

Evolución sedimentaria y paleogeografía del Jurásico Superior (Kimmeridgiense superior-Titónico) en la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica)

Sedimentary evolution and paleogeography of the Upper Jurassic (upper Kimmeridgian-Tithonian) in the Sierra de Arcos (Iberian Chain)

J. J. CEPRIÁ, B. BÁDENAS Y M. AURELL

ABSTRACT

Facies analysis of the upper Kimmeridgian-Tithonian of the Sierra de Arcos (Iberian Chain) allowed the reconstruction of the sedimentary evolution during the deposition of two sequences, the so called J3.6 and J3.7 sequences defined by Aurell *et al.* (2000). Both sequences display a thin or even condensed transgressive systems tract, and a thick highstand and forced regressive systems tracts. Development of shallower facies in the distal part of the ramp was controlled by the so-called Montalbán-Ejulve High. Peloidal and oncolitic shoals were present during deposition of sequence J3.6, whereas peloidal shoals and coralgall patch reefs developed during the highstand of sequence J3.7. These set of shallow facies prograded over outer ramp facies (i.e., lime mudstone and marls). The influence of the sedimentary high is not obvious during deposition of the forced regressive systems tract of sequence J3.7, when the overall southeast progradation of the oolitic shoals and associated restricted environments took place.

Keywords: Upper Jurassic, carbonate ramp, facies, sedimentary high

RESUMEN

El análisis de las facies del Kimmeridgiense superior-Titónico en la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica), ha permitido reconstruir la evolución durante el depósito de dos secuencias de depósito (secuencias J3.6 y J3.7 en Aurell *et al.*, 2000). Ambas secuencias muestran delgados cortejos transgresivos y potentes cortejos de alto nivel del mar y de regresión forzada. La presencia de facies someras fue controlada por la existencia de un umbral sedimentario (alto de Montalbán-Ejulve). Durante la secuencia J3.6 se desarrollaron bajíos peloidales y oncolíticos, mientras que durante el cortejo de alto nivel del mar de la secuencia J3.7 tuvo lugar el depósito de bajíos peloidales y bioconstrucciones de corales y algas. Estas facies someras progradaron hacia el noroeste sobre facies de rampa externa (calizas micríticas y margas). La influencia del alto paleogeográfico cesó durante el depósito del cortejo de regresión forzada de la secuencia J3.7, en el que tuvo lugar una progradación hacia el sureste de bajíos oolíticos y ambientes restringidos asociados.

Palabras clave: Jurásico Superior, rampa carbonatada, facies, alto paleogeográfico.

INTRODUCCIÓN

Durante el Jurásico Superior, la sedimentación en el margen oriental de la Placa Ibérica tuvo lugar en extensas rampas carbonatadas, que se extendían desde los sec-

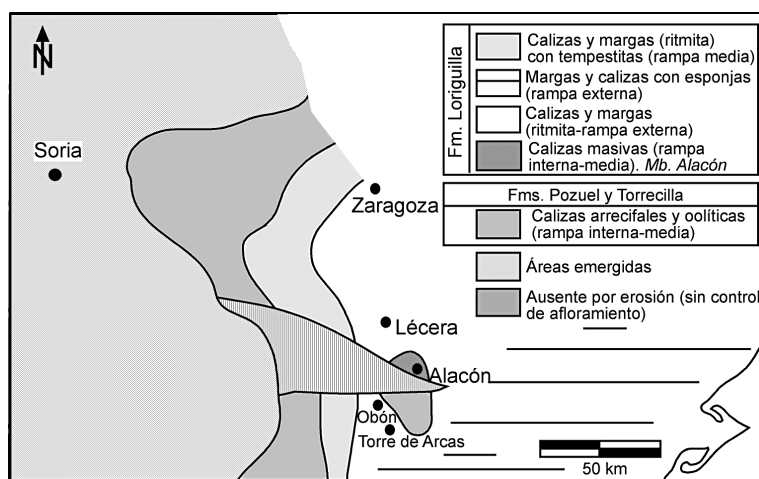


FIG. 1.- Distribución de facies en la cuenca Ibérica septentrional al final del Kimmeridgiense. El sector estudiado se encuentra entre Lécera y Alacón. Modificado de Bádenas y Aurell (2001).

FIG. 1.- Facies distribution in the north Iberian basin during the latest Kimmeridgian. The studied area is located between Lécera and Alacón. Modified from Bádenas y Aurell (2001).

