

De calizas hemipelágicas a calizas de plataforma somera: un ejemplo de facies de transición en el Jurásico Medio. Sección del Sur del San Cristóbal (Subbético, Jaén).

From hemipelagic to shallow platform limestones: an example of transition facies of Middle Jurassic age. The section to the south of the San Cristobal peak (Subbetic, Jaén, Spain).

V. Navarro, J.M. Molina y P.A. Ruiz-Ortiz,

Dpto. de Geología, Universidad de Jaén. Campus Universitario, 23071-Jaén (Spain). vnavarro@ujaen.es; jmmolina@ujaen.es; paruiz@ujaen.es

ABSTRACT

An excellent stratigraphic section of the Middle Jurassic showing the record of the transition facies from hemipelagic (Baños Fm) to oolitic shallow platform limestones (Jabalruz Fm) in the Intermediate Domain of the Subbetic, is described and interpreted in terms of depositional processes. The shallow carbonate platform sedimentation, which was abandoned toward the end of the Early Liassic, was thus restored in some areas of the Southern Iberian Continental Paleomargin (SICP) in the Middle Jurassic. The described facies succession make up a shallowing-upward sequence which begins with a thick accumulation of breccias and ends with cross bedded oolitic limestones. The triggering factors of this shallowing-upward sequence were, probably, tectonics and relative sea-level fluctuations. All the described features and events took place during the rifting episode affecting the SICP from the Early Jurassic.

Key words: *synsedimentary breccias, hemipelagic sedimentation, carbonate platform, Middle Jurassic, Subbetic.*

*Geogaceta, 39 (2006), 127-130
ISSN: 0213683X*

Introducción

El Dominio Intermedio de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, hoy incluido como la subdivisión más septentrional del Subbético (Vera *et al.*, 2004), aflora ampliamente al sur de la ciudad de Jaén. De hecho, los afloramientos del Jurásico de este dominio se incluyen prácticamente en su casi totalidad en esta provincia. En ellos, está registrado el paso de una sedimentación calcárea hemipelágica, representada por las calizas tableadas de la Fm Baños (Ruiz-Ortiz, 1980; Vera *et al.*, 2004), a otra de plataforma carbonatada somera representada por las calizas oolíticas de la Fm Jabalruz (Ruiz-Ortiz, 1980; Ruiz-Ortiz, 1982; Vera *et al.*, 2004). El depósito de las calizas de esta última formación, durante el Jurásico Medio, supuso la restauración de la sedimentación de plataforma calcárea en este ámbito del Paleomargen Sudibético, ambiente sedimentario que había sido previamente abandonado hacia el final del Lías inferior (e.g. Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer las facies que marcan el tránsito

