

Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortoniense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Datos Preliminares

Stratigraphical response to the Tortonian Transgression in the Guadalquivir Foreland Margin: A preliminary approach

M. Abad ⁽¹⁾, J.G. Pendón ⁽²⁾, F. Ruiz ⁽¹⁾, J. Rodríguez-Vidal ⁽¹⁾, N. López-González ⁽²⁾ y I. Mantero ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus Universitario de El Carmen, Avd. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071, Huelva, España.

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad de Huelva., Campus Universitario de El Carmen, Avd. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071, Huelva, España.

ABSTRACT

The passive margin of the Guadalquivir foreland basin records different stages of evolution during the tortonian transgression, mainly determinate by sedimentary supply/ accommodation space ratio (A/S ratio, Cattaneo and Steel, 2003). In a first phase, a high supply from the continental and deltaic systems filled quickly the low accommodation space and produced an agradational/progradational stacking pattern of sequences. The second episode is characterized by a change in these conditions, so the passive margin register a high increase of depth and carbonate facies predominates. Finally, the transgressive maximum is registered by means of the formation of a condensed level constituted by glauconitic sands and silts. This transgressive pulse supposed the advance of the shoreline several kilometres towards the foreland.

Key words. Sea Level Rise, Paleogeography, Tortonian, Guadalquivir Basin

Geogaceta, 38 (2005), 167-170
ISSN: 0213683X

Introducción

Se han desarrollado varios modelos para explicar la respuesta estratigráfica a una transgresión en diferentes tipos de costa, en los que las transgresiones continuas (*continuous transgression*, Sanders y Kumar, 1975) y las escalonadas o discontinuas (*punctuated transgression*, Swift *et al.*, 1991) representarían dos los casos extremos. El avance de una línea de costa hacia el continente se produce en respuesta a cambios relativos del nivel del mar, la tasa de aporte sedimentario y acumulación y/o el gradiente topográfico de una cuenca. Durante una transgresión que se produce en un área de alto gradiente topográfico y/o con una tasa de elevación del nivel del mar pequeña, el movimiento de la línea de costa hacia tierra es relativamente lento y el proceso de erosión por acción del olaje en la costa dispone de más tiempo para re TRABAJAR y redepositar los sedimentos. Esta circunstancia se traduce en el retroceso de la costa, la formación de superficies de erosión asociadas a la transgresión (*ravinement surfaces*) y depósitos relativamente potentes sobre

estas superficies. Un ascenso del nivel mar más rápido o un menor gradiente topográfico causarían una migración más rápida del cinturón de facies costeras hacia tierra, provocando una dispersión de los sedimentos más acentuada y depósitos menos potentes.

Existen numerosos trabajos destinados al estudio de las circunstancias en las que se produce una transgresión, en función de aspectos como la relación entre las variaciones del nivel relativo del mar y la tasa de acumulación o depósito (p.e. Curray, 1964). El más reciente de ellos es el propuesto por Cattaneo y Stell (2003), que elaboran un diagrama para describir los diferentes procesos transgresivos basándose en el uso de la relación entre el espacio de acomodación (A) y el aporte (S) (Thorne y Swift, 1991). En cualquier punto de este diagrama se asume que $A > 0$, donde $S > 0$ corresponde a áreas de depósito y $S < 0$ a zonas de erosión. El estado de conocimientos de la Cuenca del Guadalquivir ha permitido realizar una aproximación a la evolución de estos factores durante el Tortoniano y a las diferentes circunstancias en las que

se produjeron estas fluctuaciones del nivel del mar dentro del mismo margen pasivo de la cuenca.

Localización

A lo largo del margen pasivo de la cuenca, el registro estratigráfico tortoniense incluye facies de naturaleza muy diversa, en función de la localización geográfica considerada (Fig. 1). Los depósitos miocenos estudiados representan la transgresión que tuvo lugar en este margen durante el Tortoniano sobre Macizo Varisco Ibérico. Esta transgresión estuvo propiciada por el ascenso eustático correspondiente a la elevación del nivel del mar asociada al Ciclo 3.2 de Haq *et al.* (1987) y por la rotación del depocentro de la cuenca hacia el Noreste, tras el emplazamiento del cinturón de cabalgamientos de las Zonas Externas Béticas (Sierro *et al.*, 1995). Debido a la enorme complejidad de la arquitectura interna de estas facies, los depósitos se han agrupado dentro del Complejo Basal Transgresivo (BTC, Abad, 2002; Pendón *et al.*, 2004) datado en el Tortoniano medio-superior.

