



MINISTERIO  
DE CIENCIA  
E INNOVACIÓN



Instituto Geológico  
y Minero de España

**VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y AMBIENTAL  
EN EL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA  
DURANTE EL CUATERNARIO**  
**Estudio de alta resolución del registro lacustre  
del sondeo FU-1 (Laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)**  
**(Proyecto Refundido Fuentillejo)**  
**INFORME FINAL**

**Marzo 2009**



# **INFORME FINAL**

## **Proyecto Refundido Fuentillejo (Proyecto CICYT CGL2004-06212/BTE)**

### **Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)**

#### **EQUIPO DE INVESTIGACIÓN:**

**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

Investigador principal: Ángel García-Cortés

Ángel Martín Serrano

Luis Galán de Frutos

Juana Vegas Salamanca

**DPTO. GEOLOGÍA. UNIVERSIDAD DE ALCALÁ**

Blanca Ruiz Zapata

María José Gil

**E.T.S.I.M. UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID**

José Eugenio Ortiz

Trinidad de Torres

**UNIVERSIDAD DE CASTILLA-LA MANCHA**

José Luis Gallardo-Millán

**CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN HUMANA**

Alfredo Pérez-González

**ESTACIÓN EXPERIMENTAL DEL ZAIDÍN (CSIC)**

Antonio Delgado Huertas



## 1. SITUACIÓN

La zona de estudio se localiza en la Región Volcánica Central de España (Fig. 1), en el centro de la provincia de Ciudad Real (Comunidad de Castilla – La Mancha). El volcanismo de Campo de Calatrava se desarrolla, al menos, en dos fases (Ancochea, 1983; Bonadonna y Villa, 1984). La primera de ellas tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y tiene una cronología que se sitúa entre 8,7 y 6,4 Ma. La segunda fase desarrolla un volcanismo alcalino y ultraalcalino, con un episodio de actividad principal entre 4,7 y 1,75 Ma. Posteriormente hay cierta actividad volcánica en el Pleistoceno inferior, de acuerdo con los datos radiométricos que aportan edades de 1,3 Ma, que junto con los datos magnetoestratigráficos, amplían notablemente el periodo de actividad volcánica en la región, hasta los 0,7 Ma (Gallardo-Millán *et al.*, 1998, 2002; Gallardo-Millán y Pérez-González, 2000; Gallardo-Millán, 2004). Una de las manifestaciones volcánicas de la región son los cráteres de explosión originados mediante procesos eruptivos hidromagmáticos, denominados *maares*, que albergan las lagunas del Campo de Calatrava (Portero *et al.*, 1988; Poblete, 1995; González-Cárdenas *et al.*, 2002).

La laguna de Fuentillejo, también denominada La Posadilla, está localizada al sur del municipio de Valverde de Calatrava, a una altitud de 638 m s.n.m. y ocupa el fondo del cráter del *maar* (Figs. 2 y 3). Por su situación geográfica puede clasificarse como una ‘laguna de sierra’, debido a su localización en las serranías paleozoicas (Ancochea, 1983; Poblete, 1993; Martín-Serrano *et al.*, en prensa). El episodio explosivo freatomagmático que originó el *maar* de Fuentillejo tuvo lugar entre pizarras y cuarcitas del Ordovícico Inferior de la Sierra de Medias Lunas, formándose un cráter de morfología irregular y

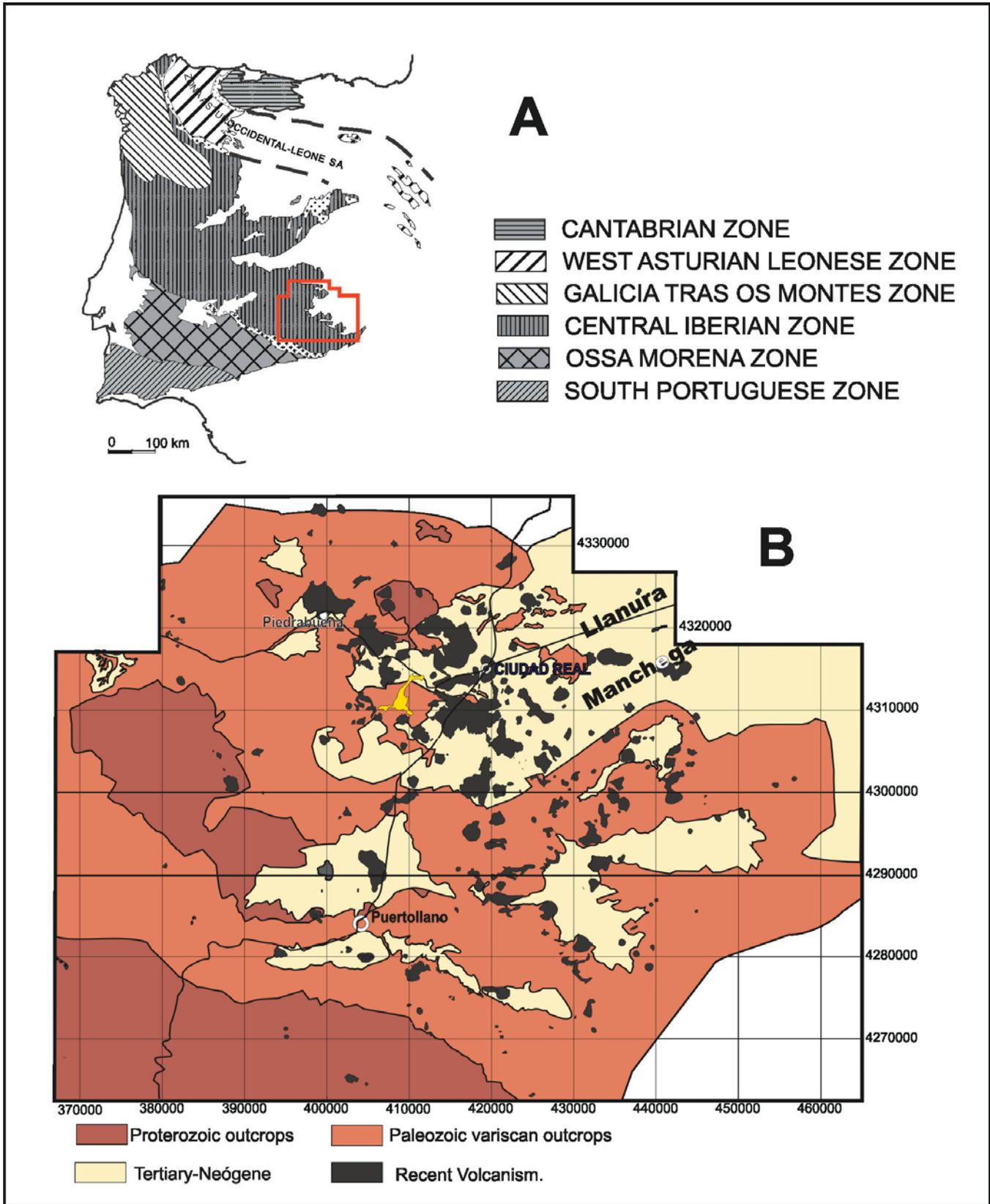
dio lugar a una oleada piroclástica de unos 4 km de longitud, que se apoya en inconformidad sobre los materiales paleozoicos y pliocenos de la región (Fig. 2). El *maar* tiene unas dimensiones de 450 m de diámetro interno y 1.400 m de diámetro externo. Al norte está rodeado por un anillo de tobas, con una diferencia de altura de 40 m, mientras que el lado sur está limitado por una pared de cuarcitas de más de 120 m de altura.

Desde su origen, la cuenca lacustre ha sido un sistema cerrado, con tres abanicos aluviales principales que han aportado material detrítico (cuarcitas, basaltos, basanitas, nefelinitas y fragmentos piroclásticos). La laguna que existe actualmente es de carácter temporal, tiene un perímetro de 2.513 m, una superficie de 12,15 hectáreas y sus aguas son hiposalinas, con un pH entre 9,7 – 9,9 y una conductividad entre 3,40 – 4,68 mS/cm (González-Cárdenas *et al.*, 2002). Los iones más comunes en las aguas de la laguna son:  $\text{HCO}_3^-$ : 616 mg/l,  $\text{Na}^+$ : 384 mg/l,  $\text{Cl}^-$ : 310 mg/l,  $\text{CO}_3$ : 36.36 mg/l,  $\text{K}^+$ : 41 mg/l,  $\text{SO}_4^{2-}$ : 27 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$ : 23 mg/l, and  $\text{Ca}^{2+}$ : 15 mg/l.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. Sondeos

Se realizó un sondeo de recuperación continua de 142,40 metros de testigo, con una máquina de perforación modelo Craelius D-900, denominado como Fuentillejo-1 (FU-1), que concluyó cuando se alcanzaron las cuarcitas ordovícicas del diatrema (Vegas *et al.*, 2004b). Las coordenadas de dicho punto son  $38^\circ 56' 22'' - 4^\circ 3' 13''$ , que corresponden a la parte central de la laguna donde el espesor de sedimentos era mayor, de acuerdo con los estudios geofísicos previos (Granda *et al.*, 2000). Esta sucesión estratigráfica representa un excepcional y



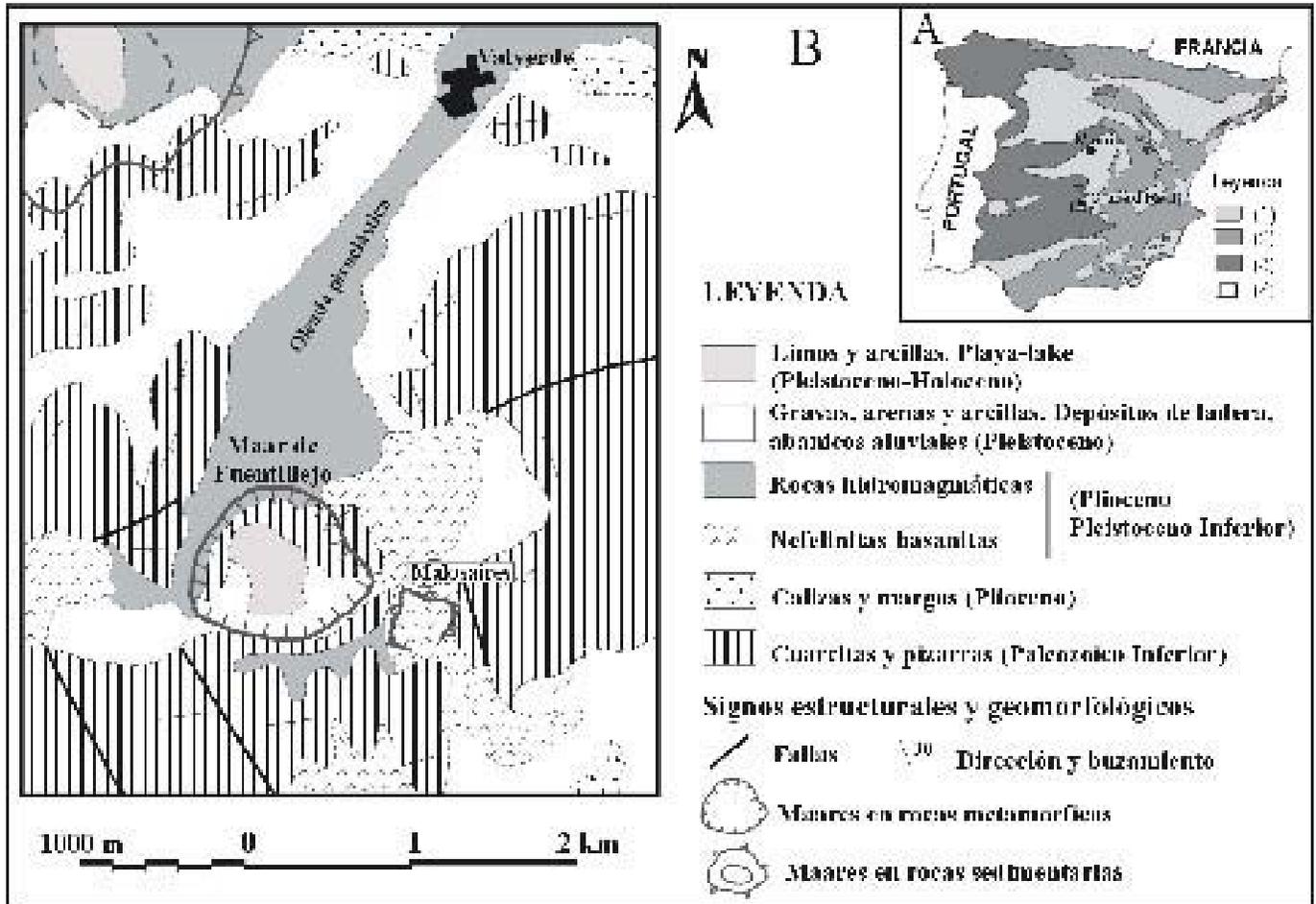


Fig. 2.- A. Mapa de situación en la Península Ibérica: (1) Cuencas neógenas. (2) Cordilleras Alpinas. (3) Macizo Paleozoico. (4) Zona de estudio en la región de Campo de Calatrava. B. Mapa geológico de los alrededores del maar de Fuentillejo, provincia de Ciudad Real (Simplificado de Portero *et al.*, 1988).



Fig. 3. Ortofotografía de la zona de estudio. Tomada de Google Maps.

bien preservado registro sedimentario en una cubeta lacustre cerrada.

Los testigos se colocaron en cajas portatestigos (64x44x8 cm) y se envolvieron en un plástico de color negro, con el fin de evitar pérdidas de humedad y alteración por exposición a la luz. Durante los trabajos de campo se realizaron las primeras descripciones macroscópicas y la toma de fotografías de los testigos. De este modo, se identificaron las principales facies sedimentarias, a partir de las cuales se reconstruyó la columna estratigráfica preliminar.

Los testigos se conservan en una cámara frigorífica a una temperatura constante de 4° C, sin humedad y preservados de la luz solar, para mantener intactas, en la medida de lo posible, las propiedades físico-químicas de los sedimentos. La división longitudinal de los testigos se ha realizado con una guillotina de corte electro-osmótico (Vegas *et al.*, 2004a), de manera que se minimizan su contaminación y distorsión. Se han fotografiado las superficies expuestas de los testigos nada más abrirlos para evitar, sobre todo, cambios de coloración en los sedimentos.

## 2.2. Definición de las unidades sedimentarias

El registro sedimentario del *maar* de Fuentillejo se ha dividido en 23 unidades sedimentarias, de acuerdo a los esquemas de descripción y clasificación de Schnurrenberger *et al.* (2001, 2003), que está basado en la descripción de los rasgos macroscópicos y en el estudio microscópico de los componentes sedimentarios, para su uso en sedimentos lacustres. Este sistema de clasificación ha sido especialmente diseñado para la descripción de sondeos y emplea un esquema similar al que se utiliza en la descripción de sondeos del *Ocean Drilling Program*: i) Ofrecer una idea general de la variabilidad composicional del material del sondeo,

que de manera indirecta tiene una aplicación para la interpretación paleolimnológica. ii) Definir la composición sedimentaria de las unidades mayores, las cuales servirán de ayuda a los colaboradores del proyecto (en función de los objetivos) para la elección de los estudios especializados que deben realizarse. iii) Reconocer las discontinuidades sedimentarias y las estructuras que puedan originar datos erróneos en los estudios de detalle, que deben guiar la estrategia del muestreo. Posteriormente, se aplicarán los principios limnogeológicos para definir las facies y subfacies, así como las interpretaciones de los ambientes sedimentarios para cada unidad.

