

Relación lateral entre facies oolíticas y peloidales en la Plataforma Aragonesa durante el Jurásico Medio (Cuenca Ibérica)

Understanding the transition between oolitic and peloidal facies in the Middle Jurassic Aragonesse Platform (Iberian Basin, Spain)

Rafael F. Barril, Marcos Aurell y Beatriz Bádenas

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España.
rafaelbarrilm@gmail.com, maurell@unizar.es, bbadenas@unizar.es

ABSTRACT

During the Bathonian (Middle Jurassic), deposition of grain-supported oolitic facies was common in the shallow domains of the carbonate platforms found along the southwestern Tethys. Oolitic and peloidal facies were also developed in certain marginal areas of the Iberian Basin. A bed-by-bed study of three Bajocian-Bathonian successions in the southeastern part of the Aragonesse Platform (NE Spain) allows analyzing the lateral variability of oolitic to peloidal grain-supported facies. Seven different facies have been identified, from oolitic grainstone (inner ramp) to peloidal and bioclastic packstone (middle ramp). The study of the lateral relations of these facies allows identifying the sedimentary environment where they were formed. Overall facies distribution was related to long-term relative sea level changes.

Key-words: Middle Jurassic, carbonate platform, ooids, peloids, Iberian Basin.

RESUMEN

Durante el Jurásico Medio, son comunes a lo largo del Tethys suroccidental las plataformas carbonatadas caracterizadas por facies granosostenidas, dominadas por granos no esqueléticos. Las facies oolíticas y peloidales se desarrollaron ampliamente en la Plataforma Aragonesa (Cuenca Ibérica) durante el Bajociense-Bathonense. El estudio de tres afloramientos localizados entre Obón y Ariño (Cordillera Ibérica) ha permitido la reconstrucción de los dominios sedimentarios de una plataforma dominada por facies oolíticas, peloidales y bioclásticas. Se ha caracterizado la transición entre las áreas someras agitadas (oolíticas) a áreas relativamente más profundas y poco agitadas (peloidales). La distribución de facies observadas a partir de la correlación de los tres perfiles permite discutir la influencia de las variaciones relativas del nivel del mar.

Palabras clave: Jurásico Medio, plataforma carbonatada, ooides, peloides, Cuenca Ibérica.

Geogaceta, 57 (2015), 75-78.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 1 de julio de 2014
Fecha de revisión: 22 de octubre de 2014
Fecha de aceptación: 28 de noviembre de 2014

Introducción

Durante el Jurásico Medio, en la Cuenca Ibérica y otras cuencas del Oeste de Europa, se desarrollaron plataformas carbonatadas en mares epicontinentales someros. Durante el final del Bajociense y durante el Bathoniense, las plataformas ibéricas se caracterizaron por la abundancia de facies granosostenidas (p. ej., Gómez y Goy, 1979; Aurell *et al.*, 2003; Gómez y Fernández López, 2006). En particular, las facies oolíticas y peloidales forman extensos cuerpos sedimentarios, con relaciones laterales complejas, que no han sido suficientemente documentadas en detalle en estudios previos.

Este estudio se centra en el análisis de las facies oolíticas y peloidales del intervalo

Bajociense superior-Bathonense (Jurásico Medio), a partir del estudio de tres afloramientos localizados en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Estos afloramientos permiten ilustrar el tránsito entre las zonas más proximales de la plataforma, dominadas por ooides (sector de Obón) a las relativamente distales, dominadas por peloides y bioclastos (sector de Oliete-Ariño).

Contexto geológico

El Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica está dividido en cuatro ciclos transgresivo-regresivos (Aurell *et al.*, 2003; Gómez y Fernández López, 2006). El presente estudio abarca el intervalo regresivo del segundo ciclo (Bajociense Superior) y el

intervalo transgresivo y comienzos del regresivo del tercer ciclo (Bathonense Inferior y Medio). Las sucesiones analizadas se encuentran sobre el intervalo de máxima profundización de la plataforma Ibérica durante el Jurásico Medio, que tuvo lugar hacia la parte media del Bajociense. Esta profundización se tradujo en el depósito generalizado de margas y calizas con ammonites de las biozonas Niortense y Garantiana. Posteriormente, durante el intervalo analizado, se observa una tendencia regresiva marcada por la progresiva expansión de las facies someras sobre las facies de plataforma abierta (Aurell *et al.*, 2003).