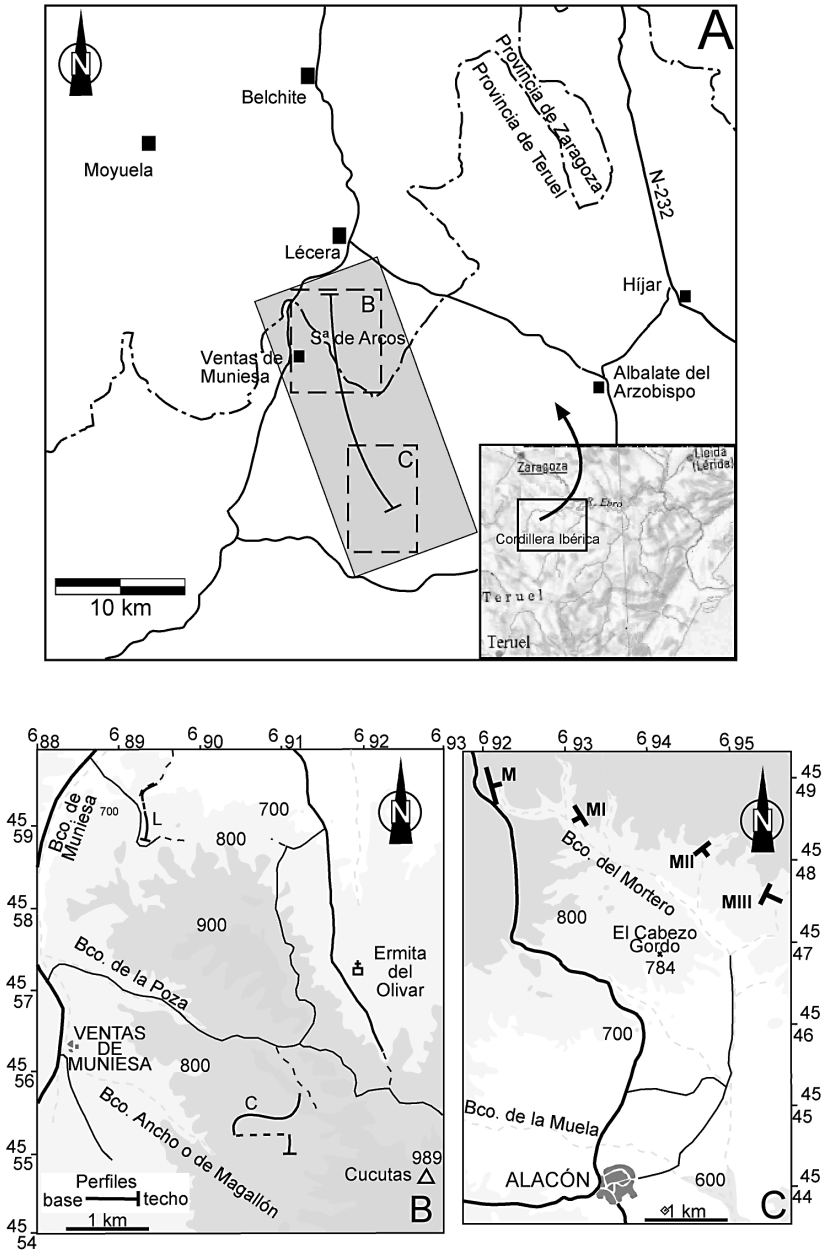


FIG. 2.- (A) Situación de la zona de estudio. Los recuadros (B y C) indican la situación de los seis perfiles estratigráficos. La línea en el cuadro A corresponde al esquema de correlación de la Figura 4.

FIG. 2.- (A) Geographic location of the studied area. The lower insets (B and C) show the position of the six stratigraphic logs. The line in A indicates the orientation of the correlation panel (figure 4).

tores marginales adosados al Macizo Ibérico, al oeste, hacia el Tethys, al este (Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas y Aurell, 2001). En las zonas distales y relativamente profundas de esta rampa tuvo lugar, durante el Kimmeridgiense, el depósito de potentes series rítmicas con predominio de las facies micríticas de rampa externa (Formación Ritmita calcárea de Loriguilla). En los dominios de sedimentación someros localizados más al oeste predominó la sedimentación arrecifal y oolítica, correspondientes a la Formación Calizas con corales de Torrecilla y Formación Calizas oolíticas de Pozuel, respectivamente (Fig. 1).

En la zona central de la cuenca ha sido descrito el alto paleogeográfico de Montalbán-Ejulve, cuya influencia en la sedimentación se manifestó a lo largo de todo el Jurásico Superior (Bulard 1972; Gómez, 1979; Aurell y Meléndez, 1993). La presencia de este umbral ha sido invocada para explicar el desarrollo, durante el Kimmeridgiense superior, de facies peloidales someras (Mb. Calizas blancas de Alacón), rodeadas por las facies micríticas más profundas de la Fm. Loriguilla en el sector de Alacón, en la Sierra de Arcos (Meléndez *et al.*, 1990). Según estos autores el umbral delimitó una zona abierta al este y otra de carácter más restringido al oeste, donde los ammonites son progresivamente más esporádicos. La presencia de facies someras arrecifales y oolíticas en el sector comprendido entre Obón-Torre de las Arcas, al sur de la Sierra de Arcos, también ha sido relacionado con esta misma zona de umbral (Aurell *et al.*, 1999). Tras el depósito de las unidades del Kimmeridgiense, una somerización generalizada implicó la presencia de facies oncolíticas y arrecifales (Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas) sobre las facies micríticas de rampa externa de la Fm. Loriguilla en amplios dominios de la cuenca Ibérica (Giner, 1980; Aurell y Meléndez, 1986; Bádenas *et al.*, 1993).

