

(media de 12) y con formas D, E, o F y amplitudes 3, 4, o 5 (media 4) (C. Hudleston). Localmente en las zonas de mayor deformación, es frecuente encontrar pliegues con uno de los flancos cizallado y charnelas curvas.

Distribución del acortamiento y aplastamiento

Aplicando los criterios propuestos por Bastida (1981), determinamos el acortamiento total (Et) y el aplastamiento (Ea) sufrido por las rocas en cada una de las zonas descritas anteriormente. Valores que han resultado ser próximos a: Et 70% y Ea 40% en los extremos, mientras que en la parte central son Et 50% y Ea 20%.

Hay que precisar que los valores obtenidos no se pueden aplicar de manera estricta, pues en algún caso puede existir extensión paralela al eje del pliegue, por tanto estos resultados no deben reflejar exactamente el auténtico acortamiento y estiramiento sufrido por el macizo rocoso, pero estos datos sí sirven para obtener unos valores mínimos y observar la evolución de éstos.

DISCUSION

Sobre un perfil que cruza las distintas zonas descritas en el apartado

anterior (fig. 1), hemos representado estadísticamente los distintos parámetros medidos sobre los pliegues, calculando su media espacial.

Los tres parámetros representados, ángulo entre flancos, acortamiento y aplastamiento total, muestran una misma variación, permitiendo delimitar cuatro dominios distintos: El primero se extiende al W. de Z.C.B. y muestra un importante acortamiento, en el segundo, situado sobre la Z.C.B., se observa un ligero aumento de los parámetros medidos, reflejando la importancia del acortamiento en esta banda. El tercer dominio discurre entre la Z.C.B. y Hiendelaencina, en él se puede ver una fuerte y progresiva caída del valor del acortamiento hacia la parte central del mismo, produciéndose luego un aumento de estos valores, hasta alcanzar en la zona cuatro, valores próximos a los existentes en el dominio más occidental.

En general, se puede afirmar que los valores máximos de acortamiento y aplastamiento coinciden con las zonas de cizalla dúctil de Berzosa y Hiendelaencina, siendo estos valores también bastante elevados en las zonas más internas de la cadena limitadas por dichas bandas de cizalla, mientras que en las zonas externas el acortamiento y aplastamiento totales, disminuyen en gran medida.

Estos resultados apoyan la división estructural del Sistema Central en

dominios o complejos de caracteres contrastados separados por zonas de mayor deformación. En este caso la zona A se encuadraría dentro del Complejo de Guadarrama y la zona D dentro del de Somosierra (Capote et al. 1981). Las zonas B, C y E corresponden a los contactos fuertemente deformados entre los complejos, las zonas de cizalla dúctil de Berzosa y Hiendelaencina.

Referencias

- Bastida, F. (1981): *Trabajos de Geología*, 11, 15-33.
 Capote, R. (1985): *Rev. Real Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat.*, 74-4, 511-522.
 Capote, R.; Casquet, C. y Fernández Casals M. J. (1981): *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 455-469.
 González Casado, J. M. (1986): *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia*. Tesis U. Complutense de Madrid.
 González Casado, J. M. (1987): (en *Prensa*). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 5.
 González Lodeiro, F. (1981): *Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama*. Tesis U. Salamanca.
 Hudleston, P. J. (1973): *Tectonophysics*, 16, 1-46.
 Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing rocks*. Mc Graw-Hill, New York.
 William, G. D. y Chapman, T. J. (1979): *Jour. of Struc. Geology*, 1-3, 181-185.

Recibido el 10 de septiembre de 1987
 Aceptado el 2 de octubre de 1987

La sedimentación oolítica del Dogger de Mallorca: Un modelo de bajada carbonática de pie de talud retrogradacional

A. Barnolas. División de Geología. IGME. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

A. Simo. Department of Geology and Geophysics. Univ. Wisconsin. MADISON WI. 53706 (USA).

ABSTRACT

The oolitic succession of Middle Jurassic in age of Mallorca Island is interpreted as a retrogradational base-of-slope carbonate apron sequence. The stratigraphic sequence shows oolite megabeds, oolite turbidites and hemipelagites.

Barnolas, A. y Simo, A. (1987): La resedimentación oolítica del Dogger de Mallorca. Un modelo de bajada carbonática de pie de talud retrogradacional. *Geogaceta*, 3, 31-34.

Key words:

Introducción

La sedimentación en los pies de taludes carbonáticos de componentes carbonatados de aguas someras se origina, generalmente, por transporte gravitacional. El transporte se puede iniciar por la dispersión de sedimento producida por procesos atmosféricos y ambientales (dispersión producida por oleaje, mareas, tormentas, etc.), o por el colapso del margen de la plataforma (por terremotos, o inestabilidad debido a una elevada tasa de sedimentación, entre ambos). En ambos casos la posición relativa del nivel del mar respecto al eje de la plataforma puede ser un factor muy importante. Potencialmente, el área fuente corresponde a todo el margen de la plataforma y en menor importancia la plataforma interna.