La zona de estudio presenta pliegues y cabalgamientos con tres orientaciones dominantes: E-O, NO-SE y NE-SO (Fig. 1). En

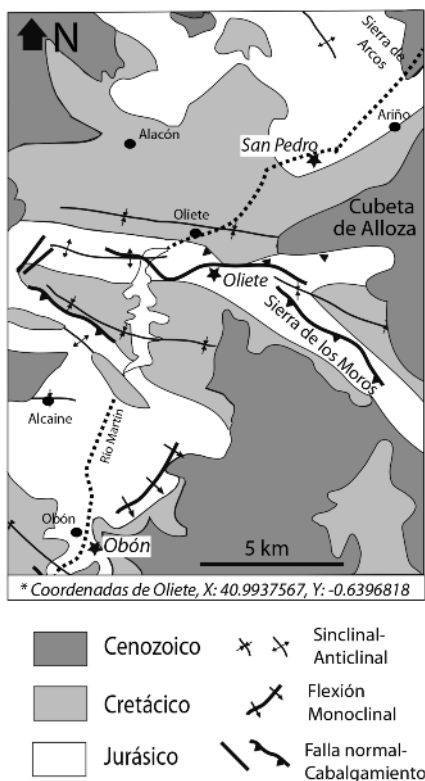


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado mostrando la situación de los perfiles estudiados (estrellas): Obón, Oliete y San Pedro.

Fig. 1.- Simplified geological map showing the location of the studied sections (stars): Obón, Oliete and San Pedro.

concreto, los tres afloramientos del Jurásico Medio estudiados se encuentran en el flanco Norte del sinclinal de Obón (perfil Obón), en la zona frontal del cabalgamiento de Oliete-Sierra de los Moros (perfil Oliete) y al Este de la flexión monoclinial paralela al río Martín (perfil San Pedro).

Metodología

El trabajo realizado se basa en el estudio capa a capa de tres perfiles estratigráficos (Obón, Oliete y San Pedro), y estudio de 88 muestras mediante lupa binocular (secciones pulidas) y microscopio petrográfico (láminas delgadas). Las interpretaciones sedimentológicas realizadas en este trabajo se basan tanto en el estudio de las estructuras sedimentarias como en las características texturales de las muestras analizadas.

Análisis de facies

Las calizas del Bajociense superior-Bathonense objeto de estudio se disponen en estratos tabulares, con estratificación cruzada local, formando sucesiones estrato-

crecientes. Su espesor total oscila entre 25 y 30 metros.

Se han diferenciado siete facies con texturas *packstone* y *grainstone*, caracterizadas por la abundancia de granos no esqueléticos, principalmente ooides y peloides (Fig. 2). Entre los granos esqueléticos, más abundantes en las facies peloidales, dominan los bivalvos y las placas de equinodermos. Los bivalvos pueden ser planctónicos de concha fina o bivalvos bentónicos de concha más gruesa.

El modelo sedimentario propuesto (Fig. 3) muestra un tránsito gradual entre las facies, desde los dominios más internos de una rampa carbonatada, dominados por facies oolíticas con estratificación cruzada, hasta la rampa media, dominada por facies peloidales de estratificación paralela.

En los dominios de rampa interna de alta energía, se reconocen tres facies: *grainstone* de ooides homométricos (Goh), *grainstone* de ooides heterométricos (Go) y *grainstone* de peloides y ooides (Gpo). La facies Goh es la más somera, y está formada en su mayoría por ooides homométricos, de entre 0,2 y 0,5 mm (Fig. 2A), junto con escasos restos de equinodermos. La facies Go está dominada por ooides de diverso tamaño, oscilando entre 0,5 y 2,3

mm. Los bioclastos principales son placas de equinodermos y bivalvos escasos (Fig. 2B). Esta facies puede presentar estratificación cruzada. La facies Gpo es la más externa de la rampa interna y está formada principalmente por peloides líticos y en menor medida por micropeloides, además de ooides de diversos tamaños, entre 0,5 y 1,5 mm (Fig. 2C). Los bioclastos son escasos y principalmente corresponden a bivalvos con conchas finas y placas de equinodermos.