En el presente trabajo, se realiza el análisis sedimentológico de las facies carbonatadas del Jurásico terminal (Kimmeridgiense superior-Titónico) en la Sierra de Arcos con objeto de precisar su distribución vertical y lateral, definir las etapas de evolución sedimentaria y caracterizar la influencia del alto paleogeográfico y su evolución temporal. La zona de estudio se extiende entre las localidades de Lécera y Alacón, en el límite entre las provincias de Zaragoza y Teruel, en el sector central de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 2). Los materiales jurásicos presentan un buzamiento suave y forman extensos afloramientos en el bloque superior del denominado sistema de cabalgamientos de la Sierra de Arcos (Casas *et al.*, 1997). Su estudio se ha visto favorecido por la incisión de numerosos barrancos, que han permitido el análisis de los materiales del Jurásico Superior mediante el levantamiento y correlación de seis perfiles estratigráficos.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

En el Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica se han diferenciado siete secuencias de depósito (Aurell *et al.*, 2000). En concreto, para el intervalo Kimmeridgiense superior-Titónico estudiado se reconocen las secuencias J3.6 y J3.7. Desde el punto de vista litoestratigráfico, en la Sierra de Arcos ambas secuencias incluyen, respectivamente, la Fm. Loriguilla (parte superior) y a la Fm. Higuieruelas (Fig. 3).

La secuencia J3.6 se extiende desde el Kimmeridgiense superior (límite entre las Biozonas de *Acanthicum* y *Eudoxus*), hasta el Titónico inferior (Biozona de *Hybonotum*). En el sector central de la Cordillera Ibérica, el límite inferior de la secuencia se sitúa a techo de un nivel margoso de 5 a 10 m de espesor, perteneciente a la Biozona de *Acanthicum*. Este nivel separa dos tramos bien diferenciados dentro de la Fm. Loriguilla: uno inferior, constituido por una alternancia de margocalizas y calizas micríticas, y otro superior, caracterizado por la presencia de calizas micríticas tableadas (Meléndez *et al.*, 1990; Bádenas y Aurell, 2001).

En la Sierra de Arcos, en concreto en el sector de Lécera, la Fm. Loriguilla muestra también los dos tramos descritos, separados por un nivel intermedio de hasta 12 m de potencia de calizas margosas. El tramo superior presenta una potencia total de 43 m. Su parte inferior, de 30 m de potencia, consiste en una alternancia de calizas grises micríticas con escaso contenido fósil (ammonites, braquiópodos y bivalvos), en estratos de 0,2 a 0,4 m, y margas grises en niveles de hasta 0,1 m de espesor. Su parte superior, de 13 m de potencia, está constituida por calizas micríticas sin estratificación aparente u organizadas en bancos gruesos.

En el sector de Alacón, el tramo superior de la Fm. Loriguilla no sobrepasa los 35 m de potencia. En su parte superior y en relación de cambio lateral de facies, se encuentra las calizas del Mb. Alacón (Fig. 3). Esta unidad presenta una potencia máxima de 32 m y está constituida por calizas blancas, estratificadas en bancos de más de 2 m de potencia. Estas presentan una elevada microporosidad de origen dia-

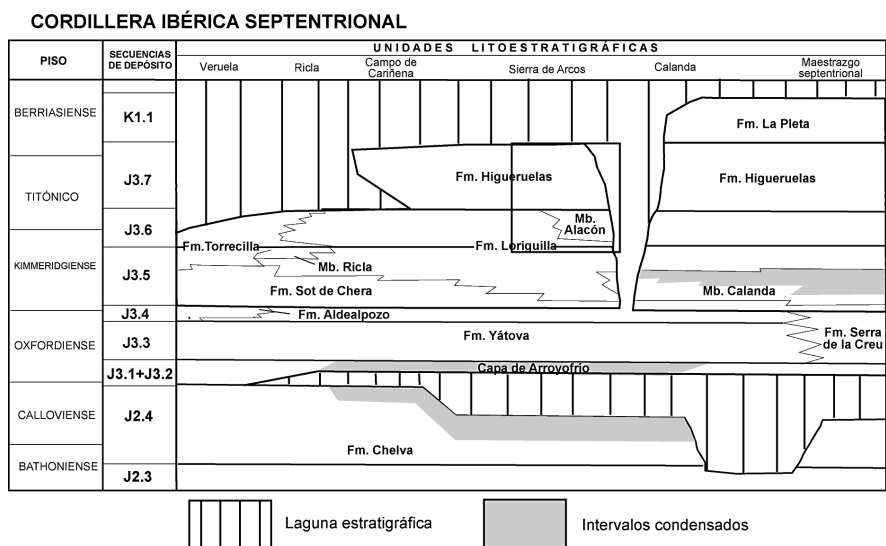


FIG. 3.- Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior en la Cordillera Ibérica septentrional. Se indica el intervalo estratigráfico estudiado en la Sierra de Arcos (secuencias J3.6 y J3.7). Modificado de Aurell *et al.* (2000).
 FIG. 3.- Stratigraphy of the Middle-Upper Jurassic of the north Iberian Chain. The studied stratigraphic interval in the Sierra de Arcos is indicated (sequences J3.6 and J3.7). Modified from Aurell *et al.* (2000).

genético. Son calizas de textura predominantemente *packstone* compuestas por peloides, oncoides, intraclastos y abundantes bioclastos. Meléndez *et al.* (1990) sitúan la base de este miembro dentro de la Biozona de Eudoxus.

En el sector central de la Cordillera Ibérica, el límite superior de la secuencia J3.6 corresponde generalmente a una superficie de discontinuidad que marca un importante cambio litológico, composicional y en el tipo de estratificación, con el paso de las calizas micríticas tableadas de la Fm. Loriguilla a las masivas y granosostenidas de la Fm. Higuieruelas (Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1994). En el sector de Lécera, el cambio litológico es gradual, debido a la presencia de calizas predominantemente micríticas en la parte inferior de la Fm. Higuieruelas. En el sector de Alacón, el límite se sitúa en una superficie encostrada y ferruginizada localizada a techo del Mb. Alacón.

