

Ciclicidad en el registro sedimentario de la laguna del *maar* de Fuentillejo: historia climática de los últimos 47000 años cal BP

J. Vegas⁽¹⁾, E. Pardo-Igúzquiza⁽²⁾, L. Galán⁽³⁾ y A. García-Cortés⁽¹⁾

(1) Área de Investigación en Patrimonio Geológico y Minero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España
j.vegas@igme.es; garcia.cortes@igme.es

(2) Área de Investigación en Procesos Activos y Calidad Ambiental, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España
e.pardo@igme.es

(3) Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España
l.galan@igme.es

RESUMEN

Se ha realizado el análisis geoquímico y mineralógico de los sedimentos lacustres del *maar* de Fuentillejo en la Región Volcánica Central de España del Campo de Calatrava, para la reconstrucción de los procesos cíclicos que influyeron en la sedimentación. Los 20 primeros metros del sondeo FUENT-1 muestran variaciones en el aporte detrítico, y en la química del agua de la laguna a lo largo del Pleistoceno superior y Holoceno. El marco cronológico se ha estimado a partir de las dataciones por radiocarbono y esta parte superior de la secuencia comprende los últimos 47 ka cal BP. Con las series normalizadas de los indicadores geoquímicos TiO_2 y CaO se ha realizado un análisis espectral de alta resolución que muestra una ciclicidad a escala milenaria, obteniendo unas periodicidades de 15.1 ka, 10 ka, 5.4 ka, 3.2 ka, 2.3 ka, 1.8 ka, 1.5 ka, 910, 863 y 606 años. Estos ciclos también aparecen en los registros de los sondeos polares Vostok (10, 8.2, 4.9, 3.4, 2.1, 1.9 y 1.1 ka) y el NGRIP (3.3 ka; 1.6 ka y 952 años), que han sido analizados para el mismo intervalo temporal y con la misma metodología. Estos ciclos identificados tienen correspondencia con los armónicos pares del ciclo de precesión de Milankovitch de $1/f_p = 23$ ka. Posteriormente, se ha analizado solo el periodo temporal comprendido entre 12 y 47 ka (MIS 2 y 3) obteniéndose los ciclos de 8.6 ka, 4.9 ka y 3.2 ka que superan un nivel de confianza del 95%. También es bastante significativo el ciclo de 1.5 ka, sobre todo en la serie del CaO que indica eventos áridos y cálidos en la secuencia de Fuentillejo que ha modulado su balance hidrológico y que correspondería a los eventos climáticos de Dansgaard-Oeschger.

Palabras clave: cicloestratigrafía, Cuaternario, geoquímica, laguna, *maar*

Cyclicity in the Fuentillejo maar-lake sedimentary record: climatic history of the last 47000 years cal BP

ABSTRACT

We have analysed the geochemical (element analysis), mineralogical and sedimentary facies to characterize the sedimentary record in Fuentillejo maar-lake in the central Spanish volcanic field of Campo de Calatrava and thus be able to reconstruct the cyclicity of the sedimentary and paleoclimatic processes involved. The upper 20 m of core FUENT-1 show variations in clastic input and water chemistry in the lake throughout the late Pleistocene and Holocene. The temporal framework provided by ^{14}C accelerator mass spectrometry (AMS) dating indicates that the sequence covers the last 47 ka cal BP. Normalized geochemical TiO_2 and CaO records were used to carry out a spectral analysis that revealed the millennial cyclicity present in the sequence. with major periodicities of 15.1 ky, 10 ky, 5.4 ky, 3.4 ky, 2.3 ky, 1.8 ky, 1.5 ky, 910, 863 and 606 years. All these peaks also appear in the power spectrum of the Vostok record (110 ky, 8.2 ky, 4.9 ky, 3.4 ky, 2.1 ky, 1.9 ky and 1.1 ky) and NGRIP record (3.3 ky, 1.6 ky and 952 years), which have been analysed using the same method as for the FUENT-1 series and the same time-window. These cycles correspond closely with the harmonics of

Milankovitch's climatic precession cycle of $1/f_p = 23$ ka. Only the time period between 12 and 47 ka (MIS 2 and 3) was analysed, giving cycles of 8.6 ka, 4.9 ky and 3.2 ka, which exceed a confidence level of 95%. The 1.5 ka cycle is also quite significant, especially in the CaO series, indicating warm, arid events in the Fuentillejo sequence, which modulated its water balance and may be related to the cyclicity of the Dansgaard-Oeschger (DO) events.

Key words: cyclostratigraphy, geochemistry, maar-lake, Quaternary

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and Methods

The Fuentillejo maar (38° 56' 22" N - 4° 3' 13" W) is located in a round crater in metamorphic Palaeozoic and Pliocene volcanic rocks (Fig. 1). Since its origin, the lacustrine basin has been a closed, endorheic system that now contains over 142 m of lacustrine sediments (Vegas et al., 2004). At present Fuentillejo maar is an ephemeral, small closed lake at 635 m.a.s.l., characterized by a hyposaline water column (pH 8.7 and conductivity of 2005 mS cm⁻¹). We conducted high-resolution analyses of the geochemical (element analysis), mineralogical and sedimentary facies from the FUENT-1 core within the 0–47 ka cal. BP interval.

A borehole was drilled in 2002 to recover the 142.4 m lacustrine sequence known as the FUENT-1 core (Vegas et al., 2006). Core sections were stored in a repository at 4°C and split into two halves by an electro-osmotic core-cutting device. All discussion about correlation of the different proxies studied is based on measurements carried out in the same sediment core and in the same 10 cm sampling intervals.

Bulk geochemistry (Si, Al, K, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg and P) of samples was determined every 10 cm by X-ray fluorescence analyses (MagiX PANalytical) at the IGME Laboratory (Fig. 2). Total carbon (TC), total inorganic carbon (TIC) and total sulphur (S) were measured in an ELTRA CS-800 elemental analyser. Total organic carbon (TOC) was calculated by the difference between TC and TIC (2 h at 550°C). Analyses of mineralogical compounds were carried out by X-ray powder diffraction using a copper Ka-tube on a PANalytical XPERT Pro (PTE-RX-004). Authigenic minerals, particle morphologies and textural relationships were observed with a JEOL JSM 6400 scanning electron microscopy (SEM) operated at 20 kV and equipped with a Link System energy dispersive X-ray microanalyser (EDX). Radiocarbon ages (Table 1) were adjusted using the INTCAL09 calibration curve (Reimer et al., 2009). The age model is based on linear interpolation between median calibrated dates. The compositional character of the geochemical data of the FUENT-1 core was analysed in accordance with modern statistical practice (Aitchison, 1982).

Results and Discussion

Being a closed system, the water level in Fuentillejo maar depends primarily on the balance between precipitation and evaporation. There are five main sedimentary facies: brown massive silts, massive dolomicrites, blue dolomicrites, organic-carbonate rhythmites and black massive silts (Table 2). The system is consequently very sensitive to changes in the regional hydrological balance and these changes should be reflected by the geochemical proxy parameters TiO₂, an indicator of major detrital input related to arid and cold climates, and CaO, an indicator of carbonate precipitation favoured by warm, dry environmental conditions (Fig. 3). In this case, analysis of the geochemical component was found to be the best way to identify a cyclic pattern in the lacustrine sedimentary sequence because the first 20 m of the FUENT-1 core are not laminated (Fig. 2).

High-resolution spectral analysis of normalized geochemical TiO₂ and CaO records for the last 47 ka revealed a millennial cyclicity in the FUENT-1 sequence with major periodicities of 15.1 ka, 10 ky, 5.4 ky, 3.4 ky, 2.3 ky, 1.8 ky, 1.5 ky, 910, 863 and 606 years (Fig. 4). All these peaks also appear in the power spectrum of the Vostok (110 ky, 8.2 ky, 4.9 ky, 3.4 ky, 2.1 ky, 1.9 ky and 1.1 ky) and NGRIP (3.3 ky, 1.6 ky and 952 years) records, which (Fig. 3) have been analysed using the same method as that for the FUENT-1 geochemical series and for the same time-window. These cycles correspond closely with the harmonics of Milankovitch's climatic precession cycle of $1/f_p = 23$ ka. Only the time period between 12 and 47 ka (MIS 2 and 3) was analysed (Fig. 5), giving cycles of 8.6 ky, 4.9ka and 3.2 ka, which exceed a confidence level of 95%. The 1.5 ka cycle is also quite significant, especially in the CaO series, indicating warm, arid events in the Fuentillejo sequence, which modulated its water balance and may be related to the cyclicity of the Dansgaard-Oeschger events.

Geochemical spectral analyses have revealed the effect of the millennial-scale cycles and the superimposed signal produced by modulating local climatic factors. Thus, Fuentillejo hydrology is controlled by changes in the atmospheric and oceanic systems that operated in the North Atlantic region at millennial scale during the last 47 ka cal BP.

Introducción

Los lagos originados en el interior de los cráteres volcánicos son eficientes trampas de sedimento, constituyendo una fuente muy importante de archivos naturales y son uno de los mejores ambientes continentales para el estudio de las variaciones sedimentarias, relacionadas con los cambios paleoclimáticos del Cuaternario (p.e.: Creer and Thouveny, 1996; Leroy et al., 1996; Gasse et al., 1997; Allen et al., 1999; Liu et al., 2001; Rioual et al., 2001; Barker et al., 2003; Fuhrmann et al., 2003; Lücke and Brauer, 2004; Chu et al., 2005; Garcin et al., 2006; Anselmeti et al., 2009; Sáez et al., 2009; Park et al., 2010). Además, tienen la particularidad de ser sistemas cerrados, con una cuenca de drenaje muy reducida, que junto a la morfología del vaso lacustre en embudo pueden alcanzar más de 100 m de profundidad, favorecen la acumulación rápida y continuada de sedimentos y restos orgánicos. Las mayores ventajas que nos ofrecen estos registros sedimentarios son su alta resolución temporal y la preservación de una detallada información de los cambios en los patrones de la sedimentación como resultado de la superposición de factores climáticos, volcánicos y antrópicos (Colman, 1995; ELDP 'European Lake Drilling Programme', 1997). Estas cuencas lacustres de menores dimensiones, *a priori*, tienen mejores registros para realizar estudios de ciclicidad climática/orbital frente a los sedimentos de lagos de grandes dimensiones, puesto que muestran una mayor variabilidad en la extensión y la duración de las facies lacustres, debido a una mayor influencia frente a procesos tectónicos, geomorfológicos y volcánicos que influyen simultáneamente en la sedimentación lacustre (Pietras et al., 2003).

En la península Ibérica hay marcadas diferencias topográficas, que junto con su situación latitudinal y su posición entre el Atlántico y el Mediterráneo, hacen que las variaciones climáticas y la distribución de la vegetación entre unas regiones y otras sean muy marcadas (Harrison et al., 1996; Moreno et al., 2012; Carrión, 2012). Esta región al suroeste de Europa comienza a tener un número significativo de registros paleoclimáticos continentales continuos para el rango temporal que abarca desde el Último Máximo Glaciar y el Holoceno, tanto en la vertiente atlántica como en la mediterránea (Carrión, 2012), siendo muy significativos los obtenidos en medios lacustres (Moreno et al., 2012). Los lagos son sistemas que registran mejor la disponibilidad de agua en el medio, frente a las variaciones de temperatura (Harrison and Digerfeldt, 1993; Cohen, 2003; Valero-Garcés et al., 2009) y, además, contienen indicadores paleoclimáticos (p.e.: facies, geoquímicas, polen, biomarcadores, isótopos,

etc.) que ayudan a la reconstrucción de los niveles del lago en el pasado y la estimación del balance precipitación-evaporación. Las variaciones en estos balances hidrológicos lacustres han sido muy significativas en Iberia y están ligadas a las fluctuaciones climáticas globales (Morellón et al., 2009; Moreno et al., 2009; Valero-Garcés et al., 2009; Vegas et al., 2010).

