

Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional)

B. BADENAS, M. AURELL y A. MELENDEZ

Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 50009-Zaragoza

Resumen: El análisis de facies realizado en los materiales del Mb. Ricla permite caracterizar la evolución sedimentaria de un sector de la rampa carbonatada Kimmeridgiense (cuenca Ibérica). Este sector se encuentra en la zona de enlace entre los dominios proximales (Fm. calizas con corales de Torrecilla) y distales de esta rampa (Fm. ritmita calcárea de Loriguilla). Se reconocen tres episodios en la evolución de esta rampa. El basal incluye la rápida progradación de sandwaves oolíticos sobre facies micríticas bioturbadas. El intermedio marca un importante cambio en la dinámica sedimentaria, con predominio de facies arrecifales que, hacia las zonas más distales, pasan a sedimentos micríticos con intercalación de niveles oolíticos y bioclásticos, originados por tormentas. La alta producción de carbonatos y la efectividad del mecanismo de transporte implican la colmatación de la rampa y la implantación de ambientes lagoonares y continentales durante el tercer episodio. El estudio de esta zona de enlace permite además interpretar la relación que, a escala de toda la cuenca, existe entre los dominios proximales y distales de la rampa Kimmeridgiense. Así, la mayor parte del fango carbonatado acumulado en las zonas medias y distales de la rampa se originó en sus zonas proximales. Las tormentas fueron el mecanismo de transporte dominante.

Palabras clave: Kimmeridgiense, cuenca Ibérica, rampa carbonatada, tormentas.

Abstract: The outcrops located north of Ricla (Zaragoza, NE Spain) allow to examine in a key point the carbonate ramp developed in the Iberian basin during Kimmeridgian. In these outcrops, a 6,5 Km long section, nearly transversed to the ramp, showing the transition from outer ramp (i.e., bioturbated and well-bedded mudstones and wackestones: Loriguilla Fm.) to inner ramp facies (i.e., oolitic grainstones, coral boundstones and associated facies and restricted skeletal wackestones to packstones and marls: Torrecilla Fm.) can be studied in detail. An extensive facies analysis carried out in the outcrops of Ricla resulted in the identification of three episodes on the sedimentary evolution of the Kimmeridgian ramp. First, a fast progradation of a set of oolitic sandwaves took place. Second, an important change in the sedimentary setting involved the widespread colonization by corals and associated epifauna in the proximal part of the ramp. Carbonate production increased and an important amount of mud was transported off-shore, where mudstone facies prevails. Intercalations of skeletal and oolitic tempestites as well as low relief bars are common in these micritic levels, and indicate that the storms were the main agent of transport. Both large rates of production and effectivity of transport off-shore resulted in the filling of the accommodation space, creating restricted lagoonal to continental environments during third episode. The study of this specific area of linking between inner to outer areas of the Kimmeridgian ramp allows to a better understanding of the relationship which existed between both domains considering the basin as a whole. Most of the mud accumulated in mid and outer ramp areas was originated in inner areas. Storms were the main agent of transport. According to that, basinward transport distance of around 40-50 Km is coherent with the observed facies distribution.

Key words: Kimmeridgian, Iberian basin, carbonate ramp, storms.

B. Bádenas, M. Aurell y A. Meléndez (1993): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 57 - 75.

El estudio del origen y evolución de las plataformas carbonatadas de tipo rampa desarrolladas en mares epicontinentales someros, se ve dificultado por la ausencia de análogos recientes. Por ello, el conocimiento de estas plataformas se basa exclusivamente en el estudio del registro fósil. Las condiciones de afloramiento existentes en la Cordillera Ibérica han permitido detallados análisis sedimentológicos y secuenciales en estos sistemas, aportando nuevos datos en torno a los factores que condicionaron su origen y evolución. Entre los trabajos recientes cabe destacar los realizados por Calvet et al. (1990) y

Tucker et al. (1993) para las rampas carbonatadas del Muschelkalk, Aurell (1991) y Aurell y Meléndez (1993) para el Jurásico superior y Alonso et al. (1989b) para el Cretácico superior.

El presente trabajo ofrece nuevas precisiones en torno a la caracterización y evolución sedimentológica del tránsito de medios proximales a distales en una rampa carbonatada. Estas zonas de tránsito plantean una serie de interrogantes tales como la relación existente entre los dominios someros con alta productividad de carbonato y los distales, donde pueden encon-

trarse importantes acumulaciones de fango carbonatado. Por otra parte, el origen y mecanismo de transporte de estos fangos ha sido poco estudiado (Burchette y Wright, 1992).

Los resultados obtenidos se basan en un detallado análisis de facies realizado en los afloramientos de las proximidades de Ricla, Calatorao y Morata (provincia de Zaragoza) (Fig. 1). En concreto, los materia-

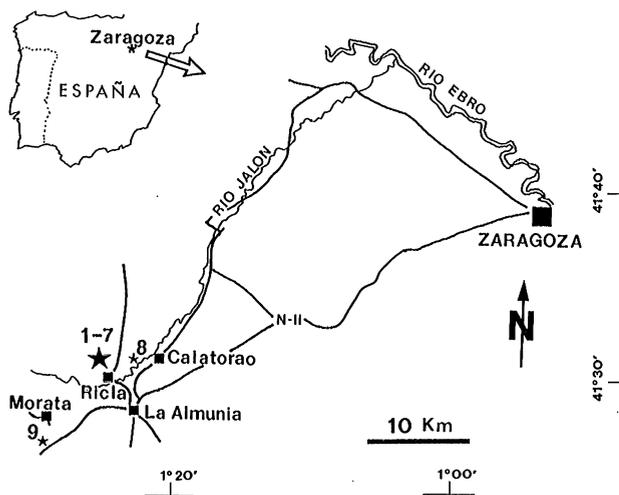


Figura 1.- Situación geográfica de los perfiles estudiados.

les estudiados pertenecen al Mb. Ricla de la Fm. Torrecilla y son de edad Kimmeridgiense superior. Esta formación es el equivalente lateral en facies proximales de la Fm. Loriguilla (Gómez y Goy, 1979) y forma parte de una unidad limitada por discontinuidades de carácter regional, que se ha denominado Secuencia Kimmeridgiense (Aurell et al., 1989; Aurell, 1990; Alonso y Mas, 1990). Desde el punto de vista paleogeográfico, los afloramientos estudiados se localizan entre dos dominios que durante el Kimmeridgiense superior estuvieron claramente diferenciados (Fig. 2a). Así, al NW, en el denominado Estrecho de Soria, se sitúan las facies oolíticas y arrecifales de rampa somera correspondientes a la Fm. Torrecilla, mientras que hacia el SE se encuentran las facies micríticas y margosas de la Fm. Loriguilla, depositadas en las zonas distales de la rampa.

Dada su situación, los afloramientos de Ricla fueron de gran interés para correlacionar las formaciones del Kimmeridgiense de la Cordillera Ibérica septentrional (Alonso et al., 1989a). De esta manera, en el perfil de Ricla, la Secuencia Kimmeridgiense está constituida por tres formaciones: la Fm. Sot de Chera, la Fm. Loriguilla y la Fm. Torrecilla (Mb. Ricla). En sectores más orientales (Aguilón) sólo se encuentran las dos primeras unidades, mientras que hacia dominios más occidentales (Veruela) la Fm. Loriguilla está ausente (Fig. 2b). Al margen de su interés estratigráfico, el estudio de estos materiales desde el punto de vista sedimentológico contribuye al conocimiento de estos medios de transición.

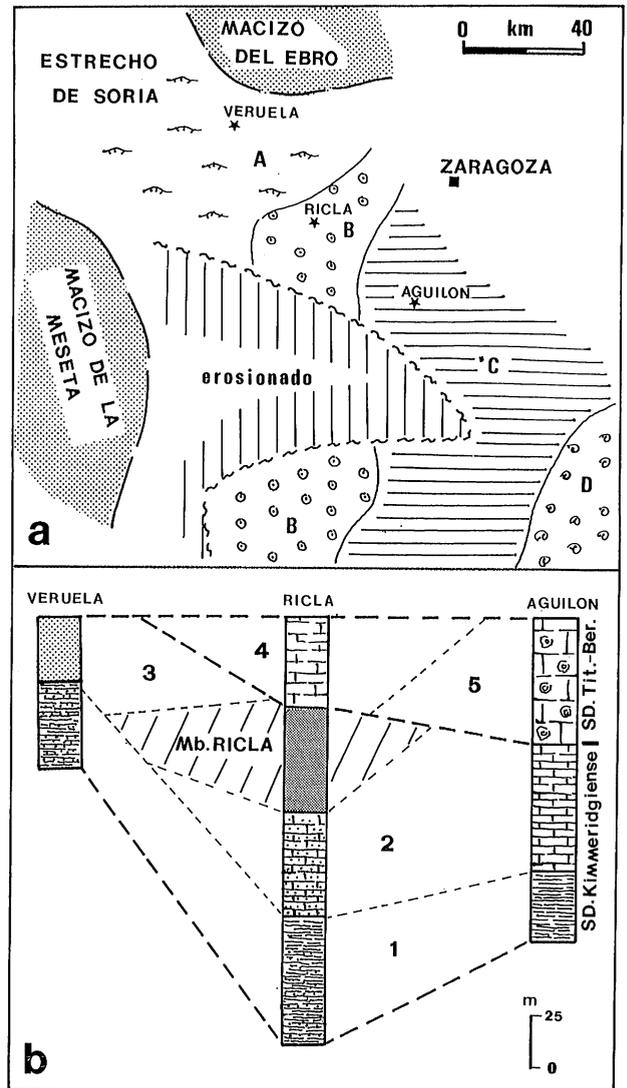


Figura 2.- (a): Reconstrucción paleogeográfica y distribución de facies en la rampa Kimmeridgiense. Facies: A: boundstone de corales, B: grainstones oolíticos, C: alternancia de margas y mudstones, D: wackestones con ammonoideos. (b): Distribución de unidades estratigráficas para las Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense desde Veruela a Aguilón. Formaciones: 1: Sot de Chera, 2: Loriguilla, 3: Torrecilla, 4: Ciria, 5: Higuieruelas (elaborada a partir de Aurell et al., 1989 y Aurell y Meléndez, 1993).

Descripción de las facies e interpretación

Los resultados obtenidos en este trabajo se basan en el estudio de 9 perfiles estratigráficos y sedimentológicos, cuya situación se muestra en las Figs. 1 y 3. Se prestó especial interés al tipo y distribución de facies presentes en los afloramientos de Ricla ya que permiten examinar los cambios laterales y verticales de facies en un corte de 6.5 Km de longitud, prácticamente transversal a la rampa. Las facies reconocidas se agruparon en 3 asociaciones cuya cartografía se muestra en la Fig. 3. En la Fig. 4 se representan gráficamente los perfiles estudiados.

A continuación se explican las principales características de las facies diferenciadas y su interpretación genética. Con el fin de no cargar el texto con una descripción excesiva únicamente se han citado las caracte-

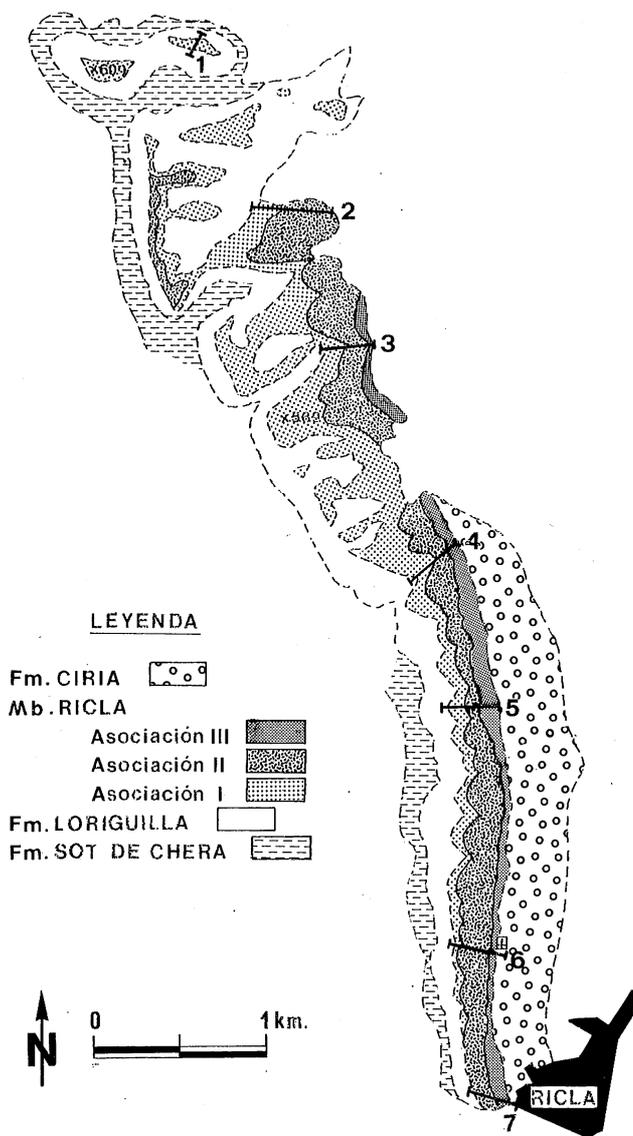


Figura 3.- Cartografía geológica y distribución de las asociaciones de facies reconocidas en el Mb. Ricla al norte de Ricla. En la figura se señala asimismo la localización los perfiles estudiados a lo largo de estos afloramientos (1-7).

rísticas más diagnósticas. Una descripción más detallada se recoge en las Tablas I, II y III.