La secuencia J3.7 se desarrolló durante el Titónico y corresponde a la Fm. Higuieruelas. En la Sierra de Arcos la unidad muestra dos tramos litológicos bien diferenciados. El tramo inferior se caracteriza por la presencia de calizas blancas masivas o estratificadas en bancos gruesos, y está formado por gran variedad de facies, desde calizas micríticas, a calizas de textura predominante *packstone* de peloides, oncoides e intraclastos, y niveles bioconstruidos de corales y algas. El tramo superior muestra una estratificación más evidente y en él predominan las calizas de textura *grainstone* de ooides, peloides e intraclastos. El tramo inferior presenta 43 m de potencia. El tramo superior, se reconoce únicamente en el sector de Lécera, donde muestra hasta 33 m de potencia. En el sector de Alacón está ausente por erosión.

ANÁLISIS DE FACIES

En la Figura 4 se muestra la distribución de facies en las dos secuencias de depósito estudiadas, según una sección noroeste-sureste. Se han reconocido tres asociaciones de facies. La Asociación 1 corresponde a la secuencia J3.6 y está formada por cinco facies (facies A y B: Fm. Loriguilla, y facies C, D y E: Mb. Alacón). La Asociación 2 (facies F a I) y la Asociación 3 (facies J a M) corresponden a la secuencia J3.7 (Fm. Higuieruelas).

ASOCIACIÓN 1

La facies A está formada por ritmos caliza (*mudstone*)–marga, en niveles tabulares de hasta 0,4 m y 0,1 m de potencia, respectivamente. Las calizas presentan fósiles dispersos de bivalvos (*Pholadomya*), braquiópodos (*Rhynchonella*) y ammonites. Las trazas de *Chondrites* son frecuentes. La facies corresponde al depósito de fango carbonatado en dominios submareales de baja energía, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas (rampa externa).

La facies B está constituida por calizas estratificadas en niveles tabulares de potencia métrica. Se trata de *mudstones* a *wackestones* de bioclastos (hasta 10%), entre los que dominan bivalvos, equínidos, serpúlidos, braquiópodos y gasterópodos, y peloides (hasta 15%) irregulares y heterométricos. Presentan también ocasionales

intraclastos y oncoides ferruginizados de tipo II y III (Dahanayake, 1977). Estos componentes se encuentran a menudo formando niveles de acumulación intensamente bioturbados de textura *packstone* de potencia milimétrica a centimétrica, interpretados como tempestitas distales (Aigner, 1985). El hecho de que estos niveles sean frecuentes, pero no estén amalgamados, indica que el depósito tuvo lugar en la parte distal de la rampa media (Burchette y Wright, 1992).

La facies C está constituida por calizas masivas o en estratos de potencia métrica. Su textura es de *wackestone* a *packstone*. Están formadas por peloides pseudoesféricos y heterométricos y ocasionales oncoides y bioclastos (equínidos, bivalvos, serpúlidos). La facies se interpreta como correspondiente al progresivo desarrollo de bajíos peloidales en dominios submareales someros de baja a moderada energía (rampa media a interna). La facies presenta abundante microporosidad con morfología rómbica, similar a la descrita por Moshier (1989).

La facies D se reconoce en el sector suroriental. Está constituida por calizas de textura *packstone*, masivas o en estratos de 2 m de potencia. Dominan los peloides heterométricos e irregulares y los oncoides de tipo II y III (Dahanayake, 1977). En

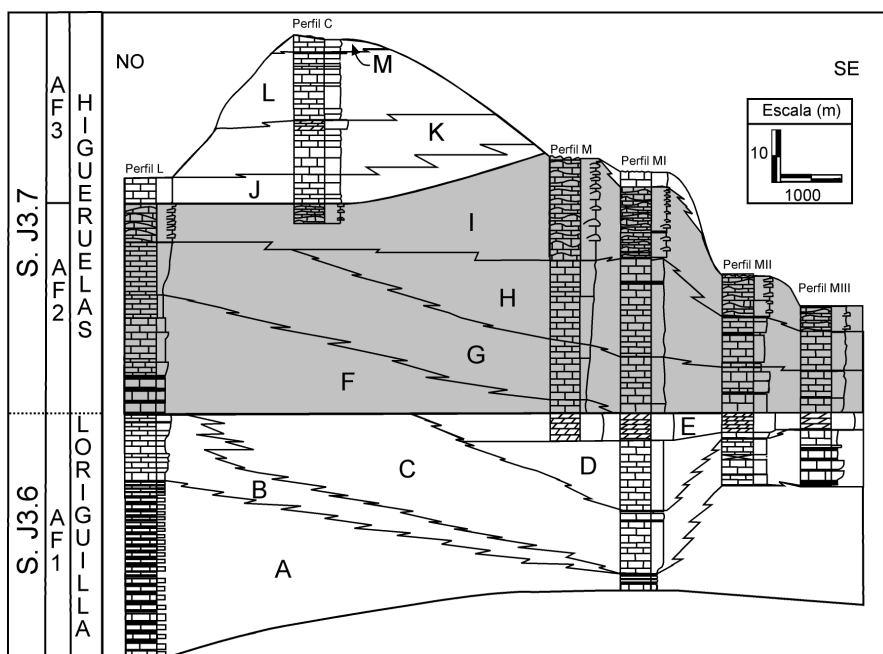


Fig. 4.- Correlación de perfiles (secuencias J3.6 y J3.7; sb-límite de secuencia), donde se muestra la distribución de las tres asociaciones de facies reconocidas: Asociación 1 (facies A y B: Fm. Loriguilla; facies C, D y E: Mb. Alacón) y Asociaciones 2 y 3 (facies F a I y facies J a M, respectivamente: Fm. Higuieruelas).