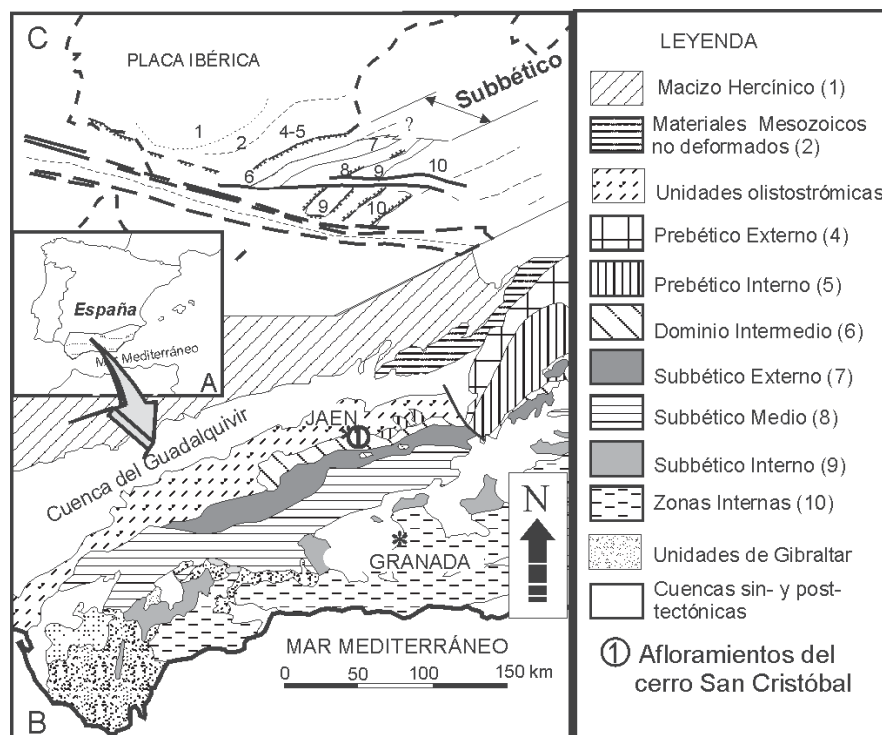


Fig. 1.- Localización geológica del afloramiento estudiado (A y B) y reconstrucción paleogeográfica del paleomargen continental del Sur de Iberia.

Fig. 1.- Geological location of the studied outcrops (A and B) and paleogeographical reconstruction for the Southern Iberian Continental Paleomargin (C).

