no permite relacionar de manera directa las etapas de relleno de la cuenca terrígena con las de crecimiento de la plataforma carbonatada, ni observar el acuñaamiento de la plataforma como ocurre en la Unidad del Cuera.

Discusión

La respuesta estratigráfica de las plataformas carbonatadas ante oscilaciones relativas del nivel del mar es en la actualidad un tema de debate. No obstante, buena parte de los autores están a favor de que los sistemas carbonatados aportan a la cuenca mayor cantidad de sedimentos durante los periodos de nivel de mar alto (modelo *highstand shedding*, Droxler y Schlager, 1985), en oposición a los sistemas siliciclásticos (Vail *et al.*, 1977). El estudio del afloramiento de las Llacerias pone de manifiesto algunas evidencias a favor de este modelo. Reijmer y Everaars (1991) y Reijmer *et al.* (1991) indican que el depósito en la base del talud de *rudstones* y *grainstones* gradadas procedentes de flujos turbulentos registraría aportes desde el margen e interior de la plataforma durante periodos de *highstand*, mientras que las *espiculitas* indicarían una

reducción de los aportes durante periodos de *lowstand*. En las Llacerias, los depósitos calcirrudfíticos y calcarenfíticos de la base del talud son volumétricamente muy superiores a los *espiculíticos* y *micríticos*. Además, aunque en los primeros dominan los granos *esqueléticos*, los no *esqueléticos* procedentes de la plataforma somera (*ooides*, *grappstones* y *lumps*) están siempre presentes, hasta un 20%, lo que algunos autores (Wilber *et al.*, 1990; Reijmer *et al.*, 1991; Reijmer y Everaars, 1991) señalan como una característica de depósitos de *highstand*. Estos mismos granos se encuentran individualizados y no como *litoclastos calcarenfíticos*, indicando la ausencia de litificación previa a su exportación, lo que ocurriría principalmente en etapas de *lowstand*.

Por otra parte, aunque el depósito de una unidad de brechas en el talud ha sido normalmente considerada como un indicador del comienzo de la erosión del *lowstand*, autores como Yose (en Brandner *et al.*, 1991), Schlager *et al.* (1991), Harris (1994), etc. han sugerido que su origen estaría relacionado con inestabilidades causadas por el excesivo crecimiento de arrecifes durante periodos de *highstand*. En las Llacerias, los *litoclastos* con textura bioconstruida que constituyen las brechas del talud y base del talud muestran frecuentes evidencias de una *diagénesis* submarina temprana (FC, RFC), no habiéndose reconocido, sin embargo, señales de *diagénesis* meteórica o subaérea anterior al transporte y *resedimentación*, propias de un origen en etapas de *lowstand*.

Dado el contexto sinorogénico en que se desarrolló la sedimentación carbonífera en la Zona Cantábrica, la arquitectura deposicional de la plataforma tuvo probablemente un control tectónico, relacionado con el emplazamiento de unidades cabalgantes en sectores más internos (occidentales) de la cordillera. Como consecuencia se produjeron modificaciones en el sustrato carbonífero de sectores más externos (orientales), traduciéndose en variaciones relativas del nivel del mar (tasas de subsidencia) de ámbito regional. No obstante, dadas las variaciones glacioeustáticas habidas en el Carbonífero (Ramsbottom, 1979; Ross y Ross, 1988), no se puede desechar su influencia en la evolución de la plataforma, desconociéndose por el momento su relevancia frente al control tectónico.

La dinámica progradacional de la plataforma carbonatada durante el Moscoviense, registrada en la sucesión clinoformal, supone una relación lateral entre los tres miembros definidos en la Fm. Picos de Europa. Este hecho, puesto ya de manifiesto por Julivert y Navarro (1984), implica una fuerte oblicuidad entre los límites de dichos miembros y las líneas de isocronía.

El modelo sedimentario sobre la Fm. Picos de Europa propuesto en este trabajo, con áreas de nucleación de la plataforma en sectores orientales y meridionales de la unidad y la posterior progradación sobre una cuenca con aportes terrígenos desde el Noroeste y Oeste, estaría en concordancia con las variaciones estratigráficas que presenta el Miembro Inferior: dis-

minución de espesor y la presencia de niveles pizarrosos hacia el Este (Farias, 1982) y ausencia de intercalaciones terrígenas en la escama frontal o meridional (Marquínez, 1978). En este último sector, la sucesión de la Fm. Picos de Europa presenta, a grandes rasgos, una estratigrafía similar a la descrita en las Llacierias, con depósitos de cuenca y base de talud que pasan verticalmente a calizas someras, lo que implica que la plataforma progradó también hacia el Sur.

