

# Reconstrucción de las temperaturas superficiales marinas del margen ibérico sudoriental durante el último periodo glacial mediante el empleo de cocolitofóridos

Sea surface temperature reconstruction in the southeastern Iberian Margin during the Last Glacial period by means of coccolithophore analyses.

E. Colmenero Hidalgo <sup>(1)</sup>, J.A. Flores <sup>(1)</sup>, F.J. Sierro <sup>(1)</sup> y J.O. Grimalt <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Plaza La Merced, S/N - 37008 Salamanca, España. flores@usal.es, sierro@usal.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Química Ambiental, Instituto de Investigaciones Químicas y Ambientales de Barcelona-CSIC. C/ Jordi Girona, 18 - 08034 Barcelona, España. jgoqam@iiqab.csic.es

\* School of Earth, Ocean and Planetary Sciences, Cardiff University. Park Place, Main Building, CF10 3YE, Cardiff, Gales, Reino Unido. elena@earth.cf.ac.uk

## ABSTRACT

Detailed quantitative analyses of coccolithophore assemblages have been carried out in three sediment cores recovered from different locations in the Atlantic and Mediterranean sectors of the Iberian Peninsula. Biostratigraphical and oxygen isotope analyses show that these cores provide a high-resolution record of most of the last glacial period. Joint interpretation of the results reveals that higher sea surface temperatures (SST) were recorded in the Atlantic side during that interval. Dansgaard-Oeschger Interstadials are the warmer periods, while during Heinrich Events and Dansgaard-Oeschger Stadials SSTs suffered a substantial decrease, probably due to the appearance of turbid, fresher and colder surface water masses. These quantitative differences in the response of coccolithophore assemblages between the Atlantic and the Mediterranean cores indicate that the Mediterranean Sea shows a more intense response to climatic and oceanographic changes than the Atlantic area.

Key words: Coccolithophores, *Emiliania huxleyi*, short-term climatic variability, Iberian Margin, Western Mediterranean, Eastern North Atlantic, Pleistocene.

Geogaceta, 38 (2005), 195-198  
ISSN: 0213683X

## Introducción

El último periodo glacial (aproximadamente, entre los 75000 y los 15000 años cal. BP) se caracteriza en las altas latitudes del Atlántico norte por la rápida sucesión de oscilaciones climáticas denominadas eventos Heinrich y ciclos Dansgaard-Oeschger. Estas variaciones climáticas presentan una periodicidad de pocos miles a cientos de años, respectivamente, demostrando que la circulación oceánica en la región del Atlántico norte se altera y se reorganiza en un corto periodo de tiempo (Bond *et al.*, 1993; 2000; Dansgaard *et al.*, 1993). Sin embargo, y a pesar de investigaciones recientes (Cacho *et al.*, 1999; Pérez Folgado *et al.*, 2003; Martrat *et al.*, 2004, entre otros), aún no se conoce con exactitud cómo y mediante qué mecanismo afectaron estos cambios a la dinámica oceánica en nuestras latitudes y al intercambio de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo. En particular, se desconoce la respuesta de organismos como

los cocolitofóridos a estas variaciones climáticas, que provocaron grandes cambios en su entorno de desarrollo.

Los cocolitofóridos son un grupo de algas unicelulares, planctónicas, marinas, autótrofas y de pequeño tamaño (generalmente inferior a 30 µm). Las poblaciones actuales están normalmente dominadas por *Emiliania huxleyi*, que tolera grandes cambios de temperatura, salinidad y luz (McIntyre *et al.*, 1970; Bukry, 1974; Winter *et al.*, 1979). Diversas investigaciones (Verbeek, 1990; Flores *et al.*, 1997; Weaver *et al.*, 1999; Colmenero Hidalgo *et al.*, 2002) han demostrado la existencia de varios morfotipos con diferentes comportamientos y, por lo tanto, distintos requerimientos ecológicos. En este estudio los resultados de abundancia de *E. huxleyi* mayor y menor de 4 µm (siguiendo la clasificación de Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002) son utilizados para reconstruir algunas de las características oceanográficas de las masas de agua alrededor de la Península Ibérica durante el último periodo glacial.