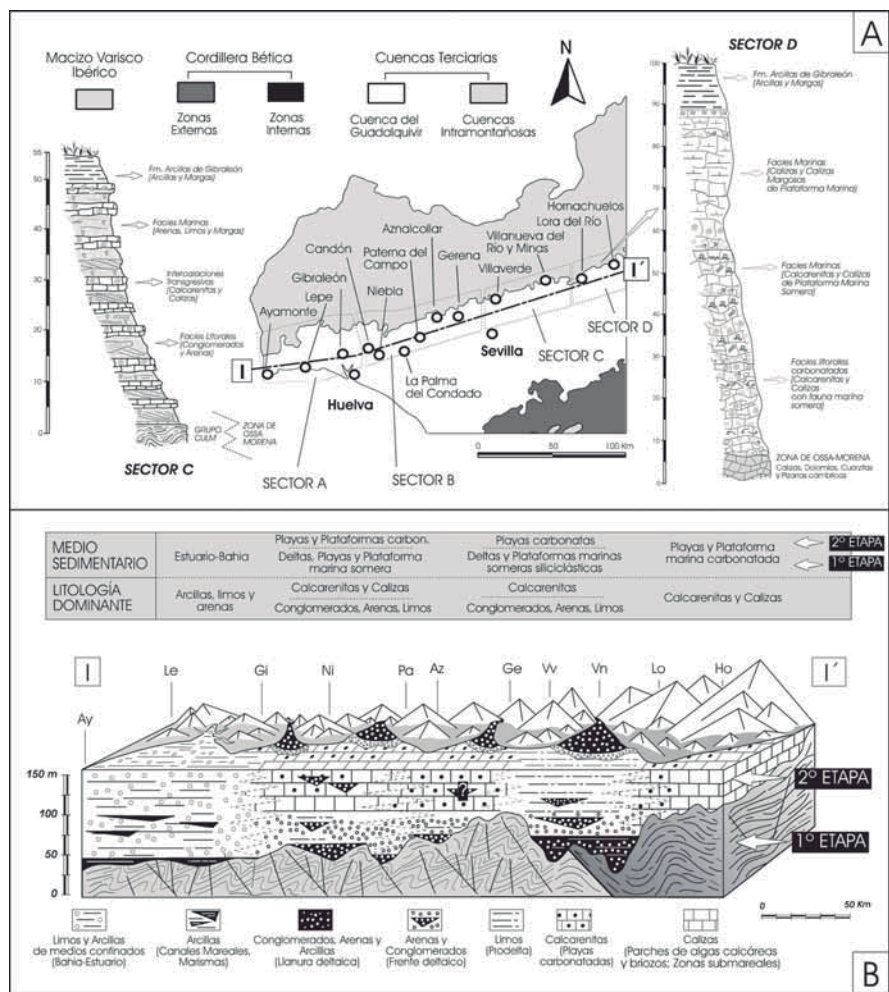


Fig. 1.- A, Localización geográfica de los sectores estudiados a lo largo del margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir. Las columnas regionales de los sectores C y D son mostradas. B, reconstrucción paleogeográfica del margen pasivo durante el Tortoniano medio y superior.

Fig. 1.- A, Geographical setting of the study sector along the foreland margin of the Guadalquivir Basin. The stratigraphical section of Sectors C and D are showed. B, Paleogeographical reconstruction of the passive margin during Middle and Late Tortonian.