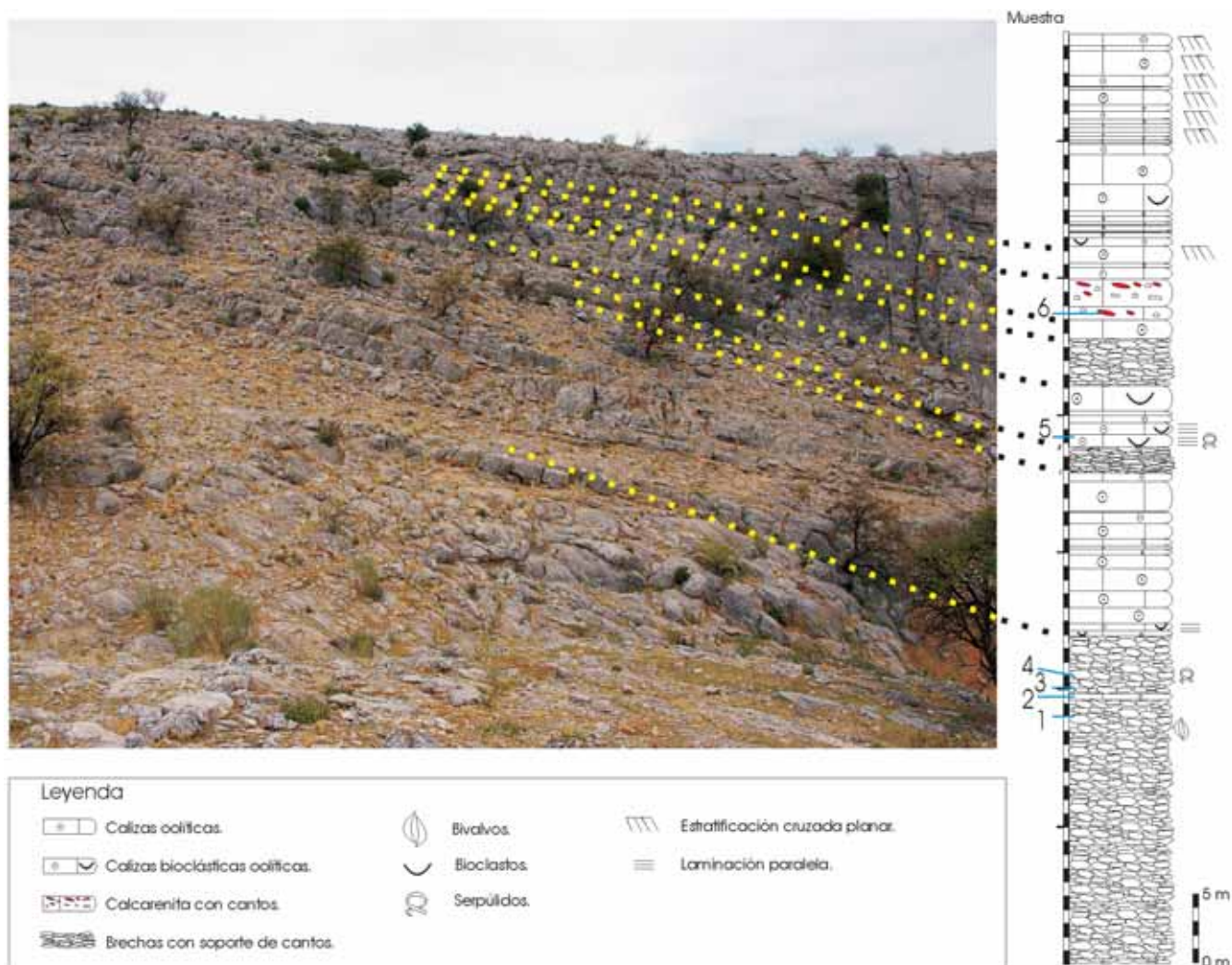


Fig. 2.- Vista del afloramiento y sección estratigráfica analizada. Se observan los tres tramos o unidades litoestratigráficas diferenciadas. En la parte inferior de la fotografía, se puede apreciar el abanico de capas que forman las brechas calcáreas de la unidad inferior.

Fig. 2.- Outcrop view and log of the analysed stratigraphic section. The three described lithostratigraphic units differentiated are shown. In the lower part of the photography, the wedge-shaped of the lower unit breccia beds can be observed.

entre la sedimentación calcárea de carácter hemipelágico de la Fm Baños y la de plataforma carbonatada somera de la Fm Jabalcuz. Estas facies de transición, que se describen en el próximo apartado, se han encontrado particularmente bien desarrolladas en una sección localizada al SSE del vértice geodésico del San Cristóbal, cerca del municipio de La Guardia (Jaén) (Fig. 1). La correcta interpretación de estas facies y de sus asociaciones, podrá ilustrarnos sobre los procesos que controlaron la somerización de esta parte de la cuenca durante el Jurásico Medio.

Facies y asociaciones de facies

La sección estudiada (Fig. 2) tiene una potencia total de 68 metros. Desde un punto de vista litoestratigráfico se pueden diferenciar, de muro a techo, tres tramos o unidades: 1) unidad inferior constituida por brechas calcáreas, 2) unidad media de

calizas bioclásticas y oolíticas con algunas intercalaciones de brechas calcáreas, y 3) unidad superior constituida por calizas oolíticas, a menudo con estratificación cruzada de gran escala en su parte superior. Las brechas calcáreas de la unidad inferior alcanzan una potencia de 24 metros, si bien como la estratificación se dispone en forma de abanico (Fig. 2), este valor varía lateralmente. Se trata de ruditas clastosoportadas, de clastos angulosos, frecuentemente planares, casos en los que recuerdan a fragmentos de estratos de calizas micríticas de estratificación delgada. El tamaño medio de los clastos es de 3 cm pero la selección es baja y, localmente, aparecen bloques. Su microfacies corresponde a *wackestone* de «filamentos» (las conocidas secciones de bivalvos pelágicos del Jurásico alpino), calcisferas y radiolarios (Fig. 3.1). La matriz de las brechas presenta dos tipos texturales: a) *wackestone* de «filamentos»

y calcisferas, que es el tipo dominante, con una proporción de fósiles mayor que la que se observa en las microfacies de los clastos y, b) matriz calcarenítica, *grainstone* de ooides, peloides, y algunos cortoides (Fig. 3.2). La matriz calcarenítica aparece asociada a acumulaciones de bivalvos y contiene, además, foraminíferos bentónicos como *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK o *Nautiloculina oolítica* MÖHLER, de espículas de equinodermos y miliólidos (Fig 3.3). La matriz suele estar parcialmente dolomitizada con cristales de dolomita euhédricos y microcristalinos. Localmente, también aparecen cristales euhédricos de dolomita en algunos clastos. Además de las acumulaciones de bivalvos citadas, también aparecen en el seno de las brechas acumulaciones de serpúlidos. Presentan rellenos geopetales con un tamaño que puede alcanzar 2,5 cm de diámetro y 10 cm de longitud. La ma-

