

Estratigrafía molecular aplicada a la reconstrucción de las temperaturas y las salinidades superficiales del Mar de Alborán desde la última glaciación

Molecular stratigraphy applied to the reconstructions of the surface temperatures and salinities of the Alboran Sea from the Last Glacial period onwards

I. Cacho (*), J. Targarona (*) (**), M. Canals (*), K.-C. Emeis (**), H. Dose (****), B. Alonso (*****) y A.M. Calafat (*)

(*) U.A. Geociències Marines C.S.I.C.-U.B. G.R.Q. Geociències Marines. Dpto. Geol. Dinàm. Geofís. i Paleontol. Univ. Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

(**) Inst. Ostseeforschung Warnemuende. Seestrasse 15. D-18119 Warnemuende.

(****) Univ. Utrecht. Fac. Biology. Lab. Palaeobot. and Palynol. Heidelberglaan 2, 3584 CS Utrecht.

(*****) GEOMAR. Wischofstrasse 1-3, Gebaeude 4. D-24148 Kiel.

(*****) U.A. Geociències Marines C.S.I.C.-U.B. Inst. Ciències del Mar (C.S.I.C.). Avda. Joan de Borbó s/n. 08039 Barcelona.

ABSTRACT

Sea Surface Temperatures (SST) and salinity anomalies (ΔS) of the Western Alboran Sea have been evaluated since the Last Glacial maximum (18 ky Bp) using the U^{37} index. This molecular index is based on the determination of two thermic biomarkers which are fossilized in deep marine sediments. The results obtained indicate a warming of about 12°C and higher salinities ($\Delta S=2,5\%$) than present during the last deglaciation (15-9 ky Bp). SST and ΔS records evolution were not unidirectional along the last deglaciation (15-9 ky Bp); both records indicate a stepwise evolution in which the Younger Dryas and the last Heinrich event can be recognized. Early Holocene (9-5 ky Bp) is characterized by a drop in salinity and high temperatures, conditions which are synchronous with the deposition of the last sapropel (S₁) in the Eastern Mediterranean.

Key words: Alboran Sea, Holocene, last deglaciation, paleoceanography, paleosalinities, paleotemperatures, U^{37} index.

Geogaceta, 20 (5) (1996), 1082-1085
ISSN:0212682X

Introducción

En cuencas marginales, como es el caso del Mar Mediterráneo, las respuestas oceanográficas ante las variaciones climáticas están amplificadas respecto las que se producen en el océano abierto. Entre estas se encuentran las fluctuaciones del nivel del mar, y las variaciones de temperatura, salinidad y productividad biológica.

Dentro del Mediterráneo, el Mar de Alborán ocupa una posición privilegiada, al ser la única cuenca en contacto directo con el Atlántico. A través del Estrecho de Gibraltar se producen todos los intercambios hidrológicos y biogeoquímicos entre el Atlántico y el Mediterráneo. Las aguas atlánticas, más frías y menos salinas, entran por superficie mientras que las Mediterráneas, más densas, salen por Gibraltar en profundidad. De ahí resulta que las aguas superficiales del Mar de Alborán tienen un carácter más atlántico que mediterráneo. Las aguas atlánticas entrantes describen dos giros anticiclónicos, uno

en la cuenca occidental y el segundo en la cuenca oriental de Alborán (Fig. 1), este último forma un frente geostrofico (frente de Almería-Orán) a la entrada en la cuenca argelina. En la parte norte del giro occidental, aguas afuera de Málaga, se produce un ascenso de aguas profundas ("upwelling"), ricas en nutrientes, que dan lugar a una productividad biológica anómalamente elevada, respecto el resto del Mediterráneo. El presente estudio se centra en la zona afectada por dicho "upwelling". Dicho sistema ha presentado notables variaciones en el periodo comprendido entre la última gran glaciación y el actual interglacial (Holoceno).

