



## Estadios Isotópicos Marinos. Estratigrafía de los isótopos del oxígeno

### *Marine Isotope Stages: Oxygen Isotope Stratigraphy*

Bardají, T.<sup>(1)</sup>, Lario J.<sup>(2)</sup>

(1) Depto. Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871-Alcalá de Henares (Madrid).  
teresa.bardaji@uah.es

(2) Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), 28232- Las Rozas (Madrid).

#### Resumen

La estratigrafía de los isótopos del oxígeno no es un método de datación por sí mismo, sino que es necesaria la comparación de nuestros registros con secuencias isotópicas “globales” para su correlación. La proporción de los isótopos del oxígeno ( $O^{16}$ ,  $O^{18}$ ) en compuestos moleculares que contienen este elemento (p.ej.  $H_2O$ ,  $CaCO_3$ ) varía en función de la temperatura. La relación  $O^{18}/O^{16}$  ( $\delta O^{18}$ ) nos ayuda no solo a determinar las temperaturas en el pasado geológico de la Tierra, sino también a identificar los cambios en el volumen de hielo en casquetes polares, promovidos por las variaciones en los parámetros orbitales (precesión, oblicuidad, excentricidad). La sucesión de épocas glaciares e interglaciares a lo largo del Cuaternario ha quedado registrada en sondeos oceánicos profundos ( $CaCO_3$  de los caparazones de organismos bentónicos y planctónicos) definiéndose estadios isotópicos mediante números pares (glaciares) e impares (interglaciares). La escala isotópica ha adquirido un valor cronoestratigráfico al construirse modelos de edad a partir de dataciones isotópicas ( $C^{14}$ , series de Uranio, para los estadios isotópicos más recientes), la escala paleomagnética, y, sobre todo, mediante su ajuste astronómico. La correlación de nuestros registros con las secuencias isotópicas así establecidas nos permite establecer su cronología e interpretar la respuesta paleoclimática en nuestras latitudes ante las variaciones paleoclimáticas globales.

**Palabras clave:** Períodos glaciares-interglaciares; Pleistoceno; cronología; paleoclima.

#### Abstract

Oxygen isotopic stratigraphy cannot be considered as a dating method by itself, requiring the comparison of our records with “global” isotopic sequences. The proportion of oxygen isotopes ( $O^{16}$ ,  $O^{18}$ ) in molecular compounds containing them (e.g.  $H_2O$ ,  $CaCO_3$ ) changes with temperature. The relation  $O^{18}/O^{16}$  ( $\delta O^{18}$ ) can thus be used as a thermometer to infer past temperatures, and also to identify the changes in the ice-sheets



configuration promoted by changes in orbital parameters (obliquity, precession, tilt). Alternation from glacial to interglacial climates along the Quaternary is recorded in oceanic deep cores ( $\text{CaCO}_3$  from planktonic/benthonic organisms) allowing the definition of isotope stages by odd numbers (interglacials) and pair numbers (glacials). Isotopic scale acquires a chronostratigraphic value when age models are constructed based in isotopic dating ( $^{14}\text{C}$ , U-series), paleomagnetism and mainly by astronomical tuning. The correlation between our records and these isotopic sequences allows to give them a chorological framework and interpreting the response in our latitude to global paleoclimatic variations.

**Key words:** Glacial-interglacial stages; Pleistocene; chronology; paleoclimate.

## 1. Introducción

Los isótopos del oxígeno no constituyen una herramienta cronológica por sí mismos, sino que nos ayudan en la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de la Tierra. Los cambios climáticos experimentados a lo largo del Cuaternario se registran mediante variaciones en la composición isotópica del oxígeno, y esas variaciones nos sirven para establecer referencias temporales que sí pueden tener una gran utilidad cronológica. Los primeros indicios de la existencia de períodos glaciares en el pasado geológico más reciente de la Tierra provienen de las observaciones de campo realizadas por Louis Agassiz en los Alpes a inicios del s.XIX. A mediados de dicho siglo J. A. Adhémar en 1842 y J. Croll en 1867 enuncian las primeras teorías astronómicas que, con algunos errores el primero, con poco éxito el segundo y ambos injustamente olvidados, intentaron explicar los cambios observados por Agassiz (Imbrie e Imbrie, 1979). Ya en el s.XX, el matemático serbio Milutin Milankovitch, estableció un modelo matemático siguiendo la teoría de Croll, que explicaba estos cambios climáticos en función de variaciones en la insolación recibida como consecuencia de cambios en los parámetros orbitales (precesión, oblicuidad, inclinación) (Milankovitch, 1920). Épocas de baja insolación a  $65^\circ\text{N}$  impedirían la fusión completa de hielo/nieve en verano, favoreciendo el crecimiento y desarrollo del casquete polar en el hemisferio norte, y viceversa.

El hecho de que la concentración de los isótopos estables del oxígeno ( $\text{O}^{16}$  y  $\text{O}^{18}$ ) que pre-

senta el agua sea función de la temperatura (Fig. 1), hizo pensar que la composición isotópica del caparazón ( $\text{CaCO}_3$ ) de los organismos que crecen en equilibrio con el agua que les rodea podía ser utilizada como un termómetro para determinar paleotemperaturas en el registro geológico (Urey *et al.*, 1951; Epstein *et al.*, 1951, 1953).