## Contexto oceanográfico

En el golfo de Cádiz, la parte superior de la columna de agua está dominada por las aguas superficiales del Atlántico norte (NASW), que fluyen hacia el sureste siguiendo el contorno de la plataforma y entran al Mediterráneo occidental a través del estrecho de Gibraltar (Fig. 1A). Una vez en el mar de Alborán, esta masa de agua forma una corriente superficial de baja salinidad (las aguas atlánticas modificadas -MAW) (Bormans *et al.*, 1986; Manzella y La Violette, 1990), que circula hacia el este al tiempo que se mezcla con las aguas mediterráneas. Parte de la MAW se dirige entonces hacia el norte y llega al mar Catalano-Balear, donde la corriente del Norte (NC) fluye hacia el sur a lo largo del talud continental ibérico (Millot, 1999) (Fig. 1B). A la vez, las masas de aguas intermedias (las aguas occidentales intermedias -WIW-, procedentes del golfo de León, y las aguas levantinas inter-

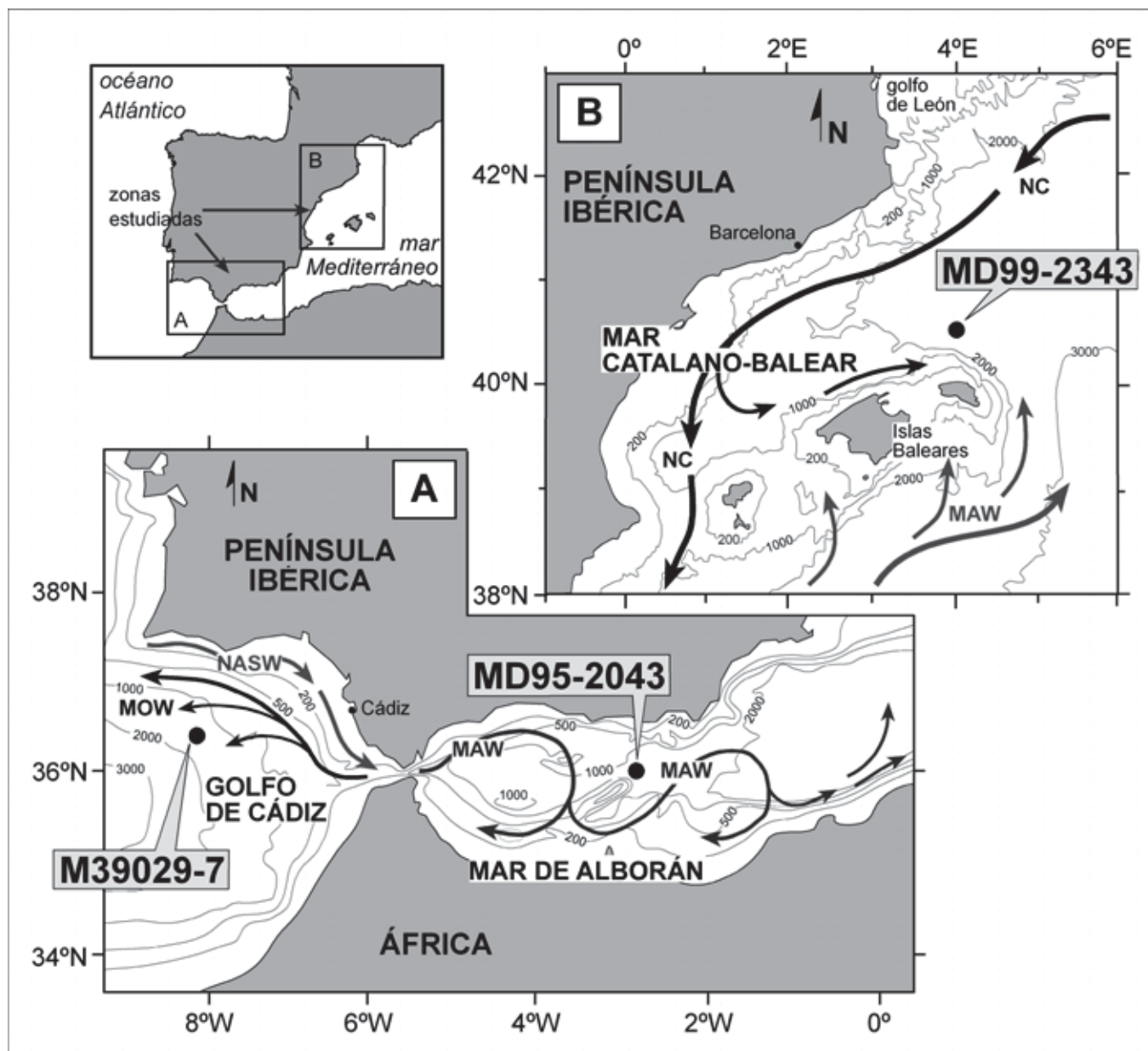


Fig. 1.- Mapa de las áreas estudiadas, con la localización de los testigos oceánicos y las principales corrientes superficiales y profundas. 1A: el golfo de Cádiz y el mar de Alborán; 1B: el mar Catalano-Balear. NASW: aguas superficiales del Atlántico norte; MAW: aguas atlánticas superficiales; NC: corriente del norte; MOW: aguas de salida del Mediterráneo. Profundidad en metros.

Fig. 1.- Map showing the studied areas, the location of the oceanic cores and the main superficial and deep currents. 1A: Gulf of Cadiz and Alboran Sea; 1B: Catalano-Balearic Sea. NASW: North Atlantic Surface Waters; MAW: Modified Atlantic Waters; NC: North Current; MOW: Mediterranean Outflow Waters. Bathymetry in meters.

medias -LIW-, formadas en el Mediterráneo oriental) circulan hacia el sur y el oeste en dirección al océano Atlántico y se unen a las aguas profundas del Mediterráneo occidental (WMDW) para formar la corriente de salida del Mediterráneo (MOW) (Bormans *et al.*, 1986), que pasa por el Estrecho y circula hacia el W por el talud del golfo de Cádiz mientras se va mezclando progresivamente con las aguas atlánticas intermedias (O'Neill-Baringer y Price, 1999) (Fig. 1A).