## 2.3. Geoquímica inorgánica de elementos mayores

La resolución de muestreo ha sido 1 muestra por cada 10 cm de testigo. Los elementos mayores han sido analizados mediante Fluorescencia de rayos-X (procedimiento PTE-RX-001) en un equipo MagiX de PANalytical, determinándose los siguientes elementos en óxidos: Si, Al, K, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg y P. El Na y Sr se han analizado por absorción atómica, en un equipo VARIAN FS-220. La pérdida por calcinación (PPC) se ha realizado a 950° C.

El análisis de carbono y azufre se ha realizado con un analizador elemental ELTRA CS-800 en una muestra cada 20 cm. El carbono orgánico ( $C_{org}$ ) se ha calculado por la diferencia entre el  $C_{total}$  y el  $C_{inorgánico}$  (2 horas a 550° C).

## 2.4. Análisis mineralógico por difracción de rayos-X

La resolución de muestreo ha sido 1 muestra por cada 40 cm de testigo. Se ha empleado el método del polvo cristalino en un equipo XPERT Pro de PANalytical, con tubo de cobre, monocromador de grafito y rendija automática (PTE-RX-004). Para el estudio de la fracción arcilla se han preparado

agregados orientados que se han sometido a pruebas de hinchamiento con etilenglicol y de colapso a 550° C.

### 2.5. Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

Mediante microscopía electrónica de barrido (MEB) se han identificado las texturas y los minerales diagenéticos presentes en los sedimentos. Se ha empleado un equipo JEOL JSM 6400 a 20 kV en modo de electrones secundarios, que está equipado con un microanalizador EDAX (Centro Luis Brú, UCM).

### 2.6. Análisis de biomarcadores

La resolución de muestreo ha sido 1 muestra por cada 20 cm de testigo. Una muestra de peso comprendida entre 2 y 15 gramos se trituró hasta un diámetro de partícula aproximado de 1 mm. Las muestras trituradas se introdujeron en cartuchos de fibra de cuarzo previamente calcinados en horno a 750°C, para la eliminación de materia orgánica residual, y tarados en balanza de precisión. El cartucho más la muestra se pesó y se dejó en estufa a 50°C durante 24 horas para eliminar el agua.

La extracción se realiza en un sistema soxhlet con una mezcla de disolventes (diclorometano-metanol 2:1). El montaje así dispuesto se conectó a la red eléctrica y de agua dejándolo operar durante 24 horas. El extracto de los matraces se evaporó en rotavapor a sequedad. Se añadieron 1 ml de diclorometano en el momento de su análisis por cromatografía de gases con detector selectivo de masas (GC-MS). Para el análisis se tomaron 100 microlitros de cada la disolución que se llevaron a los insertos de los viales de análisis.

Para el análisis se empleó un cromatógrafo de gases Hewlett-Packard 6890 Series con corriente de helio y una columna HP-5MS. El detector utilizado fue un detector selectivo de masas Hewlett-Packard

5973. En este equipo se introdujo un programa de condiciones de análisis puesto a punto por el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (LEB). Los cromatogramas se estudian empleando el programa *Data Analysis* de Hewlett-Packard. La serie de *n*-alcanos se identifica por el ión 57.

### 2.7. Composición vegetal

La resolución de muestreo ha sido 1 muestra por cada 10 cm de testigo. *Pinus* y *Juniperus* son elementos dominantes de la vegetación arbórea y representan a los elementos de carácter regional; de algún modo su mayor o menor representación condiciona la presencia/desarrollo de la vegetación arbórea local (a más vegetación arbórea local, menor representación del pinar regional); dentro de este grupo, aunque con presencias poco significativas queda incluido *Cedrus*.

Elementos de carácter local: *Quercus* tipo perennifolio y caducifolio, Oleaceae, *Corylus*, *Betula*, *Castanea*, Juglans y los taxones de ribera, como *Alnus*, *Salix*, *Fraxinus* y *Ulmus*.

El grupo arbustivo está poco desarrollado, excepto en el tercio superior de la Unidad 23, y son elementos presentes Ericaceae, Rosaceae y muy puntualmente Cistaceae.

El grupo herbáceo es muy variado (del orden de 30) siendo dominantes Asteraceae liguliflorae y tubuliflorae, Chenopodiaceae, Poaceae así como *Artemisia* y en menor medida *Ephedra*. Los taxones nitrófilos (*Plantago Rumex* y *Urtica*), tienen una representación más puntual al igual que los denominados taxones uniuquistas. Destaca a techo de la unidad U-23 la presencia de *Cerealia*.

Dentro de los elementos acuáticos destaca Cyperaceae, acompañada de Polygonaceae, Ranunculaceae y *Typha*-m. Se han detectado microfósiles no polínicos, tipificados numéricamente, entre los que destaca el Tipo 207 (*Glomus*) como

indicador de procesos de deforestación y el tipo T-55 A, de aptencias coprófilas; T-3 b, indicador de condiciones secas y los tipos T-314 y T-315 detectores de condiciones húmedas, tienen una presencia muy puntual en el perfil.

## 2.8. Análisis de la rarefacción

El número de tipos polínicos (T) presente en cada muestra es una medida de la riqueza taxonómica de cada una de esas muestras de polen, pero esta medida depende del tamaño de la muestra, y no siempre el conteo (número de líneas) es similar, haciendo de la comparación de distintos valores no sea válida.

El análisis de rarefacción permite la estimación de la riqueza polínica  $[E(T_n)]$  que se esperaría si los conteos polínicos de las diferentes muestras tuvieran el mismo tamaño (n), es decir, estandariza los tamaños muestrales, evitando los problemas de las abundancias (Birks & Line, 1992; Foote, 1992).

La riqueza de tipos polínicos de una colección generalmente incrementa con N (número de granos contados por muestra) (Odgaard, 1999), por lo que para comparar la riqueza entre distintas muestras se requiere que se reduzcan a un tamaño común (Hurlbert, 1971).  $E(T_n)$  es el número de tipos polínicos esperado en una muestra de n individuos seleccionados al azar de una colección que contiene N individuos y T tipos polínicos (Hurlbert, 1971; Heck *et al.*, 1975).

## 2.9. Análisis de isótopos estables en carbonatos

La resolución de muestreo ha sido de una muestra por cada 20 cm. Los análisis isotópicos se han realizado siguiendo los procedimientos rutinarios del Laboratorio de Biogeoquímica de isótopos estables de la Estación Experimental del Zaidín (Granada). Este tipo de análisis se fundamenta

en la medida de las razones isotópicas de un elemento en un determinado compuesto. Los diferentes isótopos de dicho elemento son separados en base a sus diferentes masas mediante un campo magnético en un espectrómetro de masas.

Debido a que tanto las abundancias como los valores absolutos de los isótopos menores no pueden ser determinados con la suficiente exactitud para los propósitos biogeoquímicos, no se utilizan los valores absolutos sino las diferencias relativas en las razones isotópicas, para esto las medidas se realizan siempre frente a una muestra patrón de composición perfectamente conocida. La unidad empleada en la medida es el  $\delta$  (‰), expresado como:

$$\delta = (R_m - R_s/R_s) * 1000$$

donde  $R_m$  y  $R_s$  son las razones isotópicas para la muestra y el patrón de referencia, respectivamente. Por tanto, los resultados isotópicos siempre se expresan referidos a un patrón internacional aceptado universalmente, así las muestras que contienen carbono están referidas a V-PDB (originariamente PDB, Pee Dee Belemnites), mientras que las muestras que contienen nitrógeno se refieren a la razón que contiene el aire (AIR). El prefijo V- deriva de que se trata de patrones internacionales preparados en Viena por la IAEA (Organismo Internacional de Energía Atómica).

Carbonatos: una vez que las muestras están homogeneizadas mediante molienda en mortero de ágata a un tamaño inferior a 200 mesh, una alícuota de varios miligramos de muestra es atacada con ácido fosforico al 100% durante 12 horas en baño termostático a 25°C (McCrea, 1950). El CO<sub>2</sub> desprendido es purificado mediante un sistema de trampas frías o bien mediante una columna cromatográfica (sistemas de flujo continuo de Helio) para ser medidas posteriormente sus razones isotópicas en un espectrómetro de masas (Finnigan

MAT 251 o un Delta Plus XL). Para el cálculo de los valores isotópicos de oxígeno se ha utilizado un factor de fraccionamiento calcita-fosfórico de 1.01044 at 25°C (Kim and O'Neil; 1997).

Para el caso de muestras que contienen una mezcla de carbonatos (Calcita, Dolomita, Siderita) se ha seguido el método propuesto por Al-Aasm's et al. (1990). Este consiste en un ataque secuencial a diferentes temperaturas y tiempos que consta de varias fases:

- 1) obtención del CO<sub>2</sub> de la fracción calcítica a las 2 horas de ataque con ácido fosfórico a 25°C
- 2) eliminación de CO<sub>2</sub> residual (procedente de restos de calcita e inicios del ataque de la protodolomita y dolomita) después de un ataque con fosfórico hasta las 24 horas a 25°C
- 3) coloración de los viales a 50°C y extracción del CO<sub>2</sub> a las 4 horas de lo que se considera una fracción dolomítica.
- 4) eliminación de CO<sub>2</sub> residual (procedente de restos de dolomita e inicios del ataque de siderita) después de un ataque con fosfórico hasta las 24 horas a 50°C.
- 5) continúa el ataque a 50°C durante un periodo de 10 días para obtener CO<sub>2</sub> de la fracción siderítica.

El CO<sub>2</sub> así obtenido en los pasos 1, 3 y 5 corresponden a calcita, dolomita y siderita respectivamente, es posteriormente analizado en un espectrómetro de masas Finnigan Mat 251. Este sistema induce a errores comprendidos entre 0,1 y 0,3%.

### 2.10. Propiedades físicas

El *Multi Sensor Core Logger* (MSCL) es un sistema automatizado, no destructivo y que permite registrar en continuo y a alta resolución

las propiedades físicas en testigos de sedimentos. El sistema incorpora diferentes sensores instalados secuencialmente, que a través de los cuales, pasan los testigos a intervalos predeterminados. Este equipo está situado en los laboratorios del IGME (Tres Cantos). Los sensores que incorpora el dispositivo MSCL Geotek utilizado en este trabajo permiten medir los siguientes parámetros:

- Densidad aparente, por atenuación de rayos Gamma
- Velocidad de sónica (ondas P)
- Resistividad eléctrica
- Susceptibilidad Magnética

En esta investigación se han empleado los valores de la densidad aparente y la susceptibilidad magnética, con un intervalo de medida de 1 cm. Para medir la susceptibilidad magnética con el dispositivo MSCL se emplea un sensor puntual móvil *MS2E* de la casa Bartington, unido por un brazo al dispositivo de las ondas P, para testigos seccionados, o bien un anillo estacionario *MS2C*, de diámetro próximo al testigo entero que se desea evaluar. En ambos casos, conviene que la temperatura de las muestras sea muy similar a la del laboratorio, ya que las variaciones térmicas bruscas afectan a la fiabilidad de esta medida. La resolución espacial del sensor puntual *MS2E* es de 5 mm para cada medida, una de las mejores del equipo MSCL, y su precisión, de  $2 \times 10^{-6}$  u. SI, según Bartington.

## 3. CRONOLOGÍA

Poblete (1993) publicó un trabajo monográfico del entorno de Fuentillejo, donde reconoce varias fases eruptivas, indicando su relación temporal relativa, aunque no aporta datos geocronológicos exactos para cada una de ellas. La primera corresponde con una fase volcánica

efusiva, cuyo cráter se reconoce en la cima de Malosaires, con la emisión de varias coladas lávicas. En la actualidad, se han conservado aquellas que discurrieron preferentemente por la ladera sur con dirección al valle del Guadiana, pero también se han identificado restos cerca de la cima, con dirección de avance norte sobre la ladera este del *maar*.

Se han realizado dos dataciones radiométricas (métodos K-Ar y Ar-Ar) en dos muestras de basalto (bombas) de la ladera este del *maar*, que señalan una edad aproximada entre 6,4 y 5,2 Ma (Tabla 1). Este intervalo de edad quedaría enmarcado al final de la primera fase del volcanismo de Campo de Calatrava. Se ha realizado otra datación en una muestra monomineral de pargasita potásica mediante el método K-Ar, con una edad de 3,3 Ma.

La siguiente fase eruptiva (Poblete, 1993) corresponde con una erupción hidromagmática, que originó la estructura del *maar* y destruyó, en parte, el edificio anterior (Hernández-Pacheco, 1932). Esta erupción está asociada a la fractura de desgarre de componente E-O que atraviesa la sierra, a la que se asocian otras fracturas transversales de dirección NO-SE. Esta fracturación de la sierra favoreció la formación de pequeños acuíferos que interaccionaron con el magma (Ancochea, 1983). Durante la erupción se emitió una oleada piroclástica que discurrió hacia el norte por el valle de Valverde, hasta llegar al Guadiana. Por el momento, aún no se han realizado dataciones radiométricas que sitúen temporalmente este episodio freatomagmático, aunque también se podría situar la posición cronoestratigráfica relativa de dicha oleada. Sus relaciones con el registro sedimentario de la cuenca de Alcolea y con las terrazas del río Guadiana, actualmente en estudio, puede ser suficiente ya que se dispone de referencias paleontológicas muy próximas, tales como los yacimientos de Valverde I y II (Hernández-Pacheco, 1921; Bonadonna y Villa, 1984; Alberdi *et al.*,

1987; Gallardo-Millán, 2004). A partir de esa fecha daría lugar el comienzo de la sedimentación en la laguna, con posterioridad al momento de la emisión piroclástica.

Se han realizado un total de 11 dataciones de radiocarbono por AMS en materia orgánica total contenida en el sedimento (Tabla 2). Las edades inferiores a 20.000 años BP se han calibrado con la curva INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998) con 2 sigma, al 95% de probabilidad. Las edades más antiguas de esta fecha se han calibrado mediante el programa CalPal 2005 (*Cologne Radiocarbon Calibration Palaeoclimate Research Package*, [www.calpal.de](http://www.calpal.de)) (Vegas *et al.*, 2006).

Se ha reconstruido un modelo de edad (Vegas *et al.*, 2009 en prensa) mediante interpolación lineal de las edades de radiocarbono calibradas (Fig. 3). La discusión sobre la correlación de los diferentes indicadores paleoclimáticos empleados en esta investigación se fundamentan en las medidas realizadas en el mismo sondeo (FU-1) y, por tanto, son independientes del modelo de edad empleado.