Asociación I

Esta asociación constituye la base del Mb. Ricla. Sus máximos espesores se encuentran al N de estos afloramientos, donde alcanza potencias próximas a los 30 m, mientras que hacia el S se acuña progresivamente. En los afloramientos de Calatorao y Morata esta asociación está ausente.

Dentro de esta asociación se han reconocido una serie de facies cuya distribución se muestra en la Fig. 5. A la base, aparecen facies siliciclásticas (facies A) de potencias homogéneas sobre las que se desarrolla una unidad predominantemente oolítica. Esta se dispone según dos conjuntos bien diferenciados, constituidos por las facies B, C1 y C2 (Fig. 6). Ambos conjuntos se acuña hacia el S, pasando a facies oolíticas y siliciclásticas (facies D1 y D2).

Facies A: microconglomerados y areniscas bioclásticas. Está constituida por microconglomerados y areniscas bioclásticas en bancos de 0.3-0.7 m de potencia, organizados en secuencias estrato y granocrecientes. En esencia, estas secuencias están formadas por dos términos (secuencias a-c, Fig. 5): un término basal constituido por bancos tabulares y otro superior con morfologías de canal. La distinción entre las secuencias a, b y c se ha hecho en función del contenido litológico. Así mientras en los perfiles más septentrionales predominan las areniscas, hacia el S aumenta progresivamente el tamaño de grano y la proporción de bioclastos. Es precisamente en estas zonas donde se observa un mayor desarrollo de morfologías de canal y de laminaciones cruzadas en surco y planares. Destacan como principales características texturales el alto diámetro de los clastos, la gran heterometría y la presencia en ocasiones de cementos deposicionales en empalizada.

Esta facies constituye un cambio transicional en las condiciones de sedimentación, con paso de facies micríticas bioturbadas, ocasionalmente con niveles de tempestitas (Fm. Loriguilla), a facies con alta influencia siliciclástica. Las secuencias estrato y granocrecientes se interpretan como generadas por la progradación de lóbulos siliciclásticos submareales. El término superior canaliforme representa el relleno de los canales distributarios de estos lóbulos, en los que se acumulan clastos, en su mayoría alóctonos.

Facies B: grainstones oolítico-arenosos y areniscas oolíticas. Está formada por grainstones oolítico-arenosos y areniscas oolíticas en estratos tabulares de 0.2-0.5 m de potencia, con intercalación de margas bioturbadas, más abundantes a base. En conjunto muestra una tendencia estratocreciente, con desarrollo a techo de ligeras morfologías progradantes y la presencia de laminaciones cruzadas en surco. Los ooides son principalmente de tipo 3 (ver Fig. 9, B, más adelante), característicos de medios marinos de alta energía intermitente (Strasser, 1986).

Esta facies corresponde a depósitos tractivos desarrollados en episodios de alta energía. Los niveles margosos representarían las etapas menos energéticas, con colonización del fondo e intensa bioturbación. La tendencia estratocreciente y la presencia de morfologías progradantes a techo indican la progresiva nucleación de formas migrantes, tipo megaripples.

Facies C: grainstones y areniscas oolíticas. Dentro de esta facies se reconocen dos subfacies (Fig. 6 y 7). La subfacies basal (subfacies C1) está constituida por grainstones y areniscas oolíticas. Presentan megaestratificación cruzada planar con cuerpos progradantes, de límites inferiores tangenciales y 0.3 a 1 m de potencia, que forman sets de hasta 8 m de altura. Los ángulos de reposo oscilan entre 20° y 25°. Las medidas de paleocorrientes realizadas muestran una dirección de progradación dominante hacia el S, con un rango variable desde 150° a 210°. Cada cuerpo progradante presenta laminaciones cruzadas planares, definidas por láminas con mayor concentración de clastos de cuarzo. Como principales características texturales, destacan la gran ho-

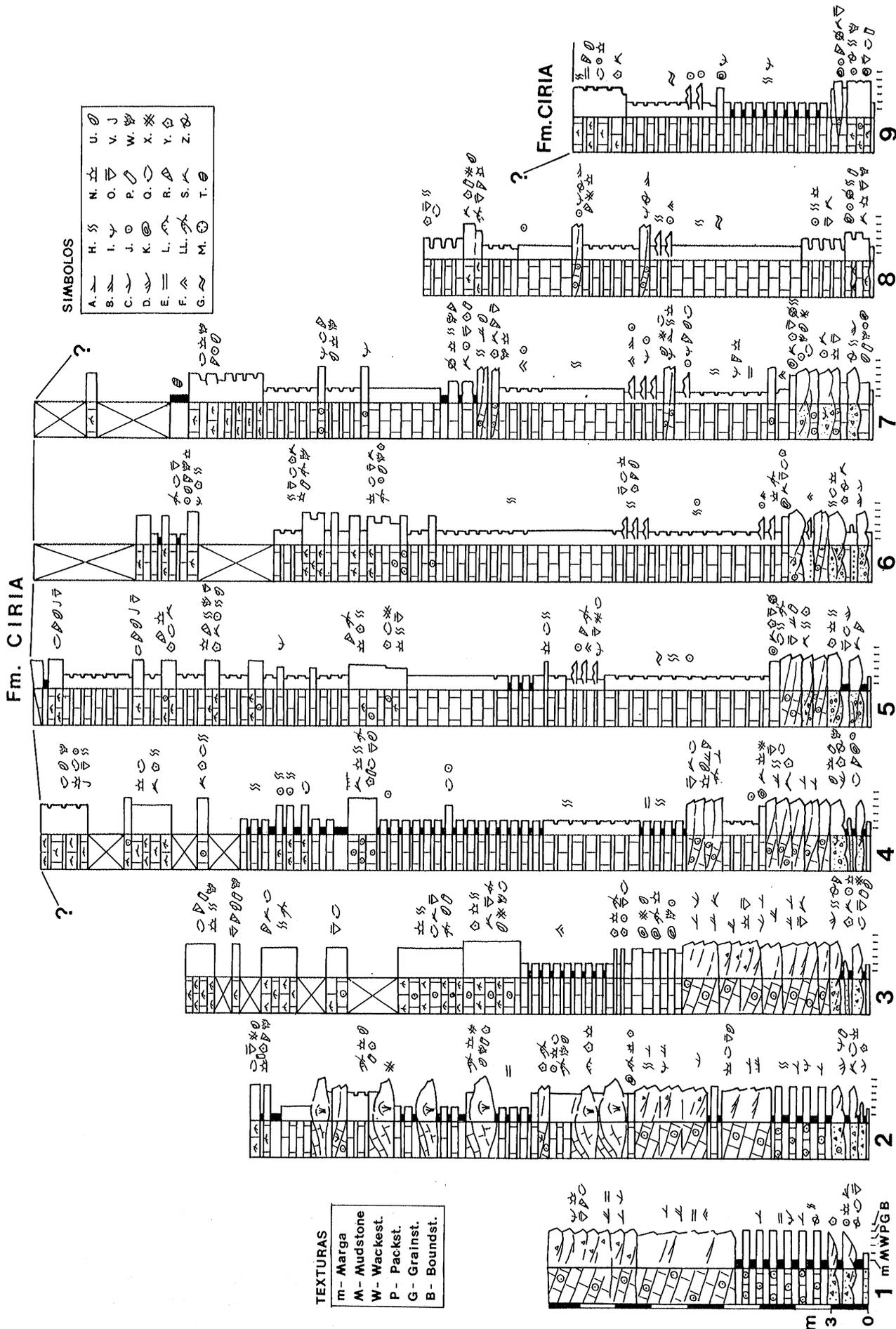


Figura 4.- Columnas estudiadas en el Mb. Ricla. Perfiles 1-7: afloramientos de Calatorao y Morata. Perfiles 8 y 9: afloramientos de Calatorao y Morata. Leyenda de símbolos: A. laminación cruzada planar; B. estratificación cruzada planar; C. laminación cruzada en surco; D. estratificación cruzada en surco; E. laminación paralela; F. ripples; G. laminación paralela; H. bioturbación; I. bioclastos; J. ooides; K. oncooides; L. corales coloniales; LL. bioclastos de corales; M. corales solitarios; N. equinodermos; O. braquiópodos; P. serpulidos; Q. bivalvos; R. gasterópodos; S. ostréidos; T. carofitas; U. foraminíferos; V. briozoos; W. ostrácodos; X. algas rojas; Y. crinoideos; Z. cantos blandos.

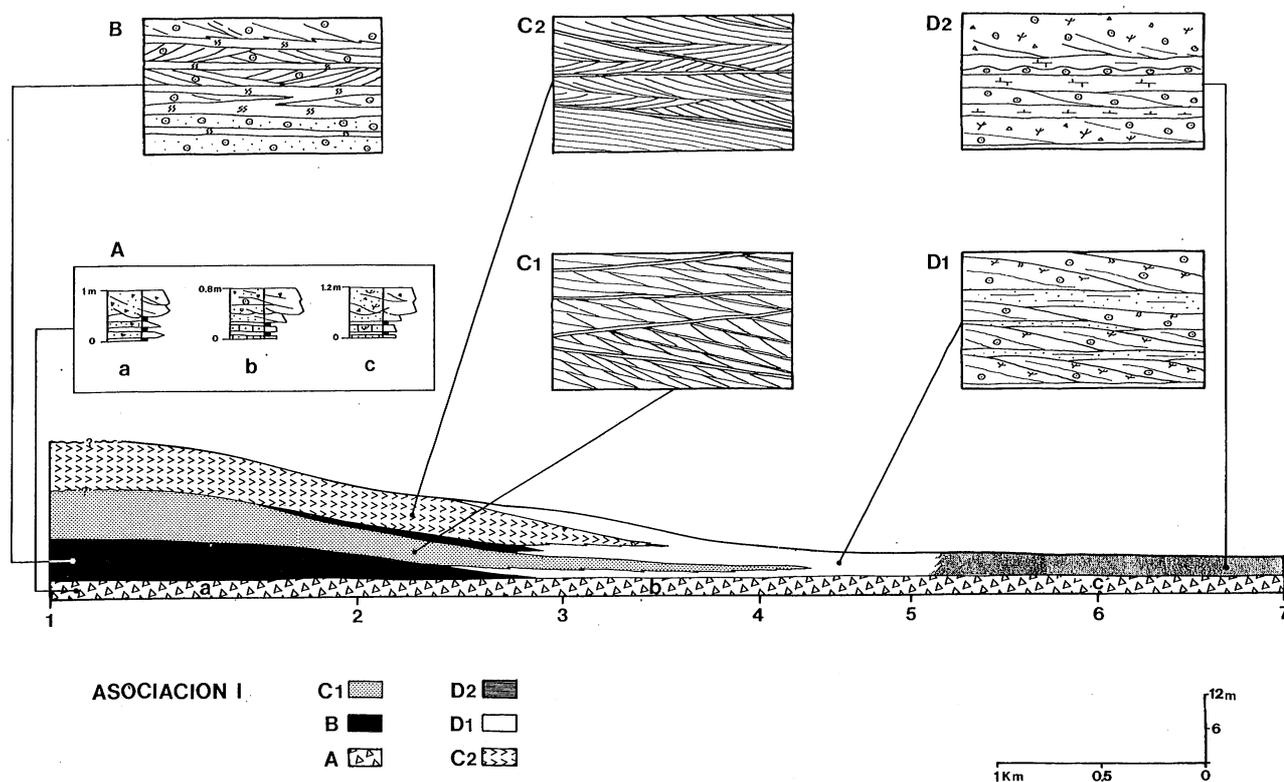


Figura 5.- Distribución de facies para la Asociación I al norte de Ricla (los números en la parte inferior corresponden a los perfiles estudiados). Facies: A: Microconglomerados y areniscas bioclásticas, B: Grainstones oolítico-arenosos y areniscas, C1: Grainstones y areniscas oolíticas, C2: grainstones oolítico-arenosos, D1: Grainstones arenoso-oolíticos y bioclásticos, D2: Microconglomerados y areniscas bioclástico-oolíticas. En la parte superior se muestran esquemas con distribución de estructuras en las diversas facies diferenciadas. En la facies A se han representado las sucesiones más comunes, representativas de las zonas proximales (a), medias (b) y distales.

mometría y la presencia de ooides de tipo 3. La subfacies superior (subfacies C2) está formada por grainstones oolíticos arenosos que presentan geometrías similares a las descritas en la subfacies C1. La principal diferencia junto a la variación litológica, es la presencia en esta subfacies de laminaciones cruzadas en surco, ocasionalmente con láminas siliciclásticas y bioclásticas groseras. A techo de esta subfacies se reconocen frecuentes huellas de escape de organismos. Localmente se han reconocido sets de estratificación cruzada hummocky.