Al analizar la composición isotópica ( $\delta\text{O}^{18}$ ) de foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos procedentes de sondeos oceánicos profundos (Emiliani, 1955; Shackleton, 1967; Shackleton y Opdyke, 1973) se pudieron identificar una sucesión de estadios fríos y cálidos (períodos glaciares e interglaciares) que ocurrían de manera sincrónica en todos los océanos y que eran lo que conocemos en la actualidad como estadios isotópicos marinos. Hays *et al.* (1976) confirmaron que las variaciones en la órbita terrestre han sido la causa fundamental de la sucesión de glaciaciones en los últimos 500.000 años, tal y como había predicho Milankovitch en 1920. Este trabajo no solo confirmó esta teoría, sino que estableció una primera cronología de los estadios isotópicos de los últimos 450 ka<sup>1</sup> y sentó las bases para establecer una cronoestratigrafía isotópica que se extendiese atrás en el tiempo geológico y permitiese plantear la evolución a largo plazo del clima en la Tierra, a través de su ajuste astronómico (*astronomical tuning*).

1. Se utiliza la abreviatura ka como sinónimo de kilo año, en español, o *kilo annum*. Según la terminología internacional (Gradstein *et al.*, 2012), ka significa “hace  $10^3$  años” y kyr “ $10^3$  años de duración”

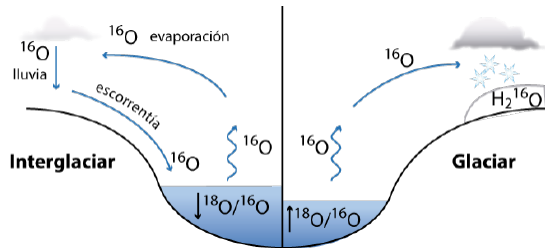


Figura 1. Fraccionamiento isotópico. Flujo del  $O^{16}$  en el ciclo del agua y variación en la relación  $^{18}O/^{16}O$  del agua del mar en función del clima.

Figure 1. Isotopic fractionation.  $O^{16}$  flux in the water cycle and variations of  $^{18}O/^{16}O$  in sea water as a function of climate.

## 2. Metodología

### 2.1. Los isótopos del oxígeno como indicadores paleoclimáticos y paleoambientales

El oxígeno tiene tres isótopos estables ( $O^{16}$ ,  $O^{17}$  y  $O^{18}$ ), de los cuales el más ligero ( $O^{16}$ ) es el más abundante en la naturaleza (99,76%) seguido por el  $O^{18}$  (0,2%), con una relación  $O^{18}/O^{16}$  de aproximadamente 1/400 (Ruddiman, 2014).

Los isótopos del oxígeno presentan importantes diferencias en su comportamiento termodinámico, lo que se conoce como fraccionamiento isotópico, que hace que la relación  $O^{18}/O^{16}$  del agua varíe con la temperatura, ya que el isótopo más ligero ( $O^{16}$ ) se moviliza preferentemente dado su menor peso molecular (Fig. 1).

Los bajos valores absolutos que presenta la relación  $O^{18}/O^{16}$  hace necesario que se exprese en ‰ (partes por mil) normalizada respecto a un estándar internacional (Tabla 1) y utilizando la notación  $\delta$ :

$$\delta O^{18} (\text{‰}) = \frac{(O^{18}/O^{16})_m - (O^{18}/O^{16})_{st}}{(O^{18}/O^{16})_{st}} \times 1.000$$

En esta ecuación (Epstein *et al.*, 1951; 1953)  $m$  se refiere a los valores obtenidos en la muestra a analizar (carbonato cálcico) y  $st$  al estándar internacional utilizado (Tabla 1).

Durante épocas glaciares el agua enriquecida en  $O^{16}$  precipita y se acumula en forma de hielo, haciendo que el agua del mar quede enriquecida en  $O^{18}$  (mayor  $\delta O^{18}$ ). En épocas interglaciares, con la fusión del hielo glacial, el  $O^{16}$  retorna a los océanos, disminuyendo así la relación  $O^{18}/O^{16}$  (menor  $\delta O^{18}$ ), (Grossman, 2012; Halverson, 2015).

Para el cálculo de la temperatura (T) Epstein *et al.* (1951; 1953) propusieron la siguiente ecuación a partir del  $\delta O^{18}$  en moluscos, basada a su vez en la propuesta por McCrea (1950) para carbonatos inorgánicos:

$$T(^{\circ}C) = 16,5 - 4,3(\delta O^{18}_{CaCO_3} - \delta O^{18}_w) + 0,14 (\delta O^{18}_{CaCO_3} - \delta O^{18}_w)^2$$

En el caso de los foraminíferos, existen ecuaciones calibradas para algunas especies concretas, una ecuación general para foraminíferos bentónicos (Shackleton, 1974) y una ecuación general para foraminíferos planctónicos (Bemis *et al.*, 1998):

$$T(^{\circ}C) = 16,5 (\pm 0,2) - 4,8 (\pm 0,16) \cdot (\delta O^{18}_{CaCO_3} - \delta O^{18}_w)$$

Estándar	Material	$\delta O^{18}$ (‰)
PDB o VPDB*	Calcita ( <i>Belemnite Peedee Fm.</i> )	0 (por definición)
SMOW o VSMOW**	Standard Mean Ocean Water	0 (por definición)

\* Viena PDB, nuevo estándar de calibración ( $\delta O^{18} = -2,20\text{‰}$  con relación a PDB)

\*\* Viena SMOW nuevo estándar de calibración ( $\delta O^{18}$  equivalente al de SMOW)

Tabla 1: Estándares utilizados en la calibración de los análisis isotópicos del oxígeno (modificado de Grossman, 2012).

Table 1: Standards used for the calibration of oxygen isotopic analyses (modified after Grossman, 2012).

donde  $\delta O^{18}_{CaCO_3}$  es el de la muestra, calculado con el estándar VPDB, y  $\delta O^{18}_w$  representa la composición isotópica del agua en la que creció dicho organismo, calculada a partir del estándar VPDB ( $\delta O^{18}_{VPDB} = \delta O^{18}_{SMOW} - 0,20$ ).