El tipo de depósito, dependiendo del mecanismo de transporte, es tipo turbiditas clasificables en los términos de la secuencia de Bouma, o tipo catastrófico con depósitos en masa (*debris sheets*, megaturbiditas). Estos depósitos de talud, en general, están físicamente desconectados de los depósitos de margen de plataforma. En un corte de base del talud a cuenca se diferencian canales encajados en facies de talud (*base of slope carbonate*

apron facies), depósitos de pie de talud s.s. (*carbonate apron facies*), y depósitos de cuenca (Mullins and Cook, 1986).

La formación oolítica del Dogger de Mallorca (Fm. Cutri), descrita por Alvaro *et al.* (1983, 1984), y Barnolas y Simo (1984) presenta una asociación de facies que permite caracterizarla como depósitos de bajada carbonática de pie de talud y bajada carbonática en secuencia retrogradante. La Fm. Cutri está limitada en la base por un nivel de calizas nodulosas grises que la separa de una secuencia de hemipelagitas (Fm. Cuber) y en el techo por margas radiolaríticas rojas bioturbadas (Fm. Puig de ses Fites).

Facies deposicionales y organización secuencial

Las facies presentes en la Fm. Cutri han sido representadas en la figura 1, y su distribución en vertical en la figura 2.

Facies A: Consiste en una asociación de subfacies (A1 y A4), agrupadas según la secuencia descrita en la figura 1. Generalmente las subfacies no afloran independientemente en las distintas secciones de la Fm. Cutri (fig. 2), aunque en dirección a cuenca,

los términos inferiores tienden a desaparecer.

Facies B: Corresponden a capas turbidíticas, definibles en términos de la secuencia de Bouma. Los componentes corresponden a oolitos procedentes del margen de la plataforma, y su tamaño de grano es menor al de las Facies A. Las Facies B son poco abundantes y están distribuidas a lo largo de la secuencia sin una posición preferente.

Facies C: Consisten en capas turbidíticas poco potentes, cuyos componentes proceden mayoritariamente del talud. Son frecuentes en todas las series y aparecen en cualquier parte de la serie. Partes de estas facies (C₁) han sido interpretadas como conturitas (Barnolas y Simó, 1984).

Facies D: Es poco frecuente en la Fm. Cutri, aunque puede observarse como pequeños olistolitos (Facies A) hacia la parte baja de la serie. La unidad infrayacente (Fm. Cuber) (Alvaro *et al.*, 1983) está formada totalmente por este tipo de facies.

La sucesión vertical de las facies deposicionales (figs. 1 y 2) muestran: A) un carácter erosivo de las Facies A en la base de la series, y B) un decrecimiento hacia arriba de las Facies A y con ello una disminución

FACIES	TIPO DE DEPOSITO	DESCRIPCION	INTERPRETACION
A		<p>A4 Olistolitos de material procedente del propio talud. Sólo presentes muy ocasionalmente.</p> <p>A3 Lutitas masivas grises.</p> <p>A2 Capas turbidíticas oolíticas amalgamadas.</p> <p>A1.1 Cuerpos oolíticos masivos, frecuentemente con estratificación cruzada de gran escala. Geometría de canal con base plana y márgenes laterales abruptos.</p> <p>A1.2 Capas oolíticas granodecrescientes con clastos de hemipelagitas imbricados cerca de la base. Secuencia inicial granocreciente y posteriormente granodecresciente con cambios bruscos en el tamaño de grano de los oolitos.</p>	Megaturbiditas de corriente de alta densidad. Evento de resedimentación episódico por colapso en el margen de la plataforma, las facies A _{1.2} corresponden a flujos fluidificados.
B		Capas oolíticas con secuencia turbidítica tipo T _{a-c} y T _{b-c} .	Capas turbidíticas producidas por corrientes de baja densidad. Resedimentación por dispersión.
C		<p>Componentes «posidonia», pellets y colitos escasos.</p> <p>C₁ Capas finas con estructura interna turbidítica tipo T_{a-c}. Base erosiva con estructuras de inyección y techo de los ripples con laminaciones lutíticas.</p> <p>C₂ Capas con estructura interna turbidítica tipo T_{b-c}.</p>	Capas turbidíticas producidas por corrientes de baja densidad con incorporación de material hemipelágico del talud superior. Resedimentación por dispersión y, en las facies C ₁ probablemente por corriente de contorno (conturitas).
D		Alternancia de mudstones y wackestones con «posidonia» y margas en capas de 10 a 30 cm bioturbación.	Sedimentación hemipelágica.