Otro de los métodos empleados para estimar la cronología del sondeo FU-1 ha sido el paleomagnetismo, que aún sigue en estudio. Las muestras se han analizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo (Jaume Almera-CSIC). Las medidas de la magnetización remanente natural se realizaron con un magnetómetro 2G SRM755R, con un desmagnetizador de campo alternativo D-Tech 2000 (ASC Scientific). Cada caja de muestra de 10 cm<sup>3</sup> se desmagnetizó en 10-12 pasos con amplitudes de campo alternante máximas de 100 mT. Se han identificado varias excursiones dentro del Chron normal Brunhes, la más antigua de ellas (140 m de profundidad) podría corresponder a una edad de 340.000 años BP, pero aún está por comprobar a la espera de nuevos muestreos.

Muestra	Método	Tipo de muestra	Localización	Edad - Ma	% <sup>40</sup> Ar <sub>air</sub>	Ar <sup>40</sup> /Ar <sup>36</sup>
FU-VR-4	K-Ar*	Basalto (Roca total)	Ladera norte de la cima de Malos aires	6.5 ± 0.4	81.4	-
				6.4 ± 0.4	82.3	-
YK-246	Ar-Ar	Basalto (Roca total)	Bomba anillo piroclástico norte. Obtenida calicata a 2,70 m prof.	5,2 ± 0,8	-	331 ± 4
FU-ANE-1	K-Ar*	Pargasita Monomineral	Cristales de anfíbol a techo del anillo piroclástico	3,0 ± 0,2	96,2	-

**Tabla 1.-** Edades radiométricas de las bombas de la erupción de volcán de Malos Aires. Las determinaciones se han realizado en el laboratorio de Geochronology and Isotopic Geochemistry de ActLabs en Canadá. \*, Esta muestra se dividió en dos y se realizaron dos dataciones por separado, para asegurar la fiabilidad del resultado.

Depth (m)	Sample	yr <sup>14</sup> C B.P.	yr Cal B.P.	Median Cal B.P.	<sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C	
0.45	Beta-215417	4,030±40	4,580-4,420*	4,500	-22.9	reworked
0.65	Beta-204449	1,570±40	1,540-1,360*	1,450	-22.7	
3.22	Beta-215418	3,750±40	4,240-3,980*	4,110	-23.9	
4.35	Beta-204450	15,420±70	18,880-18,000*	18,440	-24.1	reworked
6.75	Beta-190136	16,540±90	20,240-19,210*	19,725	-24.3	
8.40	Beta-190137	27,910±260	33,610-31,130**	32,370	-24.7	reworked
9.90	Beta-190138	26,070±230	31,220-30,420**	30,820	-25,8	reworked
12.07	Beta-215419	33,580±450	41,880-36,320**	39,100	-24,0	reworked
14.45	Beta-190139	25,470±210	30,860-30,100**	30,480	-24.6	
16.91	Beta-190140	30,880±360	36,780-35,260**	36,020	-20.3	
18.40	Beta-177581	42,620±1,490	49,230-43,313**	46,270	-22.2	

**Tabla 2.-** Dataciones de radiocarbono realizadas para el sondeo FU-1 del *maar* de Fuentillejo (Ciudad Real). \*, Edad calibrada B.P. 2 sigma al 95% de probabilidad, INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998). \*\*, Edades calibradas B.P. al 95% de probabilidad calculadas con el programa CalPal05 .

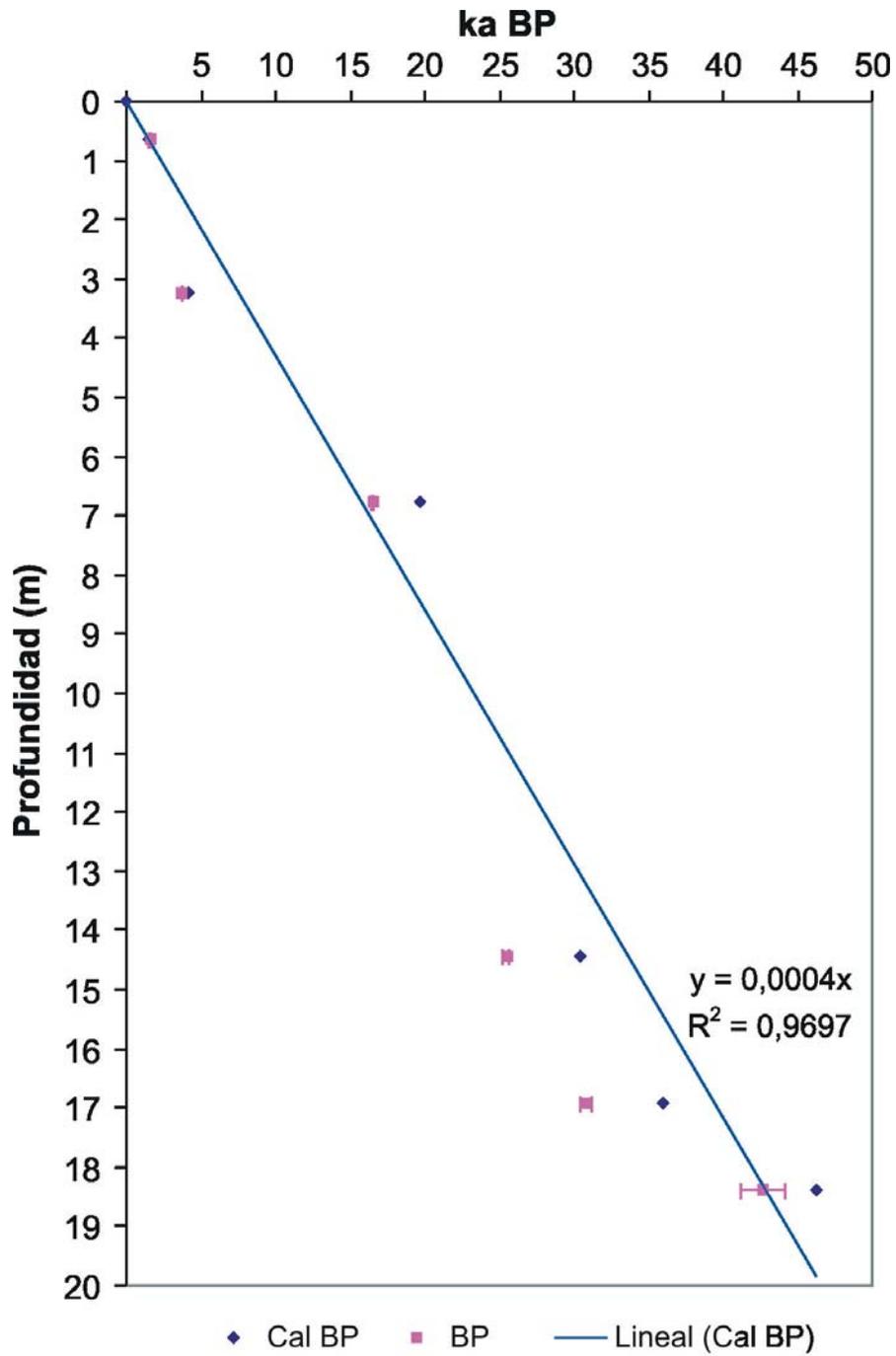


Fig. 4. Modelo edad-profundidad para los primeros 20 metros del sondeo FU-1, laguna del *maar* de Fuentillejo (Ciudad Real).

## 5. EL REGISTRO SEDIMENTARIO LACUSTRE DEL MAAR DE FUENTILLEJO (CIUDAD REAL)

Este apartado se ha realizado según el trabajo de: J. Vegas, A. García-Cortés; L. Galán de Frutos, A. Pérez-González y A. Martín-Serrano. (2006). Boletín Geológico y Minero 117, 339-349.

### 5.1. Introducción

Los lagos en *maares* son una fuente importante de archivos naturales y constituyen un ejemplo interesante para el estudio de las variaciones sedimentarias, relacionadas con los cambios paleoclimáticos. La morfología y la profundidad de este tipo de lagos favorecen la acumulación rápida y de forma continuada de sedimentos, con la suficiente resolución para el estudio de los periodos temporales involucrados. La mayor ventaja que nos ofrecen estos registros es su alta resolución temporal, preservando una detallada información de los cambios en los patrones de la sedimentación, como resultado de la imposición de factores climáticos, volcánicos y antrópicos (ELDP 'European Lake Drilling Programme', 1997).

El objetivo de este trabajo es describir el registro sedimentario de la laguna del *maar* de Fuentillejo, contribuyendo al estudio preliminar de este tipo de lagos, con la finalidad de interpretar cuáles fueron los condicionantes paleoambientales y paleoclimáticos que controlaron la sedimentación en esta cuenca lacustre cerrada.

### 5.2. Unidades litoestratigráficas

El registro sedimentario del *maar* de Fuentillejo se ha dividido en 23 unidades litoestratigráficas (Fig. ), de acuerdo a los esquemas de descripción y clasificación de Schnurrenberger *et al.* (2001, 2003). Se han reconocido las unidades

de acuerdo con las observaciones macroscópicas y el estudio microscópico de los componentes sedimentarios. A continuación se describen las unidades de base a techo:

#### **Unidad 1: 142,25 a 138,40 m**

Se apoya en discordancia sobre el substrato de cuarcitas paleozoicas fragmentadas que forman parte de la diatrema y es la unidad inferior del registro. Está formada por capas centimétricas a decimétricas de color gris, con arenas medias y gruesas sin consolidar, formadas por fragmentos de roca volcánicos (Rv: basalto), cuarzo y, en menor proporción, fragmentos metamórficos (Rm: cuarcita), en una matriz limosa arcillosa. Las arenas están cementadas en los primeros 15 cm de la base de la unidad. Las capas muestran en la base una estructura gradada, tanto normal como inversa. Entre las capas de arena hay intercaladas láminas milimétricas de limos de color gris y limos orgánicos de color negro. A una profundidad de 140,40 m, dichas laminaciones tienen deformaciones sinsedimentarias.

#### **Unidad 2: 138,40 a 133,70 m**

Láminas milimétricas sin consolidar de color gris, formadas por limos y arcillas de composición mayoritaria siliciclástica. Debido al pequeño espesor de las láminas no se distinguen estructuras significativas, salvo una laminación paralela. Intercaladas en las láminas se distinguen capas centimétricas de arenas de color gris, de cuarzo y Rv con matriz limosa, que en conjunto muestran una estructura gradada. El intervalo de profundidad entre 135,65 y 135,78 m las láminas están ligeramente distorsionadas, por procesos de resuspensión y/o por escape de fluidos, probablemente, como consecuencia de la sedimentación de una capa de arena justo por encima.

**Unidad 3: 133,70 a 131,80 m**

Es una única capa decimétrica de 1,90 m de espesor, con coloración gris oscuro, de arenas medias y gruesas sin consolidar, con cuarzo, fragmentos de roca Rv y Rm, casi sin matriz. La base es neta y muestra una estructura gradada, pero en el contacto con la unidad anterior (unos 3 cm) las láminas están deformadas, probablemente, por el efecto de carga que supone la sedimentación de esta capa de granulometría gruesa. No se conserva del todo la textura original debido a su baja consolidación, que dificultó las operaciones de perforación y recuperación.

**Unidad 4: 131,80 a 128,90 m**

Láminas milimétricas de limos y arcillas de color gris y, en menor proporción, láminas carbonáticas de color crema. Intercaladas entre estas laminaciones aparecen frecuentes capas centimétricas-decimétricas de color gris claro, de arenas finas y muy finas sin consolidar de cuarzo, Rv y Rm, en una matriz limoso-arcillosa, con estructura gradada. El contacto de la base es neto y suele contener gravas angulosas de Rv.

**Unidad 5: 128,90 a 125,30 m**

Alternancia de capas centimétricas y láminas milimétricas de color gris y crema, formadas por limos arenosos y arenas muy finas de cuarzo y Rv que, en ocasiones, engloban cantos de varios centímetros de Rv. La textura no se conserva en su totalidad debido a las operaciones de perforación.

**Unidad 6: 125,30 a 115,10 m**

Láminas milimétricas a submilimétricas sin consolidar, de colores negro, crema y verde oliva, formadas por la alternancia rítmica de limos sapropélicos, sedimentos carbonáticos micríticos y materia orgánica.

**Unidad 7: 115,10 a 111,25 m**

Es una capa de color gris, de características similares a la unidad 3, de unos 4 m de espesor. Está compuesta por arenas gruesas, medias y finas de cuarzo, Rv y Rm, en una matriz limoso-arcillosa. Englobados en las arenas aparecen clastos de rocas volcánicas y, en menor proporción, de cuarcita de varios centímetros de diámetro. El contacto de la base es neto, aparentemente erosivo. Tiene una estructura gradada.

**Unidad 8: 111,25 a 103,05 m**

Capas centimétricas y láminas milimétricas de color negro formadas por limos sapropélicos, que se intercalan rítmicamente con láminas micríticas de color marrón y ocre. En menor proporción se identifican láminas de limos de composición detrítica y capas centimétricas gris oscuro, de arenas cuarcíticas con matriz bituminosa y estratificación cruzada. En varias ocasiones, las laminaciones están distorsionadas y presentan estructuras típicas de *slump*, por deslizamientos gravitacionales de los márgenes del lago.

**Unidad 9: 103,05 a 101,90 m**

Capa decimétrica de color gris, similar a las descritas en las unidades 1, 3 y 7, formada por arenas gruesas, medias y finas sin consolidar, de composición siliciclástica, con cuarzo, Rv y Rm, en una matriz limoso-arcillosa. La base de este depósito contiene clastos volcánicos de varios centímetros. En su conjunto es granodecreciente. La textura original no se conserva y se ha modificado debido a las operaciones de perforación.

**Unidad 10: 101,90 a 95,80 m**

Láminas milimétricas de color negro formadas por sedimentos orgánicos de tipo sapropel, que se intercalan rítmicamente con láminas

micríticas de color marrón, verde oliva y ocre. Hacia la mitad de esta unidad (entre 100,05 y 98,15 m) hay una capa centimétrica de color gris oscuro de arenas cuarzosas con cantos volcánicos. En el intervalo de profundidad entre 97,55 y 96,96 m se identifican varios niveles donde las laminaciones aparecen deformadas y plegadas por procesos de resuspensión y/o por deslizamientos subacuados. Debido a estos procesos las laminaciones infrayacentes están ligeramente erosionadas.

**Unidad 11: 95,80 a 95,00 m**

Capa centimétrica a decimétrica de color gris oscuro de arenas medias sin cementar, cuarcíticas y con Rv de varios centímetros de diámetro, englobados en una matriz limosa. Además, contiene restos de materia orgánica bituminosa. La base es plana y el contacto neto, con estructura gradada. Es un episodio de sedimentación detrítica gruesa, similar a los descritos en las unidades 1, 3, 7 y 9.

**Unidad 12: 95,00 a 80,05 m**

Laminas milimétricas de color negro formadas por limos sapropélicos que se intercalan rítmicamente con otras láminas de verde oliva margoso-arcillosas con materia orgánica. Lo más significativo de esta unidad es que, intercaladas con las anteriores, hay láminas micríticas de color ocre que están consolidadas por cementación. Entre las láminas se han podido distinguir restos fibrosos vegetales carbonizados. Hacia la mitad de este tramo hay 2,10 m con recuperación parcial de testigo. A una profundidad de 88,15 m hay un nivel de unos 7 cm donde las laminaciones están plegadas y deformadas, probablemente por procesos de deslizamientos subacuados. La sedimentación continúa hacia el techo de la unidad con las mismas características del nivel inferior.