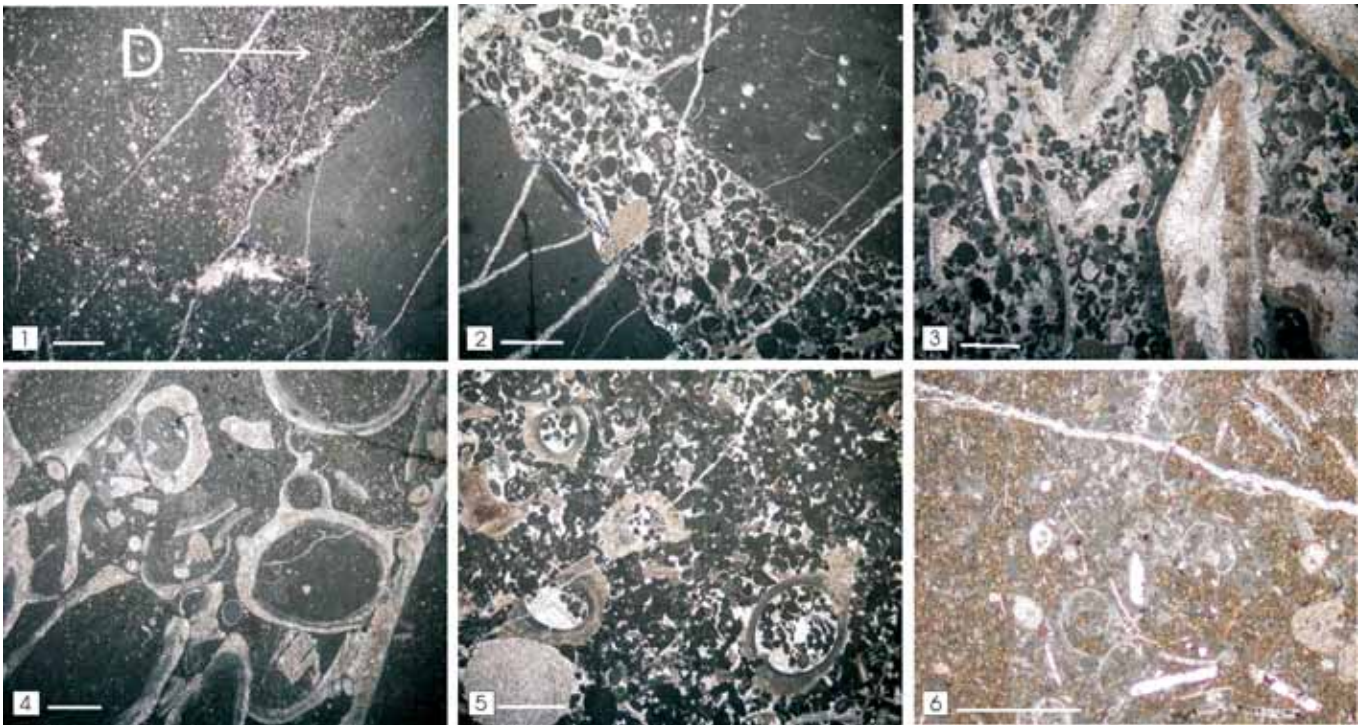


Fig. 3.- Microfacies. La localización de muestras está indicada en la sección estratigráfica de la figura 2. 1.- Brecha. A la derecha, clasto de *wackestone* con «filamentos» y calcisferas, y rodeándolo una matriz micrítica con los mismos fósiles, pero más abundantes. El área indicada con la letra D está dolomitizada (muestra 1). 2.- Brecha clastosoportada de *wackestone* de filamentos y calcisferas en una matriz de ooides (muestra 3). 3.- *Grainstone* de peloides con bivalvos (muestra 2). 4.- *Wackestone* con abundantes secciones de serpúlidos, fragmentos de equinodermos y ostrácodos (muestra 4). 5.- *Grainstone* de ooides. Aparecen también secciones de serpúlidos rellenas de peloides y ooides, y fragmentos de equinodermos, (muestra 5). 6.- *Wackestone* de bioclastos (embriones de ammonites y bioclastos) (muestra 6).

