

Secuencias deposicionales de tercer orden en el Eoceno de la Cuenca de antepaís surpirenaica oriental

Third-order Depositional Sequences in the Eocene of the South-Eastern Pyrenean Foreland Basin

A. Barnolas

Área de Geología General, I.T.G.E., Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

ABSTRACT

A basin analysis of the Eocene South-Eastern Pyrenean Foreland Basin shows a backstepped geometry of the basinfill made up of four main basin steps, each one infilled by a sedimentary sequence recognized as a third-order Depositional Sequence. This basin architectural stacking is due to a stepped evolution of the Foreland Basin as a response of a episodic orogenic wedge growth. The sequence boundary for each Depositional Sequence corresponds to a flooding/transgressive unconformity, controlled by the basin subsidence associated to the orogenic growth. The three lower sequences have the asymmetric pattern typical of foreland basins, including carbonates as the main depositional facies in the cratonward margin and a high siliciclastic input from the orogenic margin. In the three lower sequences, the basin fill shows an evolution from an initial underfilled basin stage to an overfilled final stage when alluvial fan deltas prograde from the orogenic margin. The carbonate facies in the cratonward margin show a general retrogradational pattern in both stages. The last depositional sequence shows a more symmetric geometry, including retrogradational and progradational siliciclastic depositional systems from Pyrenean and Catalanian coastal ranges provenance, due to a wrench tectonic activity in the Catalanian coastal ranges in that time.

Key words: Eocene, Basin Analysis, Depositional sequences, South Pyrenean Foreland Basin.

Geogaceta, 24 (1998), 47-50
ISSN: 0213683X

Introducción

Las secuencias deposicionales de tercer orden son consecuencia de ciclos de variación relativa del nivel del mar, con una periodicidad entre 1 y 10 millones de años y de una magnitud superior a los 100 m, lo que equivale a tasas del orden de 1 a 10 cm/año. Estos ciclos se atribuyen a causas tectónicas (Bally, 1980; Watts, 1982, entre otros) ya que no hay otros mecanismos conocidos, salvo las glaciaciones, capaces de generarlos. Por otra parte, con la excepción de la glaciación oligocena, no existen evidencias de glaciaciones significativas para todo el Mesozoico y Cenozoico, con anterioridad al Mioceno medio (Frakes, 1979).

Las ideas básicas del análisis secuencial habían sido expuestas con anterioridad a 1960 (Ross, 1991) pero su repercusión en el análisis de cuencas no se generalizó hasta la aparición de los conceptos de estratigrafía sísmica (Vail *et al.*,

1977). Las aportaciones fundamentales de Vail *et al.* (1977) son el concepto de arquitectura secuencial, controlada por ciclos de subidas y bajadas relativas del nivel del mar, y el concepto de globalidad de los cambios eustáticos (Miall, 1995). Si bien los conceptos sobre arquitectura secuencial han sido ampliamente aceptados, la globalidad de estas secuencias ha sido generalmente contestada.

En la Cuenca eocena surpirenaica los antecedentes de análisis secuencial, para secuencias de tercer orden, hay que situarlos en el trabajo de Garrido (1973). Este autor aplicó su concepto de Unidad tecto-sedimentaria al análisis secuencial del Mesozoico y Cenozoico en un sector de la Cuenca surpirenaica central. El análisis tecto-sedimentario está basado en establecer las relaciones espacio/tiempo existentes entre el relleno de la cuenca sedimentaria y las diferentes fases tectónicas por medio de las discordancias observadas.

En la Cuenca surpirenaica oriental (Fig.

1) el análisis secuencial fue introducido por Puigdefàbregas y Souquet (1986) y Puigdefàbregas *et al.* (1986). Las secuencias definidas por estos autores tienen una periodicidad, salvo las formadas por eventos evaporíticos exclusivamente (secuencias Beuda y Cardona de Puigdefàbregas *et al.*, 1986), de 1,5 a 4 millones de años. Por su periodicidad pueden ser consideradas como secuencias de tercer orden y, en ambos trabajos, han sido atribuidas al control que ejerce la deformación en el margen activo sobre la cuenca sedimentaria. Otros análisis secuenciales (Betzler *et al.*, 1989; Costa y Maestro, 1989; Giménez y Calvet, 1989; Costa *et al.*, 1996) han sido aplicados exclusivamente a la porción septentrional despegada de la cuenca (sinclinorio de Ripoll) e incluyen secuencias que atribuimos a ciclos de 4º y 5º orden.