En conjunto, la facies C se interpreta como sandwaves y megarripples asociados, de crestas rectilíneas y alturas de hasta 8-10 m. La geometría y ángulo de reposo observado en los cuerpos progradantes indican que el crecimiento de estas megaformas se produjo por acreción, más que por procesos de avalancha (Haley y Evans, 1983). En esencia la migración se realizaría por acreción frontal del sandwave por acción de tormentas (Hine, 1977). El tipo de ooides presentes es coherente con este proceso, ya que éstos son característicos de medios marinos con alta energía intermitente (Strasser, 1986). Por lo general, los megarripples asociados son de crestas rectilíneas. Sin embargo, la presencia ocasional de laminaciones cruzadas en surco en la subfacies C2 indica la existencia de megarripples de crestas no rectilíneas.

Facies D: grainstones arenoso-oolíticos y microconglomerados bioclásticos. Esta constituida por dos subfa-

cies D1 y D2. La subfacies D1 está formada por grainstones arenoso-oolíticos y bioclásticos que se organizan en barras progradantes de extensión lateral no superior a 2-3 m, potencias entre 0.2 y 1 m y ángulos de reposo de 18-22°. Presentan laminaciones cruzadas planares y en surco, definidas por pasadas bioclásticas y siliciclásticas, bioturbación y concentración de bioclastos a techo. Destacan como principales características texturales el alto diámetro de los bioclastos y la presencia, junto a ooides de tipo 3, de ooides tipo mixto 1-3, caracterizados por la alternancia de láminas micríticas y fibroso-radiales. Estos ooides indicarían la presencia ocasional de periodos energéticos en el medio de sedimentación. Esta subfacies se interpreta como barras de acreción frontal, desarrolladas por la acción de corrientes tractivas energéticas. Durante los periodos de calma intermedios tendría lugar la estabilización de las barras y su colonización y bioturbación.

La subfacies D2 está constituida por microconglomerados y areniscas bioclásticas, que forman cuerpos tabulares, ocasionalmente progradantes, de 0.5 m de potencia media. Presenta laminaciones cruzadas y en surco, con láminas bioclásticas y siliciclásticas. En ocasiones se desarrollan láminas oolíticas con morfología de ripples. Esta subfacies se localiza en los dominios más meridionales (Fig. 5) y presenta características comunes a las facies infrayacentes y laterales (A y D1, respectivamente). Corresponde a la progradación de barras y pequeños lóbulos, con alta proporción de clastos alóctonos, por la acción de corrientes energéticas. Los

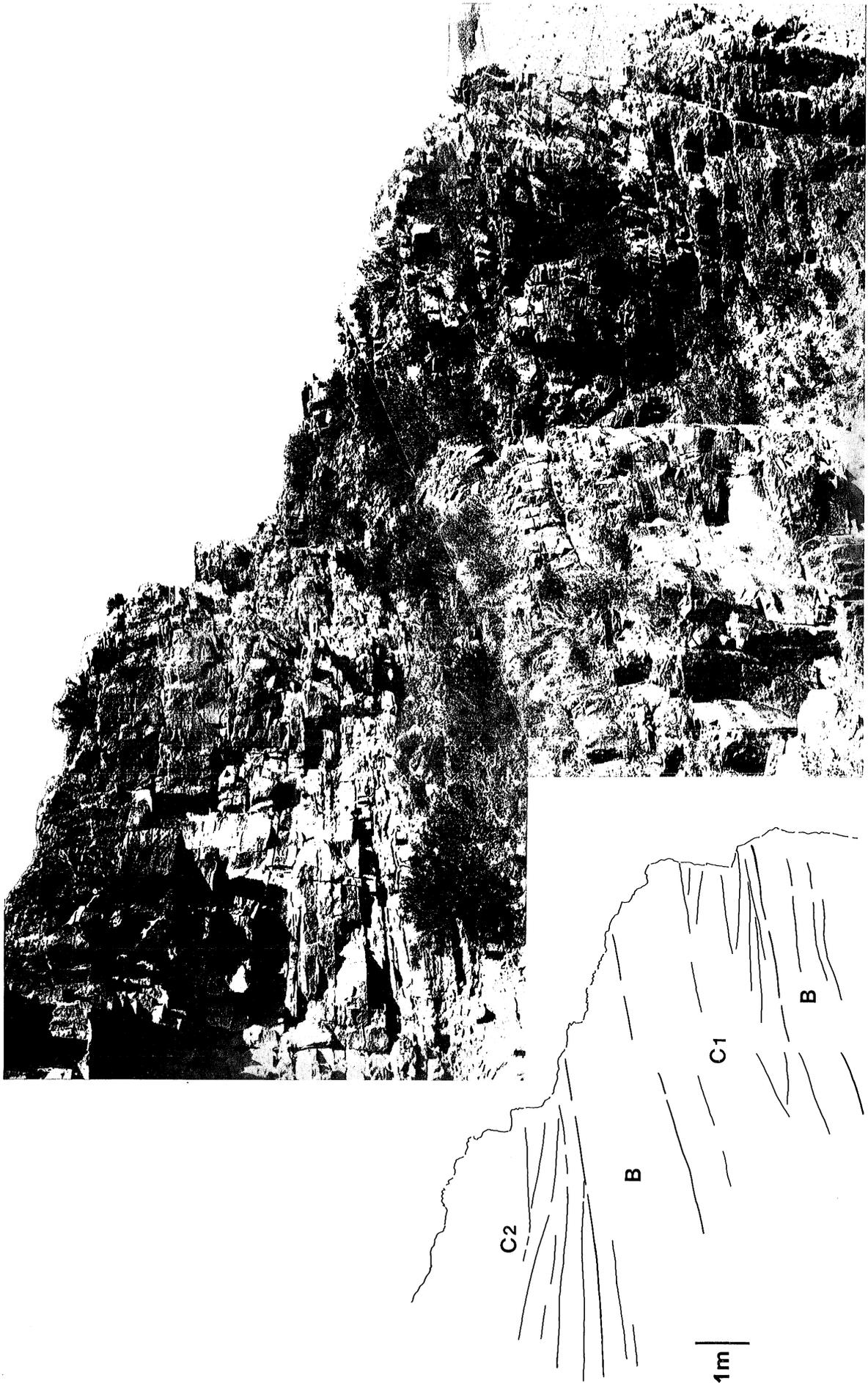


Figura 6.- La asociación I en el corte 2. En él se reconocen dos sand-waves caracterizados por una estratificación cruzada planar de gran escala, (facies C) con sus facies iniciales de nucleación (facies B).

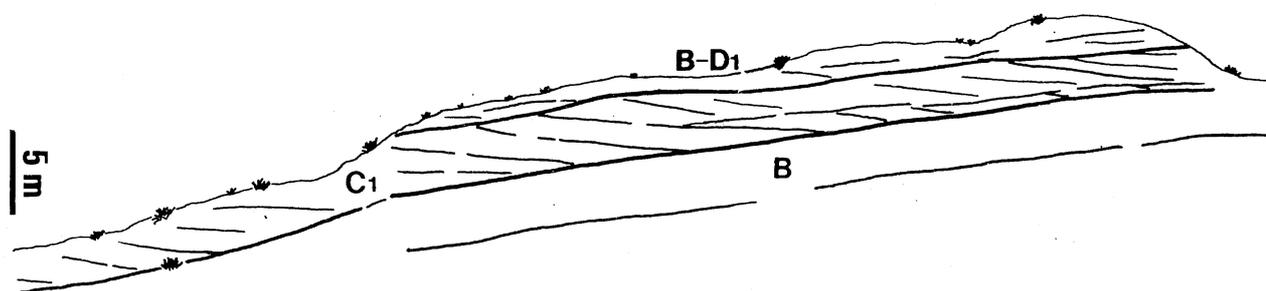
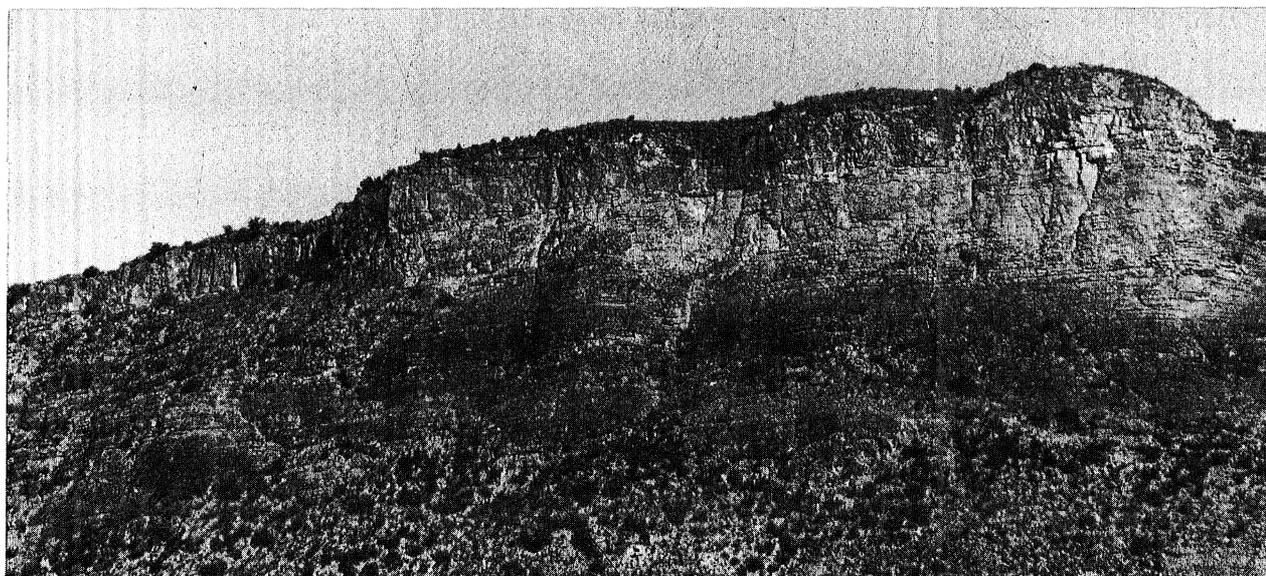


Figura 7.- Distribución de facies en la base del Mb. Ricla en las proximidades del corte 2 (Asociación I).

niveles con ripples oolíticos se desarrollarían también durante estos periodos. La estabilización de estas barras daría lugar a su colonización y bioturbación.

Asociación II

La potencia de esta asociación varía entre 25 m y 45 m en los afloramientos de Ricla. La distribución de las facies diferenciadas en esta asociación se muestra en la Fig. 8. Sobre las facies oolíticas de la Asociación I se sitúa un banco oncolítico de 0.5 m de potencia de gran continuidad lateral (facies A), que marca el límite entre estas dos asociaciones. Localmente el paso entre esta facies y la Asociación I es una superficie ferruginizada. Sobre este nivel oncolítico y en las zonas septentrionales se desarrollan facies de corales (facies B) que lateralmente pasan a facies micríticas (facies C). En estas últimas aparecen intercaladas facies oolíticas (facies D y E), facies bioclásticas (facies F) y facies intraclásticas (facies G).

Facies A: *wackestones-packstones oncolíticos*. Se trata de wackestones y packstones oncolíticos en bancos irregulares de 0.5 m de potencia. Los oncoides poseen tallas de hasta 8 cm y núcleos bioclásticos, principalmente de corales. Se caracterizan por el desarrollo de envueltas algales irregulares, con briozoos y serpúlidos como organismos incrustantes. Siguiendo la clasificación propuesta por Dahanayake (1977) se trata de on-

coides tipo 4 (simples y complejos), de formas típicas ameboides y carácter polifásico (Fig. 9, A). En los afloramientos de Calatorao y Morata esta facies aparece asociada a niveles margosos de removilización y barras oolíticas. En ambos casos constituyen la base del Mb. Ricla, puesto que en estos afloramientos no aparecen las facies oolíticas y microconglomeráticas de la Asociación I. La facies A correspondería al desarrollo, en etapas de baja tasa de sedimentación, de un fondo colonizado por algas que recubrirían los restos bioclásticos alóctonos. El carácter polifásico de los oncoides señala la alternancia de periodos energéticos y de calma, que darían lugar al retrabajamiento de las envueltas oncolíticas previas. Durante las etapas de baja energía el sedimento se vería sometido a una intensa bioturbación.