Fig. 4.- Correlation of sections (sequences J3.6 and J3.7; sb-sequence boundary), showing the distribution of the three facies associations recognized: Association 1 (facies A and B: Loriguilla Fm; facies C, D and E: Alacón Mb) and Associations 2 and 3 (facies F to I and facies J to M, respectively: Higuieruelas Fm).

las envueltas oncolíticas se reconocen serpúlidos, *Bacinella irregularis* y *Girvanella*, que revela su formación en un medio somero en el que alternaron periodos de alta y baja energía (Dahanayake, 1978). Los bioclastos de equínidos, gasterópodos y bivalvos e intraclastos micríticos irregulares son más escasos. La facies correspondería al desarrollo de bajíos peloidales y oncolíticos en dominios submareales someros, probablemente en la rampa interna.

La facies E es un nivel estratiforme de dolomías, de techo plano y base relativamente regular que se acuña hacia el este, desarrollado a techo de las facies C y D. Se trata de dolomías cristalinas férricas (dolomicroesparitas con hasta 1% de óxidos de hierro), de tonos rojizos a amarillentos, textura pulverulenta y estratificación masiva o en estratos de hasta 1 m de potencia. Presentan nódulos y concreciones de dolomita y no se reconocen en ella relictos de granos.

ASOCIACIÓN 2

La facies F está formada en su parte inferior por calizas *mudstone* en niveles de 0,5 m a 2 m de potencia, y en su parte superior por calizas *mudstone* a *wackestone* de peloides y bioclastos (serpúlidos, bivalvos y equínidos) en niveles de hasta 3 m de potencia. Estos materiales corresponden al depósito de fango carbonatado en un medio submareal de baja energía, probablemente en la rampa externa-media.

La facies G está constituida por calizas de textura *wackestone* a *grainstone* bioturbados de estratificación predominantemente masiva, si bien localmente muestra estratos de potencia métrica. Predominan los peloides pseudoesféricos y heterométricos y, en menor proporción, los intraclastos heterométricos. Ocasionalmente presentan bioclastos de bivalvos y equinodermos, así como serpúlidos y foraminíferos. La facies G corresponde a la progresiva implantación de bajíos peloidales en ambientes submareales de baja a moderada energía, de rampa media a interna.

La facies H está constituida por calizas masivas de textura *packstone*. Se componen de peloides, intraclastos y bioclastos, en proporciones variables. Los peloides son heterométricos y subesféricos. Los intraclastos son fragmentos irregulares y heterométricos de costras microbianas. Los bioclastos son en su mayoría de corales. Se reconocen también bivalvos, equínidos y algas calcáreas (*Archaeo-lithotamnium*, *Solenopora sp.*, *Clypeina*, *Acicularia jurásica*, *Thaumatoporella parvovesiculífera*, *Cayeuxia* y *Marinella lugeoni*). Junto a estos aparecen en baja proporción serpúlidos, gasterópodos, esponjas y foraminíferos (*Nautiloculina oolithica*, *Evertyclamina virguliana*, *Conicospirillina basiliensis*, *Trocholina alpina*, *Pyrgo* y dentalinas). La facies corresponde a sedimentos interarrecifales, depositados en un medio submareal somero, sometido a la acción del oleaje, bien oxigenado y energético (rampa media-interna).

La facies I está constituida por calizas arrecifales. En su parte inferior se reconocen *patches* de 1 a 1,5 m de altura y de 2 a 3 m de extensión lateral. Hacia la parte superior los arrecifes forman niveles de mayor continuidad lateral. Se trata de *framedstones* de corales de alta diversidad de especies (Benke, 1981; Errenst, 1984, 1990), junto con algas y chaetétidos, que pueden llegar a representar hasta el 70% del volumen de la roca. En torno a los fragmentos de corales se desarrollan costras microbianas, con fábrica peloidal y micrítica densa, así como organismos encostran-

tes (*Bacinella irregularis*, *Lithocodium* y *Girvanella*). En las cavidades de intercrecimiento así como en las perforaciones por bivalvos litófagos que afectan a los corales y a las costras, se reconoce un sedimento interno de textura *wackestone*, con peloides, intraclastos y bioclastos. Entre ellos predominan las algas calcáreas similares a las presentes en la facies H, así como bivalvos y equinodermos. Puntualmente aparecen gasterópodos, serpúlidos, espículas de esponjas, briozoos, coprolitos de crustáceos (*Favreina*), y foraminíferos, entre los que se han reconocido *Conicospirillina basiliensis*, *Trocholina alpina*, *Nautiloculina oolithica* y *Everticyclamina virguliana*. Las asociaciones de organismos encostrantes y la variedad de fauna presente son indicativas de un medio abierto y agitado, dentro de la rampa media-interna.