Las secuencias que se definen en este trabajo, así como la arquitectura de los sistemas deposicionales que las integran, han sido descritas previamente (Barnolas, 1992). En este

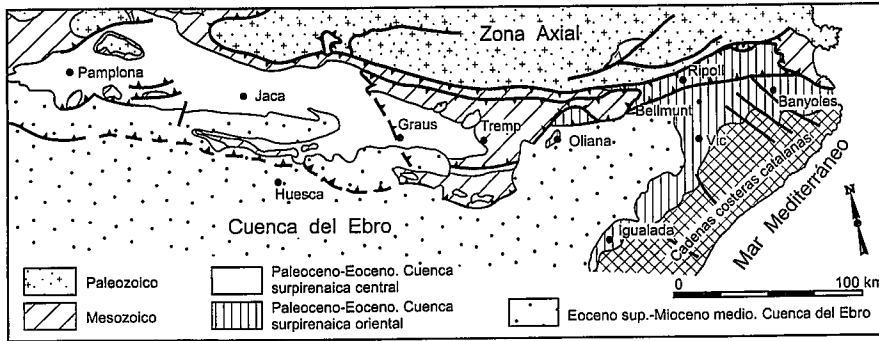


Fig. 1.- Mapa geológico de la vertiente sur del Pirineo con la situación de afloramientos de la Cuenca surpirenaica oriental.

Fig. 1.- Geologic Map of the southern Pyrenees showing the South-Eastern Pyrenean Foreland Basin outcrops.

artículo se aborda la relación genética entre estas secuencias y la deformación en el orógeno, según el modelo flexural, y los rasgos esenciales de la evolución del relleno escalonado de la cuenca de antepaís.

Estratigrafía y sistemas deposicionales

Los materiales sedimentarios de edad eocena de la Cuenca surpirenaica oriental incluyen facies siliciclásticas, desde tur-

biditas a sistemas aluviales; carbonáticas, tanto en facies de plataforma como de talud; y evaporíticas, yeso y sales sódicas y potásicas. Su edad incluye desde el Ilerdiense inferior (biozona de *Alveolina cucumiformis*) hasta el Priabonense inferior (biozona de *Globigerinatahka semiinvoluta*). En la Fig. 2 se presenta un cuadro lito- y cronoestratigráfico según tres secciones tipo de la cuenca. La sección más meridional (Vic) representa la parte más próxima al margen de antepaís, y la más septentrional (Ripoll) representa la parte más próxima al margen orogénico.

Los diferentes sistemas deposicionales, coincidentes o no con unidades litoestratigráficas, se han representado mediante tramas. Cuatro para las facies siliciclásticas (círculos: sistemas aluviales; puntos: sistemas deltaicos y de estuario; trazas: facies margosas de prodelta y plataforma; traza y punto: facies turbidíticas), dos para las facies carbonáticas (calizas: facies de plata-

