

Efecto ambiental de variaciones climáticas astronómicas en depósitos hemipelágicos del Eoceno inferior (Sopelana, Bizkaia)

Environmental effect of astronomical climate change on lower Eocene hemipelagic deposits (Sopelana, Biscay)

Naroa Martínez-Braceras¹, Aitor Payros¹ y Javier Elorza²

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), Ap. 644, E48080 Bilbao (España). naroa.martinez@ehu.eus, a.payros@ehu.eus

² Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), Ap. 644, E48080 Bilbao (España). josejavier.elorza@ehu.eus

ABSTRACT

The Eocene successions exposed in Sopelana (Biscay) are characterized by the alternation of hemipelagic limestones and marls organized in thirteen distinctive bundles, each of which contains five limestone-marl couplets. Such an arrangement suggests that the formation of the couplets was driven by astronomical precession cycles (20 ky each) and that of the bundles by eccentricity cycles (100 ky). The couplets within the twelfth bundle were analysed for their carbonate content and their oxygen and carbon stable isotopes, with the aim of deciphering accurately the deep-sea environmental changes caused by the precession and eccentricity cycles and the varying orbital configurations that led to the formation of each bed.

Key-words: Eocene, Basque-Cantabrian basin, Milankovitch, hemipelagic, geochemistry.

RESUMEN

Las sucesiones eocenas expuestas en Sopelana (Bizkaia) están caracterizadas por la alternancia de calizas y margas hemipelágicas que se organizan en trece grupos, cada uno con cinco pares caliza-marga. Esta organización sugiere que la formación de los pares estuvo controlada por ciclos astronómicos de precesión (20 ka) y la de los grupos por ciclos de excentricidad (100 ka). Se ha estudiado el contenido en carbonato y los isótopos estables de carbono y oxígeno de los pares del duodécimo grupo, a fin de descifrar los cambios ambientales en medios marinos profundos provocados por los ciclos de precesión y excentricidad y determinar las diferentes configuraciones orbitales que condujeron a la formación de cada capa.

Palabras clave: Eoceno, Cuenca Vasco-Cantábrica, Milankovitch, hemipelágico, geoquímica.

Geogaceta, 58 (2015), 23-26
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 23 de enero de 2015
Fecha de revisión: 29 de abril de 2015
Fecha de aceptación: 15 de mayo de 2015

Introducción

La Teoría de Milankovitch determina la influencia de las fluctuaciones en los parámetros orbitales de la Tierra sobre la distribución estacional y latitudinal de la insolación en la superficie terrestre. Estas fluctuaciones son el principal motor de los cambios climáticos periódicos registrados durante el Fanerozoico, ya que influyen sobre el volumen de las masas de hielo a latitudes medias, los ecosistemas marinos, la química atmosférica y la circulación oceánica, entre otros (Cronin, 1999).

La estratificación alternante y periódica es una característica muy común de los depósitos afectados por los ciclos orbitales (Schwarzacher, 1993). En particular, las su-

cesiones carbonatadas hemipelágicas son muy indicadas para la identificación de la influencia de los ciclos de origen astronómico; por ello, en numerosas ocasiones han sido estudiadas con este propósito (Boullila *et al.*, 2010; Jiménez-Berrocó *et al.*, 2013). En esta línea, el objetivo del presente trabajo ha sido determinar el efecto ambiental de los ciclos orbitales de Milankovitch en una sucesión hemipelágica del Eoceno de Sopelana (Bizkaia).

Contexto geológico

Los afloramientos eocenos de la playa y alrededores de Atxabiribil (Sopelana, Bizkaia, aproximadamente 14 km al NW de Bilbao; Fig. 1) están compuestos de alter-

nancias de calizas y margas. Ambas litologías muestran texturas micríticas, siendo las margas menos resistentes y constituyendo pequeñas depresiones en el afloramiento. Como estructura visible únicamente se ha constatado la existencia del icnofósil *Zoophycos*, con el que se ha podido determinar la polaridad de las sucesiones. Son materiales hemipelágicos acumulados durante el comienzo del Ypresiense (Biozona *Morozovella subbotinae*; Elorza *et al.*, 1984) en el área occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica a una profundidad aproximada de unos 1500 m en condiciones climáticas cálidas (Payros *et al.*, 2006).