Fig. 3.- Microfacies. The location of the samples is indicated in the stratigraphic section of figure 2. 1.- Breccia. To the right, a clast of *wackestone* with «filaments» and calcispheres occurs; around it, a more fossiliferous micritic matrix appears. The area marked by the letter D is dolomite (sample 1). 2.- Clast-supported breccias of *wackestone* with «filaments» and calcispheres (upper right and lower left) in a matrix with ooids (sample 3). 3.- *Grainstone* of peloids and bivalves (sample 2). 4.- *Wackestone* with abundant serpulids, echinoderm bioclasts and ostracods (sample 4). 5.- *Grainstone* of ooids. Also serpulids with peloids and ooids, and echinoderm bioclasts appear. 6.- *Wackestone* of bioclasts (ammonite embryos and «filaments») (sample 6).

triz que las envuelve es una micrita (*wackestone*) con «filamentos», calcisferas, embriones de ammonites, espículas de erizos, placas de equinodermos y ostrácodos (Fig. 3.4). Lateralmente estas acumulaciones de serpúlidos pasan a estar inmersas en una matriz oolítica para, de forma progresiva, pasar a brechas con matriz calcarenítica.

Las capas de brecha terminan lateralmente de forma brusca, y pasan al sur, hacia donde se localizan las facies de cuenca, a calizas y margas de carácter hemipelágico. En la parte superior del paquete de brechas la dolomitización es muy intensa lo que confiere a la roca un aspecto sacaroideo y un color rojizo.

Por encima de las brechas, aparecen los primeros niveles de calizas bioclásticas y oolíticas (Fig. 2). Presentan unas microfacies de *grainstone* de oolitos, muchos de ellos micritizados, peloides, e intraclastos. Los fósiles que aparecen en estas facies son placas de equinodermos, «filamentos», fragmentos de serpúlidos (reellenos de peloides y ooides), *Protopenneroplis striata*

WEYNSCHENK y abundantes bioclastos con los bordes micritizados (Fig. 3.5). La única estructura tractiva que se ha podido observar en estos niveles es una laminación paralela, plana y horizontal, dada por la acumulación de bioclastos en estratos de *grainstone* de oolitos. La potencia de estas acumulaciones de bioclastos, gasterópodos en su mayor parte, puede llegar a alcanzar 7 cm de potencia, por lo que se trataría de estratificación paralela. Además se ha observado una granoclasificación grosera (*coarse-tail grading* de la literatura en lengua inglesa) en algunos lechos.

El resto de la sección, está constituido por calizas oolíticas masivas en estratos de potencia variable (Fig. 2), unidad superior de las establecidas al comienzo de este apartado. El tamaño de grano suele estar en proporción directa con la potencia del estrato. Los granos dominantes son los ooides con algunos bioclastos, en una textura de *grainstone*. Destacan las intercalaciones de dos niveles de brechas, similares a los descritos anteriormente, con matriz calcarenítica y un nivel de

calcarenitas con clastos calcáreos (Fig. 2). Algunos de estos clastos presentan un color rosado con tamaños máximos de 35 por 15 cm; se trata de bloques con microfacies de *wackestone* con «filamentos», embriones de ammonites, fragmentos de crinoides, y de forma esporádica aparecen *Protoglobigerinas* y *Lenticulinas*. Todos estos fósiles aparecen concentrados en determinadas zonas dentro de un sedimento micrítico (Fig. 3.6). Por el color y las microfacies, podemos afirmar que estos clastos corresponden a facies de tipo ammonítico rosso.