La laguna del maar de Fuentillejo se sitúa en la región semiárida de la meseta sur, en la cuenca del río Guadiana y es un sistema cerrado, muy sensible a las variaciones hidrológicas ligadas al clima en el pasado (Vegas et al., 2010; Ruiz-Zapata et al., 2008; Galán et al., 2009). El objetivo de este trabajo es mostrar cómo el componente geoquímico del registro sedimentario lacustre es muy útil para el análisis cicloestratigráfico del Pleistoceno superior y Holoceno. La geoquímica ha resultado más apropiada para evaluar el patrón cíclico de la sedimentación lacustre, a falta de un registro sedimentario con laminación anual en el total de los 20 m del sondeo FUENT-1 analizados. El análisis espectral de la composición geoquímica normalizada de los sedimentos lacustres ha puesto de manifiesto el patrón cíclico del clima en los últimos 47 ka BP, siendo muy útil para caracterizar ciclos a escala milenaria.

Situación de la zona de estudio

El maar de Fuentillejo, también denominado de la Posadilla, se localiza al suroeste de Valverde de Calatrava (Ciudad Real) (Fig. 1), en la Región Volcánica de Campo de Calatrava (CCVA) en el centro peninsular. Este entorno está declarado "Monumento Natural de la Laguna y Volcán de La Posadilla" (Decreto 207/1999). El clima de la zona de estudio es mediterráneo con una fuerte influencia continental (Font-Tullot, 1983, 1988; Fernández-García, 1986; Agencia Estatal de Meteorología e Instituto de Meteorología de Portugal, 2011). Se caracteriza por veranos cálidos e inviernos fríos, con una temperatura media anual de 14.5° C. La precipitación media anual es de 391 mm·año⁻¹ pero con una gran variabilidad interanual. En la región semiárida de La Mancha la tasa de evaporación es de 1400 mm·año⁻¹ (Ordoñez et al., 1994), donde marzo, abril y junio son los meses más húmedos, mientras que julio y agosto son los más secos (32 mm de precipitación promedio en verano).

El vulcanismo de CCVA se desarrolla, al menos, en dos fases (Ancochea, 1983; Bonadonna and Villa, 1984; Gallardo-Millán and Pérez-González, 2000; Gallardo-Millán et al., 2002; Gallardo-Millán, 2004). La primera tuvo lugar durante el Mioceno superior (8.7-6.4 Ma) y fue de carácter ultrapotásico; mientras que durante

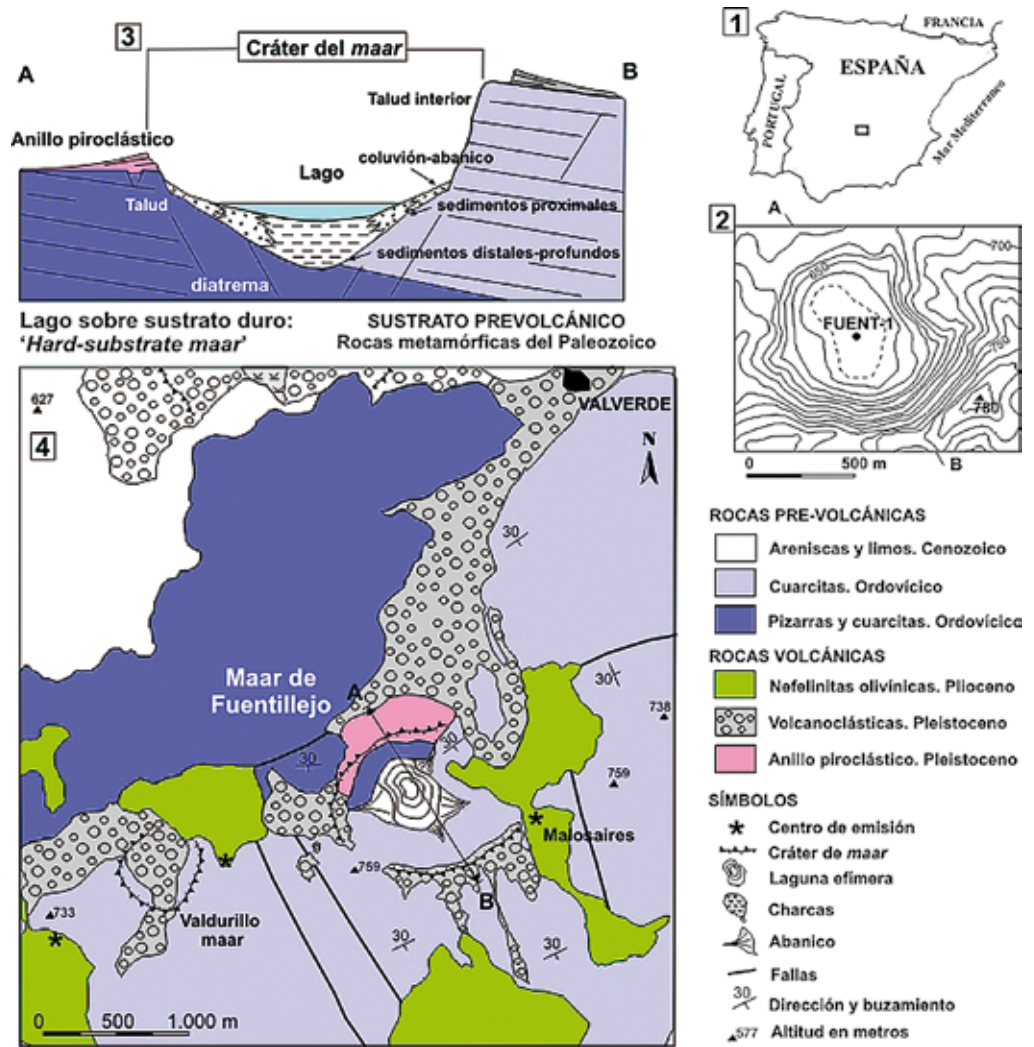


Figura 1. 1. Mapa de situación en la Península Ibérica. 2. Mapa topográfico de la zona de estudio (equidistancia entre curvas de nivel: 10 metros). El punto FUENT-1 es la posición del sondeo objeto de estudio. 3. Diagrama representativo del maar y la laguna tipo sustrato duro de Fuentillejo (modificado de Martín-Serrano et al., 2008). 4. Mapa geológico de la zona del maar del Fuentillejo (provincia de Ciudad Real, Región Volcánica del Campo de Calatrava).

Figure 1. 1. Location of the study site in the Iberian Peninsula. 2. Topographic map of the study area (10 metres between contour lines). FUENT-1 dot is the situation of this core. 3. Diagram representative of the Fuentillejo hard-substrate maar and related lake type (modified from Martín-Serrano et al., 2008) 4. Geological map of the Fuentillejo maar site (Ciudad Real province Campo de Calatrava Volcanic Field).

la segunda (4.7-1.75 Ma) fue alcalina y ultra alcalina. Esta segunda etapa, en la que se encuadra el episodio eruptivo de Fuentillejo, se prolonga hasta el Pleistoceno inferior (1.3 Ma), aunque los datos magnetoestratigráficos la extienden, al menos, hasta los 0.7 Ma (Gallardo-Millán, 2004). Los *maares* son una de las manifestaciones más frecuentes del vulcanismo en el CCVA y en el interior de sus cráteres se forman la mayoría de las numerosas lagunas y registros lacustres de esta región (González-Cárdenas et al., 2002; Martín-Serrano et al., 2009).

La erupción freatomagmática del maar de Fuentillejo originó un cráter de tipo "hard-substrate maar" con forma de embudo (Martín-Serrano et al., 2009), que supone un sustrato competente donde se alberga la laguna objeto de estudio (Fig. 1). Esta erupción está asociada a la fractura de desgarre de componente E-O que atraviesa la sierra de las Medias Lunas, a la que se asocian otras fracturas transversales de dirección NO-SE. Esta fracturación favoreció la formación de

pequeños acuíferos que interaccionaron con el magma (Ancochea, 1983). Tiene un diámetro externo de 1400 m e interno de 450 m y contiene un registro sedimentario lacustre de 142.4 m de espesor (Vegas et al., 2006) con una edad estimada en 350000 años BP según los estudios paleomagnéticos (Gallardo-Millán, datos sin publicar).

En la actualidad la laguna está a una altitud de 635 m s.n.m., no tiene afluentes ni efluentes y es de tipo efímero, con una lámina de agua estacional que no sobrepasa 1.5 m de profundidad. Sus aguas son hiposalinas (pH 8.7 y conductividad 2005 $\mu\text{S}/\text{cm}$.). Los iones más frecuentes en el agua son: HCO_3^- : 616 mg/l, Na^+ : 384 mg/l, Cl^- : 310 mg/l, CO_3 : 36.36 mg/l, K^+ : 41 mg/l, SO_4^{2-} : 27 mg/l, Mg^{2+} : 23 mg/l y Ca^{2+} : 15 mg/l. Desde su origen ha sido un sistema lacustre cerrado, con tres abanicos aluviales principales que han aportado material siliciclástico y volcánico. De esta forma, el nivel del agua en la laguna depende fundamentalmente del balance entre precipitación y evaporación y no hay

evidencias de aporte por aguas subterráneas, pero en el caso de existir, procederían de algún pequeño acuífero fisural. Por ello, este sistema lacustre es muy sensible a los cambios en el balance hidrológico regional y se han inferido para el pasado mediante indicadores de tipo físico, geoquímico, sedimentario, polínico y con biomarcadores (Vegas *et al.*, 2010; Ruiz-Zapata *et al.*, 2008; Galán *et al.*, 2009; Moreno, 2012; Ortiz *et al.*, 2013).

Petrología de la cuenca de drenaje

La cuenca de drenaje de la laguna de Fuentillejo está formada exclusivamente por rocas metamórficas y volcánicas (Fig. 1). La ladera norte del *maar* está formada por rocas metamórficas del Ordovícico inferior donde predominan los microconglomerados, cuarcitas y, en menor proporción, pizarras. Tienen porcentajes de cuarzo superiores al 70% y en las pizarras, la sericita oscila entre un 10-15% (Portero *et al.*, 1988). El borde sur es parte de la sierra de las Medias Lunas que está formada por la cuarcita armoricana, con proporciones de sericita <5% y como accesorios tiene zircón, turmalina y rutilo (Portero *et al.*, 1988). Estas litologías son las que forman el vaso de la laguna de Fuentillejo.

Las rocas volcánicas de la cuenca de drenaje están distribuidas en varios afloramientos. En las laderas este y oeste del cráter de Fuentillejo predominan los piroclastos y lavas de nefelinitas olivínicas (Ancochea, 1983). También aparecen en los restos del volcán de Malosaires, cuyo cráter casi erosionado se localiza en el borde sureste del *maar*. Hay varias coladas en la ladera al sur del cráter, pero que están desconectadas y pertenecen a erupciones efusivas previas y, presumiblemente, no han tenido influencia en los aportes detríticos a la laguna.

Las rocas volcánicas más modernas, por su posición geomorfológica, corresponden al anillo de la erupción freatomagmática del *maar* de Fuentillejo. Está formado por material piroclástico poco consolidado, con abundantes cristales idiomorfos de anfíbol (pargasita) de hasta 7 cm de longitud. Tienen un alto contenido en sodio y, posiblemente, son de procedencia xenolítica (Cebriá, 1992). En menor proporción, aparecen otros xenolitos de hasta 8 cm de diámetro con megacristales de flogopita en el borde norte del anillo.