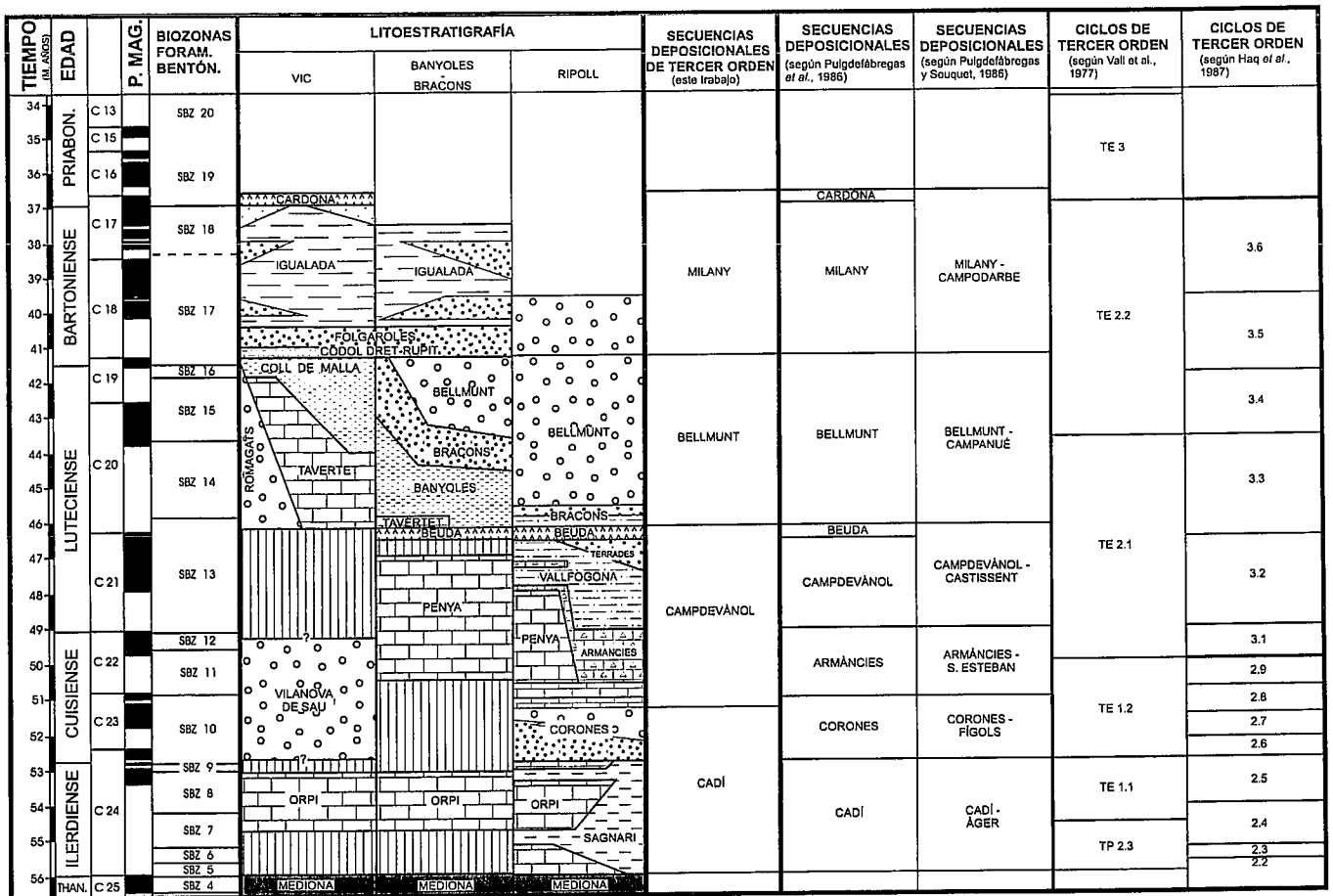


Fig. 2.- Litoestratigrafía, cronoestratigrafía y secuencias deposicionales de tercer orden de la cuenca surpirenaica oriental. Comparación con las Secuencias deposicionales descritas por Puigdefàbregas y Souquet (1986), y Puigdefàbregas et al., (1986) y con los ciclos de tercer orden de Vail et al., (1977) y Haq et al., (1987). Biozonas de foraminíferos bentónicos y su correlación con la escala magnetoestratigráfica de Cande y Kent (1995) según Serra-Kiel et al. (in press).

Fig. 2.- Lithostratigraphy, Chronostratigraphic Chart and Third-Order Depositional Sequences of the south-eastern Pyrenean Foreland Basin. Comparison with the Puigdefàbregas and Souquet (1986), and the Puigdefàbregas et al. (1986) Depositional Sequences, and with the Third-Order Cycles of Vail et al. (1977) and Haq et al. (1987). Benthic foraminiferal biozones and their correlation with the Cande and Kent (1995) magnetostratigraphic chart by Serra-Kiel et al. (in press).