## 2.2. Metodología de muestreo

El hecho de que sean isótopos estables hace que la relación  $O^{18}/O^{16}$  del  $CaCO_3$  (ya sea orgánico o inorgánico, calcita o aragonito) no varíe una vez que ha precipitado, a no ser que haya sufrido diagénesis o una alteración por meteorización tras su exposición sub-aérea, lo cual se desestima en sondeos oceánicos profundos.

No obstante, existen una serie de factores ambientales que pueden influir directamente en el  $\delta O^{18}$  como son la latitud (a menor latitud mayor  $\delta O^{18}$  como consecuencia de una mayor evaporación), la salinidad (mayor salinidad mayor  $\delta O^{18}$ ) o la localización geográfica (mayor o menor influencia de aguas continentales). Además, determinados factores mineralógicos o fisiológicos (Cabero, 2009) pueden también influir en la relación  $O^{18}/O^{16}$  al incorporarse preferentemente un isótopo u otro ( $\delta O^{18}$  de la calcita es  $\sim 0,8\%$  menor que la del aragonito, y también es mayor en moluscos que en foraminíferos).

Por esta razón, el muestreo para establecer las curvas en las que se basa la estratigrafía isotópica del oxígeno debe hacerse sobre una misma especie y con ejemplares de tamaño similar (misma fase del ciclo vital). En el caso de foraminíferos planctónicos cada especie vive a una profundidad determinada, lo que hace variar su  $\delta O^{18}$  y otras especies no presentan una distribución global. Entre las especies planctónicas más utilizadas están *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sacculifera* o *G. ruber* (Emiliani, 1955; Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Shackleton y Hall, 1989; Shackleton, 1990); y entre las bentónicas *Cibicides* sp. y *Uvigerina* sp. (Pisias et al., 1984; Shackleton y Hall, 1989; Shackleton et al., 1990; Shackleton et al., 1995; Lisiecki

y Raymo, 2005). En el caso de foraminíferos planctónicos suele ser necesaria la selección (*picking*) de entre 20 y 30 ejemplares por muestra, mientras que en los bentónicos, más pesados, 5 ejemplares suelen ser suficientes. La preparación de muestras requiere una limpieza previa con disolución de agua oxigenada ( $H_2O_2$ ) para eliminar la materia orgánica, y una limpieza de ultrasonidos en metanol para eliminar las partículas finas.

En caso de utilizar los isótopos estables del oxígeno para la reconstrucción paleoambiental p.ej. en medios litorales, se debe seleccionar siempre una misma especie de moluscos, a ser posible en la misma fase de crecimiento (especímenes juveniles o seniles) y que no haya sufrido una alteración meteórica post-deposicional. Con el fin de estimar si la muestra conserva su mineralogía original (calcita o aragonito según la especie) es aconsejable analizar su composición mineralógica mediante difracción de Rayos-X (Cabero, 2009), previamente a determinar la relación  $O^{18}/O^{16}$  mediante un espectrómetro de masas específico (*IRMS, Isotope Ratio Mass Spectrometry*; Martín-Chivelet y Muñoz-García, 2015).

## 3. Resultados

### 3.1. Estadios isotópicos marinos (Marine Isotope Stages, MIS)

La estratigrafía isotópica marina se basa en el registro del  $\delta O^{18}$  de foraminíferos planctónicos y bentónicos en sondeos oceánicos profundos (Emiliani, 1955; Shackleton, 1969; Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Lisiecki y Raymo, 2005, etc.). Los bentónicos parecen reflejar mejor los valores y tendencias del océano en su conjunto, mientras que los planctónicos pueden ser más sensibles a variaciones locales de temperatura o salinidad.

Emiliani (1955) fue el primero en identificar estadios isotópicos (*core stages*) a partir de las variaciones de la composición isotópica del oxígeno en organismos planctónicos pro-

cedentes de sondeos oceánicos profundos, utilizando la terminología propuesta por Arrhenius (1952): números pares para estadios glaciares e impares para interglaciares. El término con el que se ha denominado estos estadios ha ido evolucionando hacia una mayor especificidad, desde los *core stages* de Emiliani (1955), estadios de  $O^{18}$  ( $O^{18}$  stages; Shackleton, 1969; Shackleton y Opdyke, 1973), estadios isotópicos del oxígeno (*Oxygen Isotopic Stages* - OIS; Prell *et al.*, 1986) y finalmente estadios marinos de  $\delta O^{18}$  (*Marine  $\delta O^{18}$  Stages*; Imbrie *et al.*, 1992). Aunque se han utilizado indistintamente tanto OIS (*Oxygen Isotopic Stages*) como MIS (*Marine Isotopic Stages*), en la actualidad se prefiere este último término ya que se trata de estadios isotópicos definidos e identificados a partir de datos procedentes de sondeos oceánicos (Railsback *et al.*, 2015).

En cuanto a los subestadios, el uso de letras minúsculas se lo debemos a Shackleton (1969) que lo aplicó específicamente al estadio isotópico 5 (5a, 5b, 5c etc.). Otros autores (Imbrie *et al.*, 1984; Pisias *et al.*, 1984; Prell *et al.*, 1986; Martinson *et al.*, 1987; Bassinot *et al.*, 1994) viendo la dificultad de fijar límites precisos entre subestadios en estadios isotópicos más antiguos, propusieron aplicar un estilo numérico decimal (5.1, 5.2) para identificar eventos, que eran intervalos mucho más rápidos y que no requerían límites precisos. En las últimas décadas se han utilizado

diferentes estilos, tanto para eventos como para subestadios: numérico decimal (MIS 5.1, MIS 5.3) o alfabético (MIS 5a, MIS 5c), doble decimal (MIS 5.5.1, MIS 5.5.2) o mezclas de números y letras (MIS 5e.1, MIS 5e.2). La propuesta de Railsback *et al.* (2015) intenta solucionar esta desordenada situación aplicando el sistema de Emiliani (1955) y Shackleton (1969), que utiliza letras minúsculas para subestadios (Fig. 2), siempre que estos sean identificables en el LR04-*stack* de Lisiecki y Raymo (2005), elaborado a partir de 57 sondeos oceánicos globalmente distribuidos y que abarca los últimos 5 Ma.