Fig. 1.—Facies deposicionales de la FM. Cutri. Modificado de Alvaro *et al.* (1983) y Barnolas y Simó (1984).

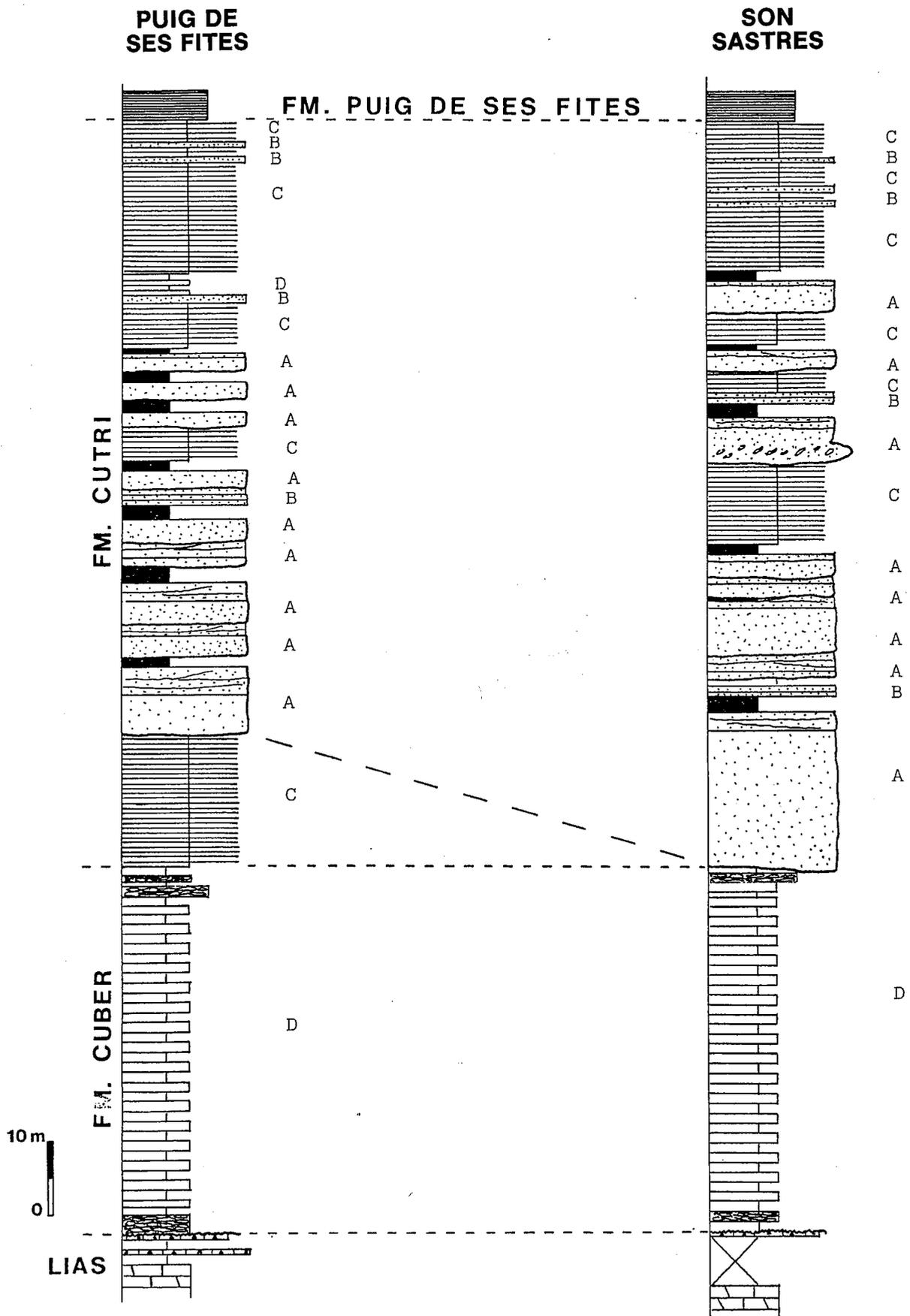


Fig. 2.—Sección del Dogger de la Sierra de Levante de Mallorca en la Sierra de Artá, en la que se han representado los tipos de facies existentes, descritas en la fig. 1 y donde puede observarse la secuencia general estratodecreciente que presentan las facies resedimentadas.

de la potencia de las capas y del tamaño de grano.