En las secciones más completas se ha comprobado que la sucesión consta de 13 grupos de capas, cada uno de ellos com-

puesto por 5 pares caliza-marga, de manera que tres pares bien contrastados aparecen delimitados por dos pares prácticamente amalgamados. La organización sistemática 5:1 de pares y grupos hemipelágicos se considera característica de un origen astronómico, atribuyéndose la formación de los pares caliza-marga a los ciclos de precesión de Milankovitch (unos 20 ka cada par) y la de los grupos de 5 pares a los ciclos de excentricidad (unos 100 ka cada grupo; Schwarzacher, 1993; Cronin, 1999).

La sucesión aquí estudiada aflora en un bloque aislado entre fallas en la playa de Atxabiribil (DMS 43°23'24,2" N 2°59'32,4" W; Fig. 1). Con un espesor de 2,85 m, consta de 6 pares caliza-marga en posición subvertical, ligeramente invertida, que abarcan el duodécimo grupo de excentricidad (Fig. 1B). Dicho afloramiento fue estudiado anteriormente por Iridoy *et al.* (2010), quienes analizaron el contenido en CaCO₃ de la sucesión a alta resolución. Esos datos se complementan ahora con análisis de isótopos estables de C y O realizados con la misma resolución.

Metodología

Se realizó un muestreo en detalle (1 muestra cada 2-3 cm) utilizando un taladro inálámbico. Así se adquirieron un total de

114 muestras (48 en las margas; 66 en las calizas) de aproximadamente 1,5 g de roca en polvo. Previamente se limpió la zona a muestrear y durante el muestreo se tuvo especial cuidado para evitar posibles contaminaciones entre muestras.

Para determinar el porcentaje en carbonato cálcico de las muestras se utilizó un calcímetro automático (*Aquitaine Technique Innovation, Bordeaux*) de la Universidad de País Vasco, el cual proporciona una fiabilidad en los resultados del 4% (Iridoy *et al.*, 2010). El análisis isotópico se ha realizado en *Bloomsbury Environmental Isotope Facility (BEIF)* de la University College London, el cual está equipado con un espectrómetro de masas para isótopos estables (IRMS) *Finnigan Delta PLUS XP*. Se obtuvo el contenido isotópico respecto al estándar V-PDB. El margen de error no supera el ± 0,03‰ en δ¹³C y es menor al ± 0,07‰ en δ¹⁸O.

Resultados

El grosor de las capas de caliza (L) puede variar entre 32 cm (L2) y 20 cm (L6), con una media de grosor de 24,5 cm. En las margas (M), se observa que el grosor máximo es de 33 cm (M1) mientras que el mínimo es de 18 cm, con una media de 22,3 cm. Exceptuando ligeramente el primer y úl-

timo par, las calizas de cada par tienden a ser más gruesas que las margas infra- y suprayacentes.

A lo largo de la sucesión la concentración de CaCO₃ muestra variaciones con un rango desde 48,8 a 77,9% (Fig. 2). Este valor varía cíclicamente en paralelo a la alternancia litológica, mostrando valores más altos en las calizas que en las margas contiguas, lo que también se aprecia observando la curva obtenida con la media móvil por cada 5 muestras. Gracias a la alta precisión del muestreo se ha podido observar que los saltos de % CaCO₃ de los límites entre capas varían a lo largo de la sucesión, siendo menores al 10% en los tránsitos M1-L1, M2-L2, L3-M4 y M5-L5, entre el 11 y el 17% en los tránsitos L1-M2, M4-L4, L4-M5, L5-M6 y M6-L6, y del 32% en el límite entre las capas M3-L3.