### 3.2. Cronología de los estadios isotópicos marinos (*Marine Isotope Stages, MIS*)

El hecho de que el clima de la Tierra responda a variaciones en la geometría de la órbita terrestre y que esta respuesta climática se registre mediante el  $\delta O^{18}$  en los sedimentos oceánicos profundos, hace que la unión clima/órbita constituya una oportunidad única para establecer una escala cronológica.

El ajuste astronómico (*astronomical tuning*) se basa en la coincidencia de las variaciones de  $\delta O^{18}$  registradas en sondeos oceánicos con las periodicidades de los parámetros orbitales (excentricidad, c. 100ka; oblicuidad, c. 41 ka; precesión, 23 ka), que actualmente se establecen con las curvas LA2010 (Laskar

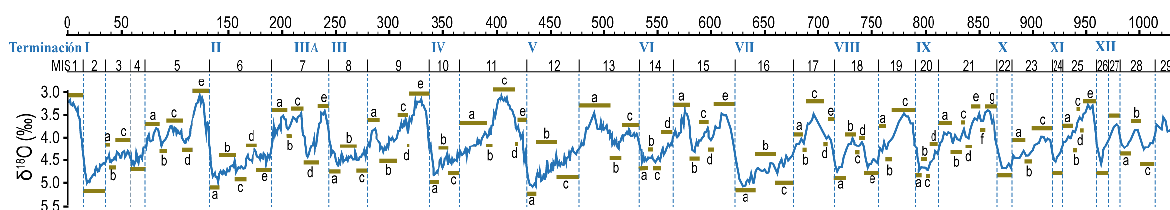


Figura 2. Propuesta para la denominación de los subestadios isotópicos marinos del último millón de años, definidos en base al *stack* LR04 (Lisiecki y Raymo, 2005). Las barras verdes horizontales indican la duración de cada subestadio. Estadios isotópicos anteriores al MIS 28, así como MIS 4, MIS 2 y MIS 1, son muy cortos y con composición isotópica muy homogénea, lo que hace más difícil e innecesaria su subdivisión (modificado de Railsback *et al.*, 2015).

Figure 2. Proposed scheme of marine isotope substages for the last 1.0 Myr, defined relative to the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). Horizontal green bars indicate the length of each substage. Roman numerals indicate terminations (transitions from glacial to interglacial stages). MIS4, MIS 2 and MIS1, as well as Isotope stages older than MIS 28 are not long enough and their homogeneous isotopic composition make difficult and unnecessary their subdivision in substages (modified after Railsback *et al.*, 2015).

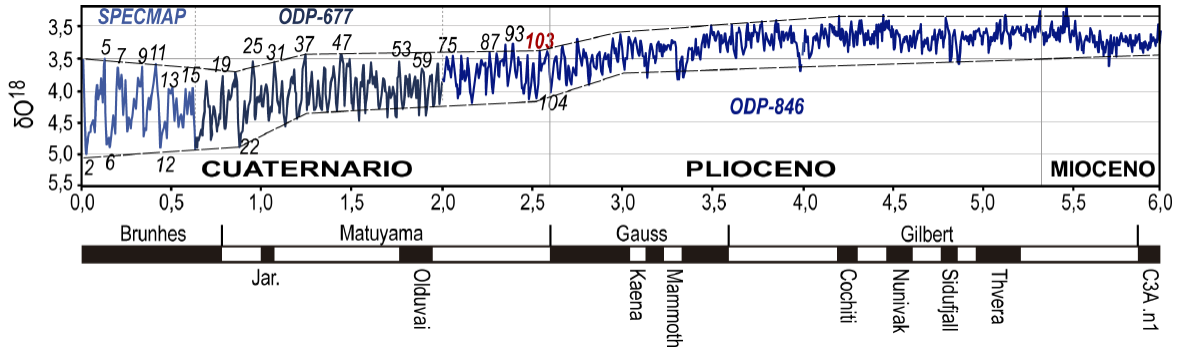


Figura 3. Registro del  $\delta^{18}O$  para los últimos 6 Ma (modificado de Shackleton, 1995). Curva compuesta a partir de los datos de SPECMAP (0-0,6 Ma; Imbrie et al., 1984); ODP-677 (0,6 - 2 Ma; Shackleton et al., 1990); ODP-846 (2 - 6 Ma; Shackleton et al., 1995).

Figure 3.  $\delta^{18}O$  record of the last 6 My (modified after Shackleton, 1995). Composite curve after data from SPECMAP (0-0,6 Ma; Imbrie et al., 1984); ODP-677 (0,6 - 2 Ma; Shackleton et al., 1990); ODP-846 (2 - 6 Ma; Shackleton et al., 1995).