La erupción de Fuentillejo corta un depósito volcanoclástico bien consolidado con abundantes fragmentos de rocas volcánicas (escorias, piroclastos y lavas de tipo basanita), cuarcitas, pizarras y arcillas tipo esmectita (Fig. 1), con laminaciones paralelas y

cruzadas difusas, que hasta la fecha se había relacionado directamente con la erupción freatomagmática de Fuentillejo y se había interpretado como una oleada piroclástica que avanzó hacia el norte, hasta alcanzar el valle del río Guadiana (Hernández-Pacheco, 1932; Ancochea, 1983; Portero *et al.*, 1988; Poblete, 1993). Sin embargo, la realización de la cartografía geomorfológica detallada dentro de este proyecto de investigación, junto con el estudio petrográfico y geoquímico a lo largo del depósito, revela que su origen es sedimentario. Es un conglomerado polimíctico muy heterogéneo, con matriz arenosa y arcillosa, donde los fragmentos volcánicos están subredondeados, con contactos puntuales y granos flotantes y se ha reinterpretado como un flujo en masa, tipo *debris flow*. La erupción del *maar* de Fuentillejo es posterior y corta estas rocas, que son parte de la cuenca de drenaje de la laguna.

Metodología

Se realizó un sondeo denominado Fuentillejo-1 o FUENT-1, de 142.4 m de longitud, mediante una máquina de perforación modelo Craelius D-900, con recuperación continua de testigo. Las coordenadas de dicho punto son 38° 56' 22" - 4° 3' 13" que corresponden a la parte central de la laguna, donde el espesor de sedimentos es mayor, de acuerdo con los estudios geofísicos previos (García-Cortés *et al.*, 2007; Martín-Serrano *et al.*, 2009).

Los testigos se conservan en una cámara frigorífica a una temperatura constante de 4° C y la división longitudinal se realizó con una guillotina de corte electro-osmótico (Vegas *et al.*, 2004). Se han seguido los protocolos de Schnurrenberger *et al.* (2001, 2003) para la descripción y clasificación de las unidades sedimentarias.

La composición mineralógica de los sedimentos se ha determinado mediante difracción de rayos-X (tubo K α de cobre, con XPERT Pro de PANalytical, PTE-RX-004), mediante polvo total y agregados orientados para la fracción arcilla. Los minerales autigénicos y las relaciones texturales se han identificado mediante microscopía electrónica (SEM) en un JEOL JSM 6400 a 20 kV y equipado con microanalizador de rayos-X (EDX).

El análisis geoquímico de los sedimentos se ha realizado con un intervalo de muestreo regular de 10 cm de espaciado para los primeros 20 m del sondeo FUENT-1, analizándose un total de 200 muestras en los laboratorios del IGME. Previamente, las muestras se trituraron y homogeneizaron en un mortero de ágata. Los análisis de elementos mayores se realiza-

ron mediante fluorescencia de rayos-X en un equipo MagiX PANalytical (Si, Na, Al, K, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg y P). A partir de la integración del análisis de visu, microscopio, geoquímica y difracción de rayos-X se han caracterizado las facies lacustres de los 20 primeros metros que se presentan en este trabajo.

El análisis espectral es un procedimiento estándar en el estudio cuantitativo de series temporales de geología y geofísica y, particularmente, de cicloestratigrafía. El objetivo de la cicloestratigrafía consiste en buscar evidencia de componentes cíclicas en series con ruido. Dichas componentes cíclicas se corresponden con picos estadísticamente significativos que pueden observarse en la potencia espectral estimada. Hay muchos métodos para la estimación de la potencia espectral. Cuando la secuencia experimental tiene los datos equiespaciados, el método de máxima entropía tiene la ventaja de su alta resolución espectral. Y en el caso de datos irregularmente distribuidos (esto es, el tiempo entre datos consecutivos no es constante), el periodograma de Lomb-Scargle tiene la ventaja de ser un método eficiente sin necesidad de interpolación entre los datos experimentales para obtener una distribución regular de datos.

El método de máxima entropía es equivalente al estimador espectral autorregresivo (Brockwell and Davis, 1991). El estimador de máxima entropía, es la densidad espectral $\hat{S}(\omega)$ que maximiza la entropía:

$$E = \int_{-\pi}^{\pi} \ln \{S(\omega)\} d\omega, \quad (1)$$

sobre la clase de todas las densidades $S(\omega)$ que satisfacen las condiciones:

$$\int_{-\pi}^{\pi} e^{i\omega h} S(\omega) d\omega = \hat{C}(h), \quad (2)$$

$$h \in [-p, -p+1, \dots, -1, 0, 1, \dots, p-1, p],$$

donde $\hat{C}(h) = \hat{C}(-h)$ es la covarianza estimada para el paso h . Se podría mostrar que el estimador espectral que maximiza la ecuación (1) sujeto a las condiciones impuestas en la ecuación (2) es el estimador espectral autorregresivo de orden p (Robert and Mullis, 1987):

$$\hat{S}(\omega) = \frac{\sigma_{wp}^2}{\left| 1 + \sum_{k=1}^p a_k^p e^{-ik\omega} \right|^2}, \quad (3)$$

$z(n)$: valor de la serie temporal para el tiempo o localización n .

a_k^p : coeficiente k -ésimo de un proceso autorregresivo. El superíndice p denota la dependencia del coeficiente en el orden p del proceso autorregresivo.

σ_{wp}^2 : varianza del proceso aleatorio de ruido blanco de media cero. El subíndice w denota que es la varianza de un proceso de ruido blanco mientras que el subíndice p denota su dependencia en el orden p del proceso autorregresivo.

$\omega = 2\pi f$: frecuencia angular en radianes por intervalo de muestreo.

f : frecuencia en ciclos por intervalo de muestreo Δ , y tomando el intervalo de muestreo como unidad $\Delta = (n + 1) - n = 1$.

$i = \sqrt{-1}$: unidad imaginaria.

$|z|$: módulo de un número complejo z .

En la práctica ni el orden p ni los coeficientes del proceso autorregresivo son conocidos y se han de estimar a partir de la secuencia de N datos experimentales para lo cual se ha utilizado el software MAXENPER (Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar, 2006).

Por otra parte, para series irregulares, el periodograma de Lomb-Scargle se define como (Lomb, 1976; Scargle, 1982; Press et al., 1992):

$$I(\omega_j) = \frac{1}{2s^2} \left\{ \frac{\left[\sum_{i=1}^N (z(t_i) - m_z) \cos[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \cos^2[\omega_j(t_i - \tau)]} + \frac{\left[\sum_{i=1}^N (z(t_i) - m_z) \sin[\omega_j(t_i - \tau)] \right]^2}{\sum_{i=1}^N \sin^2[\omega_j(t_i - \tau)]} \right\}, \quad (2)$$

donde el parámetro τ se define como:

$$\tan[2\omega_j \tau] = \frac{\sum_{i=1}^N \sin[2\omega_j t_i]}{\sum_{i=1}^N \cos[2\omega_j t_i]}, \quad (5)$$

y donde m_z y s^2 son la media y varianza estimadas de los datos $\{z(t_1), z(t_2), \dots, z(t_N)\}$.

ω_j es la frecuencia angular (ciclos por radián), mientras $f_j = \omega_j / (2\pi)$ es la frecuencia en ciclos por intervalo de muestreo. El parámetro τ hace que el estimador $I(\omega_j)$ de la ecuación (1) sea invariante con respecto al tiempo. $I(\omega_j)$ es el periodograma de Lomb-Scargle para la frecuencia ω_j . El software SLOMBS (Pardo-Igúzquiza

and Rodríguez-Tovar, 2012) se ha utilizado para la estimación del periodograma de Lomb-Scargle.

El nivel de confianza de las potencias espectrales estimadas, tanto por el método de máxima entropía como por el método del periodograma de Lomb-Scargle, se han evaluado por el método del test de permutación (Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar, 2006). La estimación de la potencia espectral se calcula para cada una de las permutaciones, donde el número de permutaciones S es un valor alto (1000 como mínimo). De este modo el nivel de significación (ASL) se calcula como:

$$ASL(\omega_j) = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^S J_i(\omega_j),$$

$$J_i(\omega_j) = \begin{cases} 1 & \text{if } I^*(\omega_j) \leq \tilde{I}_i^*(\omega_j) \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (6)$$

donde $I^*(\omega_j)$ es el periodograma de Lomb-Scargle (o el estimador de máxima entropía) de la secuencia original para la frecuencia ω_j y $\tilde{I}_i^*(\omega_j)$ es el periodograma suavizado (o el estimador de máxima entropía) de la i -ésima permutación para la frecuencia ω_j . El nivel de confianza se define, en porcentaje, como:

$$ACL(\omega_j) = 100[1 - ASL(\omega_j)] \quad (12)$$

Geocronología

En los sedimentos de Fuentillejo no hay macrorresos orgánicos susceptibles de datar. Por ello, la escala cronológica se ha reconstruido a partir de 7 dataciones mediante radiocarbono, realizadas por AMS en

materia orgánica total contenida en el sedimento (Vegas *et al.*, 2006, 2010). Con estos datos (Tabla 1) se ha realizado un modelo de edad-profundidad a partir de la interpolación lineal de las edades calibradas (INTCAL09, Reimer *et al.*, 2009). Con estos resultados se ha calculado una tasa de sedimentación para el intervalo de 20 m en FUENT-1 equivalente a 0.04 cm/año. De acuerdo con el modelo cronológico, cada rodaja de muestra analizada que tiene 2 cm de espesor corresponde a un intervalo temporal de 46.9 años.

El registro sedimentario de los últimos 47000 años

Los 20 m superiores de la secuencia FUENT-1 (Fig. 2) corresponden con las unidades sedimentarias 20, 21, 22 y 23 (de muro a techo) de acuerdo con los criterios sedimentológicos y geoquímicos (Vegas *et al.*, 2006, 2010) y equivalen a la sedimentación lacustre en Fuentillejo durante los últimos 47 ka cal BP. En la tabla 2 se detallan las facies identificadas en este intervalo, donde las Facies B a E son carbonáticas, mientras que la Facies A es marcadamente siliciclástica. Los análisis de los minerales de la arcilla indican composiciones variables entre esmectita e illita, pero su estudio en el MEB muestra su origen detrítico y no han sido neoformados en los sedimentos lacustres. Además, estos sedimentos con Facies de tipo A tienen los valores más bajos en carbono orgánico.

La unidad 23 es la de mayor espesor y se ha dividido en 8 subunidades, donde alternan la Facies A (23.7, 23.5, 23.3 y 23.1) y la Facies B (23.8, 23.6, 23.4 y 23.2). La unidad 22 son sedimentos carbonáticos con Facies de tipo D en la subunidad 22.3 y Facies tipo C en las subunidades 22.2 y 22.1. La subunidad 21.1 es la que muestra mayor variabilidad de facies (Facies E, D y C), mientras que la subunidad 21.2 está formada por Facies de tipo C con dolomicritas de color azul, muy

Profundidad (m)	Muestra	a ¹⁴ C B.P.	a cal BP	Mediana a cal BP	¹³ C/ ¹² C
0.65	Beta-204449	1570±40	1542-1375	1459	-22.7
3.22	Beta-215418	3750±40	4236-3984	4110	-23.9
4.35	Beta-204450	15420±70	18827-18530	18679	-24.1
6.75	Beta-190136	16540±90	20014-19436	19725	-24.3
14.45	Beta-190139	25470±210	30775-29635	30205	-24.6
16.91	Beta-190140	30880±360	36343-34785	35564	-20.3
18.40	Beta-177581	42620±1490	49503-44245	46874	-22.2

Tabla 1. Edades de radiocarbono del sondeo FUENT-1 del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). Las edades se han calculado a partir del carbono orgánico total contenido en los sedimentos. Edades calibradas a 2 sigma al 95% probabilidad, INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009).