En función de los cambios laterales en la naturaleza de los depósitos y de la configuración del paleorrelieve, a grandes rasgos se pueden diferenciar 4 sectores a lo largo del margen pasivo de la Cuenca (Fig. 1). En el Sector A (Lepe-Candón, Huelva), que se ubica en el extremo más occidental del área de estudio, los depósitos miocenos afloran en malas condiciones, presentan poca potencia y son de naturaleza siliciclástica, principalmente arenas finas, limos y arcillas de afinidad marina somera restringida (bahía-estuario, Muñoz, 2001). El Sector B se localiza entre las localidades de Candón y Villaverde del Río (Sevilla), donde el registro sedimentario es poco potente, compuesto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) y, principalmente, por calcarenitas y calizas (facies foramol) relacionados con playas y plataformas marinas de sedimentación mixta

terrigeno-carbonatadas (Baceta y Pendón, 1999). El área central del margen pasivo se caracteriza tanto por depósitos siliciclásticos (arenas y conglomerados) como carbonatados (Abad *et al.*, 2005), con zonas de instalación de importantes sistemas deltaicos, como en el Sector C (Villaverde-Lora del Río, Sevilla), en algunos casos mostrando series de gran potencia. Existen también otras zonas de amplio desarrollo de facies calcareníticas y calizas asociadas a plataformas y playas de sedimentación mixta, como el Sector D (Lora del Río-Hornachuelos, Córdoba). Estos cambios expresan la interacción de los diferentes factores que controlaron la sedimentación en la cuenca.

Sobre el CBT se deposita la Formación Arcillas de Gibrleón (Civis *et al.*, 1987), de edad Tortoniana superior-Plioceno inferior, constituida por una su-

cesión monótona de arcillas y margas, interpretadas como depósitos de plataforma marina profunda y talud.

Arquitectura de facies y evolución temporal del Complejo Basal Transgresivo.

La distribución lateral y vertical que muestran los materiales constituyentes del Complejo Basal Transgresivo, así como la configuración que presenta el paleorrelieve a lo largo de toda el área de estudio, permite reconstruir la paleogeografía que se perfilaba en esta zona durante el Tortoniano. A grandes rasgos es posible diferenciar tres etapas (Fig.1-B).

Etapa Inicial

Es probable que se inicie durante el Tortoniano medio. En este momento, el mar había descendido varios metros y la caída del nivel base originó una regresión forzada y el avance de los sistemas continentales hacia la cuenca. En esta etapa se produjo el encajamiento fluvial y la erosión del sustrato paleozoico, especialmente en las zonas deprimidas. Durante el siguiente y lento ascenso del nivel del mar (Fig. 1), se inundaron las valles fluviales, formándose deltas en diferentes puntos del margen de la cuenca (Niebla, Paterna, Aznalcollar, Villanueva del Río y Minas). En zonas donde la tasa de sedimentación no era tan importante, como en Lepe, se instalaron medios marinos o costeros semiconfinados, como bahías o estuarios. En otros puntos no afectados por la llegada de aporte siliciclástico, domina la formación de depósitos calcareníticos de playas y zonas marinas someras de sedimentación carbonatada o mixta (Gerena, Lora del Río, Hornachuelos). Los ascensos del nivel del mar se han registrado mediante la intercalación de barras calcareníticas muy fosilíferas dentro de las series fluvio-deltaicas. En cada pulsación se genera un gran espacio de acomodación que era compensado por la llegada de sedimentos fluviales durante las etapas de nivel del mar estable o en fases de ascenso del nivel del mar más lenta (Pendón *et al.*, 2004). La tendencia general del margen en estos momentos fue hacia la agradación.

Segunda Etapa

Durante el Tortoniano medio-superior se produce un cambio en la dinámica de la cuenca. En todos los sectores se experimenta una profundización progresiva de los medios sedimentarios. En el sector

más occidental, esta profundización podría registrarse mediante un aumento batimétrico y la disminución de la energía ambiental en un medio marino confinado (Muñiz, 2001). La zona de Candón-Gerena se caracteriza por el depósito de materiales de naturaleza carbonatada, tanto sobre los sedimentos terrígenos como directamente sobre el sustrato. Por un lado, en la costa se definiría una banda litoral ocupada por sistemas de playas carbonatadas o mixtas (calcarenitas bioclásticas). El resto de las zonas constituirían un área marina somera ocupada por depósitos calizos, constituidos por parches de algas coralíneas y briozoos o zonas submareales de acumulación bioclástica (Baceta y Pendón, 1999). En el Sector de Villaverde-Lora del Río sigue dominando la sedimentación siliciclástica, si bien las sucesivas pulsaciones transgresivas marcan una clara tendencia hacia la profundización de los medios (Abad *et al.*, 2004). En el sector oriental la tendencia general permite detectar el paso de facies carbonatadas litorales, formadas por calcarenitas, a facies de calizas y margas de medios marinos algo más profundos.