En cuanto al significado ambiental de este tipo de oncoides, aún cuando morfológicamente son similares a los descritos por Dahanayake (1978), existe una clara diferencia respecto a su interpretación. Este autor considera este tipo de oncoides como característicos de medios supramareales superiores, en los que los periodos de baja energía superan en duración a los periodos energéticos. Sin embargo, no existen evidencias de exposición subaérea en los niveles oncolíticos estudiados.

Facies B: *facies con corales*. Se reconocen dos subfacies. La subfacies B1 está constituida por bioconstrucciones con morfología de copa, de potencia métrica y 3-4 m de extensión lateral. Los principales organismos

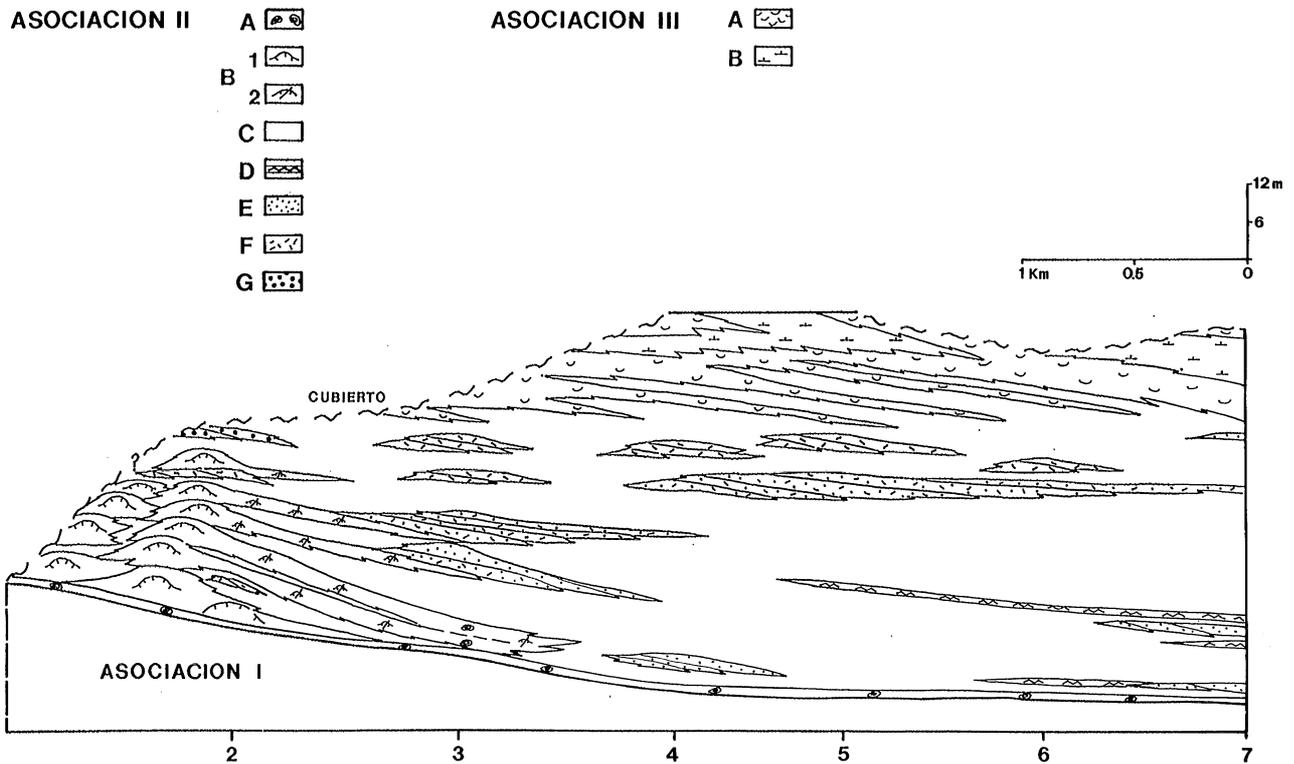


Figura 8.- Distribución de facies para las Asociaciones II y III al norte de Riela (los números en la parte inferior corresponden a los perfiles estudiados). Facies: Asociación I- A: Wackestones-packstones oncolíticos, B1: Framestones de corales, B2: Floatstones y rudstones de corales, C: mudstones, D: Grainstones oolíticos, E: Packstones-grainstones oolíticos, F: Packstones-grainstones bioclásticos, G: Grainstones bioclásticos e intraclásticos; Asociación II- A: Packstones-wackestones bioclásticos, B: mudstones y margas.

bioconstructores son corales (planares y ramosos), ocasionalmente en posición de crecimiento, chaetétidos y algas calcáreas. Se han reconocido diversos grupos de algas: cyanofíceas, solenoporáceas y dasycladáceas (ver también Wnendt-Juber, 1990). La subfacies se caracteriza por el elevado porcentaje de matriz micrítica, y la presencia de fragmentos bioclásticos de diversa naturaleza y gran heterometría. A pesar de la alta proporción de matriz micrítica, la fábrica predominante en estas bioconstrucciones es framestone más que bafflestone, ya que las algas actuarían como aglutinadoras de los fragmentos originados, permitiendo el mantenimiento de la estructura (Flügel, 1982). Así pues, el resultado final es un edificio coralino aglutinado por algas, con abundantes fragmentos bioclásticos heterométricos y en su mayoría autóctonos.

La subfacies B1 pasa lateralmente a subfacies de floatstones y rudstones bioclásticos (subfacies B2), organizados en bancos irregulares de 0.5 m de potencia media. Se reconocen como principales fragmentos bioclásticos corales, chaetétidos, equinodermos, crinoides y bivalvos, con tallas próximas a 1 cm y gran heterometría. Esta facies aparece localmente asociada a bancos oncolíticos (facies A) y bancos micríticos que presentan niveles bioclásticos gradados, de 10-20 cm de espesor, en ocasiones compuestos exclusivamente por fragmentos de crinoides. La subfacies B1 corresponde a un medio marino bien comunicado y somero, probablemente por encima del nivel de base de oleaje normal, y sometido a condiciones de alta energía intermitente.

La subfacies B2 representa la destrucción de los edificios coralinos. Los fragmentos bioclásticos

procedentes de las facies bioconstruidas, serían transportados por corrientes tractivas altamente energéticas y prácticamente instantáneas, correspondientes a episodios de tormentas. Estas explicarían también la presencia tanto de los niveles gradados como de los niveles bioclásticos en las facies micríticas asociadas, interpretados como niveles de tempestitas.

Facies C: mudstones limosos y wackestones bioclásticos limosos. Se trata de mudstones limosos y wackestones bioclásticos limosos bioturbados, organizados en bancos tabulares e irregulares de 0.2-0.5 m de potencia. Se reconocen niveles centimétricos, constituidos por láminas gradadas limosas y bioclásticas de bases erosivas planares, de espesor milimétrico, y con disposición horizontal o ligeramente cruzada. Ocasionalmente se observan morfologías de ripples simétricos en el techo de estas láminas. Estos niveles aparecen intensamente bioturbados. La facies micrítica se generaría en medios tranquilos, por debajo del nivel del oleaje normal, en los que tendría lugar la decantación de fango carbonatado. Los niveles siliciclásticos y bioclásticos laminados se interpretan como episodios de tormenta, que en su mayor parte acarrearían componentes alóctonos (Aigner, 1985). En las épocas de calma el sedimento sería sometido a una intensa bioturbación.

Facies D: grainstones oolíticos arenosos y mudstones limosos. En las facies micríticas descritas anteriormente se reconocen en ocasiones niveles centimétricos, de gran continuidad lateral (hasta 2 Km), constituidos por grainstones oolíticos arenosos que presentan morfología-

Tabla 1. Principales características de las facies de la Asociación I.

ASOCIACION I							
FACIES	A- MICROCONGLOMERADOS BIOCLASTICOS. ARENISCAS BIOCLASTICAS.	B- GRAINSTONES OOLITICOS ARENOSOS LOCALMENTE BIOCLASTICOS. ARENISCAS OOLITICAS.	C1- GRAINSTONES OOLITICOS. ARENISCAS OOLITICAS.	C2- GRAINSTONES OOLITICOS ARENOSOS.	D1- GRAINSTONES ARENOSO-OOLITICOS Y BIOCLASTICOS.	D2- MICROCONGLOMERADOS BIOCLASTICOS. ARENISCAS BIOCLASTICAS LOCALMENTE OOLITICAS.	
GEOMETRIA	Estratos tabulares de 0.3-0.7 m. Secuencias estrato y granocrecientes de potencia métrica.	Estratos tabulares de 0.2 a 0.5 m. con intercalación de margas arenosas bioturbadas.	Megaestratificación cruzada planar constituida por cuerpos progradantes de 0.3-1 m. de potencia, en sets de hasta 8 m. de altura. Angulos de reposo de 20-25°.		Barra progradante de 2-3 m. de extensión lateral y 0.2-1 m. de potencia. Angulo de reposo de 18-20°.	Cuerpos tabulares de 0.5 m. de potencia ocasionalmente progradantes.	
ESTRUCTURAS	Laminaciones cruzadas planares y en surco. Morfologías de canal. Bioturbación.	Laminación cruzada en surco y morfologías ligeramente progradantes, más dominantes hacia techo. Bioturbación.	Laminación cruzada planar. Láminas con mayor concentración de clastos de cuarzo.	Predominio de las laminaciones cruzadas en surco. Láminas con pasadas bioclásticas y siliciclásticas gruesas (clastos de 4-5 mm.). Bioturbación.	Laminaciones cruzadas planares y en surco, definidas por pasadas bioclásticas y siliciclásticas. Bioturbación y bioclastos a techo de los cuerpos progradantes.	Laminaciones cruzadas planares y en surco, definidas por pasadas bioclásticas y siliciclásticas. Láminas oolíticas con morfología de ripples. Bioturbación.	
COMPONENTES	FOSILES	10-20%. Talla hasta 1.5 cm. Crinoides, equinodermos, bivalvos, corales, braquiópodos, foraminíferos (lituóidos, otros aglutinantes, <i>Nautiloculina oolítica</i>), gasterópodos, algas solenoporáceas, serpúlidos, briozoos.	0-10%. Talla 3-5 mm. Corales, equinodermos, crinoides, foraminíferos (lituóidos, otros aglutinantes, <i>Nautiloculina oolítica</i>), bivalvos, braquiópodos, gasterópodos.	Equinodermos, fragmentos vegetales, foraminíferos (<i>Nautiloculina oolítica</i>) en el núcleo de ooides.	Escasos. Equinodermos, gasterópodos, braquiópodos, bivalvos, corales.	10%. Talla hasta 1.3 cm. Crinoides, equinodermos, corales, bivalvos, braquiópodos, briozoos, serpúlidos, algas solenoporáceas, gasterópodos.	10-20%. Talla hasta 2 cm. Corales, equinodermos, crinoides, foraminíferos (lituóidos, <i>Nautiloculina oolítica</i>), bivalvos, braquiópodos, algas solenoporáceas, gasterópodos, serpúlidos, briozoos.
	OOIDES-PELOIDES	Escasos. Estéricos. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico.	35-50%. Estéricos. Tipo 3. Dominantes. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo mixto 1-3. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico. Ocasionalmente agregados y macroooides.	40-50%. Estéricos a elípticos. Tipo 3. Dominantes. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo mixto 1-3. Núcleo: clastos de cuarzo.	30-40%. Estéricos. Tipo 3. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Ocasionalmente agregados.	20%. Estéricos a elípticos. Tipo 3. Dominantes. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico. Tipo mixto 1-3. Núcleo: clastos de cuarzo y micrítico. Ocasionalmente macroooides.	0-15%. Gran variedad de formas. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo y fósiles. Agregados y macroooides.
	ONCOIDES	Escasos. Talla 0.2-1 cm. Tipo 1. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles, intraclastos. Presentan perforaciones por litófagos. Coated grains.	Escasos. Talla media 5 mm. Tipo 1. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Locales evidencias de resedimentación.			Escasos. Talla hasta 5 mm. Tipo 1. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Coated grains.	Escasos. Talla media 4 mm. Tipo 1. Ocasionalmente microoncooides. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo 2. Núcleo: fósiles. Coated grains.
	INTRA CLASTOS	Escasos. Micríticos con clastos de cuarzo, ooides y fósiles.	Escasos. Micríticos con clastos de cuarzo y ooides. Fragmentos de encostramientos algales.		Escasos. Micríticos con clastos de cuarzo y ooides.	Escasos. Micríticos con clastos de cuarzo y ooides.	Escasos. Redondeados. Micríticos con clastos de cuarzo y ooides. Micríticos.
	EXTRA CLASTOS	Cuarzo. 10-25%. Clastos arena fina a media, subangulosos. 0-10%. Clastos de hasta 5 mm, redondeados.	Cuarzo. 5-20%. Clastos arena fina a media, subangulosos. Ocasionalmente clastos de hasta 4 mm.	Cuarzo. Escasos. Clastos arena fina a media, subredondeados. Concentrados en láminas milimétricas.	Cuarzo. 20-30%. Clastos arena fina a media, subangulosos. Ocasionalmente clastos próximos a 4-5 mm.	Cuarzo. 30%. Clastos arena media, subangulosos. Ocasionalmente clastos próximos a 4 mm.	Cuarzo. 30-40%. Clastos arena media, subangulosos. Ocasionalmente clastos próximos a 7 cm.
	CEMENTO-MATRIZ	Cemento microesparfítico. Cementos primarios en empalizada.	Cemento microesparfítico.	Cemento microesparfítico.	Cemento microesparfítico.	Cemento esparfítico.	Cemento microesparfítico y esparfítico.
CLASIFICACION	Gran heterometría.	Homometría. Clastos de fósiles y cuarzo de tallas mayores.	Homometría.	Homometría. Clastos de fósiles de mayor talla.	Gran heterometría. Destacan por su tamaño los restos fósiles.	Heterometría.	