Los valores de δ¹³C varían en un rango de 0,84 a 1,50‰, mostrando un valor medio de 1,16‰. Considerando este parámetro no se observa ninguna variación cíclica sincrónica a los cambios litológicos (Fig. 2). Los valores de δ¹⁸O son negativos y se mueven en un rango entre -2,23 y -3,08‰, con un valor medio de -2,67‰. A pesar de que los valores de δ¹⁸O presenten un carácter muy oscilante dentro de las capas, las tendencias de los datos reales y la curva de la media móvil muestran valores

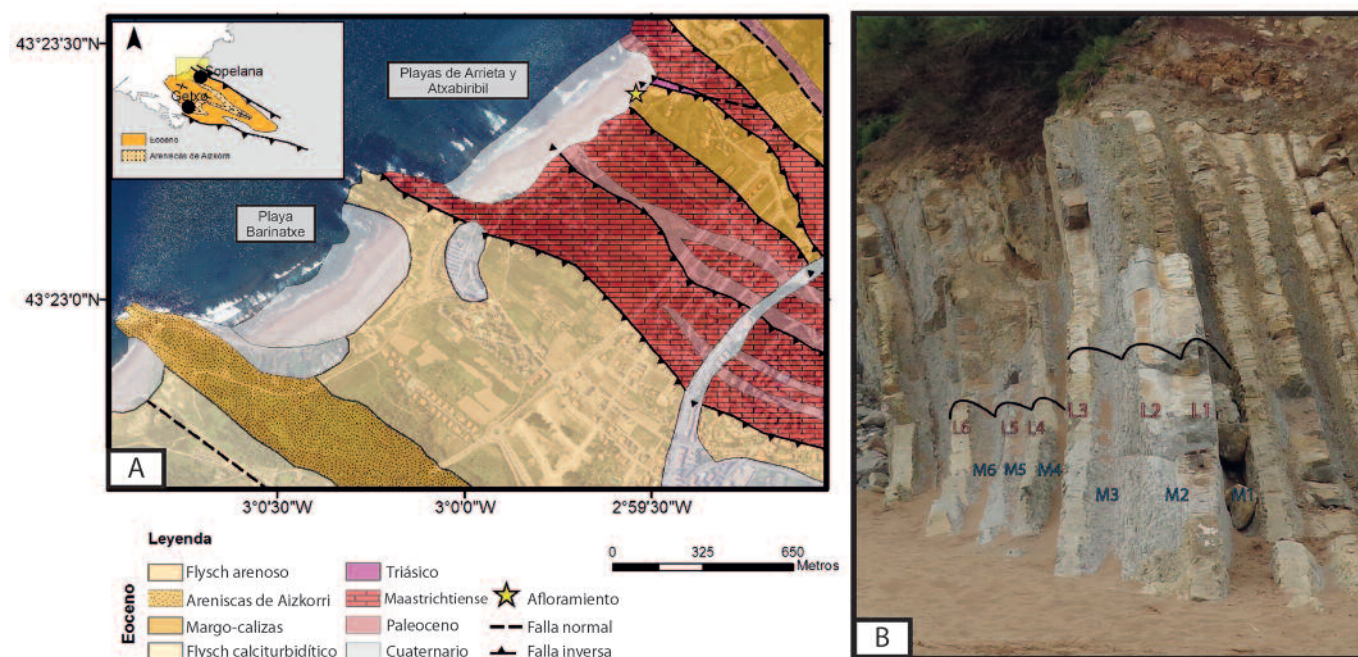


Fig. 1.- A) Mapa geológico del área de estudio y localización de dicha zona en el Sinclinorio de Bizkaia. B) Imagen de la sucesión estudiada (L: calizas, M: margas).
 Fig. 1.- A) Geologic map of the study area, inset shows its location in the Biscay Sinclinorium. B) Picture of the studied section (L: limestone, M: marl).