Etapa final: la transición a la Formación Arcillas de Gibráleón

A lo largo de todo el margen, el tránsito a la Formación «Arcillas de Gibráleón» representa una ruptura clara con respecto a los materiales inferiores. Esta transición, aunque mal representada, se encuentra registrada en diferentes puntos dentro del área de estudio, como Lepe, Niebla, Aznalcollar o Villanueva del Río y Minas. El límite superior del CBT está formado por un tramo de entre 30 cm. y 2 m. de limos o arenas glauconíticas muy ricas en restos fósiles. Las características de este tramo permiten interpretarlo como un nivel de condensación (Sierro *et al.*, 1995; Baceta y Pendón, 1999; Abad *et al.*, 2004), asociado al máximo transgresivo de la Secuencia B de Sierro *et al.* (1995), correspondiente al Ciclo de Tercer orden 3.2 de Haq *et al.* (1987). La inundación marina que generó este máximo transgresivo debió ser muy rápida y supuso el comienzo de la sedimentación marina profunda sobre la mayor parte de los relieves de Sierra Morena cercanos a la cuenca.

Espacio de Acomodación vs. Aporte sedimentario.

En el área de estudio se han identificado diferentes modalidades de transgresión, en función del área y momento que se con-

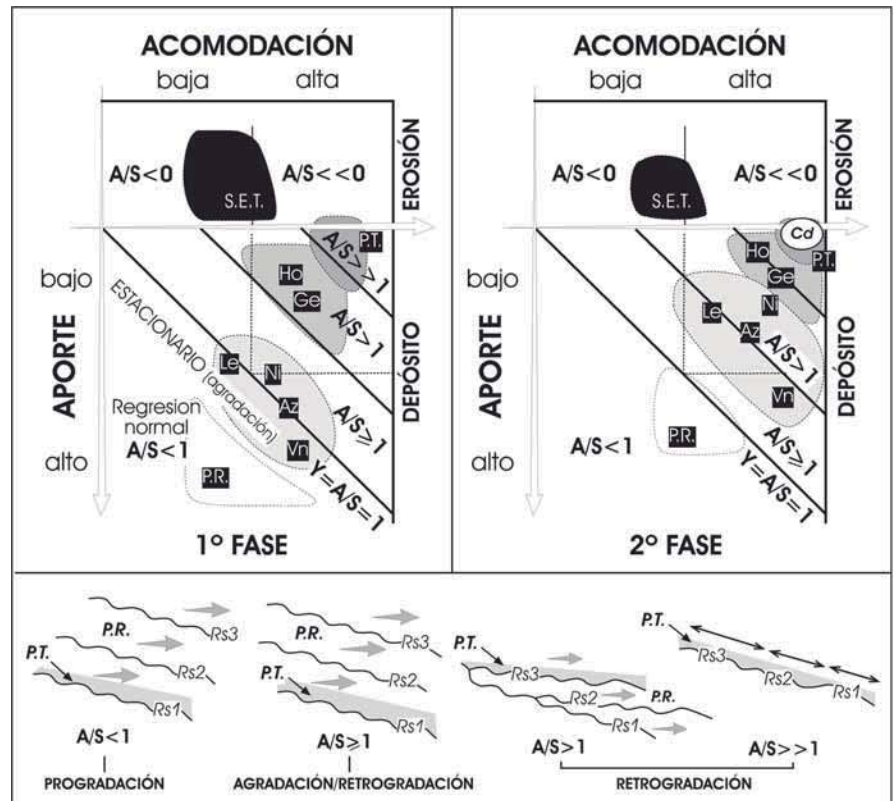


Fig.- 2. Características y tipos de transgresión en diferentes puntos de la zona de estudio según la relación Espacio de Acomodación/Volumen de Aporte Sedimentario (A/S). S.E.T., Superficie de Erosión Tortoniense; P.T., Pulso transgresivo; P.R. Pulso Regresivo; Cd, Nivel Condensado; Siglas, Ver Figura 1. Modificado de Cattaneo y Steel, 2003.