La diversidad estratigráfica y sedimentológica de la Unidad de Picos de Europa excede ampliamente el ámbito y los objetivos de este trabajo, que pretende ser una primera aproximación desde la que abordar el estudio integral de todo el dominio carbonatado. Por ello, son muchas las cuestiones por resolver, entre ellas, la caracterización de los distintos depósitos kasimovienses y su correlación, especialmente aquellos denominados en su conjunto como Fm. Puentellés.

A pesar de la complejidad tectónica y geomorfológica del sector noroccidental, es posible reconocer otras sucesiones clinoformales que presentan un mismo sentido de progradación hacia el Oeste.

Conclusiones

En el sector noroccidental de la Unidad de Picos de Europa afloran espectaculares secciones de una plataforma carbonatada carbonífera que muestran, en fotografía aérea, un modelo de la estratificación a escala sísmica. Las mejores condiciones de exposición se observan en el área de las Llacierias, cuyo estudio ha permitido establecer dos etapas muy diferenciadas en la evolución sedimentaria de la sucesión carbonatada Bashkiriense-Kasimoviense.

La primera, correspondiente a la Formación Valdeteja (Bashkiriense), se caracteriza por una baja tasa de sedimentación (25 m/Ma), en ambientes de cuenca carbonatada y base de talud, en relación con la plataforma de alta productividad que durante ese periodo se desarrolló en áreas más septentrionales (Unidad del Cuera) o meridionales.

La segunda etapa, representada por las formaciones Picos de Europa (Moscoviense) y Puentellés (Kasimoviense), registra el crecimiento de una extensa y potente plataforma carbonatada aislada del continente, con altas tasas de agradación (125 m/Ma) y progradación, que originó una sucesión clinoformal de más de 4 km de longitud, con taludes deposicionales de hasta 35° de inclinación y 450 m de altura. La geometría de los depósitos y las asociaciones de facies presentes en la Fm. Picos de Europa permiten subdividirla en tres miembros: Miembro Inferior, que coincide con el Miembro Tableado de Maas (1974), bien estratificado y con intercalaciones detríticas, que registraría una sedimentación en ambientes de base de talud y cuenca; Miembro Intermedio clinoformal, con trazas de la estratificación oblicua respecto a las de los otros dos y caracterizado por una fábrica brechoide, correspondiente a los depósitos de talud; y Miembro Superior,

constituido por depósitos de margen e interior de plataforma. Los tres miembros presentan una relación estratigráfica de rápidos cambios laterales con variaciones de espesor muy importantes, constituyendo una secuencia de progradación/somerización que culmina con facies de *lagoon* y acumulaciones calcareníticas de tormenta correspondientes a la Fm. Puentellés.

Ambas etapas estuvieron separadas por un periodo (Bashkiriense Superior-Vereyense) de aportes terrígenos generalizados en la Zona Cantábrica, que produjeron el depósito de potentes cuñas clásticas en sectores más occidentales (Cuenca Carbonífera Central y Manto del Ponga), y que redujeron drásticamente la extensión del dominio carbonatado por el Oeste.

Agradecemos la labor de dos revisores anónimos y de J. Pedro Calvo Sorando que han contribuido a la mejora del manuscrito inicial. Este trabajo ha sido financiado por la Universidad de Oviedo, Proyecto TA-95/215-2.

Bibliografía

- Agueda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F., 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. *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 325-333.
- Armstrong, A.K. y Mamet, B.L. (1977): Carboniferous microfacies, microfossils, and corals, Lisburne Group, Arctic Alaska. *US Geol. Surv. Prof. Paper.*, 849: 144 p.
- Bahamonde, J.R. y Colmenero, J.R. (1992): Geometrías progradacionales y facies de la plataforma carbonatada de Picos de Europa en el sector NW de la Región del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Actas III Cong. Geol. España*, Salamanca, comunicaciones 1: 60-64
- Bahamonde, J.R. y Colmenero J.R. (1993): Análisis estratigráfico del Carbonífero Medio y Superior del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 19: 155-193.
- Bahamonde, J.R., Vera, C. y Colmenero, J.R. (1997): Growth and demise of Upper Carboniferous carbonate platforms in the Eastern Cantabrian Zone, Asturias, NW Spain. *Sedim. Geol.*, 110: 99-122.
- Beauchamp, B. (1988): Lower Permian (Artinkian) sponge-bryozoan buildups, southwestern Ellesmesere Island, Canadian Arctic Archipelago. En: Reefs (*Canada and adjacent areas*) (H.H.J. Geldsetzer, N.P. James y G.E. Tebbutt, Eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 13: 575-585.
- Blendinger, W. (1994): The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology*, 41: 1147-1159.
- Bosellini, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*, 31: 1-27.
- Bosellini, A. (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. En: Controls on platform and basin development (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 44: 3-13.
- Brandner, R., Flügel, E., Koch, R. y L.A. Yose (1991): The Northern Margin of the Schlern/Sicilian-Rosengarten/Catinaccio. En: Guidebook Excursion A, *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization*,