**Unidad 13: 80,05 a 73,50 m**

Capas centimétricas y láminas milimétricas de color negro, ricas en materia orgánica, formadas por sedimentos sapropélicos. Intercaladas en ellas aparecen capas centimétricas de color gris oscuro de arenas medias y finas, sin consolidar, fundamentalmente de cuarzo, con matriz limoso-arcillosa. A techo de esta unidad hay una capa decimétrica masiva de sapropel, con materia orgánica amorfa.

**Unidad 14: 73,50 a 64,40 m**

Predominan las láminas milimétricas micríticas de color crema, que alternan con láminas de limos orgánicos de color marrón. Hacia el techo aparecen con mayor frecuencia láminas de color blanco lechoso con yeso.

**Unidad 15: 64,40 a 59,70 m**

Esta unidad está formada mayoritariamente por sedimentos de origen químico evaporíticos, pudiendo diferenciarse tres tramos: 1) La base son láminas milimétricas de arenas muy finas de cuarzo, embebidas en una matriz bituminosa, que alternan con capas centimétricas de origen evaporítico (fundamentalmente yesos) y carbonatos; 2) La parte central de la unidad es la más representativa y está formada por la alternancia de capas de sulfatos-carbonatos: i) capas centimétricas de color gris con cristales de yeso selenítico y una elevada porosidad intercrystalina, ii) capas blanquecinas de yeso con pliegues sinsedimentarios de tipo “*chicken wire*” iii) capas de color crema de carbonatos (nacolita, calcita y dolomita). En ocasiones, las laminaciones están cortadas por el crecimiento postsedimentario de los cristales de yeso que las atraviesan; 3) En la parte superior predominan las secuencias carbonáticas micríticas de color crema, intercaladas con capas de yesos de color gris, con cristales idiomorfos de 3 a 5 mm.

**Unidad 16: 59,70 a 52,00 m**

Alternancias rítmicas de láminas milimétricas de color negro, formadas por sedimentos orgánicos sin consolidar de tipo sapropel, con láminas micríticas de color marrón y ocre. En menor proporción, hay láminas de color gris-verdoso de limos arcillosos, con intraclastos y pequeños clastos volcánicos que distorsionan la laminación. En algunas ocasiones se observan capas centimétricas margosas. Una vez recuperados los testigos en campo se forman abundantes eflorescencias sobre la superficie.

**Unidad 17: 52,00 a 44,40 m**

Láminas milimétricas de margas sin consolidar de color ocre, verde y negro, limos arcillosos y arcillas limosas con abundante materia orgánica. Esta unidad se ha estudiado al microscopio y se han identificado restos de algas, fundamentalmente *Botriococcus Braunii*, y restos vegetales (esporas y cutículas de hojas). Hay niveles que presentan nódulos de carbonato y están cementados. Hacia la mitad de la unidad hay un tramo de 1,30 m de espesor de color negro de limos sapropélicos, que en ocasiones contiene cantos angulosos de Rv y Rm dispersos, de 3 y 5 mm de diámetro. Se formaron eflorescencias de color blanco en superficie al extraer el testigo de la batería del sondeo.

**Unidad 18: 44,40 a 25,80 m**

Es una unidad muy homogénea, de 24,40 m de espesor, formada exclusivamente por sedimentos carbonosos de color negro, de limos sapropélicos con materia orgánica muy degradada, amorfa y de grano muy fino. Es una unidad muy masiva, pero en algunas ocasiones, se puede distinguir laminación paralela muy difusa y pequeños restos vegetales carbonizados.

**Unidad 19: 25,80 a 20,50 m**

La primera mitad de esta unidad está formada por capas decimétricas y centimétricas sin consolidar, de arcillas, margas y limos de color verde claro. La mitad siguiente son capas de margas y arcillas azuladas masivas, en las que aparecen intercaladas capas centimétricas de arenas muy finas limosas de color azul.

**Unidad 20: 20,50 a 18,20 m**

Esta unidad es muy similar a la unidad 18, pero con un espesor menor de sólo 2,30 m. Está formada exclusivamente por sedimentos carbonosos de color negro formados por sapropeles. A techo se ha realizado una datación por AMS (18,40 m) con una edad de  $42.620 \pm 1.490$  años  $^{14}\text{C}$  BP (Tabla 2).

**Unidad 21: 18,20 a 14,40 m**

Capas decimétricas de margas azules masivas, cuya composición mayoritaria es dolomita y en menor proporción esmectita. En la base de la unidad (hasta 16,91 m) las margas están intercaladas con láminas centimétricas a milimétricas de limos sapropélicos masivos de color negro. A techo de la unidad se han identificado estructuras de bioturbación rellenas por un sedimento de color morado. En esta unidad hay dos dataciones: (1) a 16,91 m con una edad de  $30.880 \pm 360$  años  $^{14}\text{C}$  BP; (2) a 14,45 m, techo de la unidad con una edad de  $25.470 \pm 210$  años  $^{14}\text{C}$  BP (Tabla 2).

**Unidad 22: 14,40 a 10 m**

Capas métricas y decimétricas de margas de color crema, masivas y atravesadas por estructuras de bioturbación que están rellenas por un sedimento arcilloso de color marrón. A una profundidad de 11,13 m hay un nivel con grietas de desecación, que tiene por encima una capa centimétrica de arcillas de color marrón, que las rellenan. La parte superior

de la unidad tiene laminación paralela. El techo está marcado por una capa centimétrica de margas de color marrón con nódulos de color blanco, donde la laminación está distorsionada.

### **Unidad 23: 10 a 0 m**

Alternancia de capas métricas y decimétricas de limos arenosos-arcillosos de color marrón, con capas métricas y decimétricas de margas de color gris-crema. Mayoritariamente estas capas son masivas y tienen abundantes estructuras de bioturbación a techo. También se han identificado en las margas grietas rellenas por limos arcillosos de color marrón (7,65-7,90 m). En esta unidad hay dos intervalos de sedimentos detríticos gruesos, a 4,16-4,30 m y 0,50-0,62 m, con arenas medias y gruesas que contienen clastos de Rm y Rv de 3 y 4 cm de diámetro y una matriz limosa-arcillosa. En esta unidad hay tres dataciones por AMS: (1) a 6,75 m, con una edad de  $16.540 \pm 90$  años  $^{14}\text{C}$  BP; (2) a 4,35 m, con una edad de  $15.420 \pm 70$  años  $^{14}\text{C}$  BP; (3) a 0,60 m, con una edad de  $1.570 \pm 40$  años  $^{14}\text{C}$  BP (Tabla ). Por ello, esta unidad corresponde al registro sedimentario desde el Último Máximo Glaciar y el interglaciar Holoceno (los últimos 4 m).

### **5.3. Interpretación/discusión**

Las características principales que condicionaron la sedimentación en la laguna de Fuentillejo son: i) sistema lacustre cerrado, ii) cuenca de drenaje de reducido tamaño y de litología uniforme y iii) régimen hidrológico simple, dominado por el balance entre precipitación y evaporación. Estos hechos favorecieron la preservación de una información detallada sobre los diferentes patrones de la sedimentación a lo largo del tiempo, como resultado de la imposición de factores climáticos, volcánicos y antrópicos.

El comienzo de la sedimentación estuvo

dominado, mayoritariamente, por grandes aportes detríticos, como queda reflejado en las unidades 1, 2, 3 y 4 del registro. La unidad 1 se debió originar durante los primeros episodios erosivos de las laderas interiores del cráter, que ocurrirían posteriormente a la erupción explosiva del *maar*. Durante estos episodios de gran actividad erosiva se formarían depósitos coluvionares sobre las laderas interiores, que desembocarían en la cubeta lacustre, desencadenando, a su vez, *debris-flows* y flujos turbidíticos hacia las zonas más profundas del lago. Progresivamente, los procesos de ladera se centraron en el desarrollo de tres abanicos, pudiendo denominarlos como abanicos deltaicos lacustres o *fan-deltas* (Wescott y Ethridge, 1990). La unidad 3 pudo haberse originado como consecuencia de un nuevo periodo significativo de actividad en estos abanicos.

Este tipo de sedimentación alternó con otra típica de ambiente lacustre profundo, con la formación de ritmitas detríticas (unidades 2 y 4) que se producirían por aportes estacionales, los cuales pueden relacionarse con las condiciones paleoclimáticas (Sturm y Matter, 1978; Anderson y Dean, 1988). La preservación de las láminas sugiere una estratificación del lago y un fondo anóxico (Anderson *et al.*, 1985). Las inestabilidades de los taludes también se ponen de manifiesto, en los intervalos con deformaciones en la laminación, debido probablemente a deslizamientos de los frentes deltaicos. Pero tampoco puede descartarse su origen como consecuencia de la actividad sísmica en la región de estudio.

Las unidades 5 y 6 suponen un gran cambio en la dinámica y la química lacustre, con la sedimentación de ritmitas con un elevado contenido en materia orgánica. Hubo una gran acumulación de restos orgánicos autóctonos, que alternaron con la sedimentación de carbonatos micríticos. Como

consecuencia, la productividad debió aumentar considerablemente con respecto a las unidades anteriores.

De nuevo, la unidad 7 representa un periodo erosivo en la cuenca de drenaje, siendo muy similar a las unidades 1 y 3 citadas anteriormente. La presencia de clastos de tamaño grava englobados en arena y limo, probablemente, se deben al carácter plástico del flujo, pudiendo interpretarse como *debris-flows*. Este tipo de eventos se repiten en las unidades 9 y 11, siendo estratodecrecientes en conjunto.

Las unidades 8, 10, 12, 13 y 14 son típicas de ambiente profundo, con una sedimentación finamente laminada, caracterizada por el componente autóctono (ritmitas orgánicas y carbonáticas). Las laminaciones de estas unidades se han preservado perfectamente, probablemente, favorecidas por condiciones anóxicas, mientras que la oxigenación del fondo podría favorecer la bioturbación de estas estructuras sedimentarias tan finas, enmascarando la laminación original (Lamoreux y Bradley, 1996). Intercaladas en estas unidades también hay capas detríticas de poco espesor, probablemente relacionadas con eventos erosivos de menor entidad en la cuenca de drenaje. También se identificaron estructuras deformadas que podrían haberse originado por deslizamientos de las partes distales de los abanicos, que a falta de un estudio detallado, también podrían interpretarse como sismitas.

La unidad 15 supone un nuevo cambio drástico en la sedimentación, puesto que rápidamente se formó una unidad evaporítica, que marcaría unas condiciones de elevada salinidad y la disminución brusca de la lámina de agua. La laguna sería bastante somera e, incluso, se desecaría periódicamente. La materia orgánica de esta unidad podría provenir de los tapices de cianobacterias que se desarrollan en estos ambientes (Powel, 1986). Estos indicadores apuntan hacia unas condiciones semiáridas-áridas en

la región.

El comienzo de la unidad 16 marca un cambio rápido hacia condiciones de ambiente profundo, con una lámina de agua elevada. Los sedimentos de esta unidad y de la 17 están finamente laminados, donde predomina el componente autóctono (ritmitas orgánicas y carbonáticas).

El siguiente cambio importante en el registro se observa en la unidad 18. La formación de una potente capa de sapropel (supera los 20 m) hace pensar en un lago eutrófico. Para interpretar esta unidad se puede plantear el *modelo de productividad* (Calvert, 1983; Calvert y Pedersen, 1992) que recurre a un aumento de la producción y un rápido aporte de materia orgánica al sedimento, favoreciendo el incremento de materia orgánica enterrada y el muy bajo contenido en oxígeno en las aguas profundas. Estas facies anóxicas profundas se formarían bajo una estratificación perenne y una elevada salinidad (Powell, 1986), que favorecerían la preservación excepcional de la materia orgánica. Estos hechos se repitieron de nuevo en la unidad 20.

Por último, las unidades 21, 22 y 23 corresponden con una sedimentación que va siendo progresivamente de medios poco profundos, aproximadamente para los últimos 42.000 años C<sup>14</sup> BP. Hay una alternancia de periodos lacustres someros con periodos palustres, característicos de una disminución en la lámina de agua y con frecuentes exposiciones subaéreas, que favorecieron la removilización de los sedimentos. Intercalados entre estos niveles hay depósitos de medios más profundos, que indicarían un cambio brusco entre periodos de lámina alta, con otros de lámina baja. Se han identificado varios periodos con desecación de la laguna, remarcando ese carácter efímero. La unidad 23 corresponde al registro sedimentario desde el Último Máximo Glaciar y el Holoceno. Durante este periodo ocurrieron varias reactivaciones de los abanicos, con

un aporte de sedimentos detríticos al centro de la cuenca.

#### **5.4. Conclusiones**

El registro sedimentario del sondeo FU-1, realizado en la laguna del *maar* de Fuentillejo, está dividido en 23 unidades litoestratigráficas principales, que se pueden resumir en 6 tipos básicos de facies lacustres:

- (1) Capas detríticas gradadas. Episodios erosivos en la cuenca de drenaje.
- (2) Ritmitas detríticas. Sedimentación en ambiente profundo en un lago de carácter oligotrófico, con un fuerte componente extracuenal.
- (3) Ritmitas orgánicas-carbonáticas. Sedimentación en ambiente profundo con una elevada productividad.
- (4) Evaporitas. Disminución de la lámina de agua,

en un medio de elevada salinidad en ambiente semiárido. Lago efímero.

(5) Sapropel. Sedimentación en ambiente profundo, con una elevada productividad y preservación, en un lago permanentemente estratificado y con fondo anóxico.

(6) Margas y limos masivos con estructuras de bioturbación. Ambiente lacustre somero, con episodios de desecación.

Aún falta por determinar la edad aproximada para el comienzo del registro de FU-1. Ahora bien, las dataciones radiométricas realizadas en los 18 primeros m, señalan que el techo de la unidad 20 tiene una edad aproximada de 42.620 años <sup>14</sup>C BP (por el momento es la edad más antigua conseguida por este método). La unidad 21 comprendería el intervalo entre unos 30.880-25.470 años <sup>14</sup>C BP. La unidad 23 corresponde al registro sedimentario desde el Último Máximo Glaciar y el interglaciar Holoceno.