Hacia la parte superior de la sección, aparecen depósitos de *grainstone* oolíticas con estratificación cruzada de gran escala, que marca sentidos de desplazamientos opuestos, por un lado hacia N 129 E y por otro N 346 E una vez abatidos, tomando como referencia la estratificación de la zona.

Discusión y conclusiones

Las facies descritas representan la transición desde la sedimentación

hemipelágica que caracterizó el depósito de las calizas tableadas de la Fm Baños hasta el restablecimiento de un ambiente de plataforma somera oolítica y el depósito de calizas con estratificación cruzada bidireccional de la Fm Jabalcuz.

La potente acumulación de brechas con que empieza esta sección, y la aparente forma de abanico y brusca finalización frontal de estos depósitos, parece apuntar a un acúmulo de clastos al pie de un escarpe como aparato sedimentario. En el contexto de un margen que comenzó a estar afectado por un episodio de rifting ya en el Lías inferior (Vera, 2001), el escarpe citado bien pudo ser una falla distensiva, rasgo que no obstante no aflora y, por tanto, no puede confirmarse su presencia directamente. Basculamientos tectónicos en relación con fallas distensivas serían los responsables de la creación de un espacio de acomodación que va a ser rellenado por los clastos procedentes de la erosión de sedimentos hasta entonces acumulados. La Fm Baños está de hecho constituida por calizas tableadas, cuya microfacies es totalmente comparable a la de los clastos micríticos que constituyen las brechas de la sección estudiada. Además, en el techo de la Fm Baños en algunas secciones, aflora un tramo de facies ammonítico rosso, que podrían ser equivalentes a las que suministraron los clastos que incorporan algunos niveles de brechas. La somerización que se advierte en la sección estudiada vendría dada por una tasa de sedimentación superior a la de subsidencia, y descensos relativos del nivel del mar. A medida que en áreas cerca-

nas se restablece el ambiente de plataforma carbonatada con sedimentación oolítica, parte de estos sedimentos junto con restos de las asociaciones orgánicas características de distintos subambientes, son retomados posiblemente por olas de tormentas o bien puestos en movimiento por inestabilidad gravitatoria y redepositados sobre las acumulaciones de clastos que hoy constituyen las brechas. Las únicas estructuras sedimentarias observadas, laminación o estratificación paralela, plana y horizontal, y granoclasificación grosera, condicionan la discusión que pudiéramos hacer acerca del tipo de mecanismo de transporte de estos lechos. Más allá de la especulación, por el tipo de depósito y el contexto sedimentario en el que nos encontramos podemos manejar como hipótesis más probable las olas de tormentas y/o flujos gravitatorios. Finalmente, con una tasa de sedimentación superior a la de subsidencia continuó la somerización hasta que en los ambientes de plataforma carbonatada somera con sedimentación oolítica se generaron las facies de estratificación cruzada de la parte alta de la secuencia. La presencia de dos sentidos totalmente opuestos de la estratificación cruzada en estas facies hace pensar corrientes mareales.

Destaca el hecho de que la potencia total de la sección estudiada, en la que se produce la transición de facies hemipelágicas a facies de plataforma somera, es de 68 m. Teniendo en cuenta que la formación de oolitos se da generalmente a profundidades del orden de los 2 a 6 m, la evolución de facies descrita en la

sección estudiada es un dato importante tanto para tener un orden de valor de la profundidad de depósito de la Fm Baños, como para evaluar la magnitud de las fluctuaciones del nivel del mar.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el grupo de investigación RNM-200 «Discontinuidades estratigráficas» del P.A.I. (Junta de Andalucía). Queremos agradecer a Antonio Piedra la realización de las láminas delgadas utilizadas en este trabajo.

Referencias

- Ruiz-Ortiz, P.A. (1980). Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 272 p.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1982). *Acta Geologica Hispanica*, 17, 271-275.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Bosence, D.W.J., Rey, J., Nieto, L.M., Castro, J.M. y Molina J.M. (2004). *Basin Research*, 16, 235-257.
- Vera, J.A. (2001). En: *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.), *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle-Serie C (Geologie)*, Paris, 186, 109-143.
- Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 354-361.