Table 1. Radiocarbon ages of the Fuentillejo maar-lake core FUENT-1 sediments (Ciudad Real, central Spain). All ages were measured from the bulk organic fraction of core sediments. Calibration ages are 2 sigma 95% probabilities, INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009).

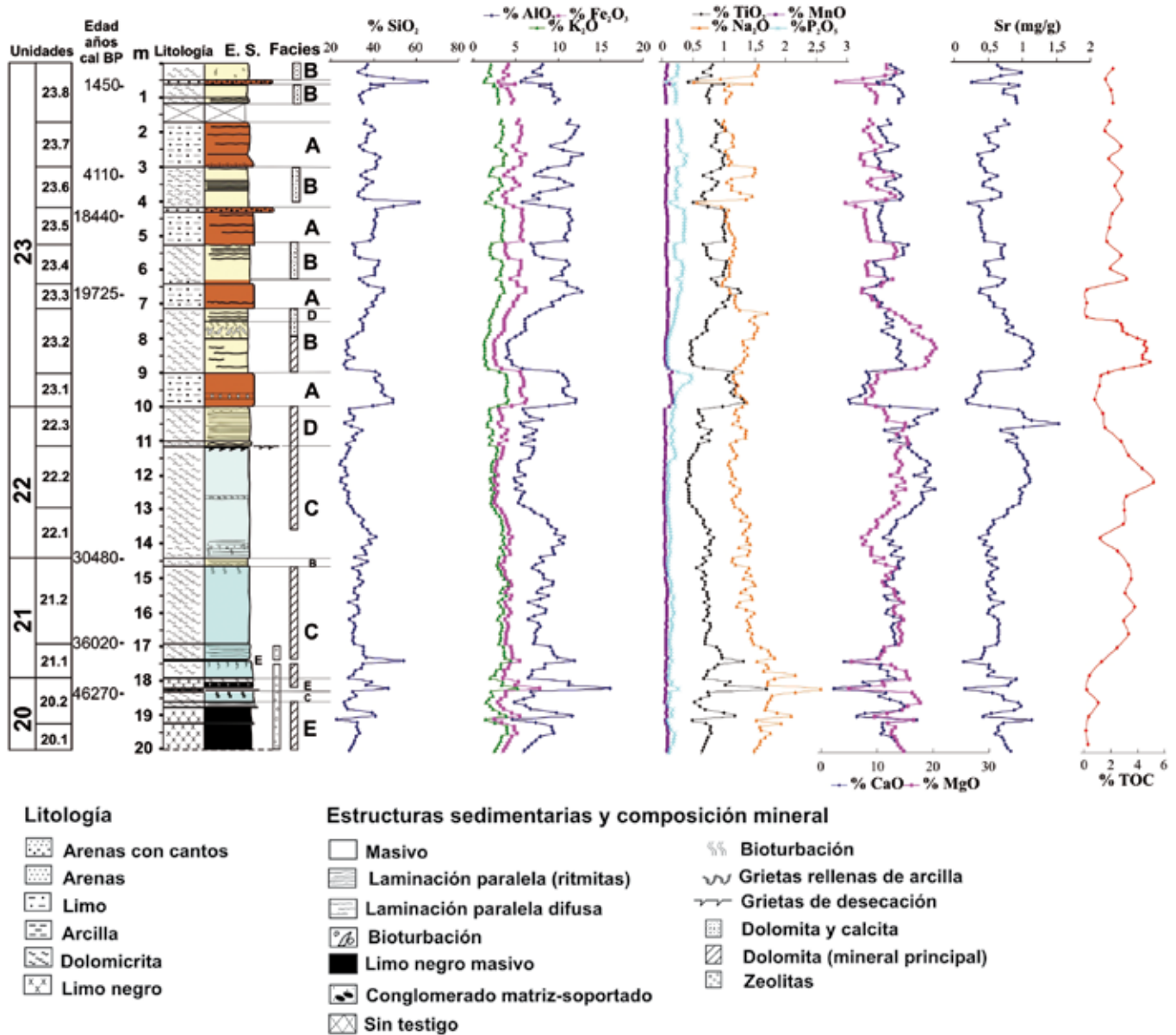


Figura 2. Columna estratigráfica simplificada y principales unidades sedimentarias diferenciadas en el registro lacustre del maar de Fuentillejo (sondeo FUENT-1, 0 a 20 m de profundidad). Elementos químicos analizados en los sedimentos lacustres (en porcentaje sin normalizar). TOC, carbono orgánico total.

Figure 2. Simplified stratigraphic log and main sedimentary units distinguished in the Fuentillejo maar lacustrine record (core FUENT-1, 0 to 20 m deep). Geochemical elements analysed in the Fuentillejo sequence (percentages not standardized). TOC, total organic carbon.

similares a los barros azules de dolomita y magnesita que precipitan en las lagunas de *Coorong* en Australia (von der Borch, 1976; Wright, 1999). Por último, la unidad 20 es casi exclusivamente de tipo E. En la serie hay varios niveles de bioturbación (Fig. 2), siendo el más importante el situado entre 7.6 y 7.9 m de profundidad. También hay dos niveles con grietas de desecación a 12.60 m y 11.20 m (Fig. 2). Suponen los niveles más bajos de la lámina de agua y la exposición de los sedimentos en los últimos 47 ka cal BP.

La dolomita, calcita y las zeolitas (analcima y, en menor proporción, chabacita y merlinoita) de las unidades 20, 21 y 22 son de origen primario o eodiagenético. Las fases carbonáticas están formadas por cristales euhedrales, entre 2 y 10 μm de tamaño. La formación de dolomita primaria (dolomicritas) indica procesos evaporativos, aguas alcalinas y un bajo nivel del lago, en un medio lacustre de tipo efímero (von der Borch and Lock, 1979; Last and De Deckker, 1990; García del Cura et al., 2001), aunque la dolomita también se ha encon-

Facies	
A	<p>Limos arcillosos de color marrón-rojizo en capas decimétricas, con muy bajo contenido en materia orgánica. Predominan los clastos de cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas con matriz arcillosa (esmectita e ilita).</p> <p><i>Interpretación:</i> Facies distales de los coluviones y abanicos que rodean la laguna. Erosión en la cuenca de drenaje.</p>
B	<p>Carbonatos micríticos de color crema masivos y con laminación centimétrica a milimétrica. Los carbonatos están formados por romboedros de dolomita y de calcita (cristales euhedrales de 2-10 μm). Contenido en TOC elevado, entre 3-5%. En ocasiones tienen evidencias de exposición subaérea, con grietas de retracción y removilización de las estructuras sedimentarias primarias por bioturbación.</p> <p><i>Interpretación:</i> Laguna con nivel del agua medio-bajo, sedimentación estacional, con desecaciones esporádicas.</p>
C	<p>Dolomicrita de color azul, masiva a ligeramente laminada. La dolomita forma cristales euhedrales y tipo grano de arroz de 2-20 μm. Contenido en TOC muy variable entre 1-5%. Presencia de zeolitas (analcima).</p> <p><i>Interpretación:</i> Laguna con nivel del agua bajo tipo "playa-lake" y elevada salinidad.</p>
D	<p>Sedimentos carbonáticos con laminaciones milimétricas de color marrón y crema. Baja proporción de partículas detríticas (cuarzo y esmectita). Bajo contenido en carbono orgánico.</p> <p><i>Interpretación:</i> Laguna perenne y relativamente profunda (>5 m). Fondo lacustre anóxico.</p>
E	<p>Limo carbonático masivo de color negro. La dolomita es el mineral principal, como secundarios aparecen analcima y, en menor proporción, chabacita y merlinoita. No hay minerales de la arcilla y el contenido en carbono orgánico es bajo.</p> <p><i>Interpretación:</i> Laguna perenne y con lámina de agua más profunda, con fondo anóxico y de elevada salinidad.</p>

Tabla 2. Descripción de las principales facies identificadas en los primeros 20 m de la secuencia lacustre del maar de Fuentillejo, Ciudad Real (sondeo FUENT-1)

Table 2. Description of the main facies identified in the upper 20 m of the Fuentillejo maar lacustrine sequence, Ciudad Real (FUENT-1 core)

trado en sedimentos lacustres profundos (Last and De Deckker, 1990). Los barros dolomíticos azules (Facies C) se forman en áreas donde la evaporación es superior a la precipitación y en lagos que se desecan en la estación estival. Periodos climáticos áridos con mayor evaporación por elevadas temperaturas o con un descenso acusado de las precipitaciones, implican aguas más concentradas en las que se favorece la precipitación de carbonatos lacustres (Moreno *et al.*, 2007b).

La presencia de analcima y otras zeolitas en los sedimentos lacustres reflejan cambios en la salinidad y alcalinidad de las aguas de la laguna, con prevalencia de condiciones áridas y cálidas (Stoffers and Holdship, 1975; Singer and Stoffers, 1980). Durante los periodos más secos la concentración de sales en el agua da lugar a una salmuera con la proporción suficiente de Na^+/H^+ como para que precipite analcima. Estos autores interpretan la presencia de este mineral como un descenso muy acusado en el nivel de agua debido a episodios climáticos áridos.

Análisis espectral y ciclos identificados

Los elementos químicos elegidos para el análisis espectral son el TiO_2 y el CaO. Debido al aislamiento y a

lo reducido del área de drenaje, se puede asumir que la fracción detrítica que entra en la laguna de Fuentillejo procede, mayoritariamente, de la erosión de los suelos, los abanicos aluviales y coluviones (fragmentos metamórficos y volcánicos) adosados a las laderas interiores del cráter y al aporte eólico, que aún no ha sido evaluado. El contenido en TiO_2 se ha elegido como marcador geoquímico de estos procesos, puesto que es uno de los mejores indicadores para el aporte lítico en registros lacustres (Minyuk *et al.*, 2007) y en la secuencia de FUENT-1 tiene una correlación positiva con el contenido Si, Al, Fe y K (Fig. 2). En este registro sedimentario, el TiO_2 es uno de los mejores indicadores de fases áridas y frías en los últimos 47 ka cal BP puesto que durante esas fases aumentan los aportes siliciclásticos a la laguna (Vegas *et al.*, 2010).

Paralelamente, el contenido en CaO es el otro indicador geoquímico empleado para el análisis espectral, pues tiene un patrón similar sobre todo con el contenido en Sr, materia orgánica (TOC) y en Mg (Fig. 2). En FUENT-1 es un indicador de fases áridas y cálidas para este intervalo temporal, donde predomina la precipitación de carbonatos primarios y un balance hidrológico negativo en la laguna (Vegas *et al.*, 2010). En los sedimentos carbonáticos, como ya se ha expuesto,

predomina la formación de dolomita frente a la calcita debido, principalmente, a la influencia del aporte de minerales y cationes de origen volcánico a la laguna, siendo muy significativo el aporte de Mg, Na y Ca.