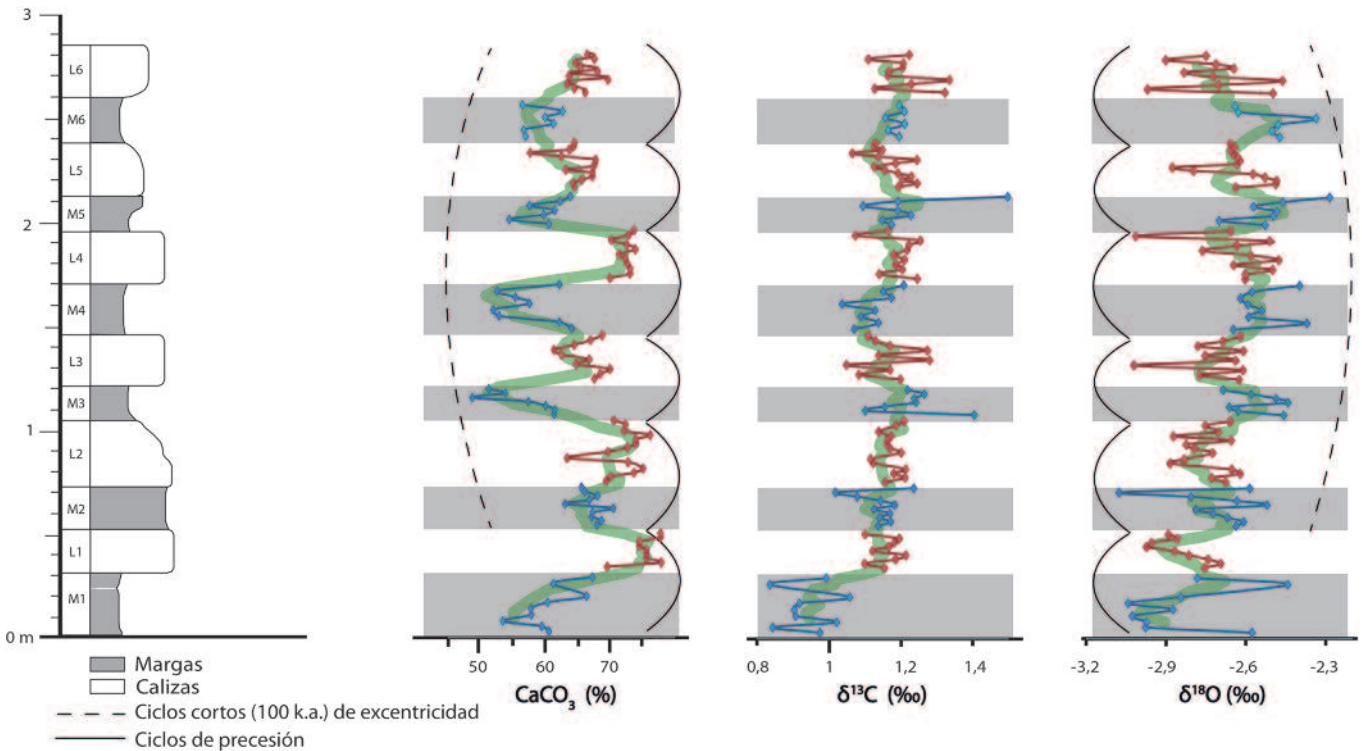


Fig. 2.- Columna estratigráfica y representación de los resultados de CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (azul: margas; rojo: calizas; verde: media móvil cada 5 puntos). (Ver figura en color en la Web).

Fig. 2.- Stratigraphic log and picture of CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ results (blue: marls; red: limestone; green: 5 point moving average). (See colour figure on the Web).

más altos en las capas de marga y mínimos en los niveles calizas.

Discusión y conclusiones

La alternancia caliza-marga no muestra texturas características de un origen diagenético ni a escala de afloramiento, ni a escala microscópica. Por lo tanto se puede interpretar que el cambio de facies responde a cambios en los procesos que controlaron la sedimentación. Una fuerte influencia diagenética temprana puede alterar la impronta geoquímica, especialmente la curva de $\delta^{18}\text{O}$, lo cual suele producir una correlación positiva entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Boullila *et al.*, 2010), lo que no se aprecia en la sucesión estudiada (correlación de $R^2 = 0,26$ entre series). Dichas características sugieren un origen sedimentario primario de los datos, por lo cual es posible realizar una reconstrucción de la evolución cíclica del medio sedimentario.