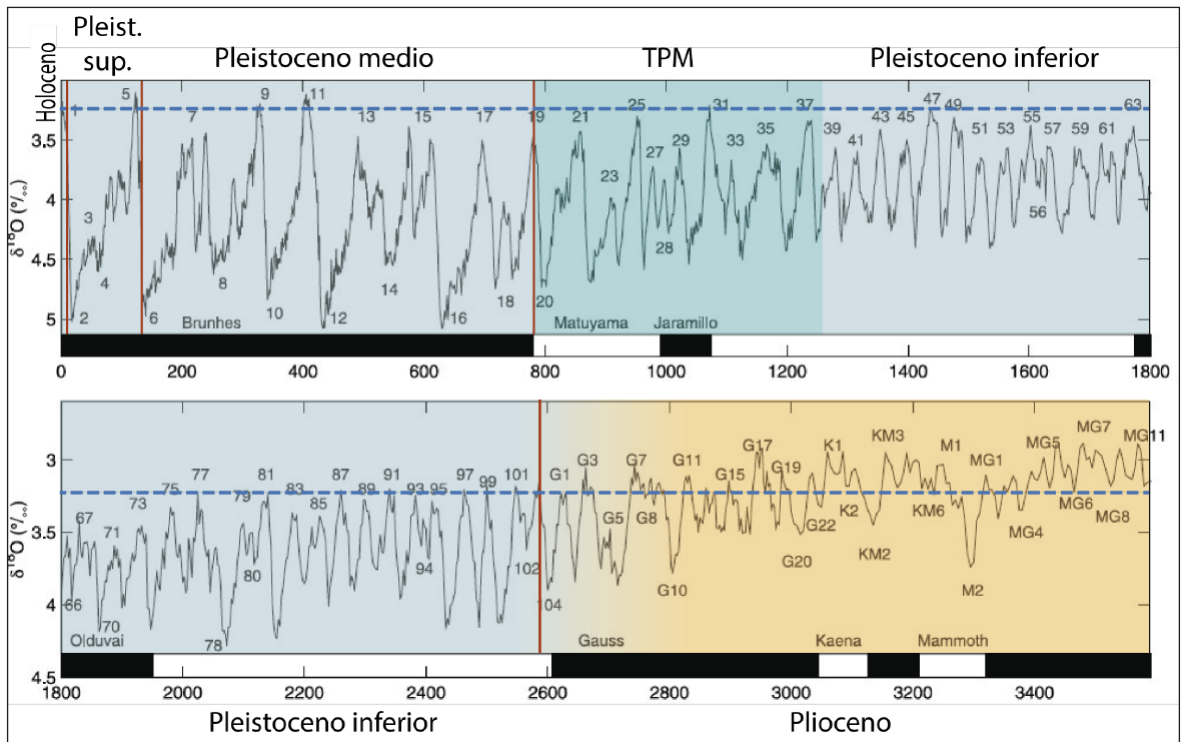


Figura 4.  $\delta^{18}O$  del LR04 Benthic stack para los últimos 3,6 Ma (modificado de Lisiecki y Raymo, 2005). TPM: Transición del Pleistoceno medio; líneas verticales en rojo: límite entre épocas cronoestratigráficas; línea discontinua en azul:  $\delta^{18}O$  actual (3,25‰).

Figure 4.  $\delta^{18}O$  of LR04 Benthic stack for the last 3,6 Myr (modified after Lisiecki and Raymo, 2005). MPT: Mid Pleistocene Transition; vertical red lines: boundaries between chronostratigraphic epochs; dashed blue line: present day  $\delta^{18}O$  (3,25‰).

*et al.*, 2011). Como puntos de control cronológico para estos ajustes, se utilizan dataciones con isótopos radiogénicos (series de U;  $^{14}\text{C}$ ), datos bioestratigráficos o inversiones paleomagnéticas, asumiendo tasas de sedimentación constantes entre los puntos establecidos (Shackleton y Opdyke, 1973; Hays *et al.*, 1976; Martinson *et al.*, 1987; Pisias *et al.*, 1984; Shackleton, 1995; Lisiecki y Raymo, 2005).

El proyecto SPECMAP (acrónimo de *Mapping Spectral Variability in Global Climate Project*) promovió y generalizó el análisis isotópico conjunto de varios sondeos a través de lo que se denominaron *stacks*, que son registros promedio del  $\delta\text{O}^{18}$  de una serie de sondeos oceánicos profundos. El SPECMAP desarrolló uno de los *stacks* más ampliamente utilizados (Imbrie *et al.*, 1984), a partir de datos de cinco sondeos oceánicos profundos, de diferente longitud y cronología, calibrados astronómicamente que cubrían los últimos 780 ka. A partir de este *stack*, se han elaborado otros muchos, con diferente amplitud y extensión temporal (Pisias *et al.*, 1984; Prell *et al.*, 1986; Williams *et al.*, 1988; Raymo *et al.*, 1990; Bassinot *et al.*, 1994; Shackleton, 1995; Lisiecki y Raymo, 2005; Ahn *et al.*, 2017).

Una de las secuencias isotópicas más utilizadas es la secuencia compuesta (no *stacked*) publicada por Shackleton (1995) que cubre los últimos 6 Ma (Fig. 3). En la actualidad se utiliza preferentemente el *stack* LR04<sup>2</sup> (Lisiecki y Raymo, 2005) que compila el registro isotópico bentónico de 57 sondeos oceánicos profundos globalmente distribuidos de los últimos 5 Ma (Fig. 4). El ajuste astronómico de toda la secuencia ha permitido establecer la edad de los MIS y sus límites (Tabla 2), así como de las Terminaciones I a VII y refinar las de las inversiones paleomagnéticas de los últimos 5 Ma.

2. Datos disponibles en las páginas personales de Maureen Raymo (<https://moraymo.us>) y Lorraine Lisiecki (<http://www.lorraine-lisiecki.com>)

#### 4. Ejemplo de aplicación: La turbera de Padul (Camuera *et al.*, 2018; 2019)

Dada su situación entre Europa y África, el Atlántico y el Mediterráneo, los registros de la Península Ibérica tienen un gran potencial para la reconstrucción paleoclimática de la región Nord-atlántica en su conjunto.