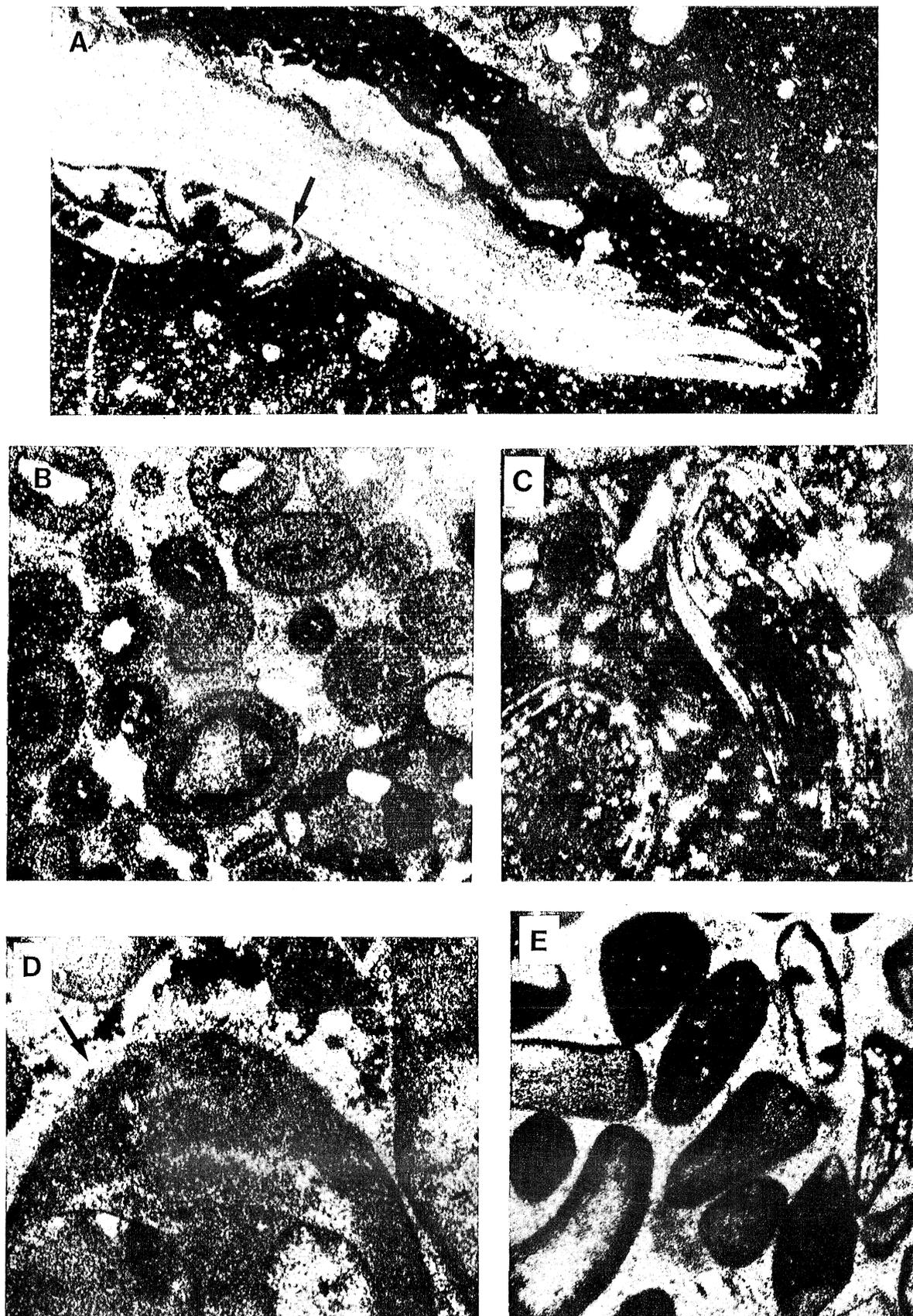


Figura 9.- Microfotografías de lámina delgada mostrando algunos rasgos característicos de las facies estudiadas. (A): Oncoides tipo 4-simple de 6 mm. de longitud (Facies A, Asociación II). Presentan envueltas algales irregulares y serpúldos como organismos incrustantes (flecha). (B): Ooides tipo 3 de tallas no superiores a 1 mm. (Facies B,C1 y C2, Asociación I). Se caracterizan por el desarrollo de cortezas con numerosas láminas, formadas por cristales fibroso-radiales. (C): Ooides tipo 4, de 1.5 mm. de diámetro (facies A, Asociación III). Presentan formas ovoidales y esféricas y cortezas formadas por escasas láminas. (D y E): Facies G, Asociación II. La microfotografía E muestra el aspecto general de la facies. Se observa el elevado redondeamiento de los clastos, con tallas proximas a 1mm. En la microfotografía D se observa el desarrollo de cementos primarios en empalizada en torno a los clastos.

as de ripples. Son ripples simétricos, con longitud de onda de 10-15 cm y amplitud de 5 cm. Los ooides presentan gran variedad de formas y tamaños, y aparecen ferruginizados y rotos. Al igual que ocurría con las facies anteriores, estos niveles de ripples oolíticos se formarían durante episodios de tormenta. Las señales de resedimentación presentes en los ooides apoyan su carácter aloctono.

Facies E: packstones-grainstones oolíticos. Esta constituida por packstones y grainstones oolíticos ocasionalmente arenosos y bioclásticos, que presentan morfología de barras progradantes laxas, de 1 m de potencia máxima y gran extensión lateral (hasta 0.5 Km). Las barras poseen sentidos de progradación muy constantes, dirigidos hacia el S. Presentan laminación paralela y cruzada planar con láminas bioclásticas y siliciclásticas, así como concentración de bioclastos a techo de las barras. En estas superficies de progradación aparecen también el desarrollo de niveles ferruginizados y encostrados, así como bioturbación y galerías. En los perfiles realizados, se observa hacia techo un progresivo aumento de la extensión lateral de estas barras y una disminución correlativa de los ángulos de reposo. Así, en las partes inferiores se desarrollan pequeñas barras con morfologías sigmoidales, asociadas vertical y lateralmente a ripples oolíticos de la facies D.

Estos niveles oolíticos corresponden a la progradación de barras y lóbulos submareales de gran extensión lateral. Su avance no es continuado, sino episódico, tal y como muestra la presencia de niveles encostrados y bioturbados, indicativos de largos periodos de estabilización de estas barras, mayores que los existentes en los periodos de inactividad de las corrientes mareales. La geometría sigmoidal observada indica velocidades de flujo relativamente altas con mucho sedimento en suspensión, que suavizan el ángulo de tangencia con el fondo (Dabrio, 1986). De esta manera, como en facies anteriores, dominan los procesos de oleaje inducido por tormentas sobre los de oleaje de buen tiempo o de marea.

Facies F: packstones-grainstones bioclásticos. Se trata de packstones y grainstones bioclásticos organizados en barras progradantes de bajo ángulo de reposo. Las principales estructuras que se reconocen son laminación horizontal, bioturbación y desarrollo de ripples simétricos a techo de los bancos. Entre los componentes bioclásticos se encuentra una asociación mezclada, con bivalvos, braquiópodos, corales, chaetétidos, equinodermos, algas, gasterópodos, serpulidos y foraminíferos. Destaca la heterometría y el elevado grado de redondeamiento de los clastos. La presencia de niveles bioclásticos acumulados, la geometría del depósito y las estructuras observadas, demuestran que las condiciones de depósito son similares a las descritas en la facies E.

Facies G: grainstones bioclásticos e intraclásticos. Se reconocen a techo de la Asociación II bancos tabulares o ligeramente progradantes de 0.5-1 Km de extensión lateral y 0.5-1 m de potencia, constituidos por grainstones bioclásticos e intraclásticos. En ocasiones presentan

ligera laminación y gradación. Localmente aparecen superficies intermedias ferruginizadas y colonizadas por serpulidos.

Las principales características de esta facies son el elevado grado de redondeamiento y homometría de los clastos y el desarrollo de cementos deposicionales en empalizada (Fig. 9, D y E). Es notable la presencia de ooides de tipo 4 y 5, característicos de medios marinos restringidos a salobres (Strasser, 1986), y el desarrollo en torno a gran parte de los bioclastos de envueltas micríticas irregulares.

La geometría y extensión lateral de los bancos que constituyen esta facies indican que su origen y progradación fue debida a episodios de tormentas. En los periodos intermedios de baja tasa de sedimentación se formarían superficies endurecidas con concentración de óxidos de hierro y colonización por organismos incrustantes. Los componentes de estas barras son alóctonos y se resedimentaron hacia los dominios submareales desde zonas litorales. En estas zonas intermareales tendría lugar el retrabajamiento continuo por acción del oleaje, como refleja el elevado redondeamiento de los clastos. Los cementos deposicionales en empalizada que rodean a algunos de estos clastos, probablemente se originaron en condiciones submareales someras o bien en los dominios intermareales inferiores de las zonas litorales (Inden y Moore, 1983).

Asociación III

Esta asociación presenta potencias de hasta 15 m, con una distribución homogénea a lo largo de todos los perfiles. En la Fig. 8 se muestra la disposición de las facies reconocidas en esta asociación. En esencia, se trata de facies margosas y micríticas (facies B) en las que se intercalan bancos bioclásticos de gran continuidad lateral (facies A).

Facies A: wackestones-packstones bioclásticos. Esta constituida principalmente por wackestones y packstones bioclásticos localmente arenosos y oolíticos. Presentan geometría de barras progradantes laxas de 0.5 m de potencia y 0.5-1 Km de extensión lateral, con niveles laminados y gradados y concentración de bioclastos a techo. La facies está altamente bioturbada. Las principales características texturales son la presencia de bivalvos y gasterópodos como bioclastos más abundantes y ostrácodos en menor proporción, el elevado grado de redondeamiento y la presencia de ooides de tipo 4 y 5 (Fig. 9, C). En ocasiones aparece una alta concentración de micas detríticas orientadas paralelamente a la estratificación.

Todas estas características señalan que el sedimento se formó inicialmente en un ambiente marino restringido, como indica la naturaleza de los bioclastos y ooides. Este sedimento sería resedimentado posteriormente hacia los dominios submareales abiertos por la acción de corrientes energéticas (tormentas), donde se depositarían en forma de lóbulos o barras.

Facies B: mudstones limosos y margas. Se trata de

Tabla 2. Principales características de las facies de la Asociación II.