Material estudiado y cronología

Los análisis, que se describen en el apartado de "metodología", se han realizado sobre un testigo de gravedad, TG-5, de 210 cm de longitud. El TG-5 se localiza en la cuenca occidental del Mar de Alborán (Fig. 1), al sur de Málaga (36°23'07"N; 04°15'01"W; 626 m de pro-

fundidad), y se obtuvo durante la campaña oceanográfica GC-90-1, a bordo del B/O "García del Cid". Los sedimentos están constituidos por una secuencia de fangos con bajos porcentajes en arena (<9%). Cuatro muestras, del total de 59 que fueron analizadas, se seleccionaron para hacer dataciones absolutas por ^{14}C con el método de la espectrometría de masas con acelerador ("accelerator mass spectrometry" -AMS). Las tasas de sedimentación obtenidas son muy constantes a lo largo del testigo (Fig. 2).

Metodología analítica

Temperaturas superficiales marinas (SST): El cálculo de las paleotemperaturas se basa en el análisis de dos moléculas del grupo de los lípidos que quedan fosilizadas en el sedimento marino. Son alquenonas de cadena larga, de 37 carbonos, con distinto número de enlaces dobles o grado de insaturación, diinsaturadas ($C_{37:2}$) y triinsaturadas ($C_{37:3}$). Estos compuestos cumplen tres

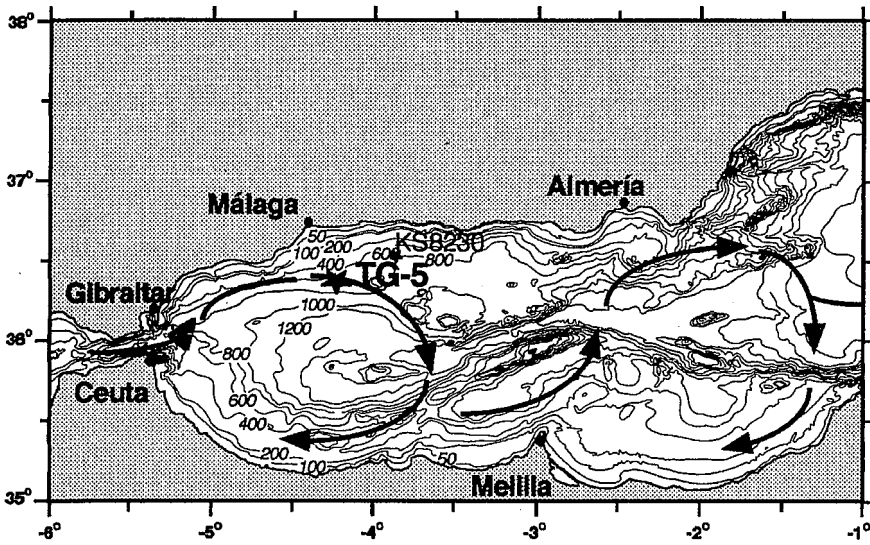


Fig. 1.- Mapa batimétrico del Mar de Alborán. Las flechas indican la circulación dominante actual de las aguas superficiales atlánticas (ASA) tras su entrada por Gibraltar. Se indica también la situación del testigo estudiado (TG-5), así como la del testigo KS8230 cuya estratigrafía isotópica (Vergnaud-Grazzini et al., 1989) ha sido utilizada en el cálculo de paleosalinidades.

Fig. 1.- Bathymetric map of the Alboran Sea. The arrows indicate the present day dominant circulation pattern of the inflowing North Atlantic Surface Waters. Location of cores TG-5 and KS8230 are also shown. The isotopic record from core KS8230 (Vergnaud-Grazzini et al., 1989) has been used for the calculation of paleosalinities.

