

# Estudio de paleotemperaturas en el Mar de Alborán entre 250 y 150 ka utilizando la técnica de los análogos modernos

*Study of paleotemperatures in the Alboran Sea between 250 and 150 kyr with the modern analog technique*

B. González-Mora, F.J. Sierro y J.A. Flores

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca. mora@usal.es

## ABSTRACT

*Planktonic foraminifers from core ODP site 977a have been studied to estimate sea surface temperatures (SST) in the Alboran Sea between 245 and 145 kyr. Similar studies have been performed in this basin but only for the last 150 kyr (Perez-Folgado et al., 2004). SSTs in this basin are highly controlled by the atlantic superficial incoming flux through the Gibraltar Strait. In this study we estimate paleotemperatures with the modern analog technique which consists on a comparison between core and modern sample assemblages. This method assumes that similar planktonic foraminifer assemblages develop under the same ecological conditions and that foraminifer ecological preferences have not changed in time. This technique also provides a dissimilarity index (between 0 and 1) which depends on the liability of the estimation obtained. In this study we used Kallel et al. (1997) modern database which contains a total of 253 samples, 123 from the North Atlantic and 130 from the Mediterranean Sea. For the estimations we used PaleoAnalog 2.0, computer program developed by the University of Salamanca (Theron et al., 2004). A small SST difference exists between substages 7.3, 7.2 and 7.1. Important millennial cyclicities (7.4, 5.6 and 4.6 kyr) occur during the whole studied period, both in warm and cold intervals, although changes seem to be broader during cold ones. Seasonality is higher during the warmer substages, 7.5 and 7.3, whereas it is smaller during the strong Northern Hemisphere summer insolation minimum in substage 7.4.*

**Key words:** *Modern Analog Technique, sea surface temperatures, Alboran Sea, MIS 7.*

*Geogaceta, 40 (2006), 219-222  
ISSN: 0213683X*

## Introducción

El Mar de Alborán es la cuenca más occidental del Mar Mediterráneo, por lo que las aguas atlánticas que penetran superficialmente por el Estrecho de Gibraltar ejercen una gran influencia sobre su paleoceanografía. En esta cuenca se distribuyen verticalmente varias masas de agua cuyo patrón de circulación está fuertemente controlado por el intercambio de aguas que se produce en el estrecho (Pierre, 1999) y por los sistemas de presiones que responden a la dinámica de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Cramp y O'Sullivan, 1999). Los 220 metros más superficiales del Mar de Alborán son aguas atlánticas que fluyen hacia el este aumentando su espesor hacia el sur de la cuenca. Esta masa de agua va siendo modificada en su camino debido a la mezcla de aguas y al intercambio de calor con la atmósfera, por eso se conoce como Agua Atlántica Modificada (*Modified Atlantic Water, MAW*). Por debajo, se encuentran varias masas de agua de origen mediterráneo que fluyen hacia el estrecho en dirección oeste (Millot, 1999).

Hasta ahora en el Mar de Alborán se han realizado estudios de foraminíferos planctónicos en varios testigos abarcando solamente los últimos 145 ka. En este trabajo se realiza una estimación de las paleotemperaturas con la ayuda de los foraminíferos planctónicos y la técnica de los análogos modernos entre 245 y 145 ka con muestras del testigo ODP 977a (36° 01.907'N, 1° 57.319'W), que fue recuperado en 1996 durante la campaña 161 del *Ocean Drilling Program* a 1984 m de profundidad. Estudios previos (Perez-Folgado *et al.*, 2004) han registrado gran variabilidad en las paleotemperaturas de esta cuenca, tanto a escala milenaria como a escala astronómica, por lo que en este trabajo también se pretende diferenciar ciclos a diferentes escalas.

Inicialmente, la relación entre el clima y los componentes del sedimento se determinaba utilizando una técnica de regresión múltiple (Imbrie y Kipp, 1971). En estos estudios se calculaban los porcentajes de todas las especies de foraminíferos planctónicos existentes suponiendo que la distribución de las asociaciones dependía fuertemente de

las temperaturas extremas anuales de las aguas superficiales. El resultado de este método fueron una serie de funciones de transferencia, es decir, ecuaciones que podían ser usadas para estimar la temperatura del agua superficial más baja y más alta de cada año según la composición faunística de las muestras tomadas. Este método asume que las preferencias ecológicas de las especies han permanecido constantes a lo largo de los últimos cientos de miles de años (principios del actualismo y el uniformismo).