ASOCIACION II							
FACIES	A- WACKESTONES-PACKSTONES ONCOLITICOS.	B1- FRAMESTONES	B2- FLOATSTONES-RUDSTONES.	C- MUDSTONES LIMOSOS. WACKESTONES BIOCLASTICOS LIMOSOS.	D- GRAINSTONES OOLITICOS ARENOSOS. MUDSTONES LIMOSOS.	E- PACKSTONES-GRAINSTONES OOLITICOS OCASIONALMENTE ARENOSOS Y BIOCLASTICOS.	
GEOMETRIA	Bancos irregulares de 0.5 m de potencia media con variación lateral de espesor. Asociados con facies de floatstones-rudstones, niveles de removilización y barras oolíticas.	Patches con morfología de copa. Potencia media 1 m. en ocasiones hasta 1.5 m. Extensión lateral 3-4 m.	Bancos irregulares de 0.5 m. de potencia media.	Mudstones en bancos irregulares de 0.2-0.4 m de potencia. Wackestones en bancos tabulares de 0.3-0.5 m. de potencia con intercalación de margas de 0.2 m.	Niveles de ripples simétricos en las facies micríticas.	Barras progradantes laxas, de hasta 0.5 Km. de extensión lateral. Potencia de 0.5-1 m.	
ESTRUCTURA	Aspecto removilizado. Bioturbación.	Escasos corales en posición de crecimiento. Alto porcentaje de matriz micrítica.	Ocasionalmente niveles gradados.	Laminación paralela o ligeramente cruzada marcada por niveles milimétricos arenosos y bioclasticos. Localmente ripples. Bioturbación.	Bioturbación y laminación, marcada por pasadas silicícolas, en las zonas micríticas. Galerías.	Laminación paralela y cruzada planar marcada por pasadas silicícolas y bioclasticas. Concentración de fósiles a techo de las barras. En ocasiones niveles gradados. Bioturbación. Galerías de 0.6 cm. de diámetro.	
COMPONENTES	FOSILES	Escasos. Tallas hasta 4 mm. Corales, equinodermos, crinoides, foraminíferos (lituóidos), bivalvos, gasterópodos, fragmentos vegetales.	Organismos bioconstructores: corales (ramosos y planares), chaetétidos, algas solenoporaceas. Otros fósiles dispersos: equinodermos, crinoides, briozoos, gasterópodos, serpulidos.	30-50%. Talla media 5 mm. Tallas hasta 1 cm. Corales, chaetétidos, equinodermos, crinoides, braquiópodos, bivalvos, foraminíferos (lituóidos), otros aglutinantes, <i>Nautiloculina oolitica</i> , gasterópodos, algas solenoporaceas, briozoos, serpulidos.	10-30%. Talla media 2 mm. Bivalvos, equinodermos, gasterópodos, foraminíferos (lituóidos), corales, briozoos, serpulidos, fragmentos vegetales.	0-10%. Talla media 2 mm. Talla hasta 1 cm. Crinoides, equinodermos, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos (lituóidos), otros aglutinantes, algas solenoporaceas.	5-15%. Talla media 2 mm. Talla hasta 7 mm. Foraminíferos (lituóidos, otros aglutinantes, milióidos, <i>Nautiloculina oolitica</i>), algas solenoporaceas, equinodermos, crinoides, bivalvos, corales, braquiópodos, briozoos, gasterópodos.
	OOIDES-PELOIDES	5-10%. Esféricos a elípticos. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles, intraclastos. Locales evidencias de resedimentación. Distribuidos en zonas irregulares.		0-10%. Esféricos a elípticos. Tipo 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Ocasionalmente peloides ferruginizados.	Escasos. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Evidencias de resedimentación. Peloides ferruginizados.	25-50%. Gran variedad de formas. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles, micrítico. Tipo 5. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico. Localmente agregados, macro-oides, peloides. Evidencias de resedimentación.	20-50%. Esféricos a elípticos. Tipo 3 y 4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Dominantes. Tipo mixto 1 y 3. Núcleo: micrítico. Ocasionalmente agregados oolíticos y macro-oides.
	ONCOIDES	35-50%. Tallas de 0.5-8 cm. Tipo 4. Dominantes. Núcleo: fósiles, intraclastos, clastos de cuarzo. Presentan perforaciones por litótagos. Tipo 1 y 2. Núcleo: fósiles, intraclastos, clastos de cuarzo. Evidencias de resedimentación. Ocasionalmente microoncooides.	Escasos. Talla 3 mm. Tipo 2. Núcleo: micrítico.	Escasos. Talla hasta 7 mm. Tipo 1. Núcleo múltiple: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo 2 y 3. Núcleo: fósiles.			Escasos. Talla hasta 5 mm. Tipo 1. Núcleo: fósiles.
	INTRA CLASTOS	0-5%. Fragmentos de envueltas oncolíticas. Micríticos con fósiles y clastos de cuarzo.	Escasos. Fragmentos de encostramientos algales.	0-10%. Fragmentos de encostramientos algales. Micríticos con clastos de cuarzo y ooides.		Escasos. Fragmentos de encostramientos algales. Micríticos con fósiles, clastos de cuarzo.	5-10%. Micríticos con clastos de cuarzo, fósiles y ooides. Dominantes. Fragmentos de encostramientos algales.
	EXTRA CLASTOS	Cuarzo. 0-20%. Clastos arena media, subangulosos.		Cuarzo. 5-10%. Clastos arena media, subredondeados. Limo en la matriz.	Cuarzo. Escasos. Clastos de arena media, subangulosos. Limo en la matriz.	Cuarzo. 30%. Clastos arena fina a media, subangulosos. Limo en los mudstones.	Cuarzo. 0-15%. Clastos arena fina a media, subangulosos. Limo en la matriz.
CEMENTO-MATRIZ	Matriz micrítica generalmente limosa.	Matriz micrítica y encostramientos por algas solenoporaceas.	Cemento espartítico. Matriz micrítica limosa.	Matriz micrítica limosa.	Cemento espartítico.	Cemento microespartítico en los grainstones. En ocasiones cemento primario empalizada. Matriz micrítica en los packstones.	
CLASIFICACION	Heterometría.	Gran heterometría.	Heterometría.	Heterometría.	Heterometría.	Gran heterometría.	

mudstones limosos localmente bioclásticos (subfacies B1) en bancos irregulares de 0.5 m de potencia media intercalados en margas (subfacies B2). La subfacies de mudstone aparece altamente bioturbada y contiene bioclastos de bivalvos y gasterópodos. Es característica la presencia en las margas de ostrácodos de agua dulce (*Darwinella*) y de carofitas resistentes a los cambios de salinidad (*Porochara* y *Mesochara*) (Martín i Closes, 1990). Esta facies se depositaría tanto en ambientes marinos restringidos con salinidades anormales como en medios transicionales y palustres. Ocasionales episodios de tormenta alcanzarían estas zonas marginales produciendo la resedimentación de los bioclastos.

Modelo de sedimentación

Tras mostrar las principales características, distribución e interpretación de las facies, se expone a continuación la reconstrucción del medio de sedimentación. En la Fig. 10 se muestran 3 reconstrucciones paleoambientales, correspondientes a cada una de las asociaciones diferenciadas. Se trata de secciones transversales a la rampa a lo largo de una longitud de 6.5 Km, realizadas de acuerdo con los datos obtenidos en los afloramientos de Ricla (Fig. 5 y 8). En función de la distribución de facies y de las medidas de paleocorrientes, estos afloramientos muestran la transición desde las zonas proximales (al N) hasta las zonas distales (al S).

Estadio 1: progradación de sandwaves oolíticos

Este estadio basal corresponde a la Asociación de

facies I. En su evolución se pueden distinguir dos etapas. La primera comprende la transición desde las facies submareales bioturbadas de la Fm. Loriguilla y la nucleación de los primeros cuerpos oolíticos. La segunda corresponde al desarrollo y progradación de sandwaves sobre estas facies submareales. Las condiciones de afloramiento permiten medir distancias de progradación próximas a los 3.5 Km.

Sobre las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla se sitúan los depósitos arenosos y microconglomeráticos de la facies A. Tanto desde el punto de vista litológico como sedimentológico, el paso entre estas dos facies es gradual, indicando un progresivo aumento de la influencia siliciclástica en el medio de sedimentación. Las secuencias observadas en la facies A representan el paso de facies arenosas tabulares, depositadas en zonas relativamente más distales, a facies microconglomeráticas canalizadas, de ambientes más proximales. Simultáneamente a la formación de estos canales, se inicia el desarrollo de los cuerpos oolíticos correspondientes a la facies B. La coexistencia de ambas facies está marcada por la presencia de ooides resedimentados en la facies A.

Sobre este conjunto de facies microconglomeráticas y oolíticas se desarrollan sandwaves y megarripples de crestas rectilíneas cuya migración por la acción de tormentas da lugar a la megaestratificación cruzada, observada en las subfacies C1 y C2. El desarrollo de estos sandwaves se realiza de forma gradual, de manera que los bancos tabulares de la facies B corresponderían a sus fases iniciales. La evolución vertical observada en esta facies indica la progresiva creación de formas migrantes, tipo megarripples, que actuarían como núcleo para el crecimiento de los sandwaves.

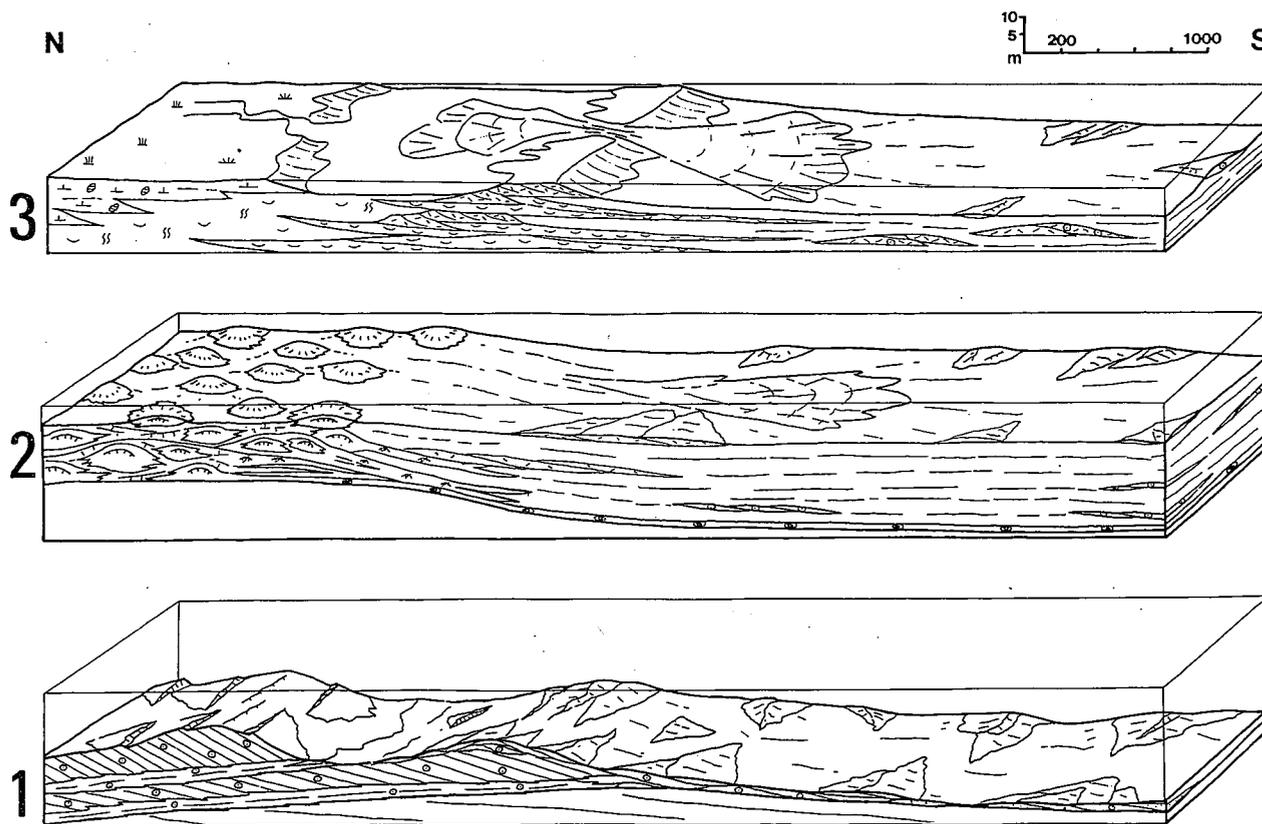


Figura 10.- Modelo de sedimentación para tres estadios correspondientes a cada una de las asociaciones de facies reconocidas.

De acuerdo con lo observado en medios actuales, el proceso dominante en la formación y migración de estos sandwaves son las tormentas (Hine, 1977), en clara diferencia con los modelos deducidos para sandwaves dominados por oleaje (Dabrio, 1984). Tanto el ángulo de reposo como la geometría de los cuerpos progradantes presentes en estas megaformas son coherentes con estos procesos. Las medidas de paleocorrientes, que presentan una dispersión muy baja, indican direcciones de migración hacia las zonas distales de la rampa. Por lo tanto, el componente de reflujo es claramente dominante.

En concreto se han identificado dos sandwaves, que corresponden a las subfacies C1 y C2, respectivamente. En ambos casos se preservan las facies de nucleación (facies B), excepto en las zonas más proximales, donde ambos sandwaves se encuentran amalgamados (Fig. 5). Posiblemente las facies iniciales del segundo sandwave fueron erosionadas en estas zonas proximales.

En relación de cambio lateral de facies se encuentran barras oolíticas de menor dimensión (subfacies D1), que se situarían tanto en el frente como sobre el sandwave. Esta distribución es coherente con la que presentan sandwaves oolíticos actuales, en los que se observa el desarrollo de megaripples tanto en sus crestas como en las zonas frontales, durante las etapas de buen tiempo (Hine, 1977). Por lo tanto, las barras oolíticas de las subfacies D1 progradarían preferentemente durante los momentos de estabilización de los sandwaves, en etapas de menor energía en el medio de sedimentación. En dominios distales se situarían las barras correspondientes a la subfacies D2. Esta facies se encontraría a su vez en clara transición con la facies infra-yacente A.

Estadio 2: desarrollo de un complejo arrecifal

Este estadio corresponde a la Asociación de facies II. Respecto al estadio anterior representa un predominio de las facies carbonatadas y un cambio notable en la dinámica sedimentaria. Así, un medio dominado por facies oolíticas con alta influencia siliciclástica es sustituido por un medio con una alta productividad orgánica de carbonato, como consecuencia de la instalación de un complejo arrecifal. Desde el punto de vista litológico y sedimentológico, el paso entre ambos episodios se produce de manera brusca. La presencia de costras fe-

rruginosas a techo de las facies oolíticas y la existencia de una capa con oncoides (facies A) hacia la base de este segundo episodio reflejan la existencia de una etapa de baja tasa de sedimentación.