Con los datos composicionales de TiO_2 y CaO de los primeros 20 m del sondeo FUENT-1 se ha realizado, previo al análisis espectral, la transformación *logit* con el objetivo de normalizar el carácter composicional de dichos datos (Aitchison, 1982). Esta transformación se ha efectuado porque los datos geoquímicos son proporciones de un total y mediante su transformación *logit* (logaritmo del ratio de cada elemento con respecto al resto) se obtiene una escala adecuada para su análisis (Aitchison, 1982). De este modo, si el valor de contenido en un determinado compuesto (en tanto por uno) es x_t para un determinado instante temporal t , el correspondiente valor *logit* equivale a:

$$y_t = \ln\left(\frac{x_t}{1-x_t}\right)$$

Por ello, el análisis espectral se realiza sobre la variable y_t . Las series temporales de las series *logit* para el TiO_2 y el CaO se muestran en la figura 3, donde puede observarse una buena correlación negativa entre las series de ambos compuestos. Por ello, cuando el aporte detrítico aumenta, la precipitación de carbonatos se inhibe en el medio lacustre.

El análisis espectral se ha realizado por el método de máxima entropía (Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar, 2005) y por el periodograma de Lomb-Scargle (Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar, 2012). La aplicación de varias técnicas de análisis espectral es una estrategia recomendada en paleoclimatología (Berger et al., 1993), de modo que se aprovecha lo mejor de cada técnica y se minimizan las deficiencias. El método de máxima entropía tiene una buena resolución espectral en series cortas y el periodograma de Lomb-Scargle permite el análisis de series experimentales con datos no equiespaciados (series irregulares). Aunque el intervalo de muestreo es regular, cada 10

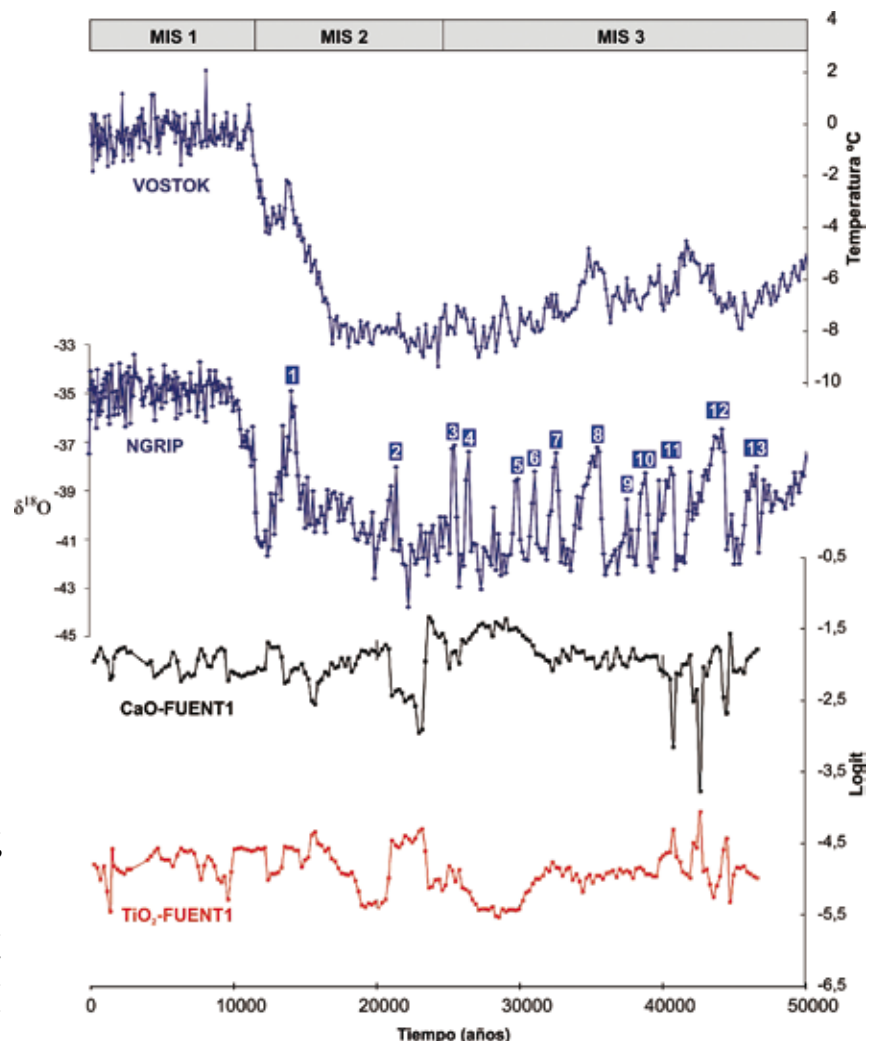


Figura 3. Registro de temperatura del sondeo Vostok (Petit et al., 1994). Registro isotópico de oxígeno del sondeo NGRIP (North Greenland Ice Core Project members, 2004). Series temporales *logit* del titanio y calcio para los últimos 47 ka cal BP del registro lacustre del *maar* de Fuentillejo (según la metodología de Aitchinson, 1982). El intervalo de muestreo es de 234 años. Los números en recuadro azul oscuro en la serie del NGRIP corresponden con los interestadiales de los ciclos D-O.

Figure 3. Temperature record of the Vostok core (Petit et al., 1994). Oxygen isotopic record of the NGRIP core (North Greenland Ice Core Project members, 2004). Temporal *logit* series of titanium and calcium content for the last 50000 years BP of the Fuentillejo lacustrine record (according to Aitchinson's method, 1982). Sample interval is 234 years. Numbers in dark blue boxes in the NGRIP series are interstadials in the D-O cycles.

cm), las previsible variaciones en la tasa de sedimentación conllevan a un intervalo temporal desigual y la interpolación de datos cuando la disposición temporal de estos no es regular, modifica el contenido espectral de la secuencia (Schulz and Statteger, 1997).

El espectro de potencia para el TiO_2 calculado por el método de máxima entropía para el registro temporal completo se muestra en la Figura 4. La significación estadística se ha evaluado por el método del test de permutación (Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar, 2005) y se muestra en la Figura 5. Los picos espectrales, estadísticamente significativos, se corresponden con períodos de 10.0 ka, 5.4 ka, 3.4 ka, 2.3 ka, 1.8 ka, 1.5 ka y 910 años. Los ciclos de 10, 5.4 y 1.8 ka superan la significación estadística del 90%, mientras que los ciclos de 3.4 y 2.3 ka están por encima de la significación estadística del 80% y los ciclos de 1.5 ka y 910 años superan la significación estadística solo del 40%, pero destacan significativamente con respecto a las frecuencias vecinas.

El espectro de potencia obtenido para el CaO en los últimos 47 ka Cal BP muestra unos picos espectrales estadísticamente significativos de 15.1 ka, 5.3 ka, 3.4 ka, 2.3 ka, 1.8 ka, 1.5 ka, 863 años y 606 años (Fig. 4). Los ciclos de 15.1, 5.3, 2.3, 1.8 y 3.4 ka superan la significación estadística del 90%, mientras que el ciclo de 1.5 ka tiene una significación del 85% y el de 606 a está por encima de la significación estadística del 70% y, por último, el ciclo de 863 años supera la significación estadística del 50%.

Paralelamente, para el intervalo temporal de 50 ka, se ha realizado el análisis espectral por el método de la máxima entropía del registro de $\delta^{18}\text{O}$ en hielo del sondeo NGRIP (Fig. 4) en Groenlandia (*North Greenland Ice Core Project members*, 2004). Se han obtenido picos de 3.3 ka, 1.6 ka y 952 años. De la misma forma, al realizar el análisis espectral del mismo intervalo temporal para el sondeo Vostok (Fig. 4) en la Antártida (Petit *et al.*, 1999), mediante el periodograma de Lomb-Scargle, revela ciclos de 10 ka, 8.2 ka, 4.9 ka, 3.4 ka, 2.1

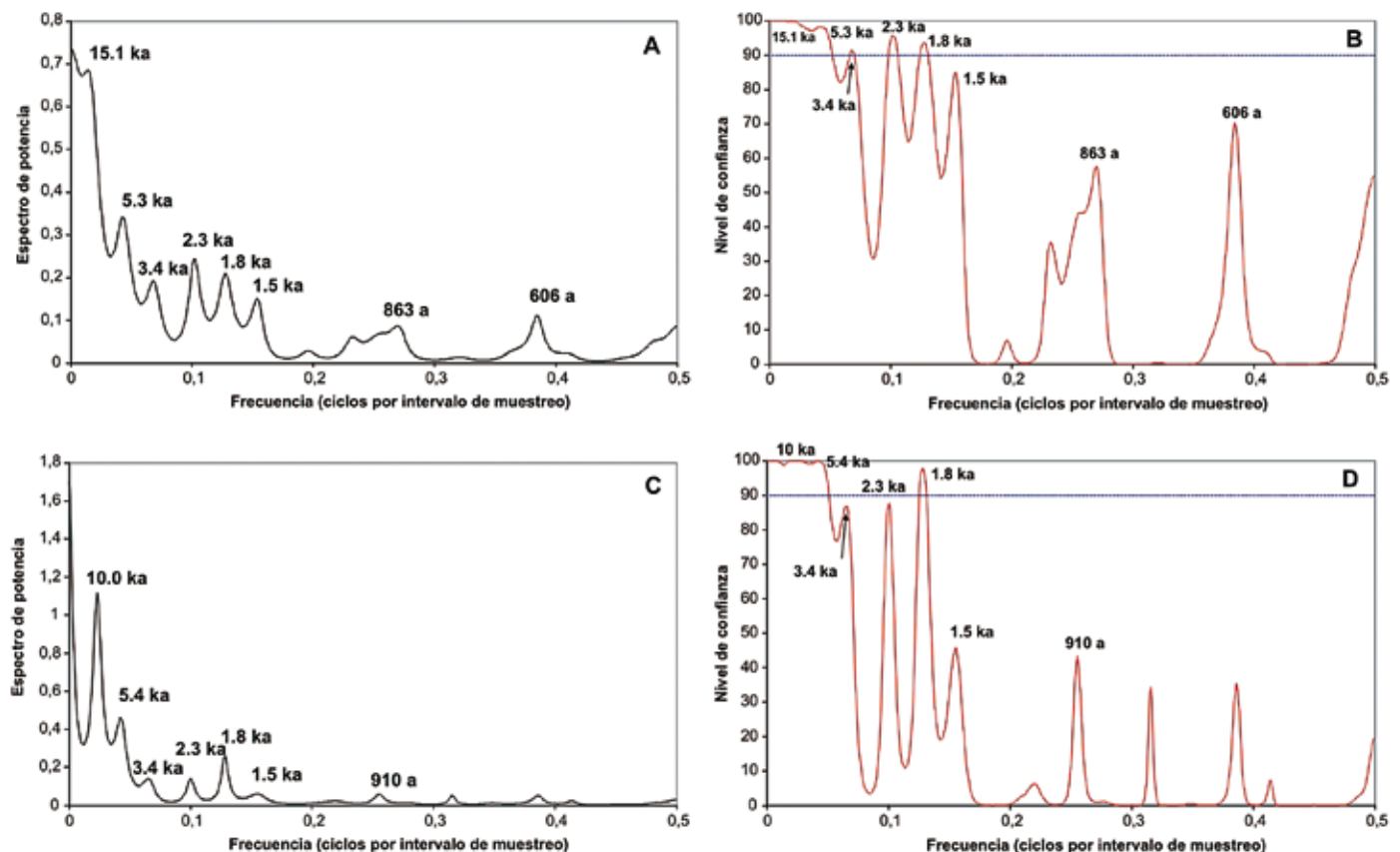


Figura 4. A. Espectro de potencia de la serie *logit* del calcio mostrada en la Fig. 3. El intervalo de muestreo es de 234 años. B. Nivel de confianza del espectro de potencia del calcio calculado por el test de permutación. C. Espectro de potencia de la serie *logit* del titanio mostrada en la Fig. 3. El intervalo de muestreo es de 234 años. D. Nivel de confianza del espectro de potencia del titanio calculado por el test de permutación.