Fig. . Columna estratigráfica del sondeo FU-1. Laguna del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava, Ciudad Real). (siguiente página)

Proyecto Estudio Paleoclimático del maar de Fuentillejo



MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACION



Proyecto CICYT: CGL2004-06212/BTE "Variabilidad climática y ambiental en el centro de la Península Ibérica durante el Cuaternario. Estudio de alta resolución del registro lacustre del sondeo FU-1 (laguna de Fuentillejo, Ciudad Real)"  
IP: Dr. Ángel García-Cortés - Área de Investigación en Patrimonio Geológico-Minero

Unidad	Prof. (m)	Litol.	Estruct. Sedim.	Descripción facies
23	0			Alternancia de capas de limos arcillosos siliclásticos de color marrón y dolomicritas de color crema con evidencias de bioturbación y grietas de desecación.
22	10			Dolomicritas de color crema laminadas y capas masivas, grietas de desecación.
21				Dolomicritas azules masivas, con grietas de desecación.
20	20			Limos y arcillas masivas bituminosas (tipo sapropel).
19				Dolomicritas azules masivas, con capas de margas abigarradas.
18	30			Limos y arcillas masivas y, en ocasiones, ligeramente laminadas, bituminosas (tipo sapropel) de composición dolomítica y, en menor proporción, siliclástica.
17	40			Ritmitas bituminosas dolomíticas, que alternan con niveles de sapropel.
16	50			Ritmitas que alternan laminas de dolomicritas y laminas bituminosas. Presencia de algas ( <i>Botriococcus</i> ).
15	60			Sedimentos evaporíticos. Bicarbonato, yeso.
14	70			Ritmitas que alternan laminas de dolomicritas y laminas bituminosas.
13	80			Ritmitas dolomicriticas y bituminosas que alternan con capas de sapropel y capas detríticas gradadas.
12	90			Ritmitas litificadas dolomicriticas y, en menor proporción, capas de sapropel. Laminas con signos de deformación (pliegues).
11				Capa gradada de tamaño arena con cantos en la base, de tipo <i>debris-flow</i> .
10	100			Ritmitas litificadas dolomicriticas y capas gradadas. Laminas plegadas.
9				Capas gradadas arenosas, con cantos en la base.
8	110			Ritmitas dolomicriticas y, en menor proporción, siliclásticas. Capas de arena gradadas. Laminas con signos de deformación (pliegues).
7				Capas gradadas arenosas, con cantos en la base.
6	120			Ritmitas siliclásticas y orgánicas.
5				Ritmitas litificadas dolomicriticas y capas gradadas. Pérdida de testigo.
4	130			Ritmitas siliclásticas, intercaladas con capas centimetricas arenosas.
3				Capas gradadas arenosas con cantos, tipo <i>debris-flow</i> .
2				Ritmitas siliclásticas, intercaladas con capas centimetricas arenosas.
1	-140			Capas gradadas arenosas, con cantos, intercaladas con ritmitas.

Litología

Arenas con cantos	Margas	Sapropel	Arcilla
Arenas	Sulfatos	Carbonatos (micritas)	Limo
Limo orgánico negro	Sales	Cuarcita	

Estructuras sedimentarias

Masivo	Laminación cruzada planar	Ritmitas litificadas
Laminación paralela (ritmitas)	Capas gradadas	Textura no conservada
Laminación paralela difusa		

Otras estructuras y composición

Bioturbación
Grietas rellenas de sedimento
Grietas de desecación
Eflorescencias de sales
Cristales de yeso
Matriz bituminosa en arenas
Roca volcánica
Cuarcita
Pliegues sinsedimentarios
Deslizamientos
Discordancia

## Interpretación paleoambiental de los primeros 29 m del registro de la laguna de Fuentillejo (Campo de Calatrava, Ciudad Real)

J. Vegas, B. Ruiz-Zapata, J.E. Ortíz, T. Torres, A. García-Cortés, L. Galán, A. Pérez-González

### RESULTADOS

En este trabajo se detallan los resultados obtenidos en las unidades de los primeros 29 m del registro sedimentario de la laguna del *maar* de Fuentillejo (Campo de Calatrava, Ciudad Real). A continuación se exponen de muro a techo:

#### 3.1. Unidad 18: 44,40 a 25,55 m

Es una unidad muy homogénea, de 24,40 m de espesor, formada mayoritariamente por sedimentos de color negro, de tipo sapropélico. Se han definido 10 subunidades, pero se describirán las más superiores desde el metro 29 al 25,55: la 18.9 y 18.10.

##### 3.1.1. Análisis polínico:

En las dos subunidades superiores de la Unidad 18 se produce una caída de polen arbóreo (PA) por *Pinus* y *Juniperus*, asociado a un aumento de diversidad arbórea, estando presentes taxones mesófilos, termófilos y taxones de ribera, así como *Cedrus* y presencias de *Abies*. Alta diversidad en el grupo herbáceo dominado por *Chenopodiaceae* y *Artemisia* y, en menor medida, por *Ephedra*; se detectan taxones acuáticos. Presenta los valores de rarefacción más altos de toda la secuencia, con una media entre más de 200 y 800, alcanzando valores de 1.500.

*Interpretación polínica:* La reducción de *Pinus* y *Juniperus*, y el aumento de la diversidad de vegetación arbórea local y herbácea, refleja una mejora en las

condiciones, sin embargo los bajos valores de estos elementos parecen definir las etapas finales de una recuperación. La presencia puntual de *Abies* y más continua de *Cedrus*, se explica por la eliminación del efecto pantalla que ejerce *Pinus* y, por otro lado, es un reflejo de la existencia de estos taxones en áreas próximas. La presencia de *Cedrus* define un determinado grado de termicidad alcanzado, que bajo esta perspectiva el desarrollo alcanzado por taxones como *Chenopodiaceae*, fundamentalmente de componente estépica, es interpretado como halófitos, respondiendo a unas condiciones locales de carácter más salino. Alrededor del lago se desarrollan plantas acuáticas. El análisis de la rarefacción evidencia un alto grado de diversidad que se explicaría en el hecho de que la unidad U-28 representa el techo de una secuencia desarrollada bajo condiciones de óptimo climático. Los altos porcentajes alcanzados por *Artemisia* y *Ephedra* se entienden bajo la perspectiva de “salida de un óptimo climático” y la instalación de unas condiciones más secas.

##### 3.1.2. Subunidad 18.9: 28,60 a 26,40 m

Está formada por capas micritas masivas de color negro de tipo sapropel, debido al color negro que impregna la mayoría de las facies, pero es muy variable en su composición mineralógica y geoquímica, como se describirá a continuación. Desde la base, el tramo inferior está formado por capas decimétricas de limos arcillosos y limos masivos ligeramente cementados por carbonato de color negro, con cuarzo y calcita como minerales principales, ceolitas (chabacita), pirita (hábito cúbico) y esmectita. A 27,90 m hay un canto de cuarcita de 4,5 cm de diámetro. A veces hay intercalaciones de láminas centimétricas de dolomicritas azules.

A 27,00 m se produce un cambio y se observa una laminación paralela formada por láminas milimétricas-centimétricas de dolomicritas de color negro, azul y crema, donde la mineralogía cambia, siendo la dolomita

el mineral principal, con analcima, cuarzo, anortita y elevadas cantidades de esmectita, como mineral de arcilla presente en estas facies.

El contenido en las fracciones limo y arcilla es muy variable, oscilando entre 40-65% para la arcilla y un 40-60% para el limo. La geoquímica también muestra, a grandes rasgos, dos intervalos con patrones muy irregulares. El tramo inferior tiene los valores más bajos, obtenidos hasta ahora en los primeros 29 m, en elementos como: Si, Fe, K y Na. Además también se obtienen en este tramo los valores más altos de Na y Sr, que favorecerían la mayor formación de analcima. El contenido en Corg también es elevado (4%) y en azufre se alcanza el 1%. En cambio en el intervalo superior la proporción de elementos es muy variable, donde Al, Si, Ti, Fe y S tienen picos significativos y los alcalinotérreos son menos abundantes.

En esta subunidad existe una predominancia de cadenas cortas de alcanos ( $C_{17}$ ), así como de  $C_{27}$ , lo que indica un mayor aporte de materia orgánica de origen algal y, en consecuencia, la existencia de una lámina de agua importante. El índice cadenas largas/cortas es muy bajo, lo que corrobora esta interpretación. En algunos niveles se observa un gran aporte de materia orgánica (suma de alcanos alta). El índice Paq es alto aunque desciende y al final del tramo se recupera, y hay presencia de azufre orgánico entre los metros 28,50 y 26,70, lo que confirma la interpretación anterior. Se observa un alto porcentaje del porcentaje relativo del alcano  $C_{27}$  aunque desciende progresivamente hacia el final del tramo, que se corresponde con un aumento de porcentaje de  $C_{31}$ , aunque con oscilaciones.

*Interpretación:* Esta subunidad se ha interpretado como un sistema lacustre, con elevada salinidad y con una lámina de agua muy alta, que disminuyó al final de este periodo. Hay una elevada productividad algal y su preservación se produce en un fondo anóxico, que pudo estar permanentemente estratificado de tipo meromóctico. La vegetación inicialmente estaría constituida por un

porcentaje importante de caducifolios, que decrecen hacia el final del tramo frente a un aumento de las herbáceas. Se ha interpretado como un período húmedo con un incremento progresivo de la aridez. Muestra las etapas finales de un óptimo climático.

### *3.1.3. Subunidad 18.10: 26,40 a 25,55 m*

Está formada por una capa de dolomicritas masivas de color negro, de tipo sapropel, que tienen un ligero olor fétido. A techo están bioturbadas con pequeños tubos rellenos de dolomicritas azules de la unidad superior. El mineral principal es la dolomita y, en menor proporción, hay cuarzo, ortoclasa, analcima, sanidina y trazas de moscovita. Los minerales de arcilla son muy poco abundantes y sólo se ha identificado la esmectita.

La granulometría también muestra una subunidad muy homogénea, con un predominio de la fracción arcillosa (80%). La geoquímica tiene contenidos elevados en todos los elementos, salvo para el techo de la unidad coincidiendo con el nivel de bioturbación, donde claramente predominan los alcalinotérreos. El contenido en azufre es aproximadamente del 0,5%.

Al comienzo de esta subunidad hay un incremento importante del porcentaje de  $C_{27}$  y ascenso de  $C_{31}$ . Después prosiguen las tendencias de los porcentajes de  $C_{27}$  y  $C_{31}$  del intervalo anterior. En esta subunidad se observa una disminución del aporte de materia orgánica. Predominan las cadenas largas ( $C_{27}$  y  $C_{29}$ ) y el índice cadenas largas/cortas indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice Paq es menor que en el tramo anterior. No hay azufre orgánico, salvo entre 26,30 y 25,90 m.

*Interpretación:* Esta subunidad correspondería con un sistema lacustre, con elevada salinidad y con una lámina de agua alta, que disminuyó considerablemente al final de este periodo. Hay una menor productividad y la materia orgánica es de tipo terrestre con una preservación en un fondo anóxico. Se pone de manifiesto

el incremento de herbáceas y disminución de caducifolios. Se ha interpretado como un periodo con condiciones ambientales más secas y frías, con un notable incremento de la aridez, salvo un período más húmedo al principio, que correspondería con la fase del ciclo óptimo. Este periodo termina con una lámina de agua mucho más baja, que permitiría la circulación completa de las aguas y la oxigenación del fondo, produciéndose la bioturbación de los sedimentos.

### 3.2. Unidad 19: 25,55 a 20,50 m

Está formada por cuatro subunidades.

#### 3.2.1. Análisis polínico

Presenta intercalados dos niveles estériles importantes (23,70-24,80 m y 20,50-21,10 m), sin embargo estas interrupciones en el registro polínico no impiden hacer el seguimiento de la evolución de la vegetación; así en ella podríamos distinguir:

- **Subunidad 19-1:** Aumentan los valores de *Pinus* y *Juniperus* asociados a la caída generalizada del resto de los componentes arbóreos, excepto *Cedrus* y herbáceos, culminando en una fase estéril.

*Interpretación:* Podría tratarse de una fase algo más fría y seca, responsable, bien de la reducción del bosque local y su cortejo y/o de la expansión de los elementos regionales. El bajo índice de rarefacción, con valores alrededor de 200, define la brusca caída de la diversidad. En cualquier caso, asociado a ellos hay cambios en la composición del sedimento (fundamentalmente un aumento en dolomicrita) impidiendo la conservación.

- **Subunidad 19-3:** Se caracteriza por una caída de los valores de PA, asociado a la recuperación de la vegetación arbórea local: fundamentalmente, ambos tipos de *Quercus* y, en menor medida, presencias en la parte inferior de *Betula*, *Corylus* y *Juglans*, así como la última representación de *Cedrus*, a los que el bosque local parece sustituir. En esta fase se expande ligeramente el

componente arbustivo y aumenta la diversidad del grupo herbáceo, con la peculiaridad de no presentar ningún elemento dominante. A nivel de los taxones acuáticos, se detectan presencias. El índice de rarefacción llega a alcanzar un máximo de 400.

*Interpretación:* El espectro polínico obtenido es muy similar al de la unidad U-18, lo que reflejaría una nueva recuperación climática, pero de menor envergadura, habida cuenta de los valores porcentuales alcanzados por los taxones presentes y el valor del índice de rarefacción.

#### 3.2.2. Subunidad 19.1: 25,55 a 23,73 m

Está formada por capas métricas de micritas dolomíticas masivas de color azul. En la base hay un pequeño nivel carbonatado de color blanco. El mineral principal es la dolomita y como secundarios están magnesita y analcima. La esmectita es el mineral de arcilla presente en esta subunidad.

La fracción limo disminuye a lo largo de esta subunidad desde un 60% en la base hasta un 7%, predominando la fracción arcillosa. En el centro de la subunidad la geoquímica refleja un aumento en elementos de origen siliciclastico, como la Si, Fe, Al, K, Na y Ti, junto con un leve aumento en el contenido en S. Por el contrario, los alcalinotérreos son más abundantes en la base y en el techo. El contenido en Corg es muy bajo (<0,5%).

La predominancia en esta subunidad de cadenas largas ( $C_{29}$ ) y el alto índice cadenas largas/cortas, indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice *Paq* baja al principio para incrementarse progresivamente al final del tramo. Se observa un ascenso del porcentaje de  $C_{27}$  y un descenso de  $C_{31}$ , que indica un incremento de los caducifolios.

*Interpretación:* La magnesita es un precipitado químico cuya presencia indica aguas ricas en magnesio y un ambiente lacustre muy poco

profundo o incluso de tipo “mudflats”. La asociación dolomita-magnesita pone de manifiesto una relación Mg/Ca más elevada, una mayor salinidad y una gran evaporación en la cuenca lacustre (Last & De Deckker, 1990). Al comienzo de este periodo la aridez era muy acusada y progresivamente ocurriría un incremento progresivo de la humedad, con aumento de la lámina de agua.

### 3.2.3. Subunidad 19.2: 23,73 a 22,97 m

Esta subunidad tiene muy poco espesor, pero puede distinguirse por presentar un número variado de facies, desde una alternancia rítmica de láminas milimétricas de dolomicritas azules y crema, a capas centimétricas de limos arcillosos de color gris oscuro y capas decimétricas de dolomicritas de color azul, con la laminación distorsionada. El mineral principal es la dolomita, seguido en abundancia por ceolitas (chabacita), cuarzo y contenidos medios en esmectita, como mineral de la arcilla presente en estas facies.

El contenido en limo es variable entre 40-60%, siendo más limoso en la base y en la zona media. La geoquímica muestra dos picos pronunciados en los elementos del grupo de la Si, Al, Fe, Na y Ti. El contenido en Corg es bajo, mientras que el S asciende ligeramente hasta el 1%.

Se observa una predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$  y  $C_{31}$ ), que unido a un índice cadenas largas/cortas indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. Disminuye el índice Paq y hay ausencia de azufre orgánico a excepción del metro 23,70. Existe un incremento de la materia orgánica en el *maar*, así como un descenso del  $\%C_{27}$  y un ascenso del  $\%C_{31}$ .