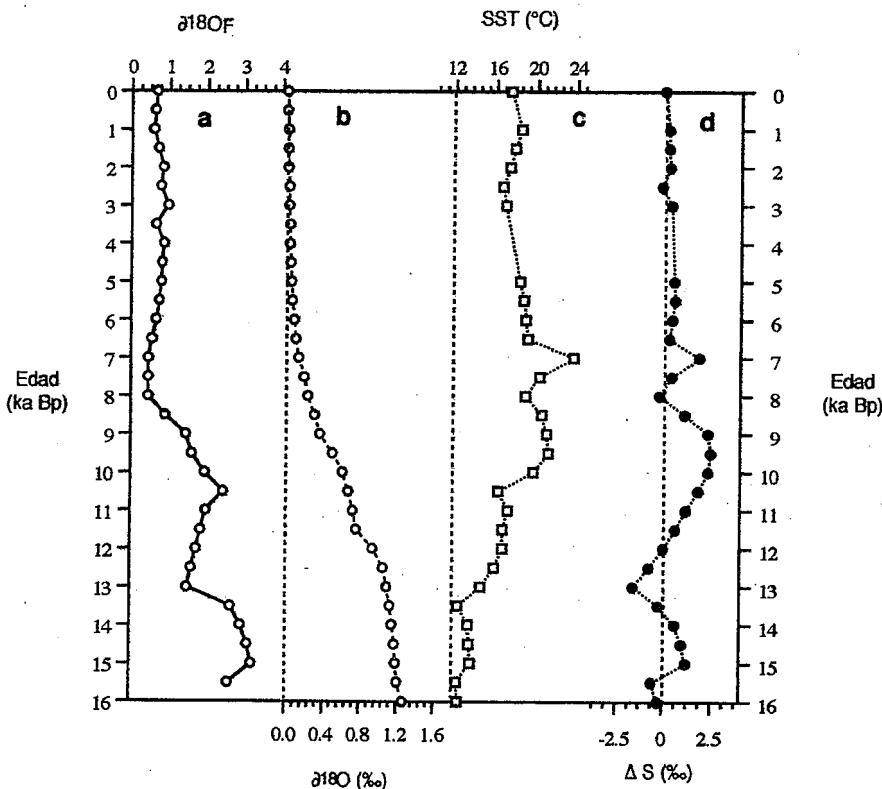


Fig. 3.- (a) $\delta^{18}O$ de la *Globigerina bulloides* del testigo KS8230 (Vergnaud-Grazzini et al., 1989). (b) Efecto del hielo sobre el $\delta^{18}O_w$ (Fairbanks, 1989). (c) SST del testigo TG5 obtenidas con el índice U_{37}^K . (d) ΔS , anomalía de salinidad obtenida.

Fig. 3.- (a) $\delta^{18}O$ of *Globigerina bulloides* from core KS8230 (Vergnaud-Grazzini et al., 1989). (b) Ice effect over the isotopic record $\delta^{18}O_w$ (Fairbanks, 1989). (c) U_{37}^K -SST record from core TG-5. (d) ΔS , salinity anomalies.

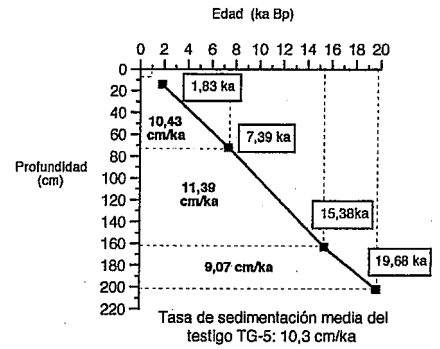


Fig. 2.- Tasas de sedimentación del testigo TG-5 obtenidas a partir de las dataciones absolutas por ^{14}C realizadas en cuatro muestras mediante el método de AMS.

Fig. 2.- Sedimentation rates from core TG-5 calculated after the ^{14}C AMS ages of four sediment samples.

requisitos que les convierten en magníficos biomarcadores: 1) Su estructura molecular presenta una extraordinaria resistencia a los procesos de degradación de la materia orgánica (Rechka y Maxwell, 1988); 2) Son sintetizados por un grupo restringido de algas presentes en el fitoplancton marino actual, cocolitofóridos de la clase Prymnesiophyceae, principalmente el alga *Emiliania huxleyi* (Marlowe et al., 1990), especie cocolitoforal dominante desde hace 85 ky; 3) La proporción entre las alquenonas más o menos insaturadas ($C_{37}:3$ vs $C_{37}:2$) depende directamente de la temperatura ambiental del agua en la que crecen.