Figure 4. A. Power spectrum of the *logit* calcium series shown in Fig. 3. Sample interval is 234 years. B. Significance level of the calcium power spectrum calculated by the permutation test. C. Power spectrum of the *logit* titanium series shown in Fig. 3. Sample interval is 234 years. D. Significance level of the titanium power spectrum calculated by the permutation test.

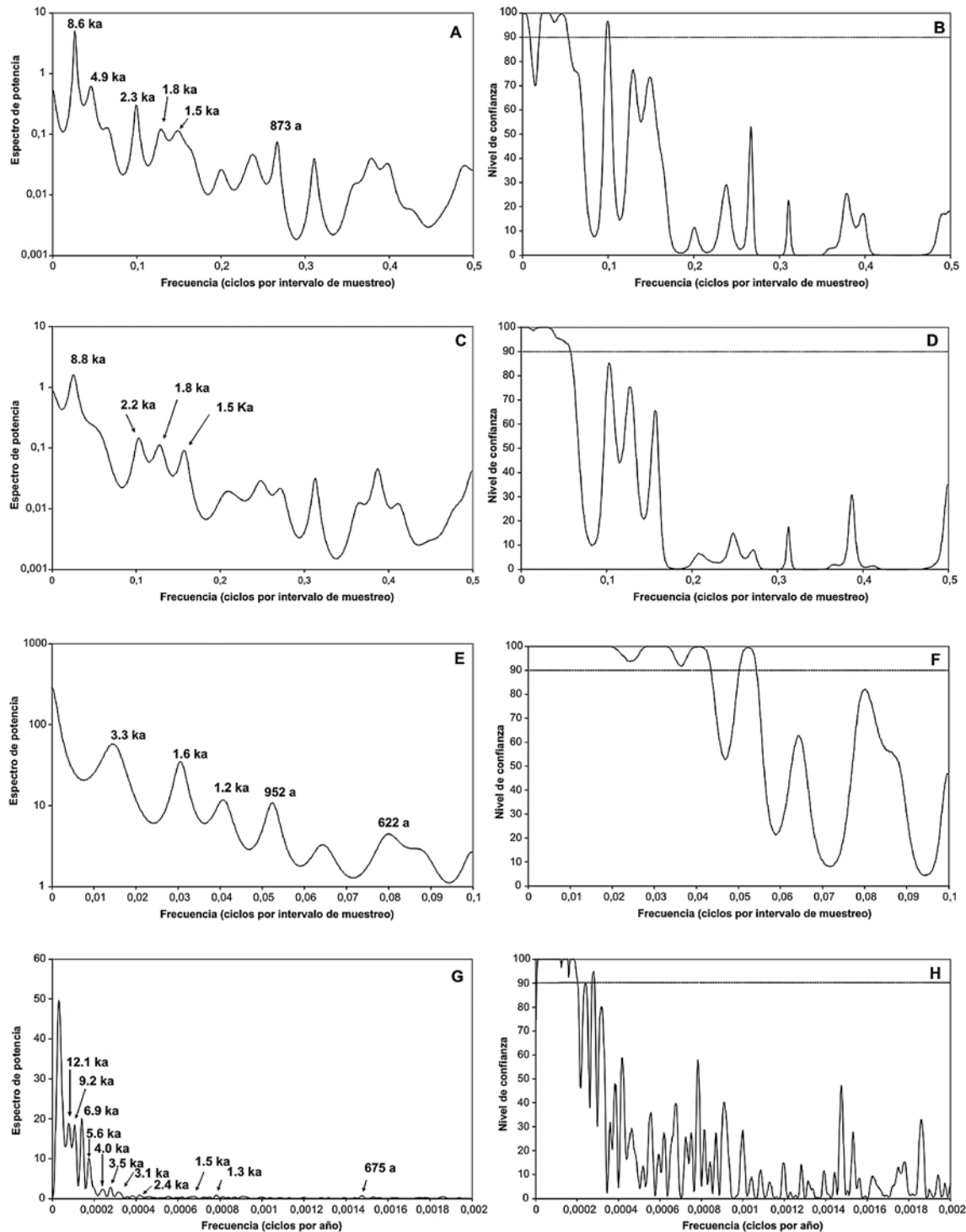


Figura 5. Espectros de potencia calculados para el periodo temporal entre 12 ka y 47 ka Cal BP, excluyendo el interglacial Holoceno. **A y B.** Espectro de potencia de la serie *logit* del calcio y nivel de confianza calculado por el test de permutación. **C y D.** Espectro de potencia de la serie *logit* del titanio y nivel de confianza calculado por el test de permutación. **E y F.** Espectro de potencia de la serie *logit* de temperatura del sondeo NGRIP y nivel de confianza calculado por el test de permutación. **G y H.** Espectro de potencia de la serie *logit* del $\delta^{18}O$ del sondeo VOSTOK y nivel de confianza calculado por el periodograma de Lomb-Scargle.

Figure 5. Power spectra and significance levels for the 12 ka to 47 ka time period. Holocene interglacial is excluded from the analyses. **A & B.** Power spectrum of the logit calcium series and significance level calculated by the permutation test. **C & D.** Power spectrum of the logit titanium series and significance level calculated by the permutation test. **E & F.** Power spectrum of the logit temperature series of the NGRIP core and significance level calculated by the permutation test. **G & H.** Power spectrum of the logit $\delta^{18}O$ series of the VOSTOK core and significance level calculated by the permutation test.

ka; 1.9 ka y 1.1 ka. En estos dos casos, se han incluido en el análisis espectral los datos correspondientes al Holoceno, de la misma forma que se ha realizado para los indicadores geoquímicos de Fuentillejo. Los resultados muestran como el sondeo Vostok tiene un mayor número de picos de frecuencia, frente a los identificados en el sondeo NGRIP. Además, los ciclos del sondeo NGRIP, así como los del registro Vostok, están presentes en el espectro del TiO₂ y del CaO del registro sedimentario de Fuentillejo, excepto los de 8.2 y 4.9 ka que solo aparecen en el sondeo Vostok (Tabla 3). Los ciclos 15.1 ka y el de 1.5 ka identificados en Fuentillejo, no están presentes en ninguna de las dos series polares.

Discusión

Los últimos 47 ka BP recogidos en la secuencia sedimentaria de la laguna de Fuentillejo comprenden el interglacial Holoceno (MIS 1) y unos 38 ka del último período glacial del Pleistoceno Superior (MIS 2 y parte de MIS 3) (Fig. 3). Los picos espectrales identificados en los indicadores geoquímicos de Fuentillejo tienen una correspondencia muy buena con los armónicos pares del ciclo de precesión de $1 / f_p = 23$ ka (Tabla 3), indicando la impronta de la ciclicidad externa en este registro sedimentario continental. Esta sucesión de picos espectrales también es muy clara sobre todo en el sondeo Vostok y en el sondeo NGRIP, analizados anteriormente con la misma metodología que los indicadores geoquímicos de Fuentillejo (Tabla 3).

Estos dos indicadores geoquímicos muestran patrones cíclicos bien definidos y coincidentes en sus espectros de potencia. Únicamente, el pico de 10 ka se identifica en el espectro del TiO₂ y los de 15.1 ka; 863 y 606 años solo aparecen en el espectro del CaO (Fig. 4). Los ciclos identificados de 1.5 ka y los de 606 y 863 años en el registro del CaO tienen mayor significación estadística frente a los de 1.5 ka y 910 años identificados en el TiO₂ (Fig. 4), lo que indicaría un mayor peso de la señal climática en la precipitación de carbonatos y ceolitas en la laguna para estas periodicidades.

Es frecuente que los datos correspondientes al interglacial Holoceno se eliminen en los análisis de ciclicidad realizados en series paleoclimáticas marinas, puesto que tenían el objetivo de analizar los periodos glaciares (p.e. Schulz, 2002; Moreno et al., 2005, 2007a; Rial, 2004a). Una vez analizado el periodo temporal hasta 47 ka Cal BP, se han realizado los mismos análisis y con las mismas metodologías para los indicadores de la secuencia de Fuentillejo, Vostok y NGRIP excluyendo el Holoceno, para el intervalo entre 12 a 47 ka cal BP (Fig. 5). En este nuevo análisis, destacan los ciclos de 8.6 ka en el CaO y 8.8 ka en el TiO₂ con un nivel de confianza del 99%. En el indicador de aridez y mayor temperatura (CaO) también sobresalen los ciclos de 4.9 ka y 2.3 ka con un nivel de confianza que supera el 90%. En los dos indicadores geoquímicos de la secuencia de Fuentillejo los ciclos de 1.8 ka y 1.5 ka son significativos y tienen un nivel de confianza en torno al 70%.

Harmónicos pares del ciclo de precesión de Milankovitch		Sondeo NGRIP Groenlandia	Sondeo Vostok Antártida	CaO FUENT-1 Ciudad Real	TiO ₂ FUENT-1 Ciudad Real
$1/2f_p$	11.5 ka		10 ka		10 ka
$1/4f_p$	5.7 ka		4.9 ka	5.3 ka	5.4 ka
$1/6f_p$	3.8 ka	3.3 ka	3.4 ka	3.4 ka	3.4 ka
$1/8f_p$	2.8 ka				
$1/10f_p$	2.3 ka		2.1 ka	2.3 ka	2.3 ka
$1/12f_p$	1.9 ka		1.9 ka	1.8 ka	1.8 ka
$1/14f_p$	1.6 ka	1.6 ka		1.5 ka	1.5 ka
$1/16f_p$	1.4 ka				
$1/24f_p$	958 a	952 a	1.1 ka	863 a	910 a

Tabla 3. Ciclos identificados en el análisis de los últimos 47 ka BP y su comparación con los armónicos pares del ciclo de precesión de Milankovitch. Picos espectrales de los registros paleoclimáticos de los sondeos polares NGRIP (North Greenland Ice Core Project members, 2004), Vostok (Petit et al., 1994) y del sondeo FUENT-1 en la laguna del maar de Fuentillejo.

Table 3. Cycles identified during the last 47 ka BP and their comparison with even harmonics of the Milankovitch's precession cycle. Spectral peaks of the palaeoclimatic records from polar cores NGRIP (North Greenland Ice Core Project members, 2004) and Vostok (Petit et al., 1994) and the FUENT-1 core of the Fuentillejo maar-lake.

En el medio marino del Mediterráneo occidental, Moreno *et al.* (2005, 2007a) a partir del análisis de los indicadores paleoclimáticos del Mar de Alborán, que cubre un período de análisis entre 28 ka y 50 ka, obtienen ciclos en bandas de frecuencia en torno a los 8 ka, 5 ka, 3.3 ka y 1.5 ka. La variabilidad climática en la banda de sub-Milankovitch, que se ha encontrado en los sedimentos del fondo marino de otras regiones, también se han interpretado como harmónicos de la banda precesional (Hagelberg *et al.*, 1994). Asimismo, Rial (2004b) en series marinas identifica ciclos de 10.3 ka, 4.3 ka, 2.75 ka, 2 ka, 1.58 ka, 1.3 ka y 1.1 ka para el intervalo temporal entre 29 ka y 45 ka BP, que los interpreta como una señal periódica de 7.5 ka modulando una portadora de 2.75 ka, con una separación constante entre los picos igual a $1/7.5 \text{ ka}^{-1}$.