En medios marinos profundos, donde la sedimentación por decantación pelágica es continua y homogénea durante largos periodos de tiempo, los cambios periódicos en las características composicionales y geoquímicas de los sedimentos pelágicos suelen estar frecuentemente ligados a variaciones ambientales inducidas por fluctuaciones

en los parámetros orbitales terrestres (ciclos de Milankovitch; Schwarzacher, 1993). Se conocen sucesiones hemipelágicas en las que los ciclos de precesión están compuestos por varias capas de caliza-margas (Bádenas *et al.*, 2003), en las cuales debieron existir otros procesos, además de los astronómicos, controlando los ritmos deposicionales. Sin embargo, en la sucesión estudiada se ha podido observar una evolución oscilante continua del % CaCO_3 y $\delta^{18}\text{O}$ en paralelo a la alternancia de caliza-marga, la cual, efectivamente, se relaciona con los ciclos de precesión de Milankovitch de ~20 ka (Schwarzacher, 1993; Cronin, 1999). Observando el registro total, se aprecia además que la alternancia está afectada por un ciclo mayor compuesto por cinco pares de caliza-marga (del par 2 al 6), que coincide con la superposición del duodécimo ciclo de excentricidad de ~100 ka del Eoceno inferior.

Se conocen diferentes procesos que controlan la formación de alternancias caliza-marga, en relación a variaciones ambientales inducidas por los ciclos de precesión de Milankovitch (Einsele y Ricken, 1991). En nuestro caso, la tendencia de que las calizas sean más gruesas que las margas adyacentes puede relacionarse con una alternancia litológica producida principalmente por variaciones cíclicas en la produc-

ción biológica de CaCO_3 (principalmente de los foraminíferos planctónicos y nanoplácton calcáreo), frente a procesos de disolución o dilución. Por lo tanto, se puede interpretar un estadio precesional de máxima estacionalidad en el que se depositarían las calizas, de modo que aumentaba la actividad biológica de los organismos planctónicos calcáreos de climas cálidos (aumento de % CaCO_3) a la vez que la temperatura relativa aumentaba (disminución de $\delta^{18}\text{O}$). Esto posiblemente se deba al aumento de temperatura de los veranos en este estadio precesional, estación en la que los organismos planctónicos calcáreos muestran su pico reproductivo (Boullila *et al.*, 2010). En el estadio precesional contrario de mínima estacionalidad se depositarían las margas, ya que la actividad de los organismos planctónicos disminuía (disminución del % CaCO_3) a la vez que se registraba una bajada de la temperatura relativa del agua marina (Fig. 3). El contenido de $\delta^{13}\text{C}$, el cual está estrechamente relacionado con el ciclo del carbono, se mantiene bastante constante. Por ello se puede concluir que los cambios climáticos inducidos por los ciclos precesionales no llegaron a influir en la actividad de dicho ciclo.

La superposición de un ciclo de excentricidad influyó sobre las series de % CaCO_3

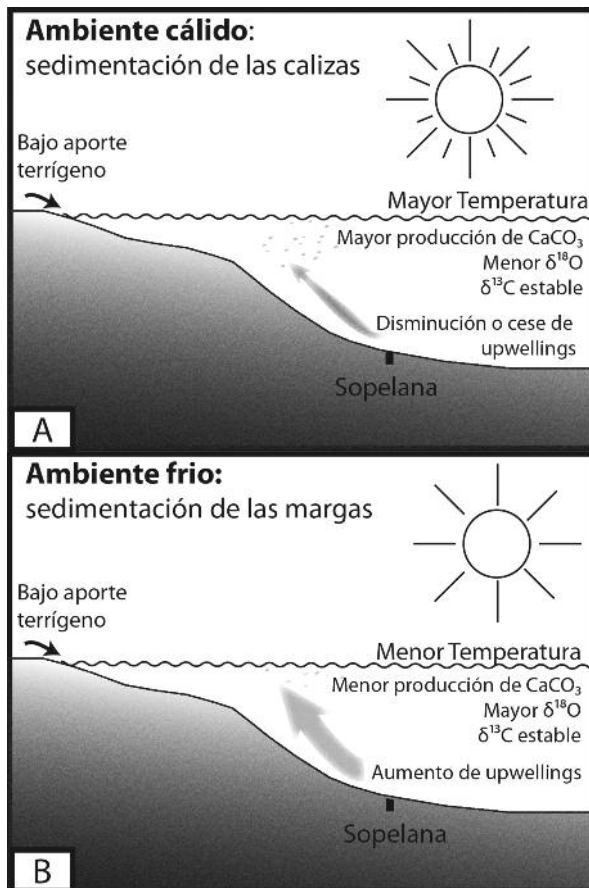


Fig. 3.- Condiciones del medio en estadios de orbita más elíptica. A) En fase precesional de máxima estacionalidad. B) El estadio precesional de mínima estacionalidad.