**Materiales y métodos**

Se han analizado tres testigos oceánicos recuperados en diferentes áreas en torno a la Península Ibérica. En el golfo de Cádiz, se seleccionó el testigo de gravedad M39029-7 (36°2,5'N - 8°13,8'W), recuperado a una profundidad de 1917 m por el buque alemán *Meteor* (Schott *et al.*, 1999) (Fig. 1A). En el Mediterráneo se eligieron los testigos MD95-2043 (36°9'N, 2°37'W; 1841 m de profundidad, mar de Alborán) y MD99-

2343 (40°29,84'N, 4°01,69'E; 2391 m de profundidad, mar Catalano-Balear) (Figs. 1A y 1B). Estos dos testigos de pistón gigante Calypso® fueron recuperados por el buque francés *Marion Dufresne* durante las campañas IMAGES I (1995) y V (1999), respectivamente (Bassinot *et al.*, 1996; Thouveny *et al.*, 1999). Los sedimentos de los tres testigos consisten básicamente en sucesiones de fangos calcáreos (coccolitos y foraminíferos) y arcillas (Schott *et al.*, 1999; Thouveny *et al.*, 1999; Plaza, 2001).

Las láminas destinadas al estudio de las asociaciones de nanoplancton fueron preparadas siguiendo la metodología de Flores y Sierro (1997). Los recuentos se realizaron en microscopios ópticos de luz polarizada a 1250 aumentos. En cada lámina se contaron entre 450 y 500 cocolitos, usando para ello un número variable de campos visuales.

## Resultados

Los tres testigos estudiados (Fig. 1) cuentan con cronologías publicadas previamente (Cacho *et al.*, 1999; Colmenero Hidalgo *et al.*, 2004; Sierro *et al.*, 2005) que se basan en la correlación de sus respectivas curvas isotópicas de oxígeno con las de otros testigos de cronología contrastada y aceptada y, en el caso de los dos testigos del Mediterráneo, en la combinación de esto con dataciones de carbono 14.