Posteriormente, se propuso la técnica de los análogos modernos (MAT, *Modern Analog Technique*) para estimar parámetros climáticos (Hutson, 1979). Esta técnica se apoya también en los principios anteriores y, además, asume que similares asociaciones de flora y fauna se desarrollan bajo regímenes climáticos similares. Consiste en comparar la asociación encontrada en cada nivel del testigo que se está estudiando con una gran cantidad de muestras modernas, recogidas en una base de datos, para determinar los análogos modernos, es decir, las muestras actuales que más se asemejan a las del testigo estudiado. La

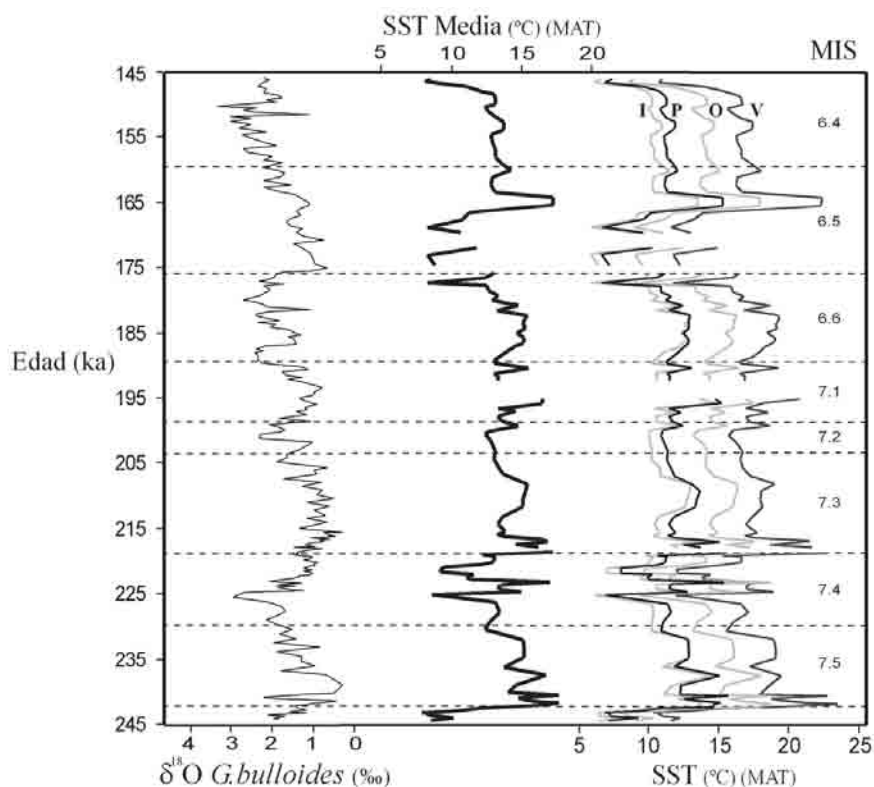


Fig. 1.- Curva de  $\delta^{18}\text{O}$  de *Globigerina bulloides* y estimación de las paleotemperaturas para las cuatro estaciones (V: verano; O: otoño; P: primavera; I: invierno) y la media anual con la técnica de los análogos modernos (testigo ODP 977a).

Fig. 1.- *Globigerina bulloides*  $\delta^{18}\text{O}$  curve and paleotemperature estimation for the four seasons (V: summer; O: autumn; P: spring; I: winter) and the mean annual (core ODP site 977a).

importancia de esta técnica está en que las condiciones oceanográficas de esos análogos son aplicables a las muestras del testigo en cuestión, permitiéndonos estimar la temperatura y la salinidad de las aguas superficiales en el pasado. Además, se obtiene un índice de disimilaridad para cada análogo seleccionado, un valor de fiabilidad para cada estimación, de forma que se puede saber qué muestras actuales se parecen más a la del testigo. Este índice puede tener valores entre 0 y 1, representando el 0 una similitud total entre el análogo y la muestra estudiada y el 1 muy poca similitud entre ambas asociaciones faunísticas. Se consideran aceptables para las estimaciones de las variables ambientales los análogos con una disimilaridad de hasta 0,2.