ASOCIACIÓN 3

La facies J está formada por *grainstones* con estratificación cruzada planar. Dominan los intraclastos micríticos irregulares mal clasificados y los peloides irregulares. Se reconocen en menor proporción ooides micritizados (tipo 4, Strasser, 1986) y bioclastos de algas calcáreas y foraminíferos (especialmente *Nautiloculina oolithica*). La facies corresponde a barras y bajíos intraclásticos y oolíticos que se desarrollaron en la zona submareal somera, dentro de la rampa interna. Los ooides de tipo 4 son característicos de medios de moderada a alta energía intermitente.

La facies K está constituida por calizas organizadas en estratos de 0,2 a 2 m de potencia, formados por una alternancia de niveles granosostenidos (*grainstone*), granodecrecientes y niveles con laminación algal. Los niveles gradados están formados por peloides, intraclastos y ooides de tipo 4. Las láminas algales presentan porosidad fenestral, a veces abundante. La facies fue depositada en bajíos someros episódicamente colonizados por tapices de algas en la zona intermareal. El sedimento procedente de la zona submareal fue depositado en forma de niveles gradados debido a la acción de tormentas. Durante las etapas de buen tiempo, la zona intermareal y supramareal fue colonizada por tapices de algas.

La facies L está formada por calizas estratificadas en niveles de hasta 1,50 m de potencia, limitadas a techo por superficies ferruginizadas. Presentan textura *packstone-grainstone* de intraclastos micríticos heterométricos. Entre los fósiles dominan gasterópodos (localmente formando niveles de acumulación), bivalvos y lituólidos. Otros componentes minoritarios son peloides y ooides de tipo 4 parcialmente micritizados. Es abundante la bioturbación por organismos detritívoros y por raíces. La facies se depositó en un medio restringido de tipo lagoon (rampa interna), cuyo sedimento era removilizado episódicamente durante las tormentas. La presencia de bioturbaciones por raíces revela la emersión esporádica del lagoon.

La facies M está compuesta por calizas de textura *grainstone* estratificadas en niveles de hasta 0,7 m, con superficies ferruginizadas y galerías verticales. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Están compuestas casi exclusivamente por ooides bien clasificados de tipo 3 (Strasser, 1986), de hasta 2 mm de diámetro. Otros componentes minoritarios son intraclastos micríticos y peloides. La facies corresponde a cordones litorales de alta energía (ambientes de *foreshore*).

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

SECUENCIA J3.6

La secuencia J3.6, correspondiente a la Asociación 1, refleja el progresivo desarrollo y progradación de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa media a interna (facies C y D) en la zona suroriental del sector estudiado. Hacia el noroeste se mantuvieron condiciones de sedimentación más profunda, con el depósito de fangos carbonatados de rampa externa a media (facies A y B). Los componentes resedimentados presentes en la facies B, como peloides y oncoides ferruginizados, procederían de los bajíos someros.

La secuencia J3.6 está constituida a escala de cuenca, por los cortejos transgresivo y de alto nivel del mar (Bádenas y Aurell, 2001). En el sector estudiado, la mayor parte de los depósitos de la secuencia son progradantes y, por tanto, deben corresponder al cortejo de alto nivel del mar. El cortejo transgresivo podría corresponder a la parte inferior de la facies A.

El límite superior de la secuencia se reconoce con claridad a techo del nivel dolomítico estratiforme (facies E). Existen una serie de datos que permiten invocar un origen sinsedimentario o diagenético temprano para esta dolomitización. Su geometría es estratiforme, y no se ha observado ninguna relación con fracturas o fallas. Su techo es plano y constituye una superficie de discontinuidad ferruginizada. El nivel dolomítico se sitúa a techo de las facies someras (facies C y D: Mb. Alacón), y no se reconoce en sus equivalentes laterales más profundas (facies A y B: Fm. Loriguilla). Por otro lado, las facies someras subyacentes se encuentran micritizadas y muestran microporosidad. Ambos procesos se asocian comunmente a la disolución por aguas meteóricas durante periodos de exposición de la plataforma (Ahr, 1989; Moshier, 1989). Todos estos datos permiten interpretar un episodio de caída del nivel del mar asociado al límite de la secuencia, que daría lugar a la exposición de los bajíos (Fig. 5). La exposición permitiría que las aguas meteóricas comenzaran a generar la microporosidad en las facies someras expuestas y la situación de mezcla de aguas meteóricas y aguas marinas circundantes originaría la dolomitización del techo de estas facies. La dolomitización sería un proceso simultáneo y/o posterior a la micri-

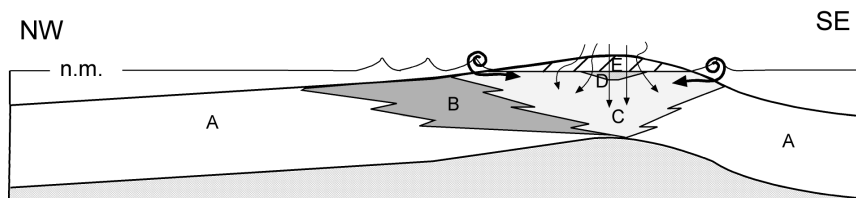


FIG. 5.- Modelo genético de la micritización y dolomitización de las facies peloidales y oncolíticas someras (facies C, D, E: Mb. Alacón) en relación con la caída del nivel del mar al final de la secuencia J3.6.