*Interpretación:* Se ha interpretado como un sistema lacustre con una lámina de agua media y estratificada, donde se conservan las laminaciones. La salinidad es elevada, como así lo manifiesta el alto contenido en ceolitas en las laminaciones. En esta subunidad se

produjo de nuevo un incremento de la aridez, con un descenso de caducifolios.

### 3.2.4. Subunidad 19.3: 22,97 a 21,43 m

La base tiene un contacto plano y neto con la subunidad infrayacente, que está formada por láminas centimétricas y milimétricas de limos arcillosos de color negro. Posteriormente, hay un tramo de limos arcillosos abigarrados (colores marrón, gris, negro, crema), donde la laminación está visiblemente distorsionada. En este tramo hay intercalaciones de láminas centimétricas de dolomicritas azules sin distorsionar (a 22,70 m y a 22,77 m) y láminas milimétricas-centimétricas de limos arcillosos donde alternan rítmicamente los colores negro y crema (entre 22,10 y 22,22 m). La mineralogía refleja el predominio de la dolomita en las facies carbonáticas, mientras que el cuarzo es el mineral predominante en las capas de limos. Como secundarios se ha identificado ceolitas (chabacita, analcima), moscovita y la presencia de pirita tanto en rayos-X, como en el MEB (cristales cúbicos y rómbicos). La esmectita es el mineral de arcilla mayoritario, pero también aparecen el caolín.

En función de la granulometría se pueden diferenciar dos tramos, uno inferior con mayor contenido en limo (65%) y otro superior con un menor contenido en limo (50-60%). La geoquímica muestra una subunidad muy variable, donde se pueden destacar varios picos de mayor abundancia en Al y Si, frente a picos donde predominan los alcalinotérreos. Ello podría reflejar una gran variabilidad geoquímica de las aguas debido a épocas con mayor aporte de limos siliciclásticos y periodos donde predomina una sedimentación carbonática.

En esta subunidad hay un máximo de aporte de materia orgánica en la parte central y descenso hacia el final del tramo. Hay predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$  y  $C_{31}$ ), a excepción de 22,90 m donde predomina  $C_{17}$ . El índice cadenas largas/cortas se mantiene e indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre, a excepción

de dos mínimos en 22,90 m y 22,10 m. El índice Paq tiene una tendencia decreciente aunque presenta oscilaciones, alcanzando un mínimo acusado en 22,30 m, aunque asciende al final. Hay presencia de azufre orgánico entre los metros 22,90 y 22,70. Se aprecia un descenso del porcentaje de  $C_{27}$  y un ascenso de  $C_{31}$ , donde las condiciones más extremas se observan en la parte central del tramo.

*Interpretación:* Durante este periodo se produjeron estacionalmente procesos de erosión acusados en las laderas interiores del *maar*, que incorporarían partículas de origen edáfico (arcillas y M.O. terrestre) a la sedimentación. El medio lacustre muestra una estacionalidad acusada, con alternancia de aportes más siliciclásticos y periodos con mayor salinidad. El tramo de margas abigarradas indicaría una fase de disminución de la lámina de agua, con oxidación de la materia orgánica. Hay un gran desarrollo de herbáceas, siendo el porcentaje de caducifolios muy bajo (mínimo en todo el sondeo). Las condiciones ambientales apuntan a una aridez general acusada, a excepción del metro 22,90 donde la lámina de agua aumenta, indicando un breve intervalo con una mayor humedad.

### 3.2.5. Subunidad 19.4: 21,43 a 20,50 m

Capas centimétricas de dolomicritas con laminación paralela de color verde-azulado en la base y dolomicritas azules en el resto de la subunidad. La dolomita es el mineral principal y como secundarios aparecen ceolitas (chabacita/merschelita, analcima), cuarzo y moscovita. La esmectita no es muy abundante. Esta subunidad es estéril en granos de pólen.

La fracción arcillosa es muy elevada, con valores entre 80-90%. La composición química es muy variable a lo largo de toda la subunidad, debido en gran parte a la existencia de laminaciones de diferente composición. Se pueden diferenciar dos intervalos donde predominan los alcalinotérreos y otros dos donde predomina el grupo de la Si, metales y elementos alcalinos.

En esta subunidad hay un escaso aporte de materia orgánica al *maar*. Predominan cadenas largas ( $C_{29}$  y  $C_{31}$ ) y se mantiene el índice cadenas largas/cortas lo que indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice Paq aumenta al inicio, lo que unido a un ascenso del porcentaje de  $C_{27}$  y un descenso de  $C_{31}$  indica un aumento de la humedad en la primera parte de la subunidad. En la parte media-final aumenta de nuevo la aridez, donde el índice Paq disminuye, así como el porcentaje de  $C_{27}$  mientras que el porcentaje de  $C_{31}$  aumenta.

*Interpretación:* En la primera mitad de la subunidad se ha interpretado un medio lacustre de elevada salinidad, un aporte mayoritario de vegetación terrestre y lámina de agua más elevada, que manifiestan un aumento de la humedad en esta primera parte como culminación del final de la subunidad 19.3. En la mitad superior de la subunidad, por el contrario se ha identificado un aumento de la aridez en el medio.

### 3.3. Unidad 20: 20,50 a 18,21 m

A techo de esta unidad (18,40 m) se ha realizado una datación por  $^{14}C$  AMS, obteniéndose una edad de  $42.620 \pm 1.490$  años BP (Tabla 1). Se han definido dos subunidades.

#### 3.3.1. Análisis polínico

En su mitad basal alternan niveles estériles con niveles ricos en contenido polínico, pero que en conjunto presentan una dinámica similar a la de la mitad superior. Esta unidad se define por el aumento de PA, debido a *Pinus*, que está asociada a una pérdida generalizada tanto de la diversidad como de la representación porcentual de los taxones identificados y que se traduce en un descenso importante del valor del índice de rarefacción.

*Interpretación:* La imagen obtenida, tanto en el diagrama de polen como a través del bajo índice de rarefacción, refleja el retorno a unas condiciones frías y secas,

acompañado de un cambio en la litología del medio que conlleva problemas de conservación polínica.

### *3.3.2. Subunidad 20.1: 20,50 a 19,25 m*

Sedimento carbonático de color negro y ligero olor fétido. En la base se distinguen bioturbaciones de color gris y moteados de color ocre. El resto es de aspecto masivo, pero entre 19,48-19,50m hay un nivel con bioturbación de margas azules. Los últimos 20cm están ligeramente laminados. El mineral mayoritario es la dolomita, aunque a los 19,80 m aparece también la ankerita (carbonato rico en Fe, Mg y Mn, identificado mediante rayos-X) y en menor proporción aparecen ceolitas (chabacita/herschelita y merlinoita), junto con moscovita y cuarzo. Los minerales de arcilla no son muy abundantes, salvo un contenido medio en illita. Es una unidad muy homogénea desde el punto de vista de la granulometría y la geoquímica. La fracción arcilla es la predominante, con más del 80% del total de la muestra. Los elementos alcalinotérreos son los más significativos, donde el Ca y el Mg están en cantidades similares. El contenido en Corg y S son bajos.

Se observa un ligero incremento de la materia orgánica en el *maar*. Predominan las cadenas largas ( $C_{29}$ ) y el índice cadenas largas/cortas aumenta en la parte central del tramo e indica aporte mayoritario de vegetación terrestre. Disminuye ligeramente el índice Paq que se recupera mínimamente al final del tramo. Hay presencia de azufre orgánico. En esta subunidad se inicia una tendencia progresiva de incremento del porcentaje de  $C_{27}$  y descenso de  $C_{31}$ .

*Interpretación:* Se ha interpretado como un medio lacustre profundo, estratificado, con salinidad elevada y un fondo permanentemente anóxico de tipo meromóctico. La presencia de dolomita y ankerita, probablemente, sugiere una intensa degradación microbiana de la materia orgánica. Existencia de condiciones reductoras ligadas a un incremento de humedad. Comienza el aumento de caducifolios que prosigue en el tramo siguiente.

### *3.3.3. Subunidad 20.2: 19,25 a 17,86 m*

La base de esta subunidad está marcada por la existencia de un nivel de unos 5 cm de espesor, formado por una laminación rítmica centimétrica-milimétrica con alternancias de limos y margas de color negro-anaranjado. Por encima aparece una capa decimétrica de limos de color negro, con bioturbaciones rellenas de margas azules. En esta subunidad hay que destacar la presencia de un nivel de color crema (18,78 a 18,81 m) de limos ligeramente cementados por carbonatos. La composición mineralógica mayoritaria está formada por dolomita, mientras que como minerales secundarios se encuentran moscovita, cuarzo y ceolita (analcima). La esmectita es el mineral de arcilla presente en esta subunidad, con contenidos bajos. Sin embargo, a techo predomina el cuarzo como mineral principal, junto con ceolitas: chabacita/herschelita, merlinoita y trazas de analcima.

En esta subunidad la proporción de limo y arcilla es muy variable. El contenido en arcilla varía entre un 40-75%. Geoquímicamente también se observa esta variación, que se debe a la alternancia de facies carbonáticas y siliciclásticas.

Se aprecia un ligero incremento de la materia orgánica en el *maar*. Predominan las cadenas largas ( $C_{29}$  y  $C_{31}$ ) y el índice cadenas largas/cortas disminuye, aunque indica aporte mayoritario de vegetación terrestre. Hay un aumento importante del índice Paq. Prosigue la tendencia del tramo anterior llegando a un máximo porcentaje de  $C_{27}$  y mínimo en  $C_{31}$ . Hay presencia de azufre orgánico a 18,10 m.

*Interpretación:* En esta subunidad se produce una alta variabilidad ambiental. La primera mitad corresponde con un medio lacustre de elevada lámina de agua, estratificado, que está favorecido por un clima húmedo. Durante este periodo existe un desarrollo importante de caducifolios, que se caracteriza por las condiciones ambientales húmedas. Aumenta la diversidad asociado

a suavización de la temperatura y un aumento de la humedad (desarrollo escaso de mesófilos y acuáticos junto a desarrollo de Chenopodiaceae). A la mitad de la subunidad se produjo un descenso más acusado de la lámina de agua, favoreciendo procesos de biotubación en el fondo del lago, probablemente asociados a una fase más árida dentro de un periodo húmedo. A partir de este momento, se retorna hacia condiciones más húmedas con un aumento significativo de la lámina de agua y un medio lacustre estratificado donde se preserva la laminación.

### 3.4. Unidad 21: 17,86 a 14,40 m

Está formada por dos subunidades:

#### 3.4.1. Análisis palinológico

Se caracteriza por el dominio de *Juniperus* sobre *Pinus* y por la existencia de un bosque local constituido por ambos tipos de *Quercus*. Se detectan algunas presencias de *Bétula*, taxones de ribera y Cistaceae. La curva continua del microfósil no polínico tipo T-207 (*Glomus*), define el proceso de deforestación. El índice de rarefacción, con valores inferiores a 200, responde a la pérdida de diversidad observada en el diagrama.

*Interpretación:* El espectro parece responder a la instalación de unas condiciones algo frescas y no muy húmedas (no llegan a alcanzar las características de las zonas anteriores). El aumento de taxones acuáticos, nitrófilos y halófitas (Chenopodiaceae) evidencian un posible descenso del nivel de agua en el lago.

#### 3.4.2. Subunidad 21.1: 78,86 a 16,91 m

Está formada por micritas carbonáticas de color azul, que están intercaladas con láminas centimétricas a milimétricas de limos masivos de color negro. Los limos negros están formados por cuarzo y como accesorios tienen dolomita y ceolita (analcima). La mineralogía de arcillas refleja una composición exclusiva de ilita. Las fracciones

granulométricas son variables entre limo y arcilla. En las capas de limos negros, la fracción limo puede alcanzar hasta un 60%, mientras que en las margas azules la fracción arcilla está entre el 85-40%. La geoquímica de esta subunidad muestra un contenido muy variable en elementos. Las margas azules son mayoritarias en los alcalinotérreos y en los limos negros predominan el resto de elementos metales y alcalinos. Hay un contenido en azufre significativo (1%), mientras que para las unidades superiores el contenido en este elemento será muy poco significativo.

Hay un incremento importante de la materia orgánica en el maar. Predominan las cadenas largas ( $C_{29}$ ) aunque domina  $C_{23}$  en el metro 17,90. El índice cadenas largas/cortas indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre, aunque disminuye a 17,90 m. El índice Paq es alto, especialmente en el metro 17,90. Se observa un ligero descenso del porcentaje de  $C_{27}$  y un ascenso del porcentaje de  $C_{31}$ . Hay presencia de azufre orgánico en el metro 17,30.

*Interpretación:* En esta subunidad hay que destacar el nivel de sapropel a 17,90 m donde se produjeron condiciones húmedas durante su formación, en un lago profundo y estratificado con preservación de la materia orgánica. Presenta baja diversidad, con una reducción importante del pinar y el progresivo desarrollo de *Juniperus*, que queda sustituido por elementos mesófilos y, después, por termófilos junto a la reducción de taxones xéricos y estépicos. A partir de este momento se evidencia una tendencia a un sistema lacustre con lámina de agua menor y mayor salinidad que caracterizan un ambiente de mayor aridez.

#### 3.4.3. Subunidad 21.2: 16,91 a 14,40 m

Capas decimétricas de micritas carbonáticas masivas de color azul, cuya composición mayoritaria es dolomita y, en menor proporción, aparecen cuarzo y albita. La dolomita tiene un hábito romboédrico, con

cristales <20  $\mu\text{m}$ . Como accesorios aparecen calcita y microclina. Los minerales de arcilla son de origen detrítico y predominan la esmectita e illita, pero también aparece, en menor proporción, caolinita. A techo de la subunidad se han identificado estructuras de bioturbación rellenas por un sedimento de color morado. Hay un mayor predominio de la fracción arcilla (70-85%), mientras que en el techo bioturbado predomina la fracción limo (casi 90%). En la geoquímica se observa un ligero aumento de alcalinotérreos (Ca y Mg), excepto para el Sr que se mantiene más bajo. El Corg aumenta ligeramente hasta el 3% de origen terrestre, posiblemente de tipo pirofuxinita (*charcol*). En esta subunidad hay dos dataciones radiométricas: (1) a 16,91 m con una edad de  $30.880 \pm 360$  a.  $^{14}\text{C}$  BP; (2) a 14,45 m, techo de la unidad con una edad de  $25.470 \pm 210$  a.  $^{14}\text{C}$  BP (Tabla 1).

Hay una predominancia de cadenas largas ( $C_{27}$ ,  $C_{29}$  y  $C_{31}$ ) y el índice cadenas largas/cortas aumenta de forma importante en la mitad y parte final del tramo, lo que indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice  $Paq$  disminuye y se dan valores bajos del porcentaje de  $C_{27}$  y un ascenso similar del porcentaje de  $C_{31}$ , a excepción del metro 15,70 lo que sugiere un descenso en la proporción de caducifolios a expensas de un aumento de las herbáceas.