La preservación de los cocolitos es buena a moderada en los tres testigos. El intervalo glacial se caracteriza en general por el dominio de «small» *Gephyrocapsa*, seguida de *Emiliana huxleyi* (<4 µm). En tercer lugar, *E. huxleyi* (>4 µm) y *G. muelleriae* constituyen entre el 10 y el 15 % de las asociaciones. Los taxones considerados «cálidos» (*Calcidiscus leptoporus*, *Oolithothus fragilis*, *Umbellosphaera* spp. y *Umbilicosphaera* spp.) son ligeramente más abundantes en el golfo de Cádiz. Algunos taxones (*Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* spp., *E. huxleyi* (>4 µm) y retrabajados) aumentan rápidamente en determinados horizontes, sincrónicos con los eventos Heinrich 1 a 5 y con las fases frías (estadales) de los ciclos Dansgaard-Oeschger, especialmente en los testigos mediterráneos. Por el contrario, «small» *Gephyrocapsa* disminuye en estos intervalos en los tres testigos.

## Discusión

Las grandes variaciones porcentuales de *Emiliana huxleyi* (>4 µm) durante el periodo glacial (su número se incrementa en los tres testigos durante los eventos fríos) y su drástico descenso al comienzo de la deglaciación (Fig. 2) permiten interpretar el comportamiento de este taxón como indicativo de cambios en las temperaturas superficiales marinas (TSM), y corroboran las conclusiones del estudio biométrico realizado por Colmenero-Hidalgo *et al.* (2002). La comparación de los registros de abundancia de *E. huxleyi* (>4 µm) en los tres testigos estudiados

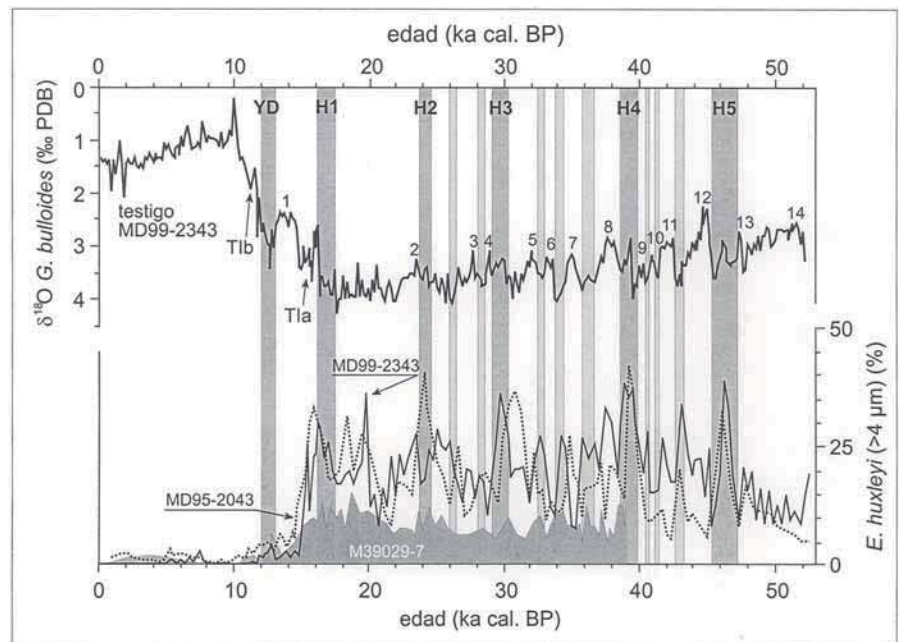


Fig. 2.- Comparación de los porcentajes de *Emiliana huxleyi* (>4 µm) en los tres testigos estudiados (línea negra: MD99-2343, mar Catalano-Balear; línea a puntos: MD95-2043, mar de Alborán; área gris: M39029-7, golfo de Cádiz). La curva de isótopos de oxígeno del testigo MD99-2343 (Sierro *et al.*, 2005) es presentada como referencia. Se indican también las Terminaciones 1a (T1a) y 1b (T1b). Las bandas gris claro señalan los estadales Dansgaard-Oeschger, mientras que las oscuras marcan los eventos Heinrich (H) y Younger Dryas (YD). Los interstadales DO están numerados sobre el registro isotópico. Las pequeñas asincronías que se observan entre los registros de los distintos testigos (especialmente entre el H2 y el H4) se deben a desajustes entre sus modelos de edad.