Las facies presentes en el tránsito rampa media-interna son *grainstone* de peloides (Gp) y *grainstone* de peloides y bioclastos (Gpb). Estas facies aparecen interdigitadas, por lo que posiblemente se formaron en condiciones semejantes, aunque la facies Gp predomina en las secciones estudiadas. La facies Gp está formada prácticamente en su totalidad por peloides líticos (Fig. 2D). Aparecen escasos bivalvos de concha fina y equinodermos. La facies Gpb está formada por peloides líticos y bivalvos de concha fina y gruesa relativamente abundantes.

La rampa media, caracterizada por la existencia de eventos de alta energía intermitente, está compuesta por facies de *packstone* de peloides y bioclastos (Ppb). Se

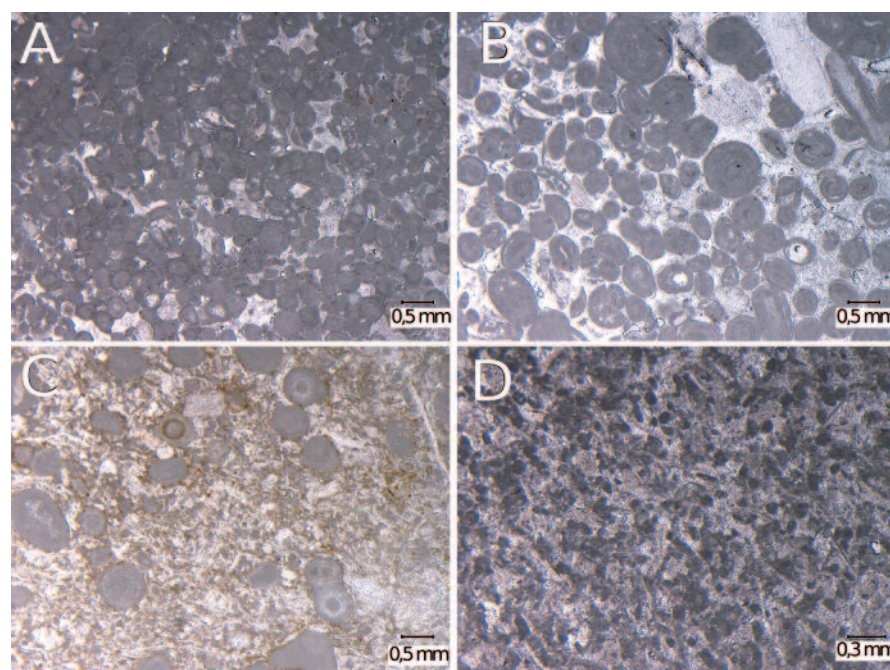


Fig. 2.- Imágenes en microscopio petrográfico de muestras representativas. A) Facies *Grainstone* de ooides homométricos (Goh). B) Facies *Grainstone* de ooides heterométricos (Go). C) Facies *Grainstone* de peloides y ooides (Gpo). D) Facies *Grainstone* de peloides (Gp).

Fig. 2.- Photomicrographs of representative samples. A) Homometric oolitic grainstone facies (Goh). B) Heterometric oolitic grainstone facies (Go). C) Peloidal and oolitic grainstone facies (Gpo). D) Peloidal grainstone facies (Gp).

trata de la única facies que presenta matriz carbonatada entre las partículas que forman el almacén granosostenido. Está formada principalmente por peloides líticos y micropeloides. Los granos esqueléticos más comunes son los bivalvos de concha fina.

En la parte inferior de los perfiles se reconoce una facies particular de *grainstone* de peloides e intraclastos (Gpi; Fig. 4). Está compuesta principalmente por peloides líticos e intraclastos de facies fangosas y peloidales, con galerías de bioturbación rellenas de pellets de origen fecal. La bioturbación indica que posiblemente se depositó en un área más interna y protegida, respecto a las facies oolíticas.

Evolución sedimentaria

En la figura 4 se presenta el esquema de correlación de las facies a lo largo de los tres perfiles analizados, en el que se ha tenido en cuenta los datos paleontológico disponibles, tanto en el perfil San Pedro (Bulard, 1972) como Obón (Fernández López *et al.*, 1978). Las relaciones verticales y laterales entre las facies permiten identificar cinco estadios de evolución de la plataforma, una para la parte superior del ciclo Bajociense y cuatro para la parte inferior y media del ciclo Bathoniense (Estadios 1 al 4).