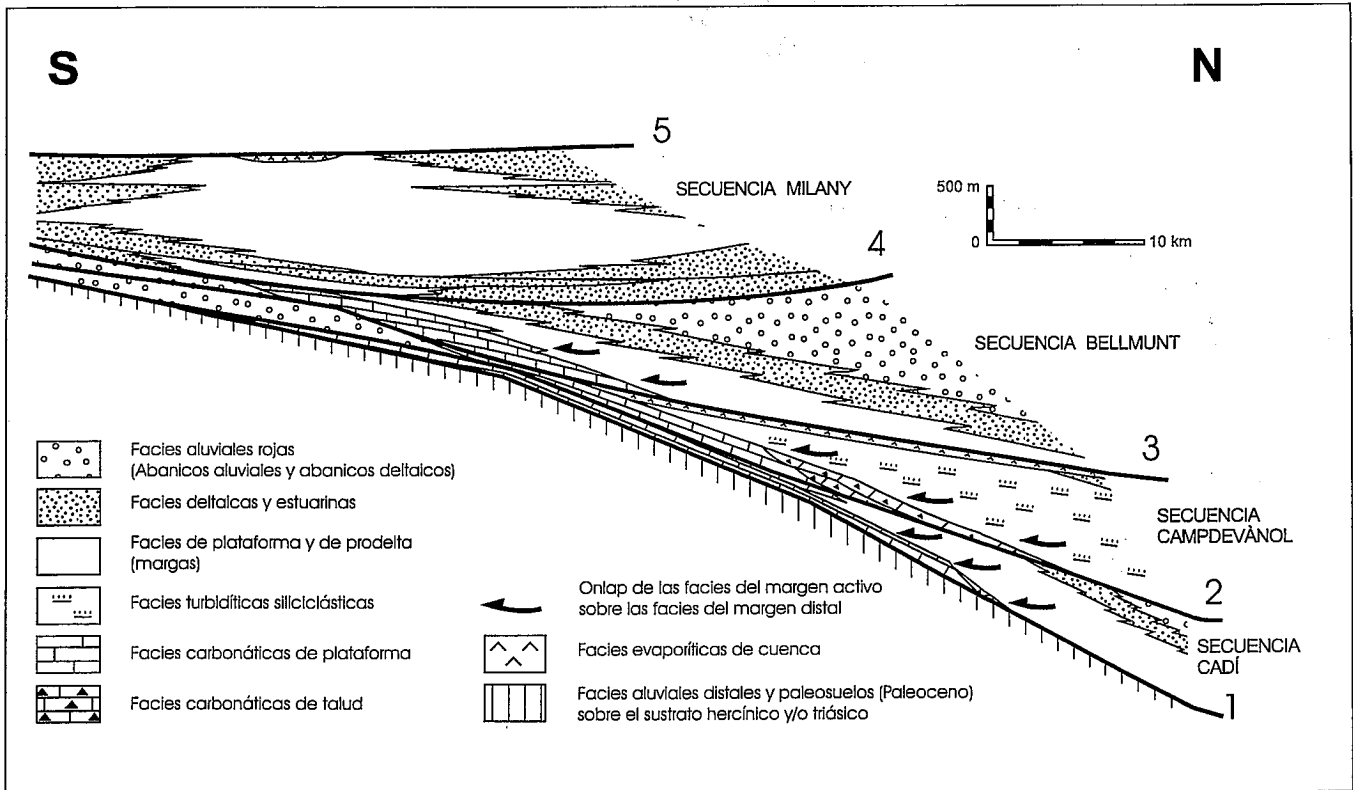


Fig. 3.- Esquema norte-sur mostrando la arquitectura general de la cuenca eocena surpirenaica oriental y la arquitectura interna simplificada de cada una de sus cuatro secuencias deposicionales de tercer orden.

Fig. 3.- North to south stratigraphic cross section of the eastern south-Pyrenean Foreland Basin showing its general and specific sequential arrangement.

forma; calizas con triángulos: facies de talud y rampa distal), y una para las facies evaporíticas (Fm. Beuda y Cardona).

La cronoestratigrafía está basada en las biozonas de foraminíferos bentónicos, su correlación con las biozonas de foraminíferos planctónicos y de nannoplancton calcáreo, y con la escala magnetoestratigráfica, propuestas por Serra-Kiel et al. (in press). La atribución cronoestratigráfica de las distintas formaciones ha sido realizada en base a la información existente sobre macroforaminíferos bentónicos y planctónicos (ver Barnolas, 1992). La información magnetoestratigráfica (Burbank et al., 1992) ha permitido calibrar mejor algunos límites secuenciales que se proponen y su correlación con las secuencias globales propuestas por Vail et al. (1977) y por Haq et al. (1987).

Análisis secuencial

El análisis secuencial de estos materiales permite reconocer la presencia de cuatro Secuencias deposicionales mayores (Fig. 3) que se caracterizan por: a) las secuencias deposicionales se hallan separadas por discontinuidades. Estas corresponden a superficies transgresivas que implican importantes modificaciones en la distribución de

los sistemas deposicionales en comparación con la existente en la secuencia anterior. Este cambio paleogeográfico coincide con un importante desplazamiento del depocentro hacia el antepaís; b) en cada secuencia las facies relativamente más profundas se depositaron en los estadios iniciales, siendo la sucesión de facies de centro de cuenca claramente somerizante. Las secuencias culminan con facies muy someras o con facies de cuenca restringida, evaporíticas de cuenca, en dos de las secuencias.