Conclusiones e interpretación

Las Facies A se interpretan como depósitos «catastróficos», en que gran cantidad de material no consolidado de la plataforma oolítica es removilizado y transportado hacia cuenca por corrientes de alta densidad y alto poder erosivo. Cada evento es tal que hay una sucesión en vertical de diferentes depósitos de corriente (Subfacies) con decrecimiento de energía. Igualmente, de talud a cuenca, se observa una disminución de las subfacies con carácter de alta energía. Estas facies se habrían depositado en la base del talud (*base of slope*) y los canales representarían los canales de *by-pass*. Estas facies recuerdan a las facies tipo F de Mullins y Cook (1986), aunque con diferencias debidas al tipo de sedimento: un único componente (oolitos) con el mismo tamaño de grano.

Las Facies B y C se interpretan como depósitos producto de corrientes turbidíticas y depositados en el pie del talud (*toe of slope*). Se diferencian en el tipo de componentes que las forman: las Facies B presentan componentes procedentes de la plataforma oolítica, y las Facies C procedentes del talud. El origen de la corriente turbidítica de las Facies B sería el margen de la plataforma oolítica, posiblemente debido la dispersión por procesos ambientales; y para las Facies C es incierta, ya que podrían tanto haberse generado en el margen de la plataforma y perdido toda la competencia para transportar

oolitos, o bien generado en la cuenca por corrientes de fondo.

Las Facies D se interpretan como depósitos hemipelágicos de talud carbonatado, en que la sedimentación en el margen de la plataforma no se ve reflejada en el talud con la excepción de componentes de grano fino (*pelagic ooze*).

La sucesión vertical de las facies deposicionales sugiere una disminución de los depósitos «catastróficos» y se interpreta como una retrogradación de las facies del pie del talud sobre las facies de base de talud, y con ello el «*onlap*» de las facies de la base del talud sobre el talud propiamente dicho. Esta situación es competente con una subida relativa del nivel del mar.

Referencias

- Alvaro, M.; Barnolas, A.; del Olmo, P., y Simo, A. (1983): Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca 4-10 a 4-12.
- Alvaro, M.; Barnolas, A.; del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J., y Simo, A. (1984): En Barnolas (Ed.): *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. IGME-CGS, Grupo Español del Mesozoico, 43-72.
- Barnolas, A. y Simo, A. (1984): En Barnolas (Ed.): *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*, IGME-CGS, Grupo Español del Mesozoico, 73-120.
- Mullins, H. T. y Cook, H. E. (1986): *Sedimentary Geology*, 48, 37-79.

Recibido el 12 de septiembre de 1987

Aceptado el 2 de octubre de 1987

Comentarios

Pregunta de J. M. Molina.—Se ha

hablado de eventos catastróficos como elementos desencadenantes del redepósito de los sedimentos. ¿Podrían ser estos eventos catastróficos grandes tormentas o tsunamis y los materiales redepositados, por tanto, tempestitas?

Contestación de A. Barnolas.—Según la interpretación que hemos hecho, la causa desencadenante de las facies A, o eventos catastróficos, es la desestabilización del margen de la plataforma provocada por la alta producción y, consecuentemente, acumulación oolítica. No hay duda que esta desestabilización podría estar espoleada en una gran tormenta o por un tsunami. De todas formas creemos que las facies típicas generados por los procesos atmosféricos (tormentas, oleaje, etcétera) son las facies B y C.

Pregunta de Pedro Ruiz.—¿Se relaciona la sedimentación turbidítica, y en concreto su instauración en la cuenca, con fracturación en el margen de plataforma, o sólo con una alta producción carbonática en la plataforma?

Contestación de A. Barnolas.—Del estudio de la facies resedimentadas no puede deducirse como causa de su inicio la fracturación del margen de la plataforma. El hecho de que los oolitos no estén cementados, lo que nos indicaría un nivel del mar ascendente que facilita la alta productividad en la plataforma, y la falta de material resedimentado procedente del talud, salvo el incorporado por los oolitos, nos hacen pensar en un talud relativamente estable y que la causa de la desestabilización del margen se originó por la alta productividad.

Pregunta de J. A. Vera.—¿En las facies A se observan cantos blandos asimilados en el proceso de transporte brusco en masa por el talud, según el modelo propuesto?

Contestación de A. Barnolas.—Únicamente en los casos en que la subfacies basal de la facies A es la descrita como A1.2 se observan cantos de hemipelágicos.

La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico

M. Alvaro. C. G. S. San Roque, 3-5. 28020 Majadahonda (Madrid)

ABSTRACT

The subsidence trajectories are built with two localities data from the Iberian Chain. Both curves show two rifting-tectonic subsidence cycles. The first one (Triassic-Jurassic) belongs to the development of the Celtiberian Aulacogen, in relationship with the Betic-Balearic passive margin (Western Tethys). The second cycle occurred in Cretaceous times,