Todos los perfiles comienzan con una serie de estratos nodulosos de entre 4,5 y 6,5 m pertenecientes a la facies Ppb, que corresponden con el dominio de rampa media, desarrollado dentro del intervalo regresivo durante el Bajociense superior (Aurell *et al.*, 2003). Sobre estas facies aparece un nivel de 1 metro de espesor continuo en los tres perfiles y que se corresponde con la facies Gpi. Este nivel marca la somerización del final del Bajociense superior y a su techo se sitúa el límite con el ciclo Bathoniense.

El Estadio 1 corresponde con la base del ciclo Bathoniense. Comienza con el desarrollo de barras oolíticas de rampa interna (facies Go), tanto en Obón como en Oliete, caracterizadas por presentar estratificación cruzada. El perfil San Pedro presenta una mayor heterogeneidad, con facies peloidales-oolíticas y bioclásticas (Gpo, Gp y Gpb), de rampa interna y de tránsito rampa interna-media, respectivamente. La evolución de este estadio viene marcada por la retrogradación de las facies Gpo, relativamente más distales, sobre las facies Go de rampa interna, indicando una tendencia profundi-

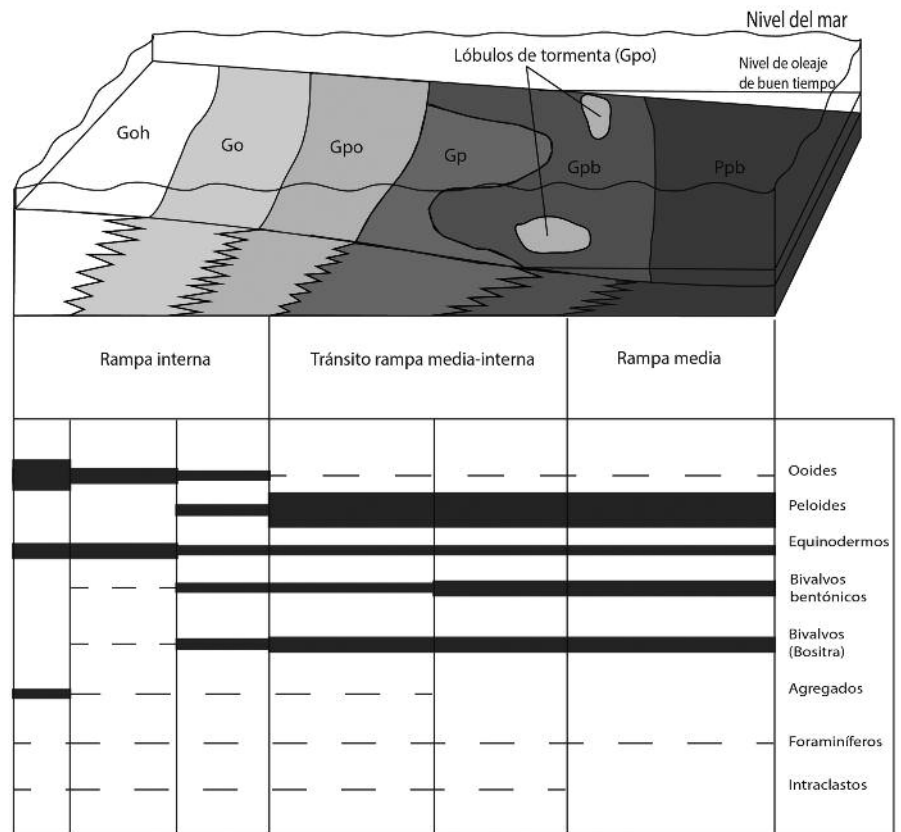


Fig. 3.- Modelo sedimentario de la plataforma carbonatada dividida en rampa interna, tránsito rampa interna-media y rampa media, representado junto al contenido relativo de los granos principales, tanto esqueléticos como no esqueléticos, en cada una de las facies.

Fig. 3.- Sedimentary model for the carbonate platform showing the inner ramp, the inner to mid ramp transitional domain and the middle ramp. Also represented is the relative amount of skeletal and non-skeletal grains for each facies.

zante y que correspondería con el comienzo del intervalo transgresivo del ciclo Bathoniense (Aurell *et al.*, 2003).