Las tres secuencias inferiores (Cadí, Campdevàdol y Bellmunt) (Fig. 3) son asimétricas con un margen distal (margen de antepaís) esencialmente carbonático, en sus facies marinas, y un margen proximal (margen orogénico) siliciclástico que progresa y se dispone en onlap sobre las facies retrogradacionales del margen distal (Fig. 3). La geometría y la distribución de los depósitos de cada una de estas secuencias implica, en primer lugar, la existencia de un estadio inicial, con una rápida subsidencia, donde los aportes siliciclásticos procedentes del orógeno son insuficientes para compensarla (surco subalimentado con sedimentación de tipo turbidítico). En segundo lugar, y en transición gradual, se pasa a un segundo estadio donde; bien por una disminución de la subsidencia, o bien

por un aumento de los aportes sedimentarios desde el orógeno, o por el efecto combinado de ambas, el balance se desplaza a favor de la sedimentación con lo que la cuenca tiende a ser colmatada (surco sobrealimentado con sedimentación deltaica producida por abanicos deltaicos coalescentes procedentes del orógeno emergente). El carácter asimétrico de los depósitos, con un margen (activo) progradante y un margen (pasivo) retrogradante, implica que durante la sedimentación el depocentro se desplaza paulatinamente hacia el antepaís.

La sedimentación en el margen distal, si bien conserva rasgos similares para estas tres secuencias, posee algunas características particulares que las diferencian. La secuencia inferior (Cadí) se caracteriza por una plataforma carbonática somera (facies de macroforaminíferos aporcelanados) muy extensa. La geometría de la transgresión en el margen de antepaís refleja un control sobre el mismo de la paleogeografía previa, probablemente asociado a las fracturas de dirección ibérica. La secuencia Campdevàdol y la secuencia Bellmunt presentan plataformas carbonáticas mucho menos extensas, de dirección pirenaica, que se disponen en onlap sobre abanicos aluviales coalescentes (Fm. Vilanova de Sau y Fm. Romagats respectivamente) del

margen de antepaís. El origen de estos abanicos aluviales puede ser interpretado como respuesta al rejuvenecimiento topográfico producido por el "forebulge".

La secuencia superior (Milany) (Fig. 3) presenta una distribución de facies algo más compleja. Las facies aflorantes corresponden a sistemas deposicionales siliciclásticos con aportes procedentes de los márgenes pirenaico y catalánide, y ambos fueron tectónicamente activos durante la sedimentación. Este hecho confiere a la cuenca una cierta simetría en cuanto a la distribución de facies y sistemas deposicionales procedentes de ambos márgenes. Al mismo tiempo esta simetría se mantiene en el carácter transgresivo o regresivo de estos sistemas en el tiempo. Un tercer margen tectónicamente pasivo, con sedimentación carbonática y de dirección ibérica, puede ser deducido a pesar de los escasos datos existentes sobre el mismo (sondeo Guisona-1).

Discusión y conclusiones

Las secuencias deposicionales descritas para la cuenca de antepaís de edad eocena, de la vertiente sur del Pirineo oriental, se consideran correspondientes a ciclos de tercer orden ya que:

- son secuencias mayores dentro de la arquitectura sedimentaria de la cuenca. Las discontinuidades que las separan representan cambios bruscos en la posición de los sistemas deposicionales.

- responden a ciclos de un periodo de duración próxima a los 5 millones de años, que se sitúan dentro del rango de duración de los ciclos de tercer orden.

- el análisis secuencial solo admite un rango jerárquico intermedio entre estas secuencias y las secuencias de 5º orden (parasecuencias), que correspondería a las secuencias de 4º orden. Algunas de las secuencias definidas por otros autores (Betzler *et al.*, 1989; Costa y Maestro, 1989; Giménez y Calvet, 1989; Costa *et al.*, 1996) las atribuimos a este rango.

La geometría del relleno de la Cuenca surpirenaica oriental (Fig. 3) responde al modelo flexural establecido por Beaumont (1981), correspondiente a una secuencia de relleno escalonado como respuesta a una secuencia de engrosamiento orogénico escalonada en el tiempo. Cada secuencia deposicional de tercer orden representa un eslabón de la evolución de la cuenca de antepaís, que debe corresponderse con un episodio de acortamiento orogénico y su correspondiente engrosamiento cortical. El desplazamiento episódico del orógeno hacia el antepaís se

traduce con el desplazamiento escalonado del surco sedimentario en la misma dirección.