Fig.- 2. Characteristics and types of transgression in different areas from the study sector according to the Accommodation/Supply ratio (A/S). S.E.T., Tortonian erosion surfaces; P.T., Transgressive Pulse; P.R. Regressive Pulse; Cd, Condensed Section; Initial towns, See Fig. 1. Modified from Cattaneo and Steel, 2003.

sidere a lo largo del margen de la cuenca, ilustradas en el Diagrama Espacio de Acomodación/Aporte en la figura 2.

Etapa inicial

Durante la primera fase, el ascenso del nivel base inicial que acompañó a la transgresión fue relativamente rápido, aunque la tasa de ascenso del nivel del mar fue ralentizándose progresivamente. Esta circunstancia queda registrada en la formación de extensas superficies de erosión o plataformas de abrasión costera sobre el sustrato en el sector occidental (Ayamonte-Niebla), denominada Superficie de Erosión Tortoniense (S.E.T.) (Rodríguez-Vidal, 1992). Dicha superficie se encuentra relacionada con la acción de procesos erosivos costeros que actuaron sobre un sustrato ya aplanado, en momentos de velocidad de ascenso del nivel del mar pequeño. Esto, junto a la baja tasa de sedimentación, favoreció la dispersión de los sedimentos y la intensificación de los procesos de erosión en áreas de bajo gradiente topográfico ($A/S < 0$ y $A/S << 0$).

La formación de estas superficies aplanadas en el sector central y oriental del área de estudio, de mayor gradiente topográfico, es mucho más local, aunque también ha sido descrita (Abad *et al.*, 2005). En los puntos próximos a sistemas deltaicos y, por tanto, con mayor tasa de sedimentación, el lento ascenso del nivel del mar favoreció la reactivación de los cursos fluviales y episodios de progradación en los puntos cercanos a las desembocaduras de los ríos (P.R., $A/S < 1$), aunque existe una tendencia general hacia la agradación en estas zonas del margen ($A/S \geq 1$). En función del volumen de sedimento aportado desde el continente, existen puntos próximos a la regresión (Lepe, Villanueva del Río y Minas) ($A/S < 1$) o a una leve retrogradación (Niebla, Aznalcollar) ($A/S \geq 1$). Esta dinámica sólo es rota por la existencia de pulsos transgresivos que supusieron la inhibición momentánea del aporte sedimentario y la existencia de instantes de creación de espacio de acomodación, acompañados por el retrabajo y/o erosión de los depósitos miocenos previos y del sustrato (P.T.,

$A/S \gg 1$). En zonas de interfluvio y alto gradiente topográfico, el espacio de acomodación creado apenas era compensado por la producción de carbonatos o la sedimentación detrítico-carbonatada en playas y zonas marinas someras (p.e. Gerena y Hornachuelos). En estos puntos se produce una retrogradación de los sistemas ($A/S > 1$), sólo rota por pulsos de progradación de los medios costeros relacionados con pequeños descensos del nivel del mar o llegada de aporte desde zonas adyacentes.

Segunda Etapa y Transición a la Fm. Arcillas de Gibraleón.

En la segunda etapa el modelo de empaquetamiento de secuencias indica un cambio en las condiciones de la transgresión, con un aumento considerable de la tasa de elevación del nivel del mar y una profundización progresiva de los medios sedimentarios en todo el margen. La creación de este gran espacio de acomodación supuso el avance del mar varios kilómetros hacia el continente (Abad *et al.*, 2005). El rápido ascenso del nivel del mar, junto con el aumento de la topografía hacia el continente, impidió el desarrollo de superficies de abrasión sobre sustrato duro. La exigua formación de estas superficies (S.E.T.) pudo producirse sólo en fases de ralentización del ascenso del nivel del mar y de forma mucho más local que en los casos anteriores ($A/S < 0$ y $A/S \ll 0$). La formación de barras calcareníticas sobre el zócalo e intercaladas en la serie tortoniense, interpretadas previamente como pulsaciones transgresivas (P.T.), sigue produciéndose aunque presentan menor potencia ($A/S \gg 1$). Las diferentes tasas de sedimentación existentes en las áreas estudiadas generan un campo mucho más amplio dentro de la modalidad de transgresiones relacionadas con sistemas fluviales que aportan sedimento a la cuenca (Fig. 2). Así, en la zona occidental (Lepe) se experimenta un paso tenue de un medio costero confinado-marino somero a un medio marino algo más profundo (Muñiz, 2001), donde el aporte sedimentario no llega a compensar el espacio de acomodación creado ($A/S > 1$). En áreas como Niebla y Aznalcollar se observa el cambio de un