Fig. 3.- Environmental conditions in states with elliptical orbit. A) High seasonality precessional phase. B) Low seasonality precessional phase.

y $\delta^{18}\text{O}$, pero no sobre los resultados de $\delta^{13}\text{C}$. En los resultados de % CaCO_3 se puede observar la influencia típica de aumento de la amplitud de los ciclos de precesión en momentos de máxima excentricidad (pares 3 y 4), debido a que en momentos de órbita terrestre más elíptica se acentúan las diferencias estacionales anuales que definen los ciclos precesionales.

En el contenido de $\delta^{18}\text{O}$, en cambio, no se observa un aumento de amplitud en momentos de máxima excentricidad, sino una disminución general de la temperatura en ambos estadios precesionales (caliza y marga). Esto da a entender que a pesar de que a lo largo de un ciclo de precesión tanto la producción de carbonato y la temperatura variaron simultáneamente, el ciclo de excentricidad afectó de diferente manera a estas dos variables. Por ello, debieron actuar procesos que acentuaron la amplitud de la producción de carbonato y que a la vez pro-

vocaron que en fases precesionales en las que se depositaban las calizas se registrase una temperatura menor a la esperada como respuesta al aumento de amplitud en excentricidad máxima. En épocas de excentricidad máxima se producen variaciones en las corrientes oceánicas (Boulila *et al.*, 2010) e intensificación de corrientes de origen terrestre (Martínez-Braceras y Payros, 2014; Payros y Martínez-Braceras, 2014). Por lo tanto, cabe considerar una posible influencia de corrientes de aguas frías o de menor salinidad intensificadas en momentos de órbita más elíptica, disminuyendo la señal general de $\delta^{18}\text{O}$. Estas corrientes pudieron aumentar el aporte de nutrientes (*upwellings* débiles, sin llegar a influir las condiciones oxidantes del fondo) en fases precesionales de mínima estacionalidad (Sloan y Huber, 2001), permitiendo el aumento de organismos no-calcáreos, causando una sedimentación con menos car-

bonato que en las margas depositadas en estadios de orbita más circular. En el estadio precesional contrario estas circulaciones continúan, disminuyendo el aumento de temperatura esperado debido al aumento de insolación, pero sin llegar a ocasionar una disminución de los organismos calcáreos como en la fase anterior.

Agradecimientos

Investigación financiada por GIC07/122-IT-215-07 (GV-EJ) y CGL-2011-23770 (MEC). Una de las firmantes (N. M.-B.) disfruta de una beca predoctoral del GV-EJ. Agradecemos los comentarios del Dr. Francisco Rodríguez-Tovar y un revisor anónimo que han ayudado a la mejora del presente manuscrito.

Referencias

- Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Igúzquiza, E. (2003). *Sedimentary Geology* 161, 153-174.
- Boulila, S., De Rafaelis, M., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galdrun, B. y Collin, P. (2010). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 57-70.
- Cronin, T.M. (1999). *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, New York. 560 p.
- Einsele, G. y Ricken, W. (1991). En: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.). Springer-Verlag, New York, 23-47.
- Elorza, J., Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. (1984). En: *I Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 3, 177-188.
- Iridoy, P., Zudaire, S., Azaguirre, M., Dorronsoro, A., Olano, G., Beriain, E., Usarbarrena, A. y Elorza, J. (2010). *Geogaceta* 49, 91-94.
- Jiménez-Berrosoco, A., Elorza, J. y MacLeod, K.G. (2013). *Sedimentary Geology* 284-285, 76-90.
- Martínez-Braceras, N. y Payros, A. (2014). *Geogaceta* 55, 19-22.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Pujalte, V. (2006). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 258-276.
- Payros A. y Martínez-Braceras N. (2014). *Sedimentology* 61, 1411-1432.
- Schwarzacher W. (1993). *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. Developments in Sedimentology 52, Elsevier, Amsterdam, 225 p.
- Sloan, I.C. y Huber, M. (2001). *Paleoceanography* 16-1, 101-111.