FIG. 5.- Genetic model explaining the micritization and dolomitization processes of the shallow peloidal and oncolitic facies (facies C, D, E: Mb. Alacón), related to the sea level fall at the end of sequence J3.6.

tización. De hecho la porosidad generada previamente debió facilitar la circulación y mezcla de fluidos durante la dolomitización.

SECUENCIA J3.7

La secuencia J3.7 corresponde a las Asociaciones 2 y 3. Durante el depósito de la Asociación 2 se observan dos etapas en la evolución de la rampa. La primera comprende el depósito de fangos carbonatados de rampa externa-media (facies F) en el sector noroccidental, y el desarrollo simultáneo en el sector suroriental de bajíos peloidales de rampa media-interna (facies G), que progradan hacia el noroeste. La segunda etapa comprende la rápida progradación de las facies interarrecifales (facies H), sobre los bajíos peloidales (facies G), y el crecimiento y expansión de las bioconstrucciones de corales y algas (facies I) desde el sector suroriental (donde presentan mayor potencia y un desarrollo más temprano), que colonizan todo el sector estudiado al final de esta etapa de sedimentación.

La Asociación 3 representa la rápida progradación de facies de rampa interna. La progresiva progradación implica la implantación sucesiva de bajíos intraclásticos y oolíticos submareales (facies J), ambientes intermareales (facies K), correspondientes a cinturones de islas-barrera episódicamente emergidos, zonas restringidas de tipo lagoon (facies L) y medios de playa (facies M). El sentido de progradación hacia el sureste es contrario al de anteriores etapas de sedimentación, si bien es coherente con la orientación general de las rampas carbonatadas del Jurásico Superior.

La distribución de facies observada revela una continua implantación de los ambientes más marginales a lo largo de la secuencia, coherente con una etapa de estabilización o descenso relativo del nivel del mar. No obstante, tras la caída relativa del nivel del mar asociada al límite inferior de la secuencia, debió existir una breve etapa de ascenso relativo del nivel del mar que, o bien no dejó depósito, o dejó un escaso registro sedimentario (niveles predominantemente micríticos de la parte basal de las facies F y G). De acuerdo con esto, es posible la existencia de un delgado depósito transgresivo, de forma similar a lo observado en otros sectores de la cuenca (Bádenas *et al.*, 1993). Los materiales del resto de la Asociación 2 corresponderían al cortejo de alto nivel del mar. La Asociación 3 muestra una rápida progradación, con la instalación de facies litorales y ambientes restringidos de rampa interna en todo el sector de estudio, por lo que pueden ser atribuidos al cortejo de regresión forzada.

DISCUSIÓN: INFLUENCIA DEL ALTO PALEOGEOGRÁFICO DE MONTALBÁN-EJULVE

El depósito de la secuencia J3.6 (Kimmeridgiense superior-Titónico basal) tuvo lugar en una rampa homoclinal, con sus facies relativamente más profundas localizadas hacia el este (Fig. 1). Esta rampa tenía un carácter relativamente homogéneo, si bien en el sector estudiado se veía alterado por la presencia del alto paleogeográfico de Montalbán-Ejulve. La influencia de esta zona de umbral se manifiesta en el

sector estudiado por la presencia de bajíos peloidales y oncolíticos (facies C y D: Mb. Alacón), rodeados por depósitos micríticos más profundos (facies A y B). La equivalencia lateral entre ambos tipos de facies se pone de manifiesto por la existencia de componentes resedimentados procedentes de las facies más someras (especialmente oncoides) y su acumulación en niveles de tempestitas (facies B).

En el sector estudiado, la distribución de facies en ambos flancos del umbral es asimétrica (Fig. 5), ya que la facies B sólo aparece en el flanco noroeste y la facies C muestra un mayor desarrollo en este sentido. Este hecho podría ser explicado en relación con el sentido de las corrientes, que determinara cierta asimetría en el sentido de los aportes de sedimento. En concreto, los modelos de circulación atmosférica propuestos por Price *et al.* (1995) para el Kimmeridgiense, postulan una dirección de los vientos y tormentas de invierno con sentido oeste, coherente con la distribución de facies observada. Al sur de la zona estudiada (sector de Obón-Torre de las Arcas), los sedimentos asociados a la zona de umbral corresponden a facies oolíticas y arrecifales (Fms. Pozuel y Torrecilla: Aurell *et al.*, 1999). Esta diferencia de facies podría ser también explicada por la dirección de las corrientes, ya que las facies arrecifales se encontrarían en las zonas abiertas, mientras que las facies peloidales (Mb. Alacón) ocuparían dominios relativamente más protegidos (Fig. 1).

Durante el depósito de la secuencia J3.7 (Titónico), la influencia del umbral de Montalbán-Ejulve se manifiesta en el emplazamiento de los niveles arrecifales (facies I), y su progradación hacia el noroeste, que indican la existencia de una zona de sedimentación más somera al sureste. Las bioconstrucciones se desarrollaron preferentemente a barlovento respecto a los vientos y tormentas de invierno, aprovechando las corrientes procedentes de mar abierto, más oxigenadas y ricas en nutrientes.