La determinación de las alquenonas se hace mediante cromatografía de gases. El proceso de extracción de las alquenonas consiste básicamente en el ataque de la muestra con diclorometano y en la posterior purificación del soluto con gel de sílice. Una vez secado y redisoluto en hexano el extracto final, se procede al análisis. El cromatógrafo utilizado ha sido un Carlo Erba (Mega Series 5160) equipado con un inyector "split-splitless", un detector de ionización de llama y una columna capilar de vidrio de 50 m de longitud y 0,32 mm de diámetro interno, y con las paredes internas recubiertas de una fase de gel de sílice (100% dimetilpolisiloxano) de 0,17 μm de espesor (modelo Ultra-1). La temperatura del inyector y el detector es de 330°C y 280°C, respectivamente. El programa de temperaturas utilizado en el horno parte de 150°C hasta 300°C a 10°C/min y de 300°C a 330°C a 2°C/min, manteniéndose a 330°C durante 18 minutos. Cada 10 muestras se ha inyectado un patrón sintético (cedido por E. Eglinton, Bristol) con una concentración conocida de $C_{37}:2$ y $C_{37}:3$. Este procedi-

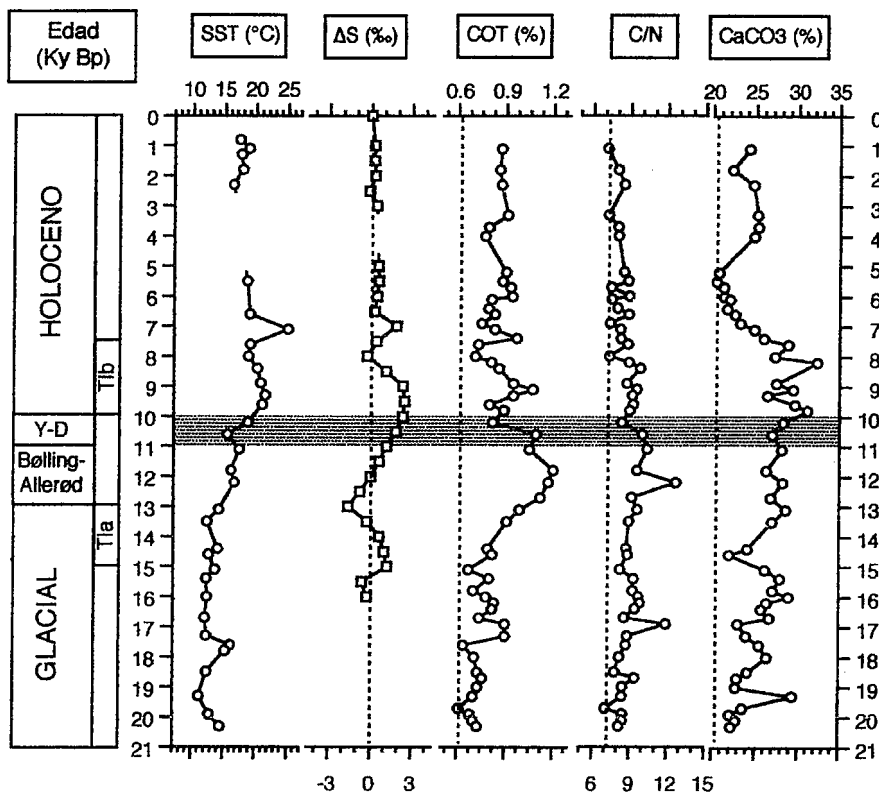


Fig. 4.-Registros estudiados (a) SST, (b) ΔS, (c) % COT (d) C/N, (e) % CaCO₃

Fig. 4.- Studied records (a) SST, (b) ΔS, (c) % TOC (d) C/N, (e) % CaCO₃

miento ha permitido identificar y cuantificar las alquenonas en la mayor parte de las muestras, exceptuando unas pocas en que la resolución de los cromatogramas no es suficientemente buena debido a su baja concentración ([alquenonas] <16 ng/g). Para el cálculo del índice de insaturación U^K₃₇ se ha utilizado el área de los picos de C_{37:3} y C_{37:2} de los cromatogramas. Este índice, que fue definido por Brassell *et al.* (1986) se expresa como: $U^{K}_{37} = (C_{37:2}) / (C_{37:2} + C_{37:3})$. El estudio del U^K₃₇ en sedimentos antiguos y recientes ha demostrado su valor como indicador paleoclimático (Brassell *et al.*, 1986) a pesar de los procesos de degradación de la materia orgánica que se producen en la columna de agua y sedimento (Prahl *et al.*, 1989; Sikes *et al.*, 1991).