Tanto la técnica de los análogos modernos como las funciones de transferencia consideran que la temperatura superficial del agua es una variable que determina los cambios en las asociaciones de foraminíferos o que puede ser correlacionada con otras variables que determinan esos cambios.

Más adelante aparecieron la técnica SIMMAX de Pflaumann *et al.* (1996) y

la RAM (Revised Analog Method) de Waelbroeck *et al.* (1998), las cuales son variantes del MAT con ligeras modificaciones. El SIMMAX, en concreto, introduce un índice de similaridad, simplifica el número de especies y hace algunas variaciones taxonómicas, pero todavía presenta problemas en estudios de zonas frías (Pflaumann *et al.*, 1996).

### Metodología

Para este estudio se tomaron muestras de sedimento del testigo cada 10 cm. De cada una de ellas se separaron unos 15 gramos de sedimento seco que se lavaron con un tamiz de 63  $\mu\text{m}$  de luz de malla despreciando la fracción menor. A continuación, se secó la muestra a 50  $^{\circ}\text{C}$  y se separó en dos fracciones utilizando un tamiz de 150  $\mu\text{m}$ . En este trabajo se ha estudiado únicamente la fracción mayor tras haber sido cuarteada varias veces hasta separar unos 400 individuos. Esta cantidad es suficiente para que los análisis tengan un 95 % de probabilidad de detectar todas las especies cuya abundancia relativa sea superior a 0,7 % (Patterson y Fishbein, 1989). A continuación, se identificaron y contaron to-

dos los foraminíferos planctónicos presentes.

El modelo de edad utilizado (Martrat *et al.*, 2004) está basado en la correlación entre la curva SPECMAP *stacked* de Martinson *et al.* (1987) y la de  $\delta^{18}\text{O}$  de *Globigerina bulloides* del testigo ODP 977.

Durante los últimos años se han desarrollado varios programas informáticos que facilitan la aplicación de la técnica de los análogos modernos. En nuestro caso hemos utilizado el programa *PaleoAnalogs 2.0*, la segunda versión del programa desarrollado por la Universidad de Salamanca (Theron *et al.*, 2004) y que se puede descargar gratuitamente de la página <http://212.128.144.60/~paleotools/index.php>. Este programa ofrece múltiples opciones a la hora de elegir los análogos y de estimar las variables ambientales, por ejemplo, se puede acotar el número de análogos a utilizar, el porcentaje de disimilaridad que deben tener los análogos seleccionados y también se puede elegir que la estimación de las variables se haga de forma ponderada o utilizando la media aritmética. En nuestro caso hemos hecho una estimación de las variables ambientales utilizando para cada muestra los análogos que tuviesen hasta una disimilaridad de 0,2 y ponderando los valores de los mismos. La base de datos utilizada ha sido la elaborada por Kallel *et al.* (1997).

### Resultados

Según el modelo de edad utilizado, el tramo estudiado comprende el intervalo entre 245 y 145 ka, es decir, todo el estadio isotópico (*Marine Isotopic Stage*, MIS) 7 y parte del 6; la resolución del muestreo es de 750 años.

En la figura 1 se puede ver que los resultados de temperatura del agua superficial (SST, *Sea Surface Temperature*) obtenidos para las diferentes estaciones presentan una tendencia bastante parecida a la curva de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{G. bulloides}}$  durante el MIS 7 ya que los máximos de temperatura coinciden con mínimos en la curva isotópica y las tendencias de ambas son opuestas. Durante el estadio 6 la curva de temperaturas del MAT también varía de forma similar a la curva isotópica.

Debido a las limitaciones del MAT, algunas de las muestras no tienen asignado ningún valor de temperatura puesto que no existen análogos con la misma

asociación de especies dentro de la base de datos actual utilizada.