El Estadio 2 comienza con un pulso transgresivo, ya que aparecen facies relativamente más distales que las del estadio anterior. En Obón aparecen facies Go con estratificación cruzada en la base, que pasa hacia techo a facies Gpo. En el perfil de Oliete aparecen facies distales Gp. En San Pedro aparecen las facies más distales Ppb con delgados niveles de facies Gpo y Gpb, atribuibles a lóbulos de tormenta con abundantes granos resedimentados. La evolución de la dinámica de las condiciones de depósito viene marcada la alternancia entre facies someras y facies relativamente más profundas, generando un dispositivo progradante-retrogradante de las facies más someras, destacando la retrogradación de las facies Gpo.

El Estadio 3 presenta poco espesor (alrededor de 3 metros). Su inicio marca la progradación neta de las facies oolíticas someras con respecto al estadio precedente.

El límite inferior de este estadio se interpreta como la superficie de máxima inundación del ciclo Bathoniense. A comienzos de este estadio se observan por primera vez las facies más someras Goh en Obón. El estadio muestra un dispositivo retrogradante-progradante en la sección de Oliete, donde las facies Gpo intercalan facies Gp relativamente más distales en su parte media.

El Estadio 4 presenta en torno a 10 metros de espesor. Su límite basal es una superficie de profundización, ya que se sitúan facies relativamente más distales sobre las más proximales del Estadio 3 (Fig. 4). La sección de Obón muestra un cambio de facies Go a Goh, más someras. La sección de Oliete presenta la facies Gp durante todo el estadio. La sección de San Pedro presenta una alternancia entre facies Gp y Gpb, con una ligera representación de las facies más distales Ppb. El dispositivo retrogradante a progradante observado indica que tras la inundación en el inicio del estadio se produjo la progradación de las facies someras. En Obón la somerización se manifiesta por la