Fig. 2.- Comparison of percentages of *Emiliana huxleyi* (>4 µm) from the three cores studied (black line: MD99-2343, Catalano-Balearic Sea; dotted line: MD95-2043, Alboran Sea; grey area: M39029-7, Gulf of Cadiz). The oxygen isotope curve from core MD99-2343 (Sierro *et al.*, 2005) is displayed as a reference. Terminations 1a (T1a) and 1b (T1b) are also indicated. Light grey bands mark Dansgaard-Oeschger Stadials, while dark grey ones show the position of Heinrich Events (H) and of the Younger Dryas (YD). DO Interstadials are numbered in the isotopic record. The small asynchronies observed between the records of the different cores (specially between H2 and H4) are due to offsets between their age models.

permite destacar varios hechos. Por un lado, la mayor abundancia de este morfotipo en el mar Mediterráneo respecto al océano Atlántico, tanto durante el periodo glacial en general como durante los intervalos más fríos (eventos Heinrich y estadales Dansgaard-Oeschger) en particular, pone de relieve la existencia de un gradiente térmico entre el golfo de Cádiz y el Mediterráneo occidental que muestra que las masas de agua superficiales de este último presentaron TSM más bajas. Este dato confirma los resultados de la comparación entre registros de TSM de alquezonas de ambos lados del Estrecho (Cacho *et al.*, 2001; 2002); además, presenta una nueva evidencia de la amplificación mediterránea del fenómeno de bajada de las TSM globales durante los periodos glaciales (Vázquez *et al.*, 1991; Cacho *et al.*, 2001). Asociado a esta idea, los porcentajes ligeramente mayores, en conjunto, de *E. huxleyi* (>4 µm) en el mar Catalano-Balear respecto al mar de

Alborán parecen indicar que las TSM fueran menores en el primero. Estas diferencias pueden obedecer a la posición más septentrional e interior del testigo MD99-2343 en el Mediterráneo, y a su mayor exposición a los vientos polares que llegan a la cuenca mediterránea canalizados a través del valle del Ródano o siguiendo la vertiente septentrional de los Pirineos (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000). La posición del testigo MD99-2343 parece ser la causa de que la ciclicidad Dansgaard-Oeschger se manifieste de forma más obvia en el registro de *E. huxleyi* (>4 µm) del mar Catalano-Balear. Cacho *et al.* (1999) señalaron que, en el área del margen ibérico, los ciclos Dansgaard-Oeschger son controlados únicamente por una conexión atmosférica con las regiones de altas latitudes, hecho que concordaría con mayores porcentajes de este taxón en el testigo MD99-2343, recuperado en una zona más influida por los vientos. Esta bajada de

temperaturas habría causado una menor productividad de cocolitofóridos en el margen ibérico, observada en los descensos de «small» *Gephyrocapsa* y de las abundancias absolutas totales de cocolitos de los tres testigos (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Colmenero-Hidalgo, datos no publicados, 2005).

### Conclusiones

*Emiliania huxleyi* (>4 µm) ha sido interpretado como un taxón indicador de bajas temperaturas superficiales marinas (TSM), ya que reacciona incrementando su abundancia durante los intervalos más fríos (eventos Heinrich y estadales de ciclos Dansgaard-Oeschger) registrados en el margen ibérico. Su práctica desaparición durante la deglaciación confirma esta interpretación y marca el aumento de las TSM en la zona, que culmina en el Holoceno inferior.

Los mayores porcentajes de *E. huxleyi* (>4 µm) en los registros glaciales del Mediterráneo respecto al golfo de Cádiz ponen de manifiesto la existencia de un gradiente térmico entre el sector Atlántico y el Mediterráneo en el margen ibérico, con TSM inferiores en la cuenca mediterránea occidental. Esas diferencias indican que los cambios oceanográficos y climáticos que tuvieron lugar durante la pasada época glacial se manifestaron de forma más intensa en el mar Mediterráneo que en latitudes medias del océano Atlántico.

### Agradecimientos

La realización de esta investigación ha sido posible gracias a la concesión de una beca predoctoral del Programa Nacional de Formación de Profesorado Universitario (FPU, Ministerio de Educación, Cultura y Deportes) a E. Colmenero Hidalgo, y a la financiación de los proyectos REN2003-08642-CO2/CLI y BTE2002-04670 (Ministerio de Ciencia y Tecnología), SA088/04 (Junta de Castilla y León) y PROMESS 1 (EVR1-T-40024, Comisión Europea). Los autores también agradecen a Jesús Roncero y a José Ignacio Martín Cruz su ayuda en la preparación de muestras.