- Italy, 61 p.
- 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. *Sedim. Geol.*, 68: 87-115.
- Colmenero, J.R., Agueda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba P., Fernández, L.P. y Salvador, C.I. (1993): Evolución de la cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NW de España. *Comptes Rendues XII Cong. Inter. Carbonífero y Pérmico*, Buenos Aires, v. 2: 175-190.
- Cook, H.E. (1983): Ancient carbonate margins, slopes and basins. En: Platform margin and deep water carbonates (H.E. Cook., A.C. Hine y H.T. Mullins, Eds.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course*, 12, 5-1: 5-189.
- Cook, H.E. y Mullins, H.T. (1983): Basin margin environment. En: Carbonate Depositional Environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 33: 540-617.
- Coniglio, M. y James, N.P. (1990): Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Sedimentology*, 37: 215-230
- Davis, G.R. (1977): Turbidites, debris sheets, and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Artic Archipelago. En: Deep-water carbonate environments (H.E. Cook y P. Enos, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 25: 221-247.
- Doglionni, C. y Bosellini, A. (1989): Platform break-downlap planes relationship in prograding carbonate platforms: a tool for the reconstruction of basin evolution. *Boll. Soc. Geol. Italiana*, 108: 175-182.
- Doglionni, C.; Bosellini, A. y Vail, P.R. (1990): Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites. *Basin Research*, 2: 83-95.
- Droxler, A.W. y Schlager, W. (1985): Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, 13: 75-79.
- Eberli, G.P. (1991): Growth and demise of isolated carbonate platform: Bahamian controversies. En: *Controversies in Modern Geology* (D.W. Mueller, J.A. McKenzie y H. Weissert, Eds.), *Academic Press*, Londres : 231-248.
- Eberli, G.P. y Ginsburg, R.N. (1989): Cenozoic progradation of Northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. En: *Controls on platform and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 44: 340-351.
- Enos, P. (1977): Tamabra Limestone of the Poza Rica Trend, Cretaceous, Mexico. En: Deep-water carbonate environments (H.E. Cook y P. Enos, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 25: 273-314.
- Enos, P., Minero, C.J. y Aguayo-C, J.E. (1983): Sedimentation and Diagenesis of Mid-Cretaceous Platform Margin east-Central Mexico. Fieldguide, Annual Meeting Soc. Econ. Paleontol. Mineral. y Soc. Econ. Paleontol. Mineral., *Dallas Geol. Soc.*, 168 p.
- Everts, A.J.W., Stafleu, J. y Schlager, W. (1995): Stratal patterns and sequence stratigraphy at the margin of the Vercors carbonate platform (Lower Cretaceous, SE France). *Jour. Sed. Research*, B65: 119-131.
- Fariás, P. (1982): La estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trabajos Geol., Univ. de Oviedo*, 12: 63-72.
- Gawthorpe, R.L. y Gutteridge, P. (1990): Geometry and evolution of platform-margin bioclastic shoals, late Dinantian (Mississippian), Derbyshire, UK. En: Carbonate Platforms (E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg y J.R. Reas, Eds.), *Inter. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, 9: 39-54.
- Goldhammer, R.K. y Harris M.T. (1989): Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar Buildup (Middle Triassic), the Dolomites of Northern Italy. En: Controls on platform and basin development (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 44: 323-338.
- Grammer, G.M. (1991): Formation and evolution of Quaternary carbonate foreslopes, Tongue of the Ocean, Bahamas. Ph.D. dissertation, Univ. of Miami, Coral Gables, Florida: 314 pp.
- Grammer, G.M. y Ginsburg, R.N. (1992): Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. *Mar. Geol.*, 103: 125-136.
- Grammer, G.M.; Ginsburg, R.N. y McNeill, D.F. (1990): Morphology and development of modern carbonate foreslopes, Tongue of the Ocean, Bahamas. En: Transactions 12. Caribbean Geol. (D.K. Laure y G. Draper, Eds.), *Conf. Miami Geol. Soc.*, 27-32.
- Halley, R.B.; Harris, P.M. y Hine, A.C. (1983): Bank Margin. En: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 33: 463-506.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G. y Walters, R. (1982): *A Geologic time scale*. Cambridge Univ. Press., Cambridge, 131 pp.
- Harris, M.T. (1993): Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. *Sedimentology*, 40: 383-401.
- Harris, M.T. (1994): The foreslope and toe-of-slope facies of the Middle Triassic Latemar Buildup (Dolomites, northern Italy). *Jour. Sed. Research*, B64: 132-145.
- Herbig, H.G y Bender, P. (1992): An eustatically driven calciturbidites sequence from the Dinantian II of the Eastern Rheinische Schiefergebirge. *Facies*, 27: 245-262.
- Herbig, H.G y Mamet, B. (1994): Hydraulic sorting of microbiota in calciturbidites. A Dinantian case study from the Rheinische Schiefergebirge, Germany. *Facies*, 31: 93-104.
- Hine, A.C., Wilber, R.J. y Neumann, A.C. (1981): Carbonate sand bodies along contrasting shallow banks margins facing open seaways in northern Bahamas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 65, 261-290.
- Horbury, A.D. (1992): A Late Dinantian peloid cemenstone-palaeoberesellid buildup from North Lancashire, *England. Sedim. Geol.*, 79: 117-137.
- James, N.P. (1983): Reefs. En: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 33: 345-462.
- James, N.P. y Macintyre, I.G. (1985): Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 1-Reef, zonation, depositional facies and diagenesis. *Quart. J. Colorado Sch. Mines*, 80: 70 p.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of northwest Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Julivert, M. y Navarro, D. (1984).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 55 (15-5) (Beleño). Memoria explicativa por M. Julivert y D. Navarro, 47 p. *Instituto Geológico y*