La relación entre el U^K₃₇ y la SST fue determinada empíricamente a partir de cultivos en laboratorio de *E. huxleyi* (Prahl *et al.*, 1988), resultando que $U^{K}_{37} = 0,034 SST + 0,039$. Ésta, que ha sido la calibración empleada en el presente trabajo, ha sido aplicada con anterioridad en diversos estudios, los cuales han demostrado su valor como herramienta paleoceanográfica en la mayoría de mares y océanos. Sin embargo, hasta el presente trabajo, dicha calibración no había sido utilizada en el Mediterráneo.

Paleosalinidades: Dado que el SST-U^K₃₇ es un registro puramente térmico, puede ser utilizado para extraer el efecto que las temperaturas locales tienen sobre el δ¹⁸O de foraminíferos planctónicos (δ¹⁸OF), efecto que es difícil de estimar únicamente con los isótopos. El δ¹⁸OF está afectado, además de por la SST, por la composición isotópica de la propia agua marina (δ¹⁸Ow). Si bien, globalmente, el volumen de hielo de los casquetes polares es el principal controlador del δ¹⁸Ow, en zonas marinas marginales se han detectado importantes anomalías isotópicas respecto a los registros correspondientes a áreas oceánicas abiertas. Así sucede en el Mediterráneo, donde dichas anomalías han sido interpretadas en términos de variación de la salinidad local, debido a excesos de evaporación y/o aportes de agua dulce continental (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986). Por tanto, a partir del δ¹⁸O de los foraminíferos, extrayendo el efecto de las SST y del volumen de hielo de los casquetes polares es posible hacer una estimación de los cambios de salinidad.

Combinando el U^K₃₇-SST del testigo TG5 y el δ¹⁸OF de un testigo próximo (KS8230) (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989) (Fig. 1 y Fig. 3a), hemos estimado las anomalías de salinidad (ΔS). Para ello

hemos usado la siguiente expresión: $\Delta S = (\Delta\delta^{18}OF - a - b \Delta SST) / c$ (Wang *et al.*, 1955); donde Δδ¹⁸OF es la variación isotópica de los foraminíferos respecto al presente; "a" es el efecto del hielo en el δ¹⁸Ow (Fairbanks, 1989; Fig. 3 b); "b" es la relación de la temperatura con el δ¹⁸O, asumiendo que no varía con el tiempo y tomando el valor actual de -0,2 (Duplessy *et al.*, 1981); ΔSST es la desviación térmica respecto al presente; y "c" es la relación del δ¹⁸Ow respecto a la salinidad, para la que se ha tomado la relación actual en las aguas noratlánticas, que es 0,5 (Broecker, 1986). La Fig. 3 muestra los distintos pasos en el cálculo, así como el ΔS resultante.

Registros de COT, CaCO₃ y C/N: En paralelo con el análisis de las alquenonas, se han determinado el C y el N mediante un analizador elemental Fisons (NA1500). Los resultados obtenidos han permitido calcular el porcentaje de carbono orgánico total (COT), el índice C/N y el porcentaje de CaCO₃. Si bien sobre estos parámetros actúa un cúmulo de factores, en las reconstrucciones paleoceanográficas se les ha considerado tradicionalmente como indicadores, por este orden, de la paleoproduktividad marina, del tipo de materia orgánica (marina o continental), y de la profundidad del nivel de compensación del carbonato. Estos tres parámetros deben interpretarse con extrema prudencia, pero de todas maneras pueden aportar información de gran interés para las reconstrucciones paleoceanográficas.