El último período glaciario en el hemisferio norte está puntuado por los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) y los eventos Heinrich (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993; Grousset *et al.*, 1993; Schulz, 2002; Wolff *et al.*, 2010). Los ciclos D-O tienen aspecto aserrado en la curva isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) de los sondeos en hielo de Groenlandia (Fig. 3), donde cada ciclo típico comienza con un rápido aumento de temperatura, que progresivamente se enfría hasta un mínimo a partir del cual el ciclo se repite con una nueva elevación brusca de las temperaturas. La ciclicidad atribuida a los ciclos D-O es de 1470 años (también se corresponde con el ciclo de 1.5 ka) y se ha reconocido en el espectro climático de los últimos 125 ka. Esta señal milenaria es mucho más evidente durante los estadios isotópicos marinos 2 y 3, entre 10 a 60 ka (Sarnthein *et al.*, 2002; Voelker, 2002; Schulz, 2002; Clemens 2005) pero, sin embargo, los registros polares y marinos muestran que el espaciado entre los D-O no es del todo regular y no ocurren cada 1470 años (Schulz, 2002; Clemens, 2005). Una conclusión de este análisis es que los eventos climáticos de D-O no son perfectamente periódicos y para representar dichos eventos mediante componentes periódicas es necesario recurrir a firmas espectrales con un conjunto de componentes cíclicos (harmónicos), cuya combinación se ajusta a la recurrencia media de los eventos D-O (Schulz, 2002; Clemens, 2005).

En el registro continental del *maar* de Fuentillejo, los dos indicadores elegidos muestran el ciclo de 1.5 ka tanto en el análisis de la serie temporal completa, como para el intervalo de 12 a 47 ka. Si bien es cierto, que la serie del CaO es la que muestra un nivel de confianza del 85% para este ciclo cuando se analizan solo los MIS 2 y 3 (Fig. 5). Este resultado se podría interpretar como que este indicador responde a la ciclicidad milenaria que condiciona los periodos de mayor aridez y mayor temperatura en el interior de la península.

La influencia de los ciclos D-O y las oscilaciones entre evaporación/precipitación también se ha observado en lagos de Italia y el sur de Francia (Thouveny *et al.*, 1994; Ramrath *et al.*, 1999; Allen *et al.*, 1999), que permiten definir la conexión entre la hidrología de los lagos del Sur de Europa con los ciclos D-O, debido a la rápida transmisión de la circulación atmosférica entre el Atlántico Norte y el Mediterráneo.

Una cuestión muy diferente es la explicación del origen de los eventos D-O. Se sabe que existen factores externos que influyen, como los ciclos de Milankovitch, ciclos en la variabilidad solar, etc. (van Geel *et al.*, 1999; Keeling and Whorf, 2000). Asimismo, no hay que descartar la coexistencia de causas internas en el complejo sistema del clima del Planeta (Le Treut and Ghil, 1983; Rial *et al.*, 2004), que ocurren en resonancia con los factores externos. Los cambios climáticos a escala milenaria pueden tener un forzamiento periódico subyacente y muestran eventos de tipo umbral, que también están influenciados por la evolución de las condiciones límite internas, como el volumen de hielo y el nivel del mar (Clemens, 2005) o la circulación termohalina con una respuesta con umbrales (Dima and Lohmann 2008).

En resumen, el clima se comporta como un sistema complejo resonante no lineal, donde intervienen muchos factores interrelacionados mediante diferentes procesos, con *feedback* positivos y negativos (Rial, 2004a,b; Rial *et al.*, 2004). Lo que prueba el análisis espectral de los indicadores geoquímicos de la laguna de Fuentillejo es la influencia de la ciclicidad climática global en su balance hidrológico, que condiciona la presencia de fases áridas, pero donde las características climáticas regionales del interior de la península Ibérica han dejado también su propia impronta en el registro sedimentario.

Conclusiones

Las facies sedimentarias lacustres, junto con los indicadores geoquímicos que indican la aridez y el aporte de detríticos muestran rápidas oscilaciones que se deben, fundamentalmente, a las variaciones significativas en el nivel del agua en la laguna del *maar* de Fuentillejo. Estas variaciones en el balance hidrológico están directamente controladas por las fluctuaciones en el régimen de precipitación en la región del centro peninsular. El análisis espectral para los indicadores normalizados del contenido en TiO_2 y CaO para los últimos 47 ka cal BP responde a las variaciones climáticas a escala milenaria, habiéndose identificado los ciclos de 10.0 ka, 5.4 ka, 3.4 ka, 2.3 ka, 1.8 ka, 1.5 ka y 910 años para la serie del TiO_2 que es indicativa

de fases frías y áridas; mientras que se han identificado ciclos de 15.1 ka, 5.3 ka, 3.4 ka, 2.3 ka, 1.8 ka, 1.5 ka, 863 años y 606 años para la serie del CaO, que es indicativa de periodos áridos y cálidos en el registro sedimentario.

Los ciclos identificados tanto en TiO₂ como el CaO tienen una buena correspondencia con los harmónicos pares del ciclo de precesión de Milankovitch, que también se han identificado en los sondeos polares Vostok y NGRIP. La respuesta a la variación en el régimen de precipitación está modulada por los ciclos externos superpuestos a la impronta de la señal árida debida a los interestadiales de los ciclos Dansgaard/Oeschger (D-O). El ciclo de 1.5 ka también es significativo cuando se ha analizado solo el periodo temporal comprendido entre 12 y 47 ka (MIS 2 y 3), sobre todo en la serie del CaO.

El análisis espectral de los indicadores geoquímicos normalizados muestra una complejidad de los cambios ambientales a escala milenaria, en particular, de aquellos que afectan a las variaciones del nivel del agua en esta laguna y que también han tenido influencia en la región del Atlántico Norte y Mediterráneo en los últimos 47 ka cal BP.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2004-06212/BTE y CGL2008-06042 del Plan Nacional de Investigación y por el proyecto interno del Instituto Geológico y Minero de España "Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo, Ciudad Real" (CC 54020). La difracción de rayos-X y los análisis geoquímicos se han realizado en el laboratorio del IGME (Director: J.A. Martín-Rubí; técnicos: E. Bellido y E. Seijas). Agradecemos a los revisores Ana Moreno y Trinidad de Torres sus comentarios, que han mejorado notablemente el manuscrito original.

Referencias

Agencia Estatal de Meteorología e Instituto de Meteorología de Portugal, 2011. *Atlas Climático Ibérico*, Madrid. 79 pp.

Aitchison, J. 1982. Principal component analysis of compositional data. *Biometrika*, 70, 57-65.

Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S. and Zolitschka, B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400, 740-743.

Ancochea, E. 1983. *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Editorial Universidad Complutense, Madrid, 675 pp.

Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., De Batist M., Gebhardt, C.A., Haberzettl, T., Niessen, F., Ohlendorf, C. and Zolitschka, B. 2009. Environmental history of southern Patagonia unravelled by the seismic stratigraphy of Laguna Potrok Aike. *Sedimentology*, 56, 873-892.

Barker, P., Williamson, D., Gasse, F. and Giber, E. 2003. Climatic and volcanic forcing revealed in a 50000-year diatom record from Lake Massoko, Tanzania. *Quaternary Research*, 60, 368-376.

Berger, W.H., Bickert, T., Schmidt, H., Wefer, G. and Yasuda, M. 1993. Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 805, Ontong Java Plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 363-379.

Bonadonna, F.P. and Villa, J.M. 1984. Estudio geocronológico del vulcanismo de las Higuieruelas. I Reunión Estratigrafía Regional Castilla-La Mancha (Albacete). *Espacio y Sociedad*, III, 249-253.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.

Bond, G., Broecker, W. S., Johnsen, S. J., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. and Bonani, G. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.

Broecker, W.S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate-change. *Nature*, 372, 421-424.

Brockwell, P.J. and Davis, R.A., 1991. *Times series: theory and methods*. Second Edition. Springer Verlag, New York, 577 pp.

Carrión, J.S. (Coord.) 2012. *Paleoflora y paleovegetación de la península Ibérica e Islas Baleares: Plioceno y Cuaternario*. Universidad de Murcia, Murcia. 972 pp.

Cebriá, J.M. 1992. *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita. 314 pp.

Chu, G., Liu, J., Schettler, G., Li, J., Sun, Q., Gu, Z., Lu, H., Liu, Q. and Liu, T. 2005. Sediment fluxes and varve formation in Sihailongwan, a maar lake from northeastern China. *Journal of Paleolimnology*, 34, 311-324.

Clemens, S.C. 2005. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. *Quaternary Science Reviews*, 24, 521-531.

Cohen, A.S. 2003. *Paleolimnology. The history and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, New York.

Colman, S.M. (ed.) 1995. *Continental Drilling for Paleoclimatic Records*. PAGES 96-4, <http://pages.unibe.ch/products/reports/Contidriill/0toc.html>

- Creer, K.M. and Thouveny, N. (Eds.) 1996. The EUROMAARS Project. Special Issue. *Quaternary Science Reviews*, 15, 146 pp.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S.C., Hammer, U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Dima, M. and Lohmann, G. 2008. Conceptual model for millennial climate variability: a possible combined solar-thermohaline circulation origin for the ~1500-year cycle. *Climate Dynamics*, 32(2-3), 301-311.
- European Lake Drilling Programme (ELDP) 1997. *An ESF research programme to further the recovery and interpretation of lacustrine paleoclimatic archives*, <http://www.esf.org>
- Fernández García, F. 1986. *El clima de la Meseta Meridional: Los tipos de tiempo*. Ed. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- Font Tullot, I. 1983. Pisos bioclimáticos de España. *Lazaroa*, 5, 33-43.
- Font-Tullot, I., 1988. *Historia del clima en España. Cambios climáticos y sus causas*. Ediciones del Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 297pp.
- Fuhrmann, Mingram, J., Lücke, A., Luc, H., Horsfield, B., Liu, J., Negendank, J.F.W., Schleser, G.H. and Wilkes, H. 2003. Variations in organic matter composition in sediments from Lake Huguang Maar (Huguangyan), south China during the last 68 ka: implications for environmental and climatic change. *Organic Geochemistry*, 34, 1497-1515.
- Galán, L., Vegas, J. and García-Cortés, A. 2009. Reconstrucción paleoclimática del centro de la Península Ibérica durante los últimos 50 ka cal. BP, a partir de los datos físicos y geoquímicos del registro lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Geogaceta*, 46, 119-122.
- Gallardo-Millán, J.L. 2004. *Evolución geodinámica de las cuencas neógenas del Campo de Calatrava (Ciudad Real) y su relación con el volcanismo reciente*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita)
- Gallardo Millán, J.L., Ancochea, E. y Pérez-González, A. 2002. Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32, 35-38.
- Gallardo-Millán, J.L. and Pérez-González, A. 2000. Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geotemas*, 1, 101-104.
- García-Cortés, A., Vegas, J., Granda, A., Galán, L. and Pérez-González, A. 2007. Reconstrucción de la arquitectura lacustre cuaternaria del maar de Fuentillejo mediante tomografía eléctrica. Campo de Calatrava. En: J. Lario, P.G. Silva (Eds.), *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. AEQUA, Ávila. Sección de Publicaciones de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid, 191-192.
- García del Cura, M.A., Calvo, J.P., Ordóñez, S., Jones, B.F. and Cañaveras, J.C. 2001. Petrographic and geochemical evidence for the formation of primary, bacterially induced lacustrine dolomite: La Roda 'white earth' (Pliocene, central Spain). *Sedimentology*, 48, 897-915.
- Garcin, Y., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A., Mathé, P.E. and Majule, A., 2006. Centennial to millennial changes in maar-lake deposition during the last 45000 years in tropical Southern Africa (Lake Masoko, Tanzania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239, 334-354.
- Gasse, F., Oldfield, F. and Kroepelin, S. (Eds.), 1997. PEP III: The Pole-Ecuador-Pole transect through Europe and Africa. *PAGES Reports* 97-2. <http://www.pages.unibe.ch/products/reports.html>
- González-Cárdenas, E., García, J.L., Gosálvez, R.U., Morales, M. and Peinado, M. 2002. Los geosistemas lagunares de origen volcánico del Campo de Calatrava: Funcionamiento y dinámica reciente. En: A. Pérez-González, J. Vegas y M.J. Machado (eds.), *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Instituto Geológico y Minero de España - Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 395-403.
- Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., and Huan, S. 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic. *Paleoceanography*, 8, 175-192.
- Hagelberg, T.K., Bond, G., and deMenocal, P. 1994. Milankovitch band forcing of sub-Milankovitch climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*, 9, 545-558.
- Harrison, S.P. and Digerfeldt, G. 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12, 233-248.
- Harrison, S.P., Yu, G. and Tarasov, P.E. 1996. Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia. *Quaternary Research*, 45 (2), 138-159.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Hernández-Pacheco, F. 1932. *Estudio de la región volcánica central de España*. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, Tomo III, 235 pp.
- Last, W.M. and De Deckker, P. 1990. Modern and holocene carbonate sedimentology of two saline volcanic maar lakes, southern Australia. *Sedimentology*, 37, 967-981.
- Leroy, S.A.G., Giralt, S., Francus, P. and Seret, G. 1996. The high sensitivity of the palynological record in the Vico maar lacustrine sequence (Latium, Italy) highlights the climatic gradient through Europe for the last 90 ka. *Quaternary Science Reviews*, 15, 189-201.
- Le Treut, H. and Ghil, M. 1983. Orbital forcing, climatic interactions, and glaciation cycles. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5167-5190.
- Liu, J.Q., Liu, T.S. and Negendank, J.F.W., 2001. The Chinese Maar Drilling Programme: a Chinese-German cooperation for paleoclimatic reconstructions. *PAGES News*, 9, 10-11.
- Lücke, A. and Brauer, A., 2004. Biogeochemical and microfacial fingerprints of ecosystem response to rapid Late Glacial climatic changes in varved sediments of Meerfelder Maar (Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211, 139-155.
- Martín-Serrano, A., Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Gallardo-Millán, J.L., Martín-Alfageme, S., Rubio, F.M., Ibarra, P.I., Granda, A., Pérez-González, A. and García-Lobón, J.L., 2009. Morphotectonic setting of maar lakes