*Interpretación:* Corresponde con un sistema lacustre poco profundo, con elevada salinidad. Las condiciones ambientales fueron secas, a excepción de un breve periodo a 15,70 m donde se dieron condiciones más húmedas. El final de este periodo culmina con un episodio de bioturbación importante, que indicaría una exposición subaérea bajo una mayor aridez y condiciones más frías. Durante este evento final se produjo una erosión de las laderas interiores del *maar* y procesos de deforestación. El patrón de la vegetación muestra un espacio con poco pino y mucho *Juniperus*. Los taxones mesófilos y termófilos se mantienen relativamente constantes. Hacia el techo disminuye la diversidad vegetal y se reduce la presencia de taxones de ribera y de acuáticos,

asociados a caída de *Juniperus*, de PA y por el desarrollo de estépico. Todo ello indica una tendencia hacia condiciones más frías.

### **3.5. Unidad 22: 14,40 a 10 m**

Está formada por tres subunidades:

#### **3.5.1. Análisis polínico**

La zona central de esta unidad es polínicamente estéril. Pese a ello, la información obtenida a muro y techo de la unidad permite interpretar el nivel estéril por problemas de conservación (aumento importante del contenido en micrita). Los hechos más notables se manifiestan en el aumento progresivo de PA, debido a *Pinus*, ambos tipos de *Quercus* y *Bétula*, la incorporación de *Corylus*. No están representados los taxones de ribera y hay una mayor abundancia de los taxones acuáticos (*Cyperaceae*). El estrato herbáceo queda muy empobrecido, destacando la curva de *Poaceae* y de los taxones nitrófilos (*Plantago*, *Rumex* y *Urtica*). El índice de rarefacción, aún con valores bajos, va marcando un ligero aumento en la diversidad.

*Interpretación:* La imagen obtenida parece representar la culminación de los eventos detectados en la unidad anterior.

#### **3.5.2. Subunidad 22.1: 14,43 a 12,95 m**

Capas decimétricas de margas de color crema, masivas. En la base están atravesadas por estructuras de bioturbación, que están rellenas por un sedimento arcilloso de color marrón, con una composición mineral mayoritaria de cuarzo. El resto de la subunidad tiene una composición mayoritaria formada por dolomita y cuarzo, mientras que los minerales secundarios son la calcita, albita y microclina. La fracción arcilla está formada por esmectita e illita, pero hacia el techo aparece también el caolín. Geoquímicamente es una subunidad con un menor contenido en alcalinotérreos, mientras que son mayoritarios elementos como la Si, Al, Na y Fe. El

porcentaje de la fracción limo llega a alcanzar el 60% en la mitad del tramo y, sin embargo, predomina la fracción arcilla a techo de la subunidad.

Se aprecia un incremento de la materia orgánica en la parte inicial del tramo para descender hacia la parte superior. Existe una predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$ ) y el índice cadenas largas/cortas desciende, aunque es alto e indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. Hay un aumento del índice  $Paq$ . Se obtienen valores prácticamente constantes del porcentaje de  $C_{27}$  (más altos que en el tramo anterior) y de  $C_{31}$  (más bajos que en tramo anterior).

*Interpretación:* Esta subunidad correspondería a un período sin variaciones climáticas acusadas, desde un comienzo más árido, con un mayor aporte siliciclástico desde las laderas del *maar* y con una lámina de agua muy baja, que cambia hacia condiciones húmedas y un ligero aumento en la lámina de agua en el sistema lacustre. En esta subunidad hay una ligera y fluctuante recuperación de la diversidad, con un ligero aumento del pinar y de *Juniperus*. Alternan expansiones de mesófilos como las de termófilos. Hay un tránsito de taxones de ribera a acuáticos y, por último, expansión de taxones xéricos, que evidencian una tendencia a condiciones secas.

### *3.5.3. Subunidad 22.2: 12,95 a 11,14 m*

Capas decimétricas de margas de color crema, masivas. A una profundidad de 12,50 m hay otro nivel de bioturbación. La composición mineral está formada por dolomita, pero en menor proporción aparecen calcita, cuarzo, microclina y albita. El mineral de arcilla predominante es la esmectita de origen detrítico. Casi toda esta subunidad es estéril en granos de polen. El techo está culminado por grietas de desecación. La fracción arcilla alcanza hasta un 80-95%. Predominan los elementos alcalinotérreos (Ca, Mg y Sr) y el Corg aumenta hasta un 4,5%.

Se aprecia un incremento de la materia orgánica en el maar para descender en la parte final del tramo.

Predominan las cadenas largas ( $C_{29}$ ) con dominio de  $C_{23}$  al final del tramo. El índice cadenas largas/cortas indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre aunque disminuye de forma importante hacia el final del tramo. Hay un aumento del índice  $Paq$  al final del tramo. Se observa un descenso del porcentaje de  $C_{27}$  y un ascenso del porcentaje de  $C_{31}$ . Al final del tramo se invierte la tendencia en una muestra.

*Interpretación:* Corresponde con un sistema lacustre con baja lámina de agua, en el que predomina la sedimentación carbonática y un aporte de materia orgánica terrestre. Este hecho se interpreta como una situación ambiental con un incremento de la aridez, salvo en el intervalo 11,30-11,50 m, en el que se sucedieron condiciones algo más húmedas que en la subunidad anterior y una reactivación de la sedimentación siliciclástica. El final de este periodo culmina con una desecación de la laguna, siendo un medio de tipo “mudflat”, que sugiere una fase de corta duración más árida.

### *3.5.4. Subunidad 22.3: 11,14 a 10 m*

La base está formada por una capa centimétrica de arcillas de color marrón, que rellenan parcialmente las grietas del techo de la subunidad anterior. El resto de este tramo está formado por micritas carbonáticas y arcillas con laminación paralela, cuya composición fundamental es calcita y dolomita, como mineral secundario se encuentra cuarzo. El techo está marcado por una capa centimétrica de micritas carbonáticas de color marrón, donde la laminación está parcialmente distorsionada. El limo es la fracción mayoritaria, que aumenta desde la base de la subunidad hasta un 60-65%. La geoquímica de elementos mayores indica la mayor presencia de alcalinotérreos, sobre todo en Sr hacia techo. El Corg aumenta ligeramente hasta el 2-3%.

En esta subunidad se da un incremento muy

importante de la materia orgánica en el *maar*. Hay predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$ ) e intermedias ( $C_{23}$ ). El índice cadenas largas/cortas aumenta ligeramente e indica aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice *Paq* disminuye al principio para aumentar de forma importante al final del tramo. Asimismo, comienza con valores bajos del porcentaje de  $C_{27}$  y altos del porcentaje de  $C_{31}$ , aunque después hay un incremento muy importante del porcentaje de  $C_{27}$  (valores altos) y descenso acusado de  $C_{31}$ .

*Interpretación:* Es un medio lacustre con una lámina de agua lo suficientemente elevada y con el fondo anóxico, como para que se preserve la laminación. La sedimentación tiene un marcado componente estacional y un aporte de materia orgánica considerable. En conjunto existen condiciones más áridas al comienzo que pasan a ser húmedas y templadas en el tramo final (aumento de la lámina de agua, desarrollo de caducifolios y recuperación de la masa arbórea). Hay una baja diversidad, similar a la anterior subunidad; con un aumento de pino, de mesófilos y pocos termófilos. Bajos valores de xéricos. En realidad, desde el punto de vista de la vegetación es una continuación de la subunidad anterior.

### 3.6. Unidad 23: 10 a 0 m

En esta unidad hay tres dataciones por AMS: (1) a 6,75 m, con una edad de  $16.540 \pm 90$  años  $^{14}\text{C}$  BP; (2) a 4,35 m, con una edad de  $15.420 \pm 70$  años  $^{14}\text{C}$  BP; (3) a 0,60 m, con una edad de  $1.570 \pm 40$  años  $^{14}\text{C}$  BP (Tabla 1). Por ello, esta unidad corresponde al registro desde el Último Máximo Glaciar y el interglaciar Holoceno.

#### 3.6.1. Análisis polínico

Esta unidad está caracterizada por el descenso progresivo de la vegetación arbórea, el dominio de *Juniperus* sobre *Pinus*, la progresiva reducción de ambos taxones (hasta el punto que *Juniperus* llega a desaparecer) y la sustitución, de muro a techo, de los taxones mesófilos

por los termófilos. En el grupo arbustivo se expanden Ericaceae y dentro de los herbáceos, dominan ambos tipos de Asteraceae y Poaceae, frente a la regresión de Chenopodiaceae y *Artemisia*. También hay expansión de los taxones nitrófilos y de los tipos no polínicos coprófilos (T-55 A). Presencia continua de Cyperaceae y, en menor medida, de los taxones de ribera. Los cambios en la estructura y composición permiten definir tres zonas:

- **Subunidad 23-1:** Presenta los valores máximos de PA, marcados en la unidad anterior. En este caso debido a la expansión de *Juniperus*, acompañado de la última expansión/presencia de *Betula* y *Corylus*, junto a Oleaceae, *Quercus*-c y p. Ausencia de taxones de ribera, ligera reducción de la diversidad del estrato herbáceo, con dominio de Poaceae.

*Interpretación:* Primeros síntomas de enfriamiento y descenso del nivel del lago.

- **Subunidades 23-2, 23-3, 23-4 y 23-5:** Se caracteriza por la caída de PA, como respuesta a la pérdida porcentual de la vegetación arbórea, tanto regional como local y sustitución de los taxones mesófilos por termófilos. Presencia escasa de los taxones de ribera y reducción de Cyperaceae. El estrato herbáceo, similar al del tercio anterior, sólo que en esta fase destaca el aumento de Chenopodiaceae y ausencia de *Glomus*.

*Interpretación:* El deterioro generalizado a nivel de la cobertera y composición del estrato arbóreo, junto al aumento de Chenopodiaceae, define la instalación de unas condiciones más frías y secas. El índice de rarefacción es ligeramente inferior al de la zona anterior.

- **Subunidades 23-6, 23-7 y 23-8:** Desarrollado tras una fase erosiva y un importante hiato sedimentario, que evidencia un paisaje en el que la vegetación arbórea y herbácea están relativamente equilibradas y donde el estrato arbustivo juega un papel algo más significativo que hasta el momento ha tenido en la secuencia. Esta fase se caracteriza por los bajos valores de *Pinus* y la desaparición progresiva de *Juniperus* y de los taxones mesófilos, siendo *Quercus*-p el elemento principal junto

a *Quercus-c* y *Oleaceae*. Los taxones de ribera están presentes, así como *Cyperaceae* y *Ranunculaceae*. Se detectan taxones herbáceos nitrófilos; el microfósil no polínico tipo T-55 A, de afinidad coprófila y una mayor diversidad del grupo herbáceo. Destaca la presencia de *Cerealia*. Desde el punto de vista de la rarefacción el índice muestra una tendencia progresiva al aumento, aunque este valor es muy constante y poco fluctuante

*Interpretación:* La vegetación detectada es de carácter fundamentalmente mediterráneo y así como con “señales” de antropización en el medio vegetal, puestas de manifiesto por un aumento tan linealmente progresivo de diversidad y en el bajo valor del índice de rarefacción.

### 3.6.2. Subunidad 23.1: 10 a 9 m

Está formada por una capa métrica de limos arcillosos de color anaranjado masivos, que tienen un nivel de bioturbación intercalado en la mitad inferior del tramo. El componente fundamental es el cuarzo, pero minoritariamente también hay calcita, dolomita y feldespatos. Los minerales de la arcilla predominantes son esmectita e illita, con trazas de caolinita. La fracción arcilla es mayoritaria, con un 50-60%, pero el porcentaje de la fracción limo alcanza el 40-50% del total. La geoquímica de elementos mayores refleja un acusado descenso en alcalinotérreos y en el contenido de Corg (<1%). Predominan la Si, Al, Fe, K, Na, Ti y, en menor proporción, P y Mn.

La predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$ ) y el valor del índice cadenas largas/cortas indican un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice *Paq* disminuye de forma importante. Se observa un descenso importante del porcentaje de  $C_{27}$  y un aumento del porcentaje de  $C_{31}$ , lo que sugiere un descenso de caducifolios.

*Interpretación:* Esta subunidad se ha interpretado como un periodo con una reactivación y avance

de los abanicos aluviales de las laderas interiores del maar, que aportan mayor cantidad de material detrítico siliciclástico. Corresponde con una fase de erosión en la cuenca de drenaje, probablemente, dentro de un ambiente de tipo semi-árido. También se ha detectado una expansión de herbáceas bajo condiciones ambientales secas. En la vegetación se detecta una caída del pinar y desarrollo de *Juniperus*, el descenso de taxones mesófilos y desarrollo de *Betula*. Finalmente hay un aumento de termófilos que podrían indicar unas condiciones ligeramente más húmedas al final de este ciclo.

### 3.6.3. Subunidad 23.2: 9 a 7,10 m

Capas decimétricas de margas masivas de color gris-crema, con dolomita como componente fundamental. Es una de las subunidades con un mayor contenido en partículas tamaño arcilla (90%), pudiendo clasificarse el sedimento como una dolomicrita. En la mitad de la unidad hay un nivel intensamente bioturbado (7,65-7,90 m). Sin embargo, por encima y a techo aparecen láminas centimétricas de limos y margas de color marrón y crema, que marcan un ligero cambio en la composición mineralógica, con una mayor presencia de cuarzo. La fracción granulométrica predominante es la arcilla, que supera el 90%. La geoquímica muestra un sistema lacustre donde predominan los alcalinotérreos, aunque en el tercio superior descienden ligeramente y aumenta el contenido en Na. El contenido en Corg es de los más elevados, con valores próximos al 5%, aunque desciende al 2,5% en el tercio superior, hasta prácticamente desaparecer al techo del tramo.

En esta subunidad prosigue la disminución de la materia orgánica en el *maar*. Hay una predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$  y  $C_{27}$ ) e intermedias ( $C_{23}$ ). El índice cadenas largas/cortas aumenta, para disminuir al final del tramo. El índice *Paq* aumenta, especialmente al final del tramo. Se observa un incremento del porcentaje de  $C_{27}$  y un descenso, menos acusado, del porcentaje de  $C_{31}$ .

*Interpretación:* Esta subunidad muestra un cambio drástico con respecto a la anterior, que se manifiesta tanto en la geoquímica del sistema lacustre, que pasa a ser un medio carbonático, como en el tamaño de grano del sedimento, que indica la estabilización de los suelos de la cuenca de drenaje, con un predominio de la sedimentación de dolomicrita. El sistema lacustre sería poco profundo, con periodos de intensa bioturbación del fondo y un mayor aporte de materia orgánica al medio de tipo terrestre, con un incremento de caducifolios. Hay aumento de termófilos y descenso de mesófilos, favoreciendo el desarrollo de matorral de Ericaceae. No se han detectado taxones de ribera. Todos estos valores indican el aumento de la temperatura y la existencia de condiciones húmedas, aunque en el tercio final se detecta un aumento de la salinidad en el medio y un descenso de la humedad.

#### *3.6.4. Subunidad 23.3: 7,10 a 6,38 m*

Es muy similar a la subunidad 23.1, en la mineralogía predomina como componente principal el cuarzo, salvo que hay un mayor contenido en esmectita. La fracción limo se sitúa entre un 18-20%. Geoquímicamente supone un cambio muy acusado con la subunidad 23.2, con un descenso brusco en los alcalinotérreos y el predominio de la Si, elementos metales y alcalinos. El contenido en Corg es prácticamente nulo.