sistema deltaico o plataforma somera siliciclástica a un medio marino carbonatado y a un cinturón de playas de sedimentación mixta-carbonatada adosadas al paleorrelieve, en el que la actividad fluvial ha quedado inhibida ($A/S > 1$). En zonas de mayor volumen de aporte clástico, como Villanueva del Río y Minas, se observa una clara profundización en los sistemas deltaicos y marinos someros, que progresivamente pasan a medios marinos de mayor batimetría. El modelo de apilamiento de secuencias aquí es claramente retrogradante ($A/S \geq 1$), dado que el aporte no llega a compensar el espacio de acomodación creado tras cada pulso transgresivo, aunque existen etapas de reactivación de los deltas y ríos en los que se produce la agradación e incluso una leve progradación de los sistemas costeros ($A/S < 1$). En sectores con alta productividad de carbonatos y no afectados por la llegada de aporte fluvial, como los puntos cercanos a Gerena, Lora del Río u Hornachuelos, la transgresión y la correspondiente profundización de los medios sedimentarios son más claras. En estas zonas, la tendencia retrogradante neta sólo es rota por pequeñas pulsaciones de somerización, probablemente relacionadas con etapas de descensos eustáticos del nivel del mar, descritas en otros sectores del margen mediante la aparición de depósitos bioclásticos relacionados con la destrucción y el retrabajo de parches de algas y briozoos (González-Delgado *et al.*, 1997).

Finalmente, el rápido ascenso eustático que sufrió la cuenca durante el Tortonense superior, constituyó una profundización brusca en la cuenca. En estos momentos, los fondos marinos experimentaron el desarrollo de superficies de omisión sedimentaria y condiciones de condensación (Cd) como consecuencia de la interrupción del aporte sedimentario, que queda restringido a las zonas costeras ($A/S \gg 1$).

Referencias

Abad, M. (2002). *Arquitectura estratigráfica y paleontología del CBT*. Tra-

bajo de Investigación, Univ. de Huelva, 249 p.

- Abad, M., Ruiz, F., Pendón, J. G., Tosquella J.; González-Regalado, M. L. y López-González, N. (2004). *Geogaceta*, 35, 27-30.
- Abad, M., Ruiz, F., Cantano, M., Rodríguez-Vidal, J., Pendón, J. G., González-Regalado, M. L., Mantero, E., Cáceres, L. y Tosquella, J. (2005). *Geogaceta*, 37, 207-210.
- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 419-437.
- Borrego, J. (1986). *Sedimentación neógena en el borde septentrional de la Depresión del Guadalquivir, sector de Aznalcollar (Sevilla)*. Tesis Doctoral Univ. de Sevilla, 154 p.
- Cattaneo, A. y Steel, R. J. (2003). *Earth Science Reviews*, 62, 127-228.
- Civis, J., Sierro, F. J., González-Delgado, J. A., Flores, J. A., Andres, I., Porta, J. y Valle, M. F. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.). Univ. Salamanca, 9-21.
- Curray, R. (1964). En: *Transgressions and regressions* (R.L. Miller, Ed.). Macmillan, New York, 175-203.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987). *Science*, 235; 1156-1167.
- Muñiz, F. y Mayoral, E. (2001). *Revista Española de Paleontología*, 115-130.
- Pendón, J. G., Ruiz, F., Abad, M., González-Regalado, M. L., Baceta, J. I. y Tosquella, J. (2004). *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 10, 503-515.
- Rodríguez-Vidal, J. (1992). *Geogaceta*, 11, 85-86.
- Sanders J.E. y Kumar, N. (1975). *Geological Society of America Bulletin*, 86, 65-76.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1995). En: *Tertiary Basins of Spain* (Friend, P. F. y Dabrio, C. J. Eds.), Cambridge University Press, 339-345.
- Swift, D.J.P., Phillips, S. y Thorne, J.A. (1991). En: *Shelf Sand and Sandstone Bodies—Geometry, Facies and Sequence* (D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman y J.A. Thorne, Eds.). *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 14, 153-187.