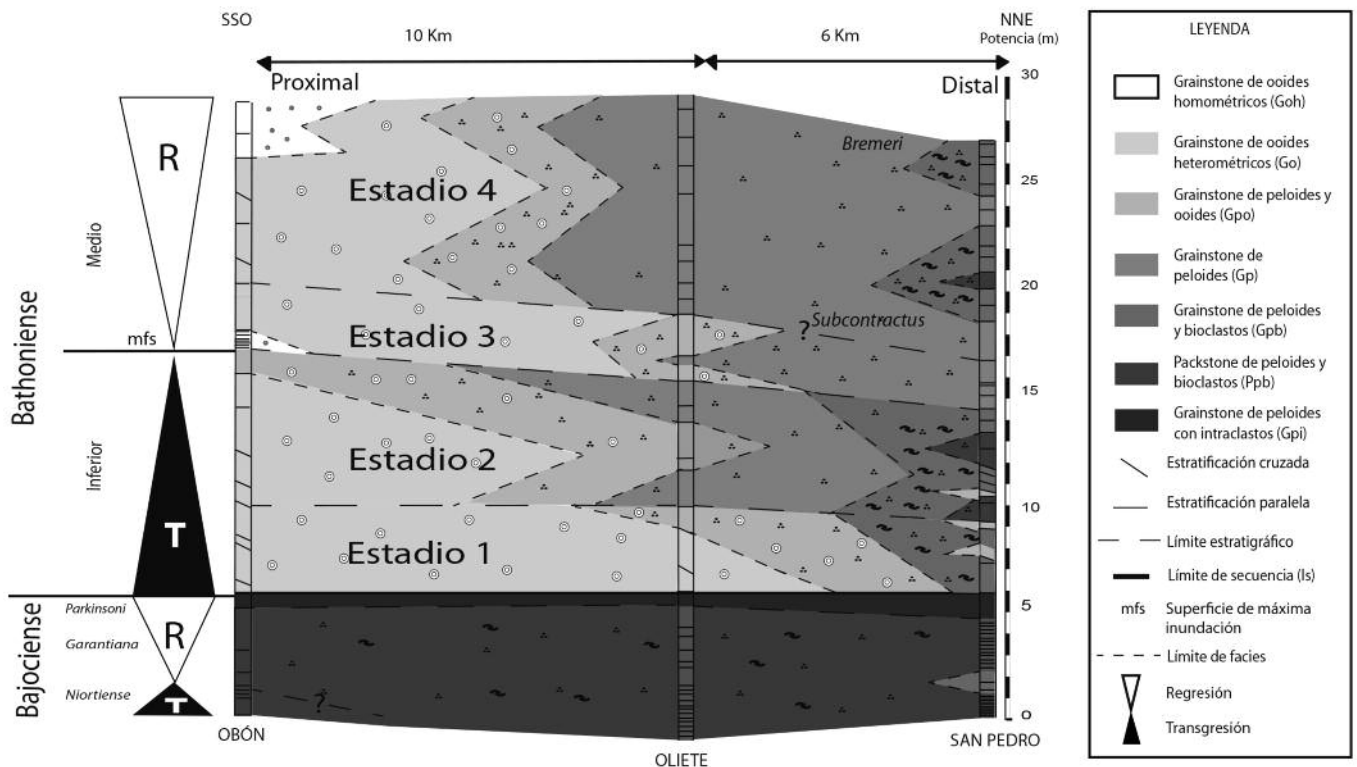


Fig. 4.- Correlación estratigráfica de los tres perfiles estudiados donde se muestran los estadios de sedimentación diferenciados para el Bajociense-Bathoniense.

Fig. 4.- Stratigraphic correlation of the three studied profiles showing the sedimentation phases distinguished during the Bajocian-Bathonian.

reparición de la estratificación cruzada en las facies Go y por la presencia a techo de las facies Goh.

Discusión y conclusiones

El estudio sedimentológico de los materiales del Bajociense superior y Bathoniense inferior y medio (Jurásico Medio) ha permitido caracterizar 7 facies granosostenidas que representan ambientes someros de rampa interna, rampa media y el tránsito entre ambas. El modelo sedimentario propuesto indica que se trata de una rampa con una baja pendiente mar adentro, en la que progresivamente van desapareciendo los ooides hacia zonas más profundas, mientras que se produce un aumento progresivo de los peloides y de los bioclastos, principalmente bivalvos. La presencia de ooides indica ambientes bien oxigenados y aguas sobresaturadas en carbonato (Strasser, 1986), además de una elevada energía. La mayoría de los peloides que aparecen en las facies más distales son líticos, formados por la erosión de sustratos micríticos cercanos y litificados previamente, debido a la acción de corrientes y tormentas.

En detalle, los estadios del Bathoniense 1 a 4 suponen fases progredientes y retro-

gradantes de las facies y la existencia de profundizaciones en sus límites. Los estadios 1 y 2 muestran en conjunto un dispositivo retrogradante de las facies, representando el intervalo transgresivo dentro de la secuencia Bathoniense, mientras que los estadios 3 y 4 representarían su intervalo regresivo. Las facies más profundas se desplazan hacia el SSO durante los estadios 1 y 2, mientras que en los estadios 3 y 4 se produce una regresión de largo periodo, que supone el depósito de las facies más someras registradas (facies Goh) en el perfil más proximal de Obón.

El techo del estadio 2 representa el momento en que la plataforma alcanzó su máxima profundidad relativa, momento en el cuál se da la retrogradación de las facies Gpo hacia el SSO, llegando a alcanzar la sección de Obón a techo del estadio 2, correspondiéndose con la superficie de máxima inundación. La inundación relativa se manifiesta también en la ausencia de estratificación cruzada en las facies Go de Obón a techo del Estadio 2, que refleja la estabilización de los bajos oolíticos durante esta etapa de profundización de la plataforma.

El Estadio 3 representa el comienzo del intervalo regresivo que culmina a techo del Estadio 4 con la sedimentación de las facies

más someras, alcanzándose un máximo regresivo dentro de la sucesión analizada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con el Proyecto del Gobierno de Aragón que subvenciona al grupo de investigación de la Universidad de Zaragoza "Reconstrucciones Paleoambientales".

Referencias

Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., y García-Ramos, J.C. (2003). *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
 Bulard, P.F. (1972). *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaî Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. de Nice, 702 p.
 Fernández-López, S., Meléndez, G. y Segueiros, L. (1978). *Guía Exc. al Jurásico de la Cordillera Ibérica, Grupo Español del Mesozoico*, Univ. Compl. Madrid: VI-IVII-20.
 Gómez, J.J. y Fernández-López, S. (2006). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 236 190-205.
 Gómez, J.J. y Goy, A. (1979). *Estudios Geológicos* 35, 569-598.
 Strasser, A. (1986). *Sedimentology* 33, 711-727.