Para ilustrar este potencial hemos seleccionado la turbera de Padul (Sierra Nevada, Cordillera Bética), uno de los registros continentales más completos y continuos de Europa meridional y del Mediterráneo. La comparación del registro polínico con la escala cronoestratigráfica de los isótopos del oxígeno permite extender la cronología más allá de las dataciones obtenidas.

La turbera de Padul presenta uno de los registros sedimentarios continentales más largos y continuos de Europa, con más de 100 m de espesor y hasta 0,9 Ma. Desde los primeros trabajos de Menéndez-Amor y Florschütz (1962; 1964) hasta los más recientes de Camuera *et al.*, (2018; 2019; 2021) se han realizado diferentes sondeos con diferente rango de profundidad y edad. Uno de los más recientes (Padul-15-05, Camuera *et al.*, 2018; 2019) ha aportado un registro sedimentario y palinológico continuo para los últimos 200 ka, cuyo modelo cronológico se ha podido establecer a partir 61 dataciones  $\text{C}^{14}$  AMS-standard (últimos 50 ka) y 4 por racemización de Aminoácidos (hasta 118 ka). La comparación de la secuencia estudiada con la escala isotópica y su ajuste astronómico ha permitido extender la cronología atrás en el tiempo y reconstruir los cambios en la vegetación y ambientales experimentados a lo largo de los dos últimos ciclos glaciares (~200 ka; MIS 7 a MIS 1).

En general se observa una correlación bastante buena entre períodos cálidos/húmedos y fríos/áridos entre el registro en Groenlandia, la temperatura superficial del agua del mar (SST) en Alborán y la vegetación en Padul (Fig. 5). Los estadios y subestadios cálidos (MIS 5e, MIS 5a, MIS 1), los eventos fríos rápidos (p.ej.

Límite MIS	Edad (ka)	Límite MIS	Edad (ka)	Límite MIS	Edad (ka)
1/2 (T.I)	14	32/33	1104	68/69	1849
2/3	29	33/34	1114	69/70	1859.5
3/4	57	34/35	1141	70/71	1875
4/5	71	35/36	1190	71/72	1898
5.1*	82	36/37	1215	72/73	1915
5.2*	87	37/38	1244	73/74	1941
5.3*	96	38/39	1264	74/75	1965
5.4*	109	39/40	1286	75/76	1990
5.5*	123	40/41	1304	76/77	2017
5/6 (T.II)	130	41/42	1320	77/78	2043
6/7	191	42/43	1344	78/79	2088
7/8 (T.III)	243	43/44	1362	79/80	2103
8/9	300	44/45	1383	80/81	2125
9/10 (T.IV)	337	45/46	1405	81/82	2146
10/11	374	46/47	1424	82/83	2168
11/12 (T.V)	424	47/48	1452	83/84	2192
12/13	478	48/49	1469	84/85	2207.5
13/14 (T.VI)	533	49/50	1492	85/86	2236
14/15	563	50/51	1510	86/87	2250
15/16 (T.VII)	621	51/52	1530	87/88	2273
16/17	676	52/53	1547.5	88/89	2291
17/18	712	53/54	1570	89/90	2309
18/19	761	54/55	1585	90/91	2333
19/20	790	55/56	1608	91/92	2350
20/21	814	56/57	1628.5	92/93	2373
21/22	866	57/58	1642.5	93/94	2387
22/23	900	58/59	1670	94/95	2407
23/24	917	59/60	1697.5	95/96	2427
24/25	936	60/61	1715	96/97	2452
25/26	959	61/62	1743	97/98	2477
26/27	970	62/63	1758	98/99	2494
27/28	982	63/64	1782	99/100	2510
28/29	1014	64/65	1802.5	100/101	2540
29/30	1031	65/66	1816	101/102	2554
30/31	1062	66/67	1826	102/103	2575
31/32	1081	67/68	1832.5	103/104	2595

\* nomenclatura numérica decimal referida a eventos (picos) no a subestadios

Tabla 2: Edad de los límites entre estadios isotópicos del Cuaternario, según el stack LR04 (Lisiecki y Raymo, 2005; datos disponibles en <http://www.lorraine-lisiecki.com>); T.I a T.VII: Terminaciones.

Table 2: Ages of the boundaries between isotope stages of the Quaternary (LR04 stack; Lisiecki and Raymo, 2005; data available at <http://www.lorraine-lisiecki.com>); T.I a T.VII: Terminations).