El tránsito de una cuenca subalimentada con sedimentación marina profunda, a una cuenca sobrealimentada, con la progradación de abanicos aluviales y deltaicos, procedentes del margen activo, que se observa en las secuencias asimétricas puede interpretarse en función de la evolución de la deformación.

En el estadio inicial la deformación en el orógeno progresaría rápidamente, con un importante engrosamiento cortical que produciría la flexión en la cuenca y la formación de un surco sedimentario profundo. Los aportes siliciclásticos procedentes de un orógeno poco emergente serían insuficientes para compensar la importante tasa de subsidencia.

Al disminuir el avance de la deformación en el orógeno, la deformación quedaría limitada al levantamiento orogénico producido como respuesta isostática al engrosamiento cortical. Este aumento del relieve orogénico se traduciría en un aumento de los aportes siliciclásticos hacia la cuenca procedentes de este margen y, consecuentemente, el paso a una cuenca sobrealimentada con la progradación de los sistemas aluviales y deltaicos hacia el antepaís.

Estas observaciones son coherentes con el modelo flexural elástico propuesto por Flemings y Jordan (1990).

Desde el punto de vista del análisis secuencial los resultados obtenidos son coherentes con las observaciones realizadas por Galloway (1989) y por Schlager (1991, 1993). Las discontinuidades entre las secuencias deposicionales descritas están controladas por los cambios en la subsidencia de la cuenca, producto de la deformación en el margen orogénico. Estas discontinuidades se identifican como superficies de inundación o transgresivas (no la superficie de máxima inundación) tal y como propone Galloway (1989). La arquitectura secuencial está controlada fuertemente por la subsidencia tectónica y por la cantidad de sedimento disponible y parecen menos relevantes las influencias debidas a variaciones globales del nivel del mar, en acuerdo con las observaciones de Schlager (1993). Esto explicaría la coexistencia de un sistema progradacional en el margen activo con un sistema retrogradacional en el margen pasivo (ver Barnolas, 1992) y la falta de correlación de las secuencias observadas con los ciclos globales propuestos por Vail *et al.*, (1977) y por Haq *et al.*, (1987).

Referencias

- Bally, A.W. (1980): *American Geophysical Union. Geodynamics Series*, 1: 5-20.
- Barnolas, A. (1992): *Acta Geol. Hispanica*, 27 (1-2): 15-31.
- Beaumont, Ch. (1981): *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65: 291-329.
- Betzler, C., van der Hurk, A.M. y Luterbacher, H.P. (1989): *Resúmenes del XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao: 191-194.
- Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. y Muñoz, J.A. (1992): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1101-1120.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): *J. of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Costa, J.M. y Maestro E. (1989). *Geogaceta*, 6: 66-68.
- Costa, J.M., Maestro, E. y Betzler, Ch. (1996): In: Friend, P.F. y Dabrio, C.J. Eds., *Tertiary basins of Spain*. Cambridge University Press: 106-113.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E. (1990): *Geology*, 18: 430-434.
- Frakes, L.A. (1979): *Climates Through Geologic Time*. Elsevier, 310 p.
- Galloway, W.E. (1989): *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Garrido, A. (1973): *Tesis doctoral*, Univ. de Granada. 395 p.
- Giménez, J. y Calvet, F. (1989): *Strata*, 1 (5): 143-145.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): *Science*, 235: 1156-1167.
- Miall, A.D. (1995): *Sedimentary Geology*, 100: 5-20.
- Puigdefabregas, C.; Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): In: Allen, Ph.A. y Homewood, P.; Eds., *Foreland Basins. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 8: 229-246.
- Puigdefabregas, C. y Souquet, P. (1986): *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Ross, W.C. (1991): *Kans. Geol. Surv. Bull.*, 233: 3-8.
- Schlager, W. (1991): *Sedimentary Geology*, 70: 109-130.
- Schlager, W. (1993): *Sedimentary Geology*, 86: 111-136.
- Serra-Kiel, J.; Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Bess, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. Y Zarrevskaya, E. (in press). *Bull. Soc. géol. France*, 169 (2): 281-299
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr., Todd, R.G., Widmier, J.W., Thomson III, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatlelid, W.G. (1977): In: Payton, Ch.E. Ed., *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.*, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26: 49-212.
- Watts, A.B. (1982): *Nature*, 297: 469-474.