En la curva de la SST media (obtenida matemáticamente a partir de las curvas de las distintas estaciones), la temperatura máxima es de 17,62 °C y la mínima de 7,85 °C, de forma que la amplitud térmica de la curva es de 9,77 °C. En la curva de primavera (P) la temperatura máxima es de 15,63 y la mínima de 6,65 °C; en la de verano (V) la máxima es de 23,44 y la mínima de 10,36; en la de otoño (O) la máxima es de 18,70 y la mínima de 7,79; y en la de invierno (I) la máxima es de 15,99 y la mínima de 5,84. La amplitud térmica máxima es de 13,08 °C y se encuentra en la curva de verano, mientras la menor amplitud se registra en la de primavera con 8,99 °C. Durante la parte del periodo glacial estudiada en el presente trabajo, las temperaturas máxima y mínima son 17,25 y 8,05 °C, respectivamente, mientras en el interglacial son 17,62 y 7,85 °C, por lo tanto, hay una diferencia de temperatura entre los periodos más fríos y más cálidos de 9,21 °C en el glacial y de 9,77 °C en el interglacial. La temperatura media durante el glacial según el MAT es de 12,82 °C, mientras la del interglacial es de 13,47 °C; sólo existe 1 °C de diferencia. La temperatura media estimada para el glacial sólo está basada en los datos de nuestro tramo del MIS 6 que incluye parte del 6.3, el 6.4 y el 6.5; según Pérez-Folgado *et al.* (2004) las temperaturas estimadas para los subestadios más recientes del MIS 6 son sólo ligeramente más frías que en nuestro tramo, menos de 1 °C de diferencia.

## Discusión

Los cambios de temperatura registrados por la técnica de los análogos modernos entre los distintos subestadios del MIS 7 (Fig. 1) son variables. En los límites 7.3/7.2 y 7.2/7.1, las asociaciones de foraminíferos parecen responder a variaciones de temperatura de menor amplitud que en los límites 7.4/7.3, 7.5/7.3 y en el paso del MIS 8 al 7. Esta similitud térmica entre los tres subestadios 7.3, 7.2 y 7.1 también se observa en estudios de vegetación llevados a cabo en Grecia por Tzedakis *et al.* (2003). Dentro del MIS 6 se observa un primer intervalo en el que las temperaturas fueron mayores, después hubo un descenso de las mismas entre 176 y 166 ka que coincide con una bajada importante y prolongada en la composición isotópica de la concha de *Globigerina bulloides*. Posteriormente,

volvieron a ascender las temperaturas hasta los 145 ka, donde se ve que éstas comienzan de nuevo a descender.

Llama la atención la variabilidad milenaria que existe durante todo el tramo estudiado, tanto en periodos fríos como en cálidos, predominando los ciclos de 7,4; 5,6 y 4,6 ka en la curva de SST media; similares a los encontrados en el mismo testigo en los últimos 150 ka (Pérez-Folgado *et al.*, 2004).

También se observa que la amplitud de los cambios de SST a escala milenaria es mayor durante los periodos fríos, según esta técnica. En el subestadio 7.4 y en la parte más fría del MIS 6, las variaciones son de hasta más de 4 °C, mientras en el resto de los periodos los cambios registrados son de 1 a 2 °C.

Hay que tener en cuenta que las estimaciones de temperatura hechas a partir de las asociaciones de foraminíferos a veces pueden estar exageradas debido a la existencia de máximos muy pronunciados de determinadas especies que no responden a cambios de temperatura, sino a otros factores como la disponibilidad de nutrientes o la estratificación de la columna de agua. Éste puede ser el caso de las altas temperaturas marcadas por el MAT alrededor de los 168 ka, donde se encuentra un gran máximo de *Globigerinoides ruber* que probablemente no registre proporcionalmente el aumento de la temperatura.

La estacionalidad es mayor en los periodos más cálidos de los subestadios 7.5 y 7.3, coincidiendo con máximos de insolación de verano del Hemisferio Norte. En cambio, la estacionalidad disminuye considerablemente durante el gran mínimo de insolación que tuvo lugar en el subestadio 7.4.