El final de la influencia del alto estaría representado por la completa colonización de la fracción de la rampa por bioconstrucciones de corales, acaecida durante las fases finales del cortejo de alto nivel del mar de la secuencia J3.7. El cese de la influencia del umbral implica la homogeneización de las facies del cortejo de regresión forzada (bajíos oolíticos y medios restringidos asociados) a lo largo de todo el sector de estudio y su progradación hacia el sureste, acorde con la orientación general de la rampa carbonatada jurásica.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico de las facies del Kimmeridgiense superior-Titónico de la Sierra de Arcos, ha permitido reconstruir la evolución sedimentaria y los factores que la condicionaron, especialmente la influencia del alto paleogeográfico de Montalbán-Ejulve.

Los materiales estudiados corresponden a las secuencias de depósito J3.6 y J3.7, definidas por Aurell *et al.* (2000) para el conjunto de la cuenca Ibérica, y en el sector estudiado se caracterizan por el predominio de los dispositivos progradantes de las facies, y por el escaso desarrollo de los episodios transgresivos. Durante la secuencia J3.6 (Kimmeridgiense superior-Titónico basal), la presencia del alto paleogeográfico determinó el desarrollo de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa

interna-media (Mb. Alacón), que progradaron hacia el noroeste sobre fangos carbonatados de rampa externa-media (Fm. Loriguilla). La caída del nivel del mar asociada al límite de secuencia produjo la exposición de los bajíos. La acción de las aguas meteóricas y la situación de mezcla de aguas originó la dolomitización parcial así como la micritización y microporosidad de las facies peloidales.

Durante la secuencia J3.7 (Titónico; Fm. Higuieruelas), la persistencia de la zona de alto permitió el desarrollo de facies arrecifales, que progradaron hacia el noroeste sobre bajíos peloidales y facies micríticas relativamente más profundas. El cese de la influencia del umbral en el sector estudiado queda reflejado en la colonización total de la rampa por dichas bioconstrucciones y en un cambio en el tipo de sedimentación (bajíos oolíticos y medios restringidos asociados) y sentido de progradación de las facies (hacia el sureste) en la parte superior de la secuencia, que es acorde con lo observado a escala de cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos P35/97 (D.G.A.) y PB98-1260-CO2-O2 (M.C.T.). Las sugerencias realizadas por los dos revisores (Dr. Juan José Gómez y Dr. Luis M. Nieto) han contribuido a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

- AHR, W. M. (1989): Early diagenetic microporosity in the Cotton Valley Limestone of East Texas. *Sedimentary Geology*, 63: 275- 292.
- AIGNER, T. (1985): Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, Southwest Germany). In: Einsele, G. and Seilacher, A., eds., *Cyclic and Event Stratification*: 180-198. Springer-Verlag, New York.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BORDONABA, A.P. (1999): El Bathoniense-Kimmeridgiense (Jurásico medio-superior) en la región de Obón-Torre las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, 26: 19-23.
- AURELL, M., MAS, R., MELÉNDEZ, A., SALAS, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 369-396.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, A. (1986): Sedimentología de la Formación calizas con oncolitos de Higuieruelas (Malm) en la región de Muel-Belchite (Provincia de Zaragoza). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 307-312.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the Central Iberian Chain, northeast Spain. In: Possamentier, H.W. et al. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18: 343-368.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., BÁDENAS, B., PÉREZ-URRESTI, I., RAMAJO, J. (2000): Sequence stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian Basin (NE Spain). In: *Advances in Jurassic research; Proceedings of the Fifth International Symposium on the Jurassic System*. GeoResearch Forum, 6: 281-291

- BÁDENAS, B., AURELL, M (2001): Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168/3-4: 291-310.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., MELÉNDEZ, A. (1993): Estratigrafía Secuencial y Sedimentología del Jurásico Superior del Noreste de la provincia de Albacete. *Estudios Geológicos*, 49: 253–266.
- BENKE, K. (1981): Die Dogger–Malm–Wende in den NW–Keltiberischen Ketten (Spanien) und angrenzenden Gebieten–Sedimentologie, Stratigraphie und Palaeogeographie. *Facies*, 4: 94-164.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. 702 p. Thèse Doctoral, Faculté des Sciences. Univ. Nice, 2 vol.
- BURCHETTE, T. P., WRIGHT, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- CASAS, A., CORTÉS, A. L., LIESA, C., MELÉNDEZ, A., SORIA, A.R. (1997): Estructura del borde Norte de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 243-268.
- DAHANAYAKE, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the french Jura. *Sedimentary Geology*, 18:337-353.
- DAHANAYAKE, K. (1978): Sequential position and environmental significance of different types of oncoids. *Sedimentary Geology*, 20: 301-316.
- ERRENST, CH. (1984): Der marine Malm in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). *J. Dt. Geol. Ges.*, 135:45-55. Hannover.3
- ERRENST, CH. (1990): Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen ketten und angrenzender Gebiete (Fazies, Pallaogeographie und Beschreibung der korallenfauna). *Palaeontographica Acta A*, 214: 121-207.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M., ATROPS, F. (1990): Las unidades del Jurásico Superior en el sector nor-oriental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 225-245.
- MOSHIER, S.O. (1989): Microporosity in micritic limestones: a review. *Sedimentary Geology*, 63: 191-213.
- GINER, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. 315 p. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. 686 p. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), 4.
- PRICE, G.D., SELLWOOD, B.W., VALDÉS, P. J. (1995): Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for the greenhouse Earth: Cretaceous and Jurassic case studies. *Sedimentary Geology*, 100: 159-180.
- STRASSER, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.

Recibido / Received : 8/11/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02