El nivel oncolítico se interpreta como el distal de las facies arrecifales desarrolladas en las zonas proximales (facies B). La naturaleza de los núcleos de los oncoides y el hecho de que este nivel aparezca asociado con facies de floatstone y rudstone de corales y con niveles margosos de removilización fundamentan esta afirmación. Esta relación se ha puesto asimismo en evidencia a partir de la correlación lateral de la capa de oncolitos (Fig. 11).

La facies bioconstruida (subfacies B1) y los niveles bioclásticos asociados (subfacies B2) pasan hacia las zonas distales a facies predominantemente micríticas (facies C). La mayor parte de este fango carbonatado se generaría en las zonas proximales, siendo transportado hacia las zonas distales por la acción de tormentas. Este proceso explicaría también la presencia de niveles de ripples oolíticos (facies D) y barras oolíticas y bioclásticas (facies E y F), intercalados en las facies micríticas.

Algunas de estas barras bioclásticas presentan clastos con señales de retrabajamiento producido en zonas intermareales de alta energía (facies G). Estos clastos son una evidencia indirecta de la existencia de cordones litorales que se localizarían en zonas proximales respecto a las facies bioconstruidas. Esta zona litoral representaría la transición entre los dominios presentes en los estadios 2 y 3.

Estadio 3: paso gradual a ambientes lagoonares y palustres

Este estadio corresponde a la Asociación III y refleja el paso gradual desde ambientes submareales abiertos y bien oxigenados a otros de carácter restringido. En el estadio anterior, la alta productividad orgánica y la efectividad del mecanismo de transporte del fango carbonatado hacia las zonas externas, conlleva una progresiva colmatación de la rampa y la consiguiente restricción del medio de sedimentación.

El tipo de facies reconocido en esta asociación permite interpretar la presencia de ambientes de lagoona (facies A), delimitados por un cordón litoral externo. Asimismo, existen evidencias de depósito en am-

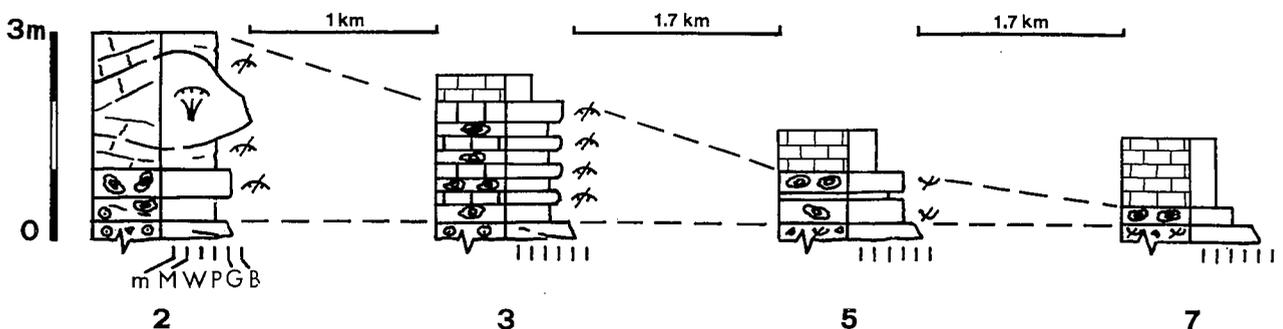


Figura 11.- Distribución de la facies con oncoides (facies A) en la base de la Asociación II en los afloramientos de Ricla.

Tabla 3. Principales características de las facies de la Asociaciones II y III.

		ASOCIACION II		ASOCIACION III		
FACIES		F- PACKSTONES- GRAINSTONES BIOCLASTICOS.	G- GRAINSTONES BIOCLASTICOS E INTRACLASTICOS.	A- PACKSTONES- WACKESTONES BIOCLASTICOS, LOCALMENTE ARENOSOS Y OOLITICOS. OCASIONALMENTE GRAINSTONES.	B1- MUDSTONES LIMOSOS LOCALMENTE BIOCLASTICOS.	B2- MARGAS.
GEOMETRIA		Barras progradantes laxas, de 0.5 Km. de extensión lateral. Potencia de 0.5-1 m.	Bancos tabulares o ligeramente progradantes, de 0.5-1 m. de potencia. Localmente asociados con niveles ferruginizados y colonizados por serpulidos.	Barras progradantes laxas de 0.5-1 Km. de extensión lateral. Potencia media 0.5- 1 m.	Bancos irregulares de 0.5 m. de potencia media.	
ESTRUCTURA		Laminación horizontal marcada por pasadas siliciclásticas. Bioturbación. Ripples simétricos a techo de los bancos.	Ligera laminación y gradación.	Laminación. Niveles gradados. Concentración de fósiles a techo de las barras. Bioturbación.	Bioturbación. Facies muy nodulosas.	Localmente laminación:
COMPONENTES	FOSILES	30-40%. Talla media 4 mm. Tallas hasta 1 cm. Bivalvos, braquiópodos, corales, chaetétidos, equinodermos, algas solenoporaceas, foraminíferos (lituóidos, otros aglutinantes), gasterópodos, briozoos, serpulidos, calciesponjas.	10-35%. Talla media 2 mm. Foraminíferos (lituóidos, otros aglutinantes), equinodermos, crinoides, corales, algas solenoporaceas, bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, chaetétidos, briozoos.	20-50%. Talla media 5 mm. Tallas hasta 1.5 cm. Bivalvos, gasterópodos, foraminíferos (lituóidos, <i>Nauticoculina oolitica</i>), corales, braquiópodos, ostrácodos, briozoos, serpulidos, chaetétidos.	Escasos. Gasterópodos, bivalvos.	Escasos. Ostrácodos (<i>Darwinella</i>), characeas (<i>Porochara</i> , <i>Mesochara</i>), tallos de algas calcáreas.
	OOIDES-PELOIDES	0-10%. Estéricos. Tipo mixto 3-4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Tipo 3. Núcleo: micrítico. Ocasionalmente agregados.	0-10%. Estéricos. Tipo 4 y 5. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico, fósiles.	0-30%. Gran variedad de formas. Tipo 4 y 5. Dominantes. Núcleo: clastos de cuarzo, micrítico, fósiles. Tipo 3 y mixto 3-4. Núcleo: clastos de cuarzo, fósiles. Resedimentados. Ocasionalmente agregados y macrooides.		
	ONCOIDES	Escasos. Talla media 5 mm. Tipo 1 y 2. Núcleo: fósiles.	Escasos. Microoncooides. Tipo 1. Núcleo: fósiles. Coated grains.	Escasos. Tipo 1. Núcleo: fósiles.		
	INTRA CLASTOS	0-10%. Talla hasta 4 mm. Fragmentos de encostramientos algales. Micríticos con fósiles, clastos de cuarzo.	10-15%. Fragmentos de encostramientos algales. Micríticos con fósiles, clastos de cuarzo.	0-10%. Redondeados, Micríticos con clastos de cuarzo, fósiles y ooides.		
	EXTRACLASTOS	Cuarzo. Escasos. Clastos de arena fina a media, subredondeados. Limo en la matriz.	Cuarzo. 0-10%. Clastos de arena fina, angulosos.	Cuarzo. 5-10%. Clastos de arena fina a media, subangulosos. Limo en la matriz. Micas detríticas. Ocasionalmente 10-20%.	Cuarzo. 0-10%. Clastos arena fina, subangulosos. Limo.	
CEMENTO- MATRIZ	Cemento microesparítico en los grainstones. Matriz micrítica en los packstones.	2 fases de cementación: 1ª fase: cementos en empalizada. 2ª fase: cemento esparítico en mosaico grosero.	Matriz micrítica generalmente limosa. Cemento esparítico en los grainstones.	Matriz micrítica generalmente limosa.		
CLASIFI CACION	Heterometría. Clastos redondeados.	Gran Homometría. Clastos redondeados.	Heterometría. Clastos de fósiles redondeados.			

bientes más restringidos y palustres (facies B).

La principal característica en la evolución durante este estadio es la rápida progradación de estos ambientes restringidos. De esta forma, sobre las facies micríticas del episodio anterior progradan progresivamente las facies intraclásticas litorales, las facies bioclásticas y micríticas de lagoon restringido y las facies margosas de ambientes palustres.

Discusión: factores que controlan la evolución sedimentaria

Las tormentas como agente de transporte y sedimentación

Del análisis de facies realizado en los afloramientos estudiados se concluye que el principal mecanismo de transporte y sedimentación fueron las tormentas. Las evidencias de retrabajamiento por acción del oleaje normal y las mareas son muy escasas. Esto es coherente con los procesos generalmente dominantes en las rampas desarrolladas en mares epicontinentales. En estos medios las mareas y el oleaje quedaron muy atenuados como consecuencia de la fricción sobre el fondo marino extenso y somero (Tucker y Wriqth, 1990).

Existen numerosas evidencias que prueban que el movimiento de los sandwaves se produjo como consecuencia de tormentas, de manera analoga a lo que ocurre en medios actuales (Hine, 1977). En los sandwaves estudiados el componente fundamental es el reflujó a diferencia de lo que ocurre generalmente en los sandwaves localizados en márgenes de plataformas barrera (Ball, 1967). Sólo en algunos sandwaves pleistocenos de la península de Florida, se preservan predominantemente láminas debidas a reflujó (Miami Oolite Formation, Hoffmeister et al., 1967; Halley y Evans, 1983). Al igual que ocurre en estos sandwaves, en el caso estudiado predomina la estratificación cruzada planar sobre la estratificación cruzada en surco y hummocky.

Es necesario tener en cuenta que los sandwaves de Riela se desarrollaron en rampas de muy bajo ángulo. Esta situación pudo favorecer una rápida progradación mar adentro. En este sentido, se pueden comparar las velocidades de progradación de los márgenes de las plataformas barrera y de los cinturones de facies de alta energía de las rampas. Así, en el Great Bahama Bank se han medido distancias de progradación del margen de la plataforma de 7.3 Km en los últimos 5.6 millones de años (Ginsburg et al., 1991). En claro contraste, los sandwaves situados en el tránsito proximal-distal de la rampa estudiada progradaron por lo menos 3.5 Km en un tiempo geológicamente instantáneo. Este dato da una idea acerca de la efectividad que tuvieron las tormentas como agente de transporte mar adentro, en la rampa Kimmeridgiense.

Por otra parte, también en la evolución del segundo y tercer estadio fue determinante el papel jugado por las tormentas. En este sentido, el rasgo más significativo en la evolución lateral de facies es la relación existente entre las facies bioconstruídas proximales y

las facies micríticas distales del segundo estadio. Así, entre estos dos términos extremos existe una variación gradual de facies, con numerosas evidencias de transporte y resedimentación por tormentas, tales como niveles bioclásticos gradados de gran continuidad lateral y bases erosivas planares, semejantes a los depósitos de tempestitas descritos por Aigner (1985). Estos indican una pérdida gradual de energía mar adentro, con paso progresivo a facies exclusivamente micríticas.

Los límites de los episodios

El límite entre los dos primeros episodios refleja un cambio importante en las condiciones de sedimentación que implica la estabilización de los sandwaves y la colonización de las zonas proximales de la rampa por organismos bioconstructores. Este cambio está materializado por el nivel oncolítico, desarrollado durante una etapa de baja tasa de sedimentación.

El segundo episodio implica condiciones más someras respecto al primero. La somerización pudo producirse como consecuencia de la progradación de las facies más proximales de la rampa durante una etapa de estabilización del nivel del mar. El dispositivo progradante es coherente con la distribución de facies en la rampa Kimmeridgiense a escala de cuenca (Alonso et al., 1989a; Alonso y Mas, 1990). Por otra parte, se ha postulado la existencia de una fase de estabilización del nivel del mar durante el Kimmeridgiense superior (Aurell, 1990, 1991).

El límite entre el segundo y tercer episodio es gradual, si bien ambos muestran dispositivos geométricos diferentes. Durante el segundo episodio tras una fase inicial de rápida progradación se produjo la agradación del complejo arrecifal y de las facies micríticas distales asociadas. Sin embargo el tercer episodio muestra una componente progradacional muy elevada de las facies restringidas de lagoon y palustres.

Significado a escala de cuenca

Los afloramientos estudiados, además de permitir un análisis sedimentológico de carácter puntual, aportan datos de gran interés para entender de forma más precisa el origen y evolución de la rampa Kimmeridgiense en la cuenca Ibérica. En concreto, representan un punto clave para entender la relación que, a escala de toda la cuenca, existe entre las facies arrecifales proximales y las facies micríticas distales.