Existe una predominancia de cadenas largas ( $C_{29}$ ), lo que junto al valor alto del índice cadenas largas/cortas indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. Disminuye el índice Paq, también disminuye el porcentaje de  $C_{27}$  y aumenta el porcentaje de  $C_{31}$ , aunque con alguna oscilación.

*Interpretación:* Esta subunidad denota un nuevo incremento de condiciones ambientales más frías, con un descenso de la salinidad y de la lámina de agua. Se ha interpretado como un periodo con una reactivación de las laderas interiores del *maar*, que aportan mayor cantidad

de material detrítico siliciclástico, aunque de un tamaño de grano menor que en la subunidad 23-1, probablemente, por la erosión de una cobertera edáfica más significativa heredada del periodo anterior. Por ello, correspondería con una nueva fase de erosión en la cuenca de drenaje. Se detectan las últimas presencias de *Betula*, de los taxones de ribera y reducción de acuáticos.

#### *3.6.5. Subunidad 23.4: 6,38 a 5,24 m*

Capas decimétricas de arcillas de color gris-crema, con laminación paralela en la mitad superior y mayor contenido en carbonatos. Los minerales más abundantes son cuarzo y la dolomita a techo. Como accesorios están calcita y feldespato potásico. Los minerales de arcilla predominantes son esmectita e illita, si bien hacia el techo la esmectita es el que predomina. En la mitad inferior el contenido en limo se sitúa entre 30-40%, mientras que en la mitad superior la fracción arcilla alcanza el 80%. Desde el punto de vista geoquímico también se detectan dos intervalos: el inferior más siliciclástico con un predominio de Si, Al, K, Ti, Fe, Mn y P; mientras que el superior dominan los elementos alcalinotérreos. Hay que destacar que el contenido en Na es constante en todo el tramo. El contenido en Corg oscila entre un 2-3%.

Existe una predominancia de cadenas intermedias ( $C_{25}$ ) al final del tramo. El índice cadenas largas/cortas aumenta e indica un aporte mayoritario de vegetación terrestre. El índice Paq aumenta al final de este tramo, unido a un incremento de la materia orgánica en el *maar*. Se observa un aumento importante del porcentaje de  $C_{27}$  y disminución del porcentaje de  $C_{31}$  del orden de 15-20%.

*Interpretación:* Esta subunidad muestra dos fases bien distintas, la primera corresponde a un sistema lacustre donde predomina la sedimentación detrítica siliciclástica y la segunda es reflejo de un medio carbonático, con una estabilización de las laderas de la cuenca de drenaje. De esta forma, este periodo primero comienza con

condiciones más frías y áridas, a las que sigue una fase con un aumento de humedad y temperatura. El aumento de la humedad en la segunda fase queda en evidencia por un aumento en la lámina de agua de la laguna y un descenso de herbáceas a costa de árboles de hoja caduca.

### *3.6.6. Subunidad 23.5: 5,24 a 4,30 m*

La base de esta subunidad es ligeramente erosiva. Tiene características similares a las subunidades 23.1 y 23.3, donde la mineralogía predominante es el cuarzo, excepto que el mineral de la arcilla más abundante es la illita detrítica. El contenido en la fracción limo varía entre 20-30%. Hay un predominio de los elementos Si, Al, K, Ti, Fe, Mn y P; mientras que el Na es constante en toda la subunidad. Los valores de Corg no superan el 2%.

*Interpretación:* Esta subunidad supone un periodo donde retornan unas condiciones ambientales más frías y áridas de nuevo, con una caída acusada del estrato arbóreo y pérdida de la diversidad, con un dominio de taxones xéricos. El medio lacustre muestra un aporte mayoritario de material detrítico siliciclástico por un aporte de material edáfico (mayor porcentaje de partículas arcillosas detríticas) desde la cuenca de drenaje. La reactivación de los abanicos aluviales pudo propiciar la erosión al comienzo de la subunidad.

### *3.6.7. Subunidad 23.6: 4,30 a 3 m*

La base está formada por una capa centimétrica de arenas medias con matriz limosa-arcillosa. Contienen clastos de Rm y Rv de hasta 4 cm de diámetro. Por encima hay una capa métrica de margas masivas, con un nivel intermedio que presenta laminación paralela. La composición está dominada por cuarzo, dolomita y calcita, con trazas de albita. La esmectita e illita son los componentes mayoritarios de la fracción arcilla. La fracción arcilla alcanza el 80% por encima de la capa arenosa, salvo a techo de la subunidad que desciende al

60%. Geoquímicamente es muy variable, con dos picos en la Si, metales y alcalinos (coincidiendo con la capa arenosa y la zona media) y dos picos con un predominio en alcalinotérreos y Na. El contenido en Corg también fluctúa entre un 2-2,8%

*Interpretación:* La presencia de una capa arenosa en la sedimentación evidencia una fuerte reactivación de los abanicos aluviales en la cuenca de drenaje, que aportaron elementos detríticos mayores (arenas y gravas) a la laguna. Posteriormente el sistema muestra un aumento significativo de la lámina de agua, con preservación de la laminación. Todo ello hace suponer un periodo de mayor humedad más acusado, en la mitad de la subunidad. Las condiciones ambientales serían de recuperación térmica, mostrando con los valores más altos del perfil de acuerdo a las evidencias palinológicas. Hay una mayor expansión de termófilos que manifiestan el aumento de humedad.

### *3.6.8. Subunidad 23.7: 3 a 1,70 m*

La base de este tramo es una capa decimétrica de limos arenosos de color anaranjado, con matriz arcillosa. El cuarzo es el mineral principal y como secundarios están la calcita y dolomita. El mineral de arcilla predominante es la illita y caolinita. Sin embargo, hacia el techo es granodecreciente, con laminación paralela difusa. Geoquímicamente es muy variable, con un predominio de los elementos Si, Al, K, Fe, P, Ti y un ligero descenso en Corg (1,8%) en la capa inferior de limos. En cambio, hay un aumento en alcalinotérreos, Na y Corg en la parte central de la subunidad. El porcentaje de arcilla también aumenta hasta un 90% en esta parte central.

*Interpretación:* Esta subunidad tiene un primer periodo de reactivación de la sedimentación detrítica siliciclástica, que supone como en periodos anteriores, un regreso hacia condiciones más áridas y un predominio de las fases erosivas en la cuenca de drenaje. Posteriormente, esta tendencia se invierte y aumenta la lámina de agua en la laguna, con una

estabilización de la cobertera edáfica en las laderas y una suavización de las temperaturas. Se produce una reducción de estépicas y el aumento de taxones arbóreos termófilos, mesófilos y de ribera. Sin embargo, en una fase final se podría regresar hacia condiciones más áridas de nuevo y un medio más salino.

### *3.6.9. Subunidad 23.8: 1,70 a 0 m*

La base de esta subunidad no se recuperó en las operaciones de sondeo (1,70 a 1,20 m). El resto está formado por arcillas limosas, masivas de color crema, con laminación paralela difusa. El componente mayoritario es el cuarzo y en menor proporción aparecen calcita, dolomita y feldespatos potásicos. Intercalada en esta subunidad hay una capa centimétrica de arenas medias y gruesas que contienen clastos de Rm y Rv de 3 y 4 cm de diámetro y una matriz limosa-arcillosa. La fracción arcilla está dominada por esmectita e ilita. En esta subunidad predomina la fracción arcilla (supera el 80%) salvo para la capa arenosa donde la fracción arena

alcanza el 35%. En esta capa el elemento mayoritario es casi exclusivamente la Si, debido a un contenido fundamentalmente cuarcítico. En el resto de la subunidad predominan los alcalinotérreos y por encima de la capa arenosa se observa un mayor porcentaje del contenido en Na. El contenido en Corg varía entre 1,8-2%.

*Interpretación:* El sistema lacustre muestra condiciones muy similares a las de la subunidad anterior, con una laguna con lámina de agua, con preservación de la laminación. Continúan las condiciones ambientales de mayor humedad al comienzo. Sin embargo, se aprecia un ligero descenso de la lámina de agua hasta que se va drásticamente interrumpido por la presencia de una capa arenosa en la sedimentación que evidencia otra fuerte reactivación de los abanicos aluviales en la cuenca de drenaje, que aportaron elementos detríticos mayores (arenas y gravas) a la laguna y pudo erosionar el fondo del lago. Posteriormente, el medio lacustre se recupera, oscilando entre episodios de laguna somera y "mud-flat", con elevada salinidad. El estudio polínico muestra una tendencia a condiciones más cálidas y secas.

#### **4. TIPOS DE MAARES Y LAGUNAS EN MAARES EN EL CAMPO DE CALATRAVA**

Este apartado se ha realizado según el trabajo de A. Martín-Serrano, J. Vegas, A. García-Cortés, L. Galán, J.L. Gallardo-Millán, S. Martín-Alfageme, F.M. Rubio, P.I. Ibarra, A. Granda, A. Pérez-González, J.L. García-Lobón

(en revisión, *Sedimentary Geology*), titulado: **Morphotectonic setting of maar lakes in Central Spain (Campo de Calatrava Volcanic Field)**

The eruption of maar volcanoes into two clearly distinct types of prevolcanic rocks allows the observation and comparison of hard-substrate and soft-substrate maar lakes in the Campo de Calatrava Volcanic Field (CCVF), in central Spain, which formed from the Pliocene to early Pleistocene. Hard-substrate maars formed when the phreatomagmatic processes affected the Palaeozoic rocks where magma interacts with joint aquifer and gave rise to funnel-like maar lake basins. Soft-substrate maars formed by phreatomagmatic volcanic processes affecting the Pliocene poorly consolidated sediments and originated bowl-like maar lake basins. These prevolcanic settings determine post-eruptive lacustrine architecture into the craters and favour a higher preservation of hard-substrate maars than soft-substrate maars because the deep and stable crater wall surrounded hard-substrate maars are more capable to collect sediments in their basins that could be preserved longer time than similar deposits in a shallow and broad maar formed in soft-rock environment. Ancient maars of soft-rock environment usually do not preserve original morphology and can be identified by their lacustrine deposits. Carbonate (dolostone) circular outcrops clearly reveal the bowl-like structure of this second

type of maar lakes and allowed reconstruct of the original morphology of ancient soft-substrate maar craters. Geophysical (electrical tomography ground surveys) and geomorphological-geological cartographic techniques, were combined with field investigations and facies analysis in order to locate and accurately characterize Pliocene-Pleistocene eroded soft-substrate maar volcanic structures of the CCVF.

##### **4.1. Introduction**

Maars are a special type of volcanic structures formed by phreatomagmatic processes that are characterized by circular craters, often filled with water and sediments and surrounded by a ring of pyroclastic deposits (Schmincke, 1988; Büchel, 1993). The entire volcano, including the tephra ring surrounding the maar crater, is called a maar–diatreme volcano (Lorenz, 1975; Lorenz, 1985). All terms are used in a purely descriptive and non-genetic way and have no connotation to a specific emplacement process. More than any other type of volcanic activity, maar volcanism is strongly affected by the near surface geological setting (e.g. Lorenz et al., 1970; Kienle et al., 1980; Self et al., 1980; Lorenz, 1986; White, 1991; Aranda-Gómez and Luhr, 1996; Gevrek and Kazanci, 2000; Németh et al., 2001). Phreatomagmatic eruption mechanisms and the geology of maar-diatreme structures have been discussed comprehensively in several papers (e.g. Fisher and Schmincke, 1984; Lorenz, 1986; Lorenz et al., 2003; Wohletz and Zimanowski, 2000; Pirrung et al., 2003).

The detection of preserved maar structures is important not only for underground mapping but also for paleoclimate research because laminated maar lake sediments may contain a very detailed archive of climate and environmental history in

continental areas (e.g. Dodson, 1974; Negendank and Zolitschka, 1993; Creer and Thouveny, 1996; Roberts et al., 2001; Liu et al., 2001; Wagstaff et al., 2001; Caballero et al., 2003; Lücke and Brauer, 2004; Mingram et al., 2004; Schulz et al., 2005; Crausbay et al., 2006; Garcin et al., 2006; Zolitschka et al., 2006; Pirrung et al., 2008). The advantage offered by maar lake records is their high temporal resolution, as the morphology which favour the rapid and continuous accumulation of sediments (Gasse et al., 1997; Allen et al., 1999). The maar lake basin morphology usually is simple, has a relatively small drainage basin, a uniform geology, a simple hydrological regime and most of them have sediments with annual laminations, that can be employed as independent chronological system.

In general terms, the volcanic eruption style is primarily controlled by the eruption rate, magmatic gas content, viscosity and magmatic source, basically the “source and en route” processes. These could be affected by near surface processes, namely the physical parameters of the shallow substrate. Moreover, the potential eruption style (effusive versus phreatomagmatic) is strongly controlled by the host rock environment which the mafic melt encounters (Connor et al., 2000). Prevolcanic country rocks controlled maar volcanoes morphologies and their related maar lake basins. Phreatomagmatic explosions took place simple because there was available magma and various ground water tables. Two contrasting environments exist with respect to groundwater availability for the phreatomagmatic explosions: the “hard-rock” environment which is a joint aquifer and the “soft-rock” environment which is a pore aquifer (Lorenz, 2003). The water saturation (and style of water storage, e.g. porous media - soft rock or fracture-controlled - hard rock aquifers) of the substrate will effect the potential of occurrence of magma-water interaction and as a consequence

the phreatomagmatism. The soft-rock environment is a term used for loose and water saturated country rocks that the feeding dykes intrude and may enhance phreatomagmatism (Lorenz, 1985, 2002).

Both maar types (Fig. 5) have been identified in Campo de Calatrava Volcanic Field (CCVF) (Ancochea, 1983; Poblete, 1995; Martín-Serrano et al., 2007): (i) hard-substrate maars when the explosive volcanic processes affected the Palaeozoic metasediments (Precambrian slates and grawackes, Carboniferous sandstones and Tremadocian-Arenigian slates and quartzites) where magma interacts with water in joint aquifers, (ii) soft-substrate maars when the explosive volcanic processes affected the thick Pliocene poorly consolidated fluvio-lacustrine sediments (arkosic sands, marls and silts). Thus, maar lake basins are controlled by prevolcanic environment because the deep and stable crater wall surrounded hard-substrate maars are more capable to collect sediments in their basins that could be preserved longer time than similar lacustrine deposits in a shallow and broad maar formed in soft substrate environment. This situation favour a highly preservation of hard-substrate maar lakes because their country rocks are hard rocks, far from soft-substrate maars where the already excavated substrate ready to subside and collapse into the newly formed depression.

Surface morphology of soft-rock maars is changed after eruption by erosion and compaction, or is hidden by younger sediments and ancient soft-substrate maar volcanoes can be identified by their lacustrine infill (Martín-Serrano et al., 2007; Németh et al., 2008) or their exposed diatreme and peperitic zones (Auer et al., 2007; Németh and Martin, 2007). The post-eruptive sedimentation-erosion history of maar volcanoes from CCVF has not yet been studied in detail and the relationship between