Durante la elaboración de este estudio se intentó hacer una reconstrucción de las SSTs utilizando únicamente las muestras de la base de datos actual correspondientes al Mediterráneo, pero al obtener las estimaciones de temperatura éstas tenían disimilaridades muy altas. Por este motivo se ha descartado la idea de comparar la reconstrucción de temperaturas a partir de la base de datos completa con la reconstrucción sólo con las muestras mediterráneas.

## Conclusiones

La técnica de los análogos modernos es válida para estimar paleotemperaturas en el Mar de Alborán hasta los 250 ka puesto que sus resultados son similares a los obtenidos en estudios anteriores rea-

lizados en el Mediterráneo. Esto confirma que los requisitos ecológicos de las distintas especies de foraminíferos planctónicos en esta zona no han variado al menos en los últimos 250 ka.

Durante los subestadios isotópicos 7.1, 7.2 y 7.3 las paleotemperaturas parecen haber sido bastante similares. En cambio, existe mayor diferencia entre el 7.3, 7.4 y 7.5.

Existe una variabilidad milenaria muy marcada en las paleotemperaturas tanto en periodos fríos como en cálidos, con ciclos de 7,4; 5,6 y 4,6 ka. Estos cambios presentan mayor amplitud durante los intervalos fríos.

La estacionalidad es mayor durante los periodos más cálidos (MIS 7.5 y 7.3) y menor en el fuerte mínimo de insolación registrado en el subestadio 7.4.

Puesto que en determinados puntos las estimaciones obtenidas con esta técnica pueden estar exageradas, es recomendable realizar estudios de paleotemperatura en las mismas muestras utilizando otros métodos para poder comparar los resultados.

Se puede decir que la técnica de los análogos modernos proporciona buenos resultados en general, aunque existen algunos problemas a la hora de estimar las variables ambientales en muestras del Mediterráneo cuyas asociaciones no tienen análogos en el Mediterráneo actual. Además, el hecho de utilizar análogos del Atlántico aumenta el error de los resultados ya que el Mediterráneo es una cuenca bastante particular, ecológicamente hablando. En nuestras reconstrucciones los índices de disimilaridad de los análogos empleados han sido bajos, lo cual da un alto grado de confianza a los resultados obtenidos.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la beca de Formación de Personal Universitario AP20033094 concedida a B. González-Mora, por los proyectos REN 2003-08642-CO2/CLI y CGL 2005-00642/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia, y por el proyecto SA008C05 de la Junta de Castilla y León. Agradecimientos al *Ocean Drilling Program* (ODP) por haber suministrado las muestras.

## Referencias

- Cramp, A. y O'Sullivan, G. (1999). *Marine Geology*, 153, 11-28.  
Hutson, W. H. (1979). *Science*, 207, 64-66.

- Imbrie, J. y Kipp, N. (1971) En: *The late Cenozoic Glacial Ages*. (K.K. Turekian, Ed.). Yale University Press, New Haven, 71-181.
- Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J. C., Vergnaud-Grazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M. y Pierre, C. (1997). *Oceanologica Acta*, 20, 697-712.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. y Shackleton, N. J. (1987). *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H. y Hodell, D. A. (2004). *Science*, 306, 1762-1765.
- Millot, C. (1999). *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.
- Patterson, R. T. y Fishbein, A. (1989). *Journal of Paleontology*, 63, 245-248.
- Perez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Grimalt, J. O. y Zahn, R. (2004). *Marine Geology*, 212, 113-131.
- Pierre, C. (1999). *Marine Geology*, 153, 41-55.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C. y Labeyrie, L. D. (1996). *Paleoceanography*, 11, 15-35.
- Theron, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J. A., Vaquero, M., Sierro, F. J. y Waelbroeck, C. (2004). *Micropaleontology*, 50, 391-395.
- Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W. y Wijmstra, T. A. (2003). *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 197-212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Guoit, J., Labracherie, M., Leclaire, H. y Duprat, J. (1998). *Paleoceanography*, 13, 272-283.