Resultados y discusión

La Fig. 4 muestra los principales resultados obtenidos. Las SST calculadas corresponden a la estación del año de máxima producción coccolitoformal. En el Mediterráneo, estos máximos se dan durante el invierno, de febrero y marzo (Knappertsbusch, 1993). Las SST estimadas para el último glacial tienen unos valores medios de 13,1°C, unos 4°C menos que las temperaturas medias en la actualidad. Esta variación es inferior a la determinada por otros autores en el Mar de Alborán y Atlántico contiguo, a partir de foraminíferos (Thiede, 1978; Gonzalez *et al.*, 1991; Bard *et al.*, 1987). El calentamiento total que se produjo durante la última desglaciación (15-8,5 Ky Bp) fue muy apreciable (12°C), llegando al óptimo de 25°C a los 7ky Bp. Este óptimo ha quedado también reflejado en las asociaciones de dinoflagelados subtropicales del mismo testigo TG5 (Targarona *et al.*, en prep.). El ascenso térmico de la desglaciación no fue continuo, sino que

tras una primera fase de calentamiento las SST se estabilizaron durante la segunda mitad del Bølling-Allerød. Posteriormente, las SST descendieron sensiblemente, traduciendo así la influencia del Younger-Dryas (10-11 ky Bp) en la zona. La T1a, primera fase de la última desglaciación, coincide con un marcado aumento del COT, indicando una mayor productividad marina en el área, aumento detectado también en el registro de dinoflagelados (Targarona *et al.*, en prep.), diatomeas (Abrantes, 1988), foraminíferos e isótopos (Vergnaud-Grazzini y Pierre, 1991). Este aumento de la productividad ha sido asociado con una mayor actividad del "upwelling" debido a una aceleración del giro anticiclónico occidental a causa, a su vez, de una mayor entrada de agua atlántica a través de Gibraltar. Las concentraciones de CaCO_3 en el TG5 no están afectadas por estos cambios de productividad. El registro C/N se mantiene siempre dentro del rango de valores correspondientes a materia orgánica de origen marino, y solo se aproxima a valores indicadores de un cierto aporte continental durante la segunda mitad del Bølling-Allerød (11-12 ky Bp). Esta circunstancia puede atribuirse a una mayor erosión continental provocada por la instalación de un clima relativamente cálido y árido en las tierras que rodean al Mar de Alborán (Targarona *et al.*, en prep.). Durante el Holoceno, tras el máximo térmico de 7.1 ky, las temperaturas tienden a descender. En este punto, no obstante, debe tenerse en cuenta la ausencia de información entre 5,5 y 3,7 ky Bp debido a las bajas concentraciones de alquenonas dadas en este intervalo.

En la curva ΔS cabe destacar las altas salinidades producidas durante la desglaciación (15-8 ky Bp), estos altos valores se distribuyen en dos máximos que se centran el primero en la T1a y el segundo en la T1b, siendo este último el que alcanza salinidades más altas (2,4% más salinas que en el presente). Entre ambos máximos se produjo un marcado descenso de las salinidades (2,6%) el mínimo se centra en 13 Ky Bp con valores incluso inferiores a los actuales (-1,6%). Este momento (13 Ky Bp) coincide con la formación del "Heinrich layer" 1 (H1) en el Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1992). Las "Heinrich layers" son unas capas depositadas cíclicamente (aprox. cada 11 ky) en el Atlántico Norte a consecuencia del desplazamiento masivo de icebergs hacia latitudes medias (40°N). Dichos desplazamientos provocaron descensos de la salinidad de las aguas noratlánticas.

Posteriormente a este descenso las salinidades aumentaron de nuevo, manteniendo una tendencia constante. La segunda gran reducción de las salinidades da término a la desglaciación (9-8 ky Bp), su intensidad es de 1,55%, algo inferior a la producida a 13 Ky Bp. Cabe destacar que este descenso de las salinidades coincide con el inicio de la formación del último sapropel (S_1) en el Mediterráneo Oriental, fenómeno que se extendió aproximadamente hasta hace 5 Ky Bp. Este proceso se ha asociado con un descenso general de las salinidades de las aguas superficiales del Mediterráneo Oriental, llegaron a valores inferiores al presente. Sin embargo, las salinidades en el Mar de Alborán no solo no muestran valores inferiores al presente sino ligeramente superiores. Estos valores se mantienen relativamente constantes a lo largo del Holoceno.

Conclusiones

Durante la última desglaciación en el Mar de Alborán se produjeron marcadas variaciones en las temperaturas y salinidades superficiales. Las SST aumentaron unos 12°C mientras que las salinidades alcanzaron valores de hasta 2,5% mayores que en el presente, indicando unas condiciones mucho más áridas durante la última desglaciación.