La dimensión de los afloramientos de Riela no permite observar cambios laterales entre las facies oolíticas de sandwave y las facies bioconstruídas. Sin embargo, teniendo en cuenta la distribución de las facies de la Fm. Torrecilla y de la Fm. Loriguilla (Alonso y Mas, 1990; Aurell y Meléndez, 1993), podemos integrar los datos sedimentológicos obtenidos en Riela en un esquema paleogeográfico general. De esta manera, las facies oolíticas de sandwave del Mb. Riela se situarían en el tránsito entre los dominios proximales, donde están presentes las facies arrecifales, y los dominios distales, en los que tiene lugar el depósito de las fangos carbonatados (Fig. 12).

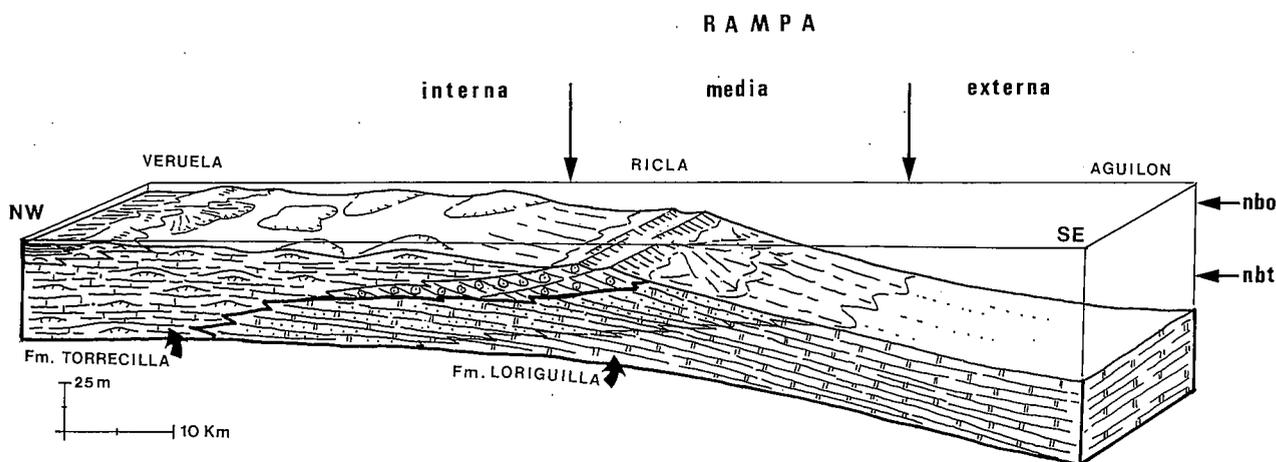


Figura 12.- Modelo de sedimentación para el Kimmeridgiense superior de la Cordillera Ibérica Septentrional. Ver figura 2.a para la situación de las secciones de referencia. Leyenda: nbo= nivel de base del oleaje normal; nbt= nivel de base de tormentas.

De acuerdo con lo observado en medios actuales (Hine, 1977), estos sandwaves aparecerían en zonas relativamente más profundas respecto a las facies arrecifales, siendo posible de esta manera la canalización de los flujos y la existencia de velocidades suficientes como para producir el movimiento del sandwave en su conjunto. En zonas internas a los sandwaves, donde los flujos energéticos se atenúan pero todavía en condiciones de comunicación marina normal, se encuentran las facies coralinas. Teniendo en cuenta la clasificación de rampas carbonatadas recientemente propuesta por Burchette y Wright (1992), estos sandwaves estarían fundamentalmente emplazados en la parte media de la rampa. La parte interna, por encima del nivel de base de oleaje de buen tiempo, estaría representada por las facies arrecifales, litorales y de lagoon. La parte externa se encontraría por debajo del nivel de base de tormentas y correspondería a las facies micríticas distales (Fig. 12).

Tanto la distribución paleogeográfica de cada una de estas facies (Fig. 2) como los mecanismos de transporte que condicionaron su depósito, permiten interpretar que la mayor parte del fango carbonatado se originó en las zonas proximales y se acumuló en las zonas distales a los sandwaves. La distribución de las facies micríticas de la Fm. Loriguilla en el sector central de la cuenca Ibérica (Fig. 2, facies C), permite cuantificar distancias de transporte del fango carbonatado entre 40 y 50 Km. Este dato da una idea de la efectividad de las tormentas como agente de transporte mar adentro en sistemas deposicionales de topografía regular como el caso de la rampa estudiada.

Teniendo en cuenta que los episodios de tormenta actuarían como principal agente de transporte de este fango carbonatado, cabe preguntarse si la ritmicidad existente en las facies micríticas de la Fm. Loriguilla fue debida a una periodicidad en estas corrientes de alta energía. La Fm. Loriguilla en su facies distal más típica está formada por ritmos muy constantes de margamudstone de potencias decimétricas. En el caso de las facies micríticas de los afloramientos de Ricla, inmediatamente distales a las facies bioconstruidas, se en-

cuentran además varios niveles de tempestitas en cada banco micrítico. Esto prueba que cada ritmo registra una historia deposicional compleja, en la que se verían implicados más de un episodio de tormenta. Por lo tanto, aparentemente la ritmicidad de las series micríticas no tiene un origen deposicional simple, ya que no existe una relación clara entre episodios de tormenta y ritmos.

Evolución de la rampa Kimmeridgiense

La visión tradicional de las plataformas carbonatadas tipo rampa es la de una superficie suavemente inclinada mar adentro en la que las facies más energéticas se encuentran en las zonas litorales proximales (Ahr, 1973). En el modelo general de la rampa Kimmeridgiense, esta situación no es estrictamente cierta, ya que según hemos mostrado las facies más energéticas (sandwaves oolíticos) se concentran en una zona localizada entre los dominios proximales y distales, definiendo una pequeña ruptura de pendiente en la rampa (Fig. 12).

Este punto ha sido puesto de manifiesto por Burchette y Wright (1992). Según estos autores muchas plataformas carbonatadas clasificadas como rampas, son más similares a plataformas barrera "aplanadas" con techos planos y suaves pendientes que definen clinofórmulas sigmoidales de muy bajo ángulo. En estos casos el término rampa es todavía válido debido a la baja inclinación de estas pendientes. El hecho de que esta pendiente deposicional no se haya descrito más que a partir de perfiles sísmicos, dificulta su interpretación. Sin embargo, su significado ha podido ser definido claramente en la rampa Kimmeridgiense. En este caso, las mayores pendientes coincidirían con la zona media de la rampa (Fig. 12).

La rampa Kimmeridgiense presenta una topografía planar en los dominios proximales debido a una elevada producción de carbonatos en estas zonas. En este contexto, cabría esperar que la rampa evolucionara a una plataforma barrera, como ocurre generalmente en las plataformas carbonatadas actuales y fósiles. Sin em-

bargo, debido a la efectividad de los procesos de transporte gran parte del carbonato producido no se acumularía en las zonas proximales sino que sería resedimentado mar adentro. El volumen de material resedimentado hacia las zonas distales evitaría la aparición de una ruptura de pendiente acusada en la zona media de la rampa. Este modelo representa una alternativa al propuesto por Wright y Faulkner (1990) para las rampas del Carbonífero inferior. Según estos autores, estas rampas no evolucionaron a plataformas debido a una elevada producción de carbonatos en las zonas medias y distales de la rampa.

Conclusión

Los resultados obtenidos del análisis de facies realizado en el Mb. Ricla responden algunos de los interrogantes que plantea el conocimiento de las zonas de transición entre los dominios internos y externos de las rampas carbonatadas. La caracterización sedimentológica de las diferentes facies estudiadas ha permitido establecer una serie de precisiones:

Batimetría y zonación de las facies en la rampa Kimmeridgiense. Entre las facies micríticas de rampa externa (Fm. Loriguilla) y las facies arrecifales de rampa interna (Fm. Torrecilla) se encuentra un cinturón de facies constituido por sandwaves oolíticos (Mb. Ricla). Estas zonas de transición constituyen las áreas de mayor energía de la rampa, localizadas entre los niveles de base del oleaje y tormentas y corresponden por tanto a las zonas de rampa media.

Relación genética entre las facies proximales y distales. Tanto la alta productividad de carbonato en las zonas internas como la evidencias de transporte por tormentas permiten establecer una hipótesis acerca del origen de las series rítmicas de la Fm. Loriguilla. Así, la mayor parte del fango carbonatado acumulado en las zonas distales de la rampa se originó en sus zonas proximales y fue transportado mar adentro por acción de las tormentas.

Geometría y evolución de la rampa. Las facies energéticas situadas en las zonas medias de la rampa definen una pequeña ruptura de pendiente y delimitan una zona interna de morfología planar. Hacia las zonas externas esta pendiente deposicional está atenuada. Durante su evolución la rampa muestra una progresiva disminución del ángulo deposicional, como consecuencia de la progradación y agradación de las facies de rampa interna.

Este trabajo se ha sido financiado por los Proyectos de investigación PCB-6/89 del C.O.N.A.I. (Diputación General de Aragón) y PB89-0230 del M.E.C. Agradecemos asimismo las sugerencias y comentarios realizadas por los revisores y el editor de la revista.

Bibliografía

Ahr, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to shelf model. *Transactions-Gulf Coast Associations of Geological Societies*, 23: 221-225.

- Aigner, T. (1985): *Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences.* Lecture notes in Earth Sciences, 3, Springer-Verlag, Berlín, 174 pp.
- Alonso, A., Aurell, M., Mas, J.R., Meléndez, A. y Nieva, S. (1989a): Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la cuenca Ibérica y el estrecho de Soria. *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Comun.*, 1: 175-178.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, J.R. y Meléndez, A. (1989b): Origin and evolution of an epeiric carbonate platform. Upper cretaceous, Spain. *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Simposios*, 2: 21-32.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuader. Geol. Iber.*, 14: 173-198.
- Alonso, A.; Mas, J.R. y Meléndez, N. (1986): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 293-306.
- Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel).* Análisis de cuenca. Tesis Doct., Dpto. Geol., Serv. Public. Univ. de Zaragoza. Ed., 389 pp.
- Aurell, M. (1991): Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sediment. Geol.*, 73: 101-115.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: *Sequence Stratigraphy and facies associations* (Possamentier et al., Ed), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18: 343-368.
- Aurell, M., Meléndez, A. y Nieva, S. (1989): La Secuencia Depositional Kimmeridgiense al Este del Moncayo (prov.Zaragoza). *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Comun.*, 1:201-204.
- Ball, M.M. (1967): Carbonate Sand Bodies of Florida and the Bahamas. *Jour. Sedim. Petrol.*, 37: 556-591.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.*, 79, 3-57.
- Calvet, F., Tucker, M.E. y Henton, J.M. (1990): Middle Triassic ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. *Int. Ass. Sediment., Spec. Pub.*, 9: 79-108.
- Dabrio, C.J. (1984): Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros. In: *Ciclo de Seminarios de Sedimentología*, (I.G.M.E., Ed), 1: 131-192.
- Dabrio, C.J. (1986): Las sandwaves calcareníticos del río Alías (Mioplioceno de la Cuenca de Nijar, Almería). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 159-166.
- Dahanayake, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment. Geol.*, 18: 337-353.
- Dahanayake, K. (1978): Sequential position and environmental significance of different types of oncoids. *Sediment. Geol.*, 20: 301-316.
- Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones.* Springer-Verlag, Ed., 633 pp.
- Ginsburg, R.N., McNeill, D.F., Eberly, G.P., Swart, P.K. y Kenter, J.A. (1991): Transformation of morphology and facies of Great Bahama Bank by Plio-Pleistocene progradation. *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization*, Abstr.: 88.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- Halley, R.B. y Evans, C.C. (1983): The Miami Limestone: a guide to selected outcrops and their interpretation. *Miami Geological Society*, Miami, Florida, 67 pp.
- Hoffmeister, J.R., Stockman, K.W. y Multer, H.G. (1967): Miami

- Limestone of Florida and its recent Bahamian counterpart; *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78: 175-190.
- Hine, A.C. (1977): Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. *Jour. Sed. Petrol.*, 47 (4): 1554-1581.
- Inden, R.F. y Moore, C.H. (1983): Beach. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. by Scholle, P.A.; Bebout, D.G. & Moore, C.H.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 33: 211-265
- Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Publ., Oxford-London, 482 pp.
- Tucker, M.E., Calvet, F. y Hunt, D. (1993): Sequence stratigraphy of carbonate ramps, systems tracts, models and an application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. In: *Sequence Stratigraphy and facies associations*, (Possamentier et al., Ed.), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18: 397-415.
- Wnendt-Juber, E. (1990): Das Korallenföhrrende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete. Mikrofauna und -flora der korallenkalke. *Palaeontographica Abt. A.*, Stuttgart, 214: 79-120.
- Wright, V.P. y Faulkner, T.J. (1990): Sediment dynamics of Early Carboniferous ramps: a proposal. *Geol. Jour.*, 25: 139-144.

*Recibido el 13 de agosto de 1992; aceptado el manuscrito
revisado el 29 de julio de 1993*