### Referencias

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D. y Scientific Party (1996). *A coring cruise of the*

*R/V Marion Dufresne in the North Atlantic Ocean and Norwegian Sea*. Informe no publicado. LSCE, laboratorio mixto CNRS-CEA, Francia. Datos disponibles en la base de datos Pangea ([www.pangea.de](http://www.pangea.de)).

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). *Nature*, 365, 143-147.

Bond, G.C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. y Johnson, S. (2000). En: *Mechanisms of global climate change at millennial time scales* (P.U. Clark, R.S. Webb y L.D. Keigwin, Eds.). Geophysical Monograph series, American Geophysical Union, 112, 35-58.

Bormans, M., Garret, C. y Thompson, K.R. (1986). *Oceanologica Acta*, 9, 403-414.

Bukry, D. (1974). *Memoirs of the American Association of Petroleum Geologists*, 20, 353-363.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.-A. y Shackleton, N. (1999). *Paleoceanography*, 14, 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. y Canals, M. (2000). *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 417-429.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N., Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001). *Paleoceanography*, 16, 40-52.

Cacho, I., Grimalt, J.O. y Canals, M. (2002). *Journal of Marine Systems*, 33-34, 253-272.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A. y Sierro, F.J. (2002). *Marine Micropaleontology*, 46, 247-263.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., Bárcena, M.A., Löwemark, L., Schönfeld, J. y Grimalt, J.O. (2004). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205, 317-336.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G. (1993). *Nature*, 364, 218-220.

Flores, J.-A. y Sierro, F.J. (1997). *Micro-paleontology*, 43, 321-324.

Flores, J.-A., Sierro, F.J., Francés, G., Vázquez, A. y Zamarreño, I. (1997). *Marine Micropaleontology*, 29, 351-366.

Manzella, G.M.R. y La Violette, P.E. (1990). *Journal of Geophysical Re-*

*search*, 95 (C2), 1623-1626.

Martrat, B., Grimalt, J.O., López Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.-A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.A. y Hodell, D.A. (2004). *Science*, 306, 1762-1765.

McIntyre, A., Bé, A.W.H. y Roche, M.B. (1970). *Transactions of the New York Academy of Sciences Series II*, 32, 720-731.

Millot, C. (1999). *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.

O'Neill-Baringer, M. y Price, J.M. (1999). *Marine Geology*, 155, 63-82.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.-A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R. y Shackleton, N. (2003). *Marine Micropaleontology*, 48, 49-70.

Plaza, A. (2001). *Estudio paleoceanográfico de los testigos TG-7 (dorsal de Nazca-Pacífico) y MD95-2043 (mar de Alborán-Mediterráneo)*. Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Cataluña, 285 p.

Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J. y Eisma, D. (1998). *Paleoceanography*, 13, 316-322.

Schott, F., Koltermann, K.P., Stramma, L., Sy, A., Zahn, R. y Zenk, W. (1999). *METEOR-Berichte*, 99 (1), 197 p.

Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.-A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J. y Canals, M. *Paleoceanography*, 20 (2), PA2019, DOI: 10.1029/2004PA001051 (2005).

Thouveny, N., Grousset, F., Berné, S., Flores, J.-A., Schönfeld, J. y Scientific Party (1999). *Campagne INTERPOLE MD 114 / IMAGES V à bord du Marion Dufresne TOME 3: Leg 5*. Informe de campaña, no publicado. *Les publications de l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires, Les rapports de campagnes à la mer*.

Vázquez, A., Zamarreño, I., Reyes, E. y Linares, J. (1991). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81, 215-227.

Winter, A., Reiss, Z. y Luz, B. (1979). Distribution of living coccolithophore assemblages in the Gulf of Elat (Aqaba). *Marine Micropaleontology*, 4, 197-223.

Verbeek, J.W. (1990). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 44, 13-43.

Weaver, P.P.E., Chapman, M.R., Eglinton, G., Zhao, M., Rutledge, D. y Read, G. (1999). *Paleoceanography*, 14, 336-349.