El inicio de la desglaciación (T1a) está acompañado, en el giro occidental del mar de Alborán, por un aumento de la productividad marina, asociado a la mayor entrada de agua atlántica por el Estercho de Gibraltar.

Las bajas salinidades registradas 13 Ky Bp, durante la formación "Heinrich layer 1" en el Atlántico Norte, y el descenso de las SST durante el Younger-Dryas ponen de manifiesto el control que, los cambios climático-oceanográficos del Atlántico Norte, ejercen sobre esta región Mediterránea.

El marcado descenso de las salinidades producido al final de la desglaciación (9-8 Ky Bp) podría ser uno más de los condicionantes ambientales que favorecieron la formación del S_1 en el Mediterráneo Oriental, Aunque cabe decir que las salinidades a lo largo del Holoceno se mantubieron en valores muy próximos a los presentes, o ligeramente superiores, por tanto no llegaron a darse en el Mar de Alborán unas salinidades tan anómalamente bajas como las que se ha interpretado que se dieron en el Mediterráneo Oriental.

Agradecimientos

La primera autora de este trabajo disfruta de una beca de FPI del Ministerio de Educación y Ciencia. El financiamiento ha sido a cargo de los proyectos: MAS2-CT93-0053 (MAST II-MTP), AMB92-0251-CO2-01 (CICYT) y AMB93-0841 (CICYT). La presente contribución se inscribe, así mismo, en el marco de las actividades del G.R.Q. de Geociencias Marinas de la Universitat de Barcelona, financiado por la Generalitat de Catalunya (GRQ94/95-1026).

Referencias

- Abrantes, F. (1988). *Mar. Micropal.*, 13: 79-96.
- Bard, E.; Arnold, M.; Maurice, P.; Duprat, J.; Moyes, J. y Duplessy, J. C. (1987). *Nature*, 328(27): 791-794.
- Bond, G.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C.; Tedesco, K.; Klas, M.; Bonani, G. y Ivy, S. (1992). *Nature*, 360: 245-249.
- Brassell, S. C.; Eglinton, G.; Marlowe, I. T.; Pfaumann, U. y Sarnthein, M. (1986 a). *Nature*, 320: 129-133.
- Broecker, W. S. (1986). *Quat. Res.*, 26: 121-134.
- Duplessy, J. C.; Blanc, P.-L. y Bé, A. W. H. (1981). *Science*, 213: 1247-1250.
- Fairbanks, R. G. (1989). *Nature*, 342(7): 637-642.
- González-Donoso, J. M.; González-Padilla, I. M. y Palmqvist, P. (1991). *Rev. Esp. Paleont.*, 6(2): 191-205.
- Knappertsbusch, M. (1993). *Mar. Micropal.*, 21: 219-247.
- Marlowe, I. T.; Brassell, S. C.; Eglinton, G. y Green, J. C. (1990). *Chem. Geol.*, 88: 349-375.
- Prahl, F. G.; de-Lange, G. J.; Lyle, M. y Sparrow, M. A. (1989). *Nature*, 341: 434-437.
- Prahl, F. G.; Muehlhausen, L. A. y Zahnle, D. L. (1988). *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 52: 2303-2310.
- Rechka, J. A. y Maxwell, J. R. (1988b). *Org. Geoch.*, 13(4-6): 727-732.
- Sikes, E. L.; Farrington, J. W. y Keigwin, L. D. (1991). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 19(1-3): 287-298.
- Targarona, J.; Cacho, I.; Versteegh, G. J. M.; Zonneveld, F. K. y Canals, M. (en prep.).
- Thiede, J. (1978). *Nature*, 276: 680-683.
- Thunell, R. C. y Williams, D. F. (1989). *Nature*, 338: 493-496.
- Vergnaud-Grazzini, C.; Caralp, M.; Faugères, J.-C.; Gonthier, É.; Grousset, F.; Pujol, C. y Saliège, J.-F. (1989). *Oceanol. Acta.*, 12(4): 305-324.
- Vergnaud-Grazzini, C.; Devaux, M. y Znaidi, J. (1986). *Mar. Micropal.*, 10: 35-69.
- Vergnaud-Grazzini, C. y Pierre, C. (1991). *Paleoceanography*, 6(4): 519-536.