- in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe). *Sedimentary Geology*, 222, 52-63.
- Minyuk, P.S., Brigham-Grette, J., Melles, M., Borkhodoev, B.Y. and Glushkova, O. 2007. Inorganic geochemistry of El'gygytgyn Lake sediments (northeastern Russia) as an indicator of paleoclimatic change for the last 250 kyr. *Journal of Paleolimnology*, 37, 123-133.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Samperiz, P., Romero, O., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. and Corella, J.P. 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2582-2599.
- Moreno, L., 2012. *Empleo de biomarcadores para la reconstrucción paleoclimática. El registro Pleistoceno del maar de Fuentillejo (Ciudad Real, España)*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. 565 pp.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez Goñi, M. F., Shackleton, N. and Sierro, F. J. 2005. Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez Goñi, M. F. and Sierro, F. J. 2007a. Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el último ciclo glacial: estudio multidisciplinar de un sondeo del mar de Alborán (Mediterráneo occidental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, 31-52.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J.J., González-Samperiz, P. and Taberner, C. 2007b. A 14 kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 161, 4-21.
- Moreno, A., López-Merino, N., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Samperiz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., Santos, L., Mata, P. and Ito, E. 2011. Revealing the last 13500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46 (3), 327-349.
- Moreno, A., González-Samperiz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L. and Fletcher, W.J. 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1076-1091.
- Niemitz, M.D. and Billups, K. 2005. Millennial-scale variability in western tropical Atlantic surface ocean hydrography during the early Pliocene. *Marine Micropaleontology*, 54, 155-166.
- North Greenland Ice Core Project members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 7005, 147-151.
- Ordóñez, S., Sanchez-Moral, S., García Del Cura, M.A. and Rodríguez-Badiola, E. 1994. Precipitation of salts from Mg^{2+} -(Na^+)- SO_4^{2-} -Cl⁻ playa-lake brines: the endorheic saline ponds of La Mancha, central Spain. *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes, SEPM Special Publication*, 50, 61-71.
- Ortiz, J.E., Moreno, L., Torres, T., Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., García-Cortés, A., Galán, L. and Pérez-González, A., 2013. A 220 ka palaeoenvironmental reconstruction of the Fuentillejo maar lake record (Central Spain) using biomarker analysis. *Organic Geochemistry*, 55, 85-97.
- Pardo-Igúzquiza, E. and Rodríguez-Tovar, F. J., 2000. The permutation test: testing the significance of the power spectra in cyclostratigraphy. *Earth Planetary and Sciences Letters*, 181, 175-189.
- Pardo-Igúzquiza, E. and Rodríguez-Tovar, F.J. 2005. MAX-ENPER: a program for maximum entropy spectral estimation with assessment of statistical significance by the permutation test. *Computers & Geosciences*, 31, 555-567.
- Pardo-Igúzquiza, E. and Rodríguez-Tovar, F.J., 2006. Maximum entropy spectral analysis of climatic time series revisited: Assessing the statistical significance of estimated spectral peaks. *Journal of Geophysical Research*, 111, D10202, p. 1-8
- Pardo-Igúzquiza, E. and Rodríguez-Tovar, F.J. 2012. Spectral and cross-spectral analysis of uneven time series with the smoothed Lomb-Scargle periodogram and Monte Carlo evaluation of statistical significance. *Computers & Geoscience*, 49, 207-216.
- Park, J., Byrne, R., Böhnell, H., Molina Garza, R. and Consera, M. 2010. Holocene climate change and human impact, central Mexico: a record based on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews*, 29, 618-632.
- Petit, J. R., Jouzel, J. D., Raynaud, N., Barkov, I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stevenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pietras, J.T., Carroll, A.R., Singer, B.S. and Smith, M.E. 2003. 10 k.y. depositional cyclicity in the early Eocene: Stratigraphic and $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence from the lacustrine Green River Formation. *Geology*, 31, 593-596.
- Poblete, M.A. 1993. Morfología y secuencia eruptiva del cráter explosivo de la Posadilla (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *ERIA*, 51-59.
- Portero, J.M., Ramírez, J.I., Ancochea, E. and Pérez-González, A. 1988. Mapa Geológico de España 1:50 000 (MAGNA). Hoja N° 784 (Ciudad Real). IGME.
- Ramrath, A., Nowaczyk, N.R. and Negendank, J.F.W. 1999. Sedimentological evidence for environmental changes since 34 000 years BP from Lago di Mezzano, central Italy. *Journal of Paleolimnology*, 21, 423-435.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bertrand, C.J.H., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. 2004. INTCAL09 and MARINE 09 radiocarbon age calibration curves, 0–50 000 year cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.

- Rial, J.A. 2004a. Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker. *Global and Planetary Change*, 41, 81-93.
- Rial, J.A. 2004b. Abrupt climate change: chaos and order at orbital and millennial scales. *Global and Planetary Change*, 41, 95-109.
- Rial, J.A., Pielke, R.A., Beniston, M., Claussen, M., Canadell, J., Cox, P., Held, H., de Noblet-Ducoudré, A., Prinn, R., Reynolds, J.F. and Salas, J.D. 2004. Nonlinearities, feedbacks and critical thresholds within the Earth's climate system. *Climatic Change*, 65, 11-38.
- Rioual, P., Andrieu-Ponel, V., Rietti-Shati, M., Battarbee, R.W., de Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Reille, M., Svobodova, H. and Shemesh, A. 2001. High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. *Nature*, 413, 293-296.
- Robert, R.A. and Mullis, C.T., 1987. *Digital signal processing*. Addison-Wiley, Reading (MA), 578 pp.
- Rodrigo-Gámiz, M. 2011. *High-frequency climate variability and forcing mechanisms in the western Mediterranean during the last 20000 yrs: reconstructing atmospheric and oceanic responses*. Tesis Doctoral, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC, Editorial de la Universidad de Granada. 201 pp.
- Ruiz-Zapata, M.B., Vegas, J., García-Cortés, A., Gil-García, M.J., Torres, T., Ortiz, J.E., Galán, L. and Pérez-González, A. 2008. Comportamiento de la vegetación durante el último máximo glacial, en la secuencia FU-1 (Laguna del maar de Fuentillejo, Campo de Calatrava, Ciudad Real), *Polen*, 18, 37-49.
- Sáez, A., Valero-Garcés, B.L., Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J.J., Hernández, A. and Casas, D. 2009. Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27° S). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2743-2759.
- Sarnthein, M., Kennett, J.P., Allen, J.R.M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J. and Ramesh, R. 2002. Decadal-to-millennial-scale climate variability-chronology and mechanism: summary and recommendations. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1121-1128.
- Schnurrenberger, D., Kelts, K., Johnson, T., Shane, L., and Ito, E. 2001. National lacustrine core repository (LacCore). *Journal of Paleolimnology*, 25, 123-127
- Schnurrenberger, D., Russell, J. and Kelts, K. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29, 141-154.
- Schulz, M. 2002. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17, 1-9.
- Schulz, M. and Statterger, K. 1997. SPECTRUM: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimate time series. *Computers and Geosciences*, 23, 929-45.
- Schwarzacher, W. 1993. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Elsevier Science, Amsterdam, 225 pp.
- Singer, A. and Stoffers, P. 1980. Clay mineral diagenesis in two east african lake sediments. *Clay Minerals*, 15, 291-307.
- Stoffers, P. and Holdship, S. 1975. Diagenesis of sediments in an alkaline lake: Lake Manyara, Tanzania. *Proceedings of 9th International Conference on Sedimentology*, Nice 7, 211 pp.
- Thouveny, N., De Beaulieu, J.L., Bonifay, E., Creer, K.N., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T. and Williamson, D. 1994. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371, 503-506.
- Valero-Garcés, B., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Moreno, A., Corella, P., González-Sampériz, P., Rico, M., Mata, P. and Navas, A. 2009. Una visión paleolimnológica de tres lagos kársticos (Zoñar, Estanya y Taravilla): evolución sedimentaria y paleohidrológica, clima e impacto humano e implicaciones para la gestión y conservación. *Boletín Geológico y Minero*, 120, 479-496.
- Van Geel, B., Raspopov, O.M., Renssen, H., van der Plicht, J., Dergachev, V.A. and Meijer, H.A.J. 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews*, 18, 331-338.
- Vegas, J., Galán, L., García-Cortés, A. and Pérez-González, A. 2004. División longitudinal de sondeos de investigación paleoclimática realizados en registros sedimentarios sin consolidar ricos en arcilla. La guillotina de corte electrosmótico del IGME. *Geo-Temas*, 6(5), 161-163.
- Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A. and Martín-Serrano, A. 2006. El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 339-349.
- Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., Galán, L., Torres, T., García-Cortés, A., Gil-García, M.J., Pérez-González, A. and Gallardo-Millán, J.L., 2010. Identification of arid phases during the last 50 ka cal BP from the Fuentillejo maar lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1051-1062.
- Voelker, A. 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185-1212.
- Von der Borch, C.C., 1976. Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 952-966.
- Von der Borch, C.C. and Lock, D. 1979. Geological significance of Coorong dolomites. *Sedimentology*, 26, 813-824.
- Wolff, E.W., Chapellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. and Svensson, A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2828-2838.
- Wright, D.T. 1999. The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. *Sedimentary Geology*, 126, 147-157.

Recibido: octubre 2012

Revisado: diciembre 2012

Aceptado: enero 2013

Publicado: abril 2013