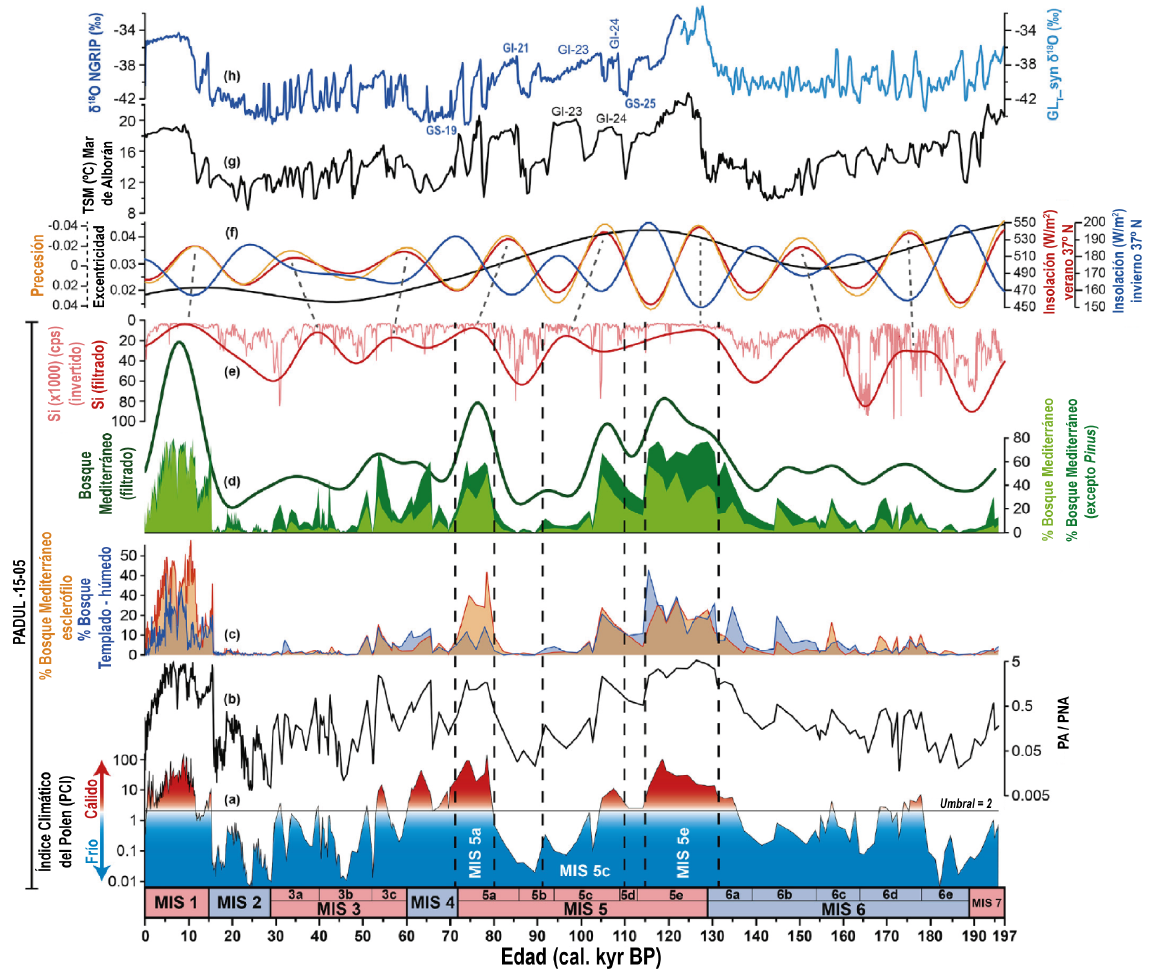


Figura 5. Registro polínico de los últimos 200 ka en la turbera de Padul y su comparación con el  $\delta^{18}\text{O}$  del NGRIP y la temperatura superficial del agua del mar (TSM en Alborán); PA/PNA: Polen arbóreo / Polen no Arbóreo (modificado de Camuera *et al.*, 2019).

Figure 5. Pollen record for the last 200 ky from Padul and its comparison with NGRIP  $\delta^{18}\text{O}$  record and SST of Alborán Sea; PA/PNA: Arboreal vs Non-Arboreal Pollen (modified after Camuera *et al.*, 2019).

MIS 5d; MIS 5b), las oscilaciones ligadas a una variabilidad milenial registradas a lo largo del MIS 6 y MIS 2 (ciclos D-O y eventos Heinrich), todo ello queda reflejado en el mar de Alborán y en Padul. También se observa una relación entre el nivel del agua del lago y el clima, mostrando por lo general mayor profundidad durante episodios más fríos que durante episodios más cálidos, lo que los autores interpretan como el resultado del balance positivo en la relación precipitación/evaporación consecuencia de una menor insolación (menor evaporación).

## 5. Conclusiones

La estratigrafía de los isótopos del oxígeno no puede considerarse un método de datación por sí mismo, sino un método de datación relativa por correlación de registros largos con la escala cronoestratigráfica global de los isótopos del oxígeno. La asimilación de nuestros registros con esta escala permite homogeneizar cronologías a escala global, y, sobre todo, interpretar las variaciones en las respuestas de los diferentes medios sedimentarios, y diferentes latitudes, ante los cambios

climáticos experimentados a lo largo del Cuaternario.

Un análisis independiente o aislado (o varios) de la composición isotópica de una muestra determinada, no tiene ningún valor cronológico ni puede ser correlacionado con las escalas globales, a no ser que exista alguna datación isotópica ( $C^{14}$ , series de U) o paleomagnética que así lo permita. Estas muestras aisladas, sí pueden aplicarse para el análisis paleoambiental y su evolución, requiriendo por tanto alguna datación adicional para situarlas dentro de la escala cronológica isotópica.

### Agradecimientos

Este trabajo forma parte de las actividades del Grupo de Investigación en “Paleoambientes del Cuaternario y sus implicaciones climáticas” de la UAH. Agradecemos la labor realizada por J. Pérez Tarruella y C. Zazo Cardeña en la revisión de este trabajo aportando sugerencias que claramente lo han mejorado.

### Bibliografía

Ahn, S., Khider, D., Lisiecki, L.E., Lawrence, C.E. (2017). A probabilistic Pliocene-Pleistocene stack of benthic  $d^{18}O$  using a profile hidden Markov model. *Dynamics and Statistics of the Climate System* 2(1), 1-16. <https://doi.org/10.1093/climsys/dzx002>

Arrhenius, G. (1952). Sediment Cores from East Pacific. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition (1947-1948)* 5(1), 227pp.