- Minero de España*, Madrid.
- Kendall, C.G.St.C. y Schlager, W. (1981): Carbonate and relative changes in sea-level. *Mar. Geol.*, 44: 181-212.
- Kendall, C.G.St.C., Bowen, B., Alsharhan, A., Cheong, D. y Stoudt D. (1991): Eustatic controls on carbonate facies in reservoirs, and seals associated with Mesozoic hydrocarbon fields of the Arabian Gulf of Mexico. *Mar. Geol.*, 102: 215-238.
- Kennard, J.M. y James, N.P. (1986): Trhombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaos*, 1: 492-503.
- Kenter, J.A.M. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, 37: 777-794.
- Kenter, J.A.M. y Campbell, E.A. (1991): Sedimentation on a Lower Jurassic carbonate platform flank: geometry, sediment fabric and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedim. Geol.*, 72: 1-34.
- Maas, K. (1974): The geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 379-465.
- Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 163: 256-260.
- Marquínez, J. (1978): Estudio geológico del sector suroriental de Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 10: 295-315.
- Marquínez, J. (1989): Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 18: 137-144.
- Marquínez, J., Méndez, C.A., Menéndez-Álvarez, J.R., Sánchez de Posada, L.C. y Villa, E. (1982): Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Tournesiense-Kasimoviense) de las Llaceras, Picos de Europa, N de España. *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 12: 187-193.
- Martínez-García, E. (1983): Outline of Paleozoic Stratigraphy and Structure of the Eastern Cantabrian Mountains (Northwest Spain). *Compte Rendu. IX-ICC*, Madrid, v.3, 329-344.
- Masetti, D., Neri, C. y Bosellini, A. (1991): Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites, Italy). *Geology*, 19: 336-339.
- McIlreath, I.A. y James, N.P. (1984): Carbonate slopes. En: *Facies Models*, Second edition (R.G. Walker, Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, *Geol. Assoc. Can. Ainsworth Press Ltd.*, Ontario: 245-258.
- McLean, D.J. y Mountjoy E.W. (1993): Upper Devonian buildup-margin and slope development in the southern Canadian Rocky Mountains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105: 1263-1283.
- Méndez, C. y Menéndez, J.R. (1985): Conodontos carboníferos de las regiones de Mantos y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N. de España). *C.R. X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983. 1: 71-82.
- Mullins, H.T. (1983): Comment on "Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites". *Geology*, 11: 57-58.
- 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: 517-537.
- Playfort, P.E. (1980): Devonian "Great Barrier Reef" of Canning Basin, Western Australia. *Geology*, 20: 858-862.
- Playfort, P.E. (1981): Devonian reef complexes of the Canning Basin, western Australia. 5th Australian Geol. Conf., *Field Exc. Guidebook, Geol. Soc. Austr.*, 64 pp.
- Ramsbottom, W.H.C. (1979): Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 147-153.
- Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) margins: Types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- Reijmer, J.J.G. y Everaars J.S.L. (1991): Carbonate platforms facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies*, 25: 253-278.
- Reijmer, J.J.G., Ten Kate, W.G.H.Z., Sprenger, A. y Schlager, W. (1991): Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps). *Sedimentology*, 38: 1059-1074.
- Rich, J.L. (1951): Three critical environments of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62: 1-20.
- Riding, R. y Guo, L. (1992): Affinity of Tubiphytes. *Paleontology*, 35: 37-49.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P. (1988): Late Paleozoic Transgressive-Regressive Deposition. En: *Sea Level Changes: an integral approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 42: 227-247.
- Rudolph, K., Schlager, W. y Biddle, K.T. (1989): Seismic models of a carbonate foreslope-to-basin transition, Picco di Vallandro, Dolomite Alps, northern Italy. *Geology*, 17: 453-456.
- Saller, A.H., Barton, J.W. y Barton, R.E. (1989): Slope sedimentation associated with a vertically building shelf, Bone Spring Formation, Mescalero Escarpe Field, Southeastern New Mexico. En: *Controls on platform and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 44: 275-288.
- Saller, A.H., Armin, R., Ichram, L.O. y Glenn-Sullivan, C. (1993): Sequence stratigraphy of aggrading and backstepping carbonate shelves, Oligocene, Central Kalimantan, Indonesia. En: *Carbonate Sequence Stratigraphy* (R.G. Loucks y J.F. Sarg, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ. 57: 267-290.
- Scaturro, D.M., Strobel, J.S., Kendall, C.G.St.C., Wendtle, J., Biswas, G., Bezdek, J. y Cannon, R. (1989): Judy Creek: a case study for a two-dimensional sediment deposition simulation. En: *Controls on platform and basin development* (P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 44: 63-76.
- Schlager, W., Biddle, K.T. y Stafleu, J. (1991): Picco di Vallandro (Dürrestein), a platform-basin transition in outcrop and seismic model. En: *Guidebook Excursion D, Dolomieu Conference on Carbonate platforms and Dolomitization, Italia*, 18 p.
- Schlager, W. y James, N.P. (1978): Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Bahamas. *Sedimentology*, 25: 675-702.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G. y Droxler, A. (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. *Jour. Sed. Research.*, B64: 270-281.
- Sun, S.Q. y Wright, V.P. (1989): Peloidal fabric in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedim. Geol.*, 65: 165-181.

- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Sci. Publ. Oxford, 482 p.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Tood, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S.I., Sangree, J.B., Bub, J.N. y Hatlelid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Seismic Stratigraphy -Applications to Hydrocarbon Exploration (C.W. Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 26: 49-212.
- Villa, E. (1989): Fusulináceos carboníferos del Este de Asturias (N de España). *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo (inédita), 378 p.
- Villa, E., Ginkel van, A.C., Leyva, F., Martínez-Chacón, M., Méndez, C., Rodríguez-González, R.M., Rodríguez, S. y Sánchez de Posada, L.C. (1993): Fossil content of the Moscovian-Kasimovian boundary in a section of the Picos de Europa Area (Carboniferous, NW Spain). *Comptes Rendus XII ICC-P*, Buenos Aires, v. 2: 385-406.
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C.P. y Riding, R.E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 4: 603-663.
- Wilber, R.J., Milliman, J.D. y Halley, R.B. (1990): Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: rapid progradation of a carbonate megabank. *Geology*, 18: 970-974.
- Wilson, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York, 471 p.
- Wilson, J.E. y Jordan, C. (1983): Middle Shelf. En: Carbonate Depositional Environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 33: 297-343.
- Yurewicz, D.A., 1977. Sedimentology of Mississippian basin-facies carbonates, New Mexico and west Texas-The Rancheria Formation. En: Deep-water carbonate environments (H.E. Cook y P. Enos, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ.*, 25: 203-219.

Manuscrito recibido el 25 de Octubre de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 26 de Mayo de 1997