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quideleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the Brunhes-Matuyama reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90244-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90244-5)

Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., & Lea, D. W. (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13, 150-160. <https://doi.org/10.1029/98PA00070>

Cabero, A. (2009). Registro costero de los cambios eustáticos y climáticos durante los interglaciares recientes cuaternarios: Sur y Sureste peninsular, islas Baleares, Canarias y Cabo Verde. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Toney, J.L., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F., Kaufman, D., Bright, J., Webster, C., Yanes, Y., Carrión, J.S., Ohkouchi, N., Suga, H., Yamame, M., Yokoyama, Y., Martínez-Ruiz, F. (2018). Orbital-scale environment and climatic changes recorded in a new ~ 200,000-year-long multiproxy sedimentary record from Padul, southern Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 198, 91-114. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.014>

Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García Alix, A., Toney, J.L., Scott Anderson, R., Jiménez-Espejo, F., Bright, J., Webster, C., Yanes, Y., Carrión, J.S. (2019). Vegetation and climate changes during the last two glacial-interglacial cycles in the western Mediterranean: A new long pollen record from Padul (southern Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews* 205, 86-105. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.013>

Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F., Toney, J.L., Scott Anderson, R. (2021). Chronological control and centennial-scale climatic subdivisions of the Last Glacial Termination in the western Mediterranean region. *Quaternary Science Reviews* 255, 106814. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106814>

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63(6), 538-578. <https://doi.org/10.1086/626295>

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C. (1951). Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 62, 417-425. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[417:CITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[417:CITS]2.0.CO;2)

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64, 1315-1325. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[1315:RCITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[1315:RCITS]2.0.CO;2)

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.) (2012). *The Geologic Time Scale*, 2012. Elsevier, 1144pp.

Grossman, E.L. (2012). Oxygen Isotope Stratigraphy. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz,

- M.D., Ogg, G.M. (Eds). The Geologic Time Scale. Elsevier, cap. 10, 181-206. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00010-X>
- Halverson, G.P. (2015). Marine Isotope Stratigraphy. En W.J. Rink & J.W. Thompson (Eds). Encyclopedia of Scientific Dating Methods Springer, Dordrecht, 517-528. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5\\_130-1](https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_130-1)
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J. (1976). Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Imbrie, J. e Imbrie, K.P. (1979). Ice Ages: solving the mystery. Harvard University Press. Enslow Publishers 224 pp. <https://doi.org/10.1007/978-1-349-04699-7>
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. En: Milankovitch and Climate (Berger *et al.*, eds). D. Reidel Publishing Company. Part 1, 269-305.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Petersen, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R. (1992). On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography* 7(6), 701-738. <https://doi.org/10.1029/92PA02253>
- Laskar, J.; Fienga, A.; Gastineau, M.; Manche, H. (2011). La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532, A89-. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>
- Lisiecki, L. y Raymo, M. (2005). A Pliocene - Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography* 20, 17pp. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Martín-Chivelet, J. y Muñoz-García, M.B. (2015). Estratigrafía de isótopos de oxígeno y la reconstrucción de cambios climáticos del pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23(2), 160-170.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J. (1987). Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300.000-year Chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
- McCrea, J.M. (1950). On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18, 849-857. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9)
- Menéndez-Amor, J., Florschütz, F. (1962). Un aspect de la végétation en Espagne méridionale durant la dernière glaciation et L'Holocène. *Geol. Mijnbouw* 41, 131-134.
- Menéndez-Amor, J., Florschütz, F. (1964). Results of the preliminary palynological investigation of samples from a 50 m boring in southern Spain. *Bol. Real Sociedad Española Historia Natural* 62, 251-255.
- Milankovitch, M. (1920). Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques Produits par la Radiation Solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier Villars, Paris, France.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., Boden, G. (1984). High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology* 56, 119-136. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90009-4)
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J., Streeter, H.F. (1986). Graphic Correlation of oxygen isotope stratigraphy. Application to the Late Quaternary. *Paleoceanography* 1(2), 137-162. <https://doi.org/10.1029/PA001i002p00137>
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews* 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Shackleton N. J., Oppo D. W. (1990). Evolution of Atlantic- Pacific  $\delta^{13}C$  gradients over the last 2.5 m.y. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 353 - 368. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90051-X)
- Ruddiman, W.F. (2014). *Earth's Climate: Past and Future*. W.H. Freeman and Co., New York (3ª Edición), 445pp.
- Shackleton, N.J. (1967). Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Reassessed. *Nature* 215, 15-17. <https://doi.org/10.1038/215015a0>
- Shackleton, N.J. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the

- benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du C.N.R.S.* 219, 203-209.
- Shackleton, N.J. (1969). The Last Interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society, London B.* 174, 135-154. <https://doi.org/10.1098/rspb.1969.0085>
- Shackleton, N.J. (1995). New data on the evolution of Pliocene Climatic Variability. En: *Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human Origins* (E.S. Vrba, G.H. Denton, T.C. Partridge & Ll. H. Burckle, eds). Yale University Press, cap. 17, 242-248.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5)
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R. (1990). An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edimburg: Earth Sciences* 81, 251-261. <https://doi.org/10.1017/S0263593300020782>
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Pate, D. (1995). Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. En: Pias, Mayer, Janecek, Palmer-Julson, van Adel (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 138, cap. 15, 337-355. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.138.117.1995>
- Shackleton, N.J. y Hall, M.A. (1989). Stable isotope history of the Pliocene at ODP Site 677. En: Becker, Sakai *et al.* (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 111, cap. 25, 295-316. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.111.150.1989>
- Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R. (1951). Measurements of Paleotemperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States. *Bulletin of the Geological Society of America* 62, 399-416. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[399:MOPAT O\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[399:MOPAT O]2.0.CO;2)
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D., Raffi, J. (1988). Chronology of the pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. *B.P. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64 (3-4) 221-240. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90008-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90008-9)

*Recibido el 9 de abril de 2022*

*Aceptado el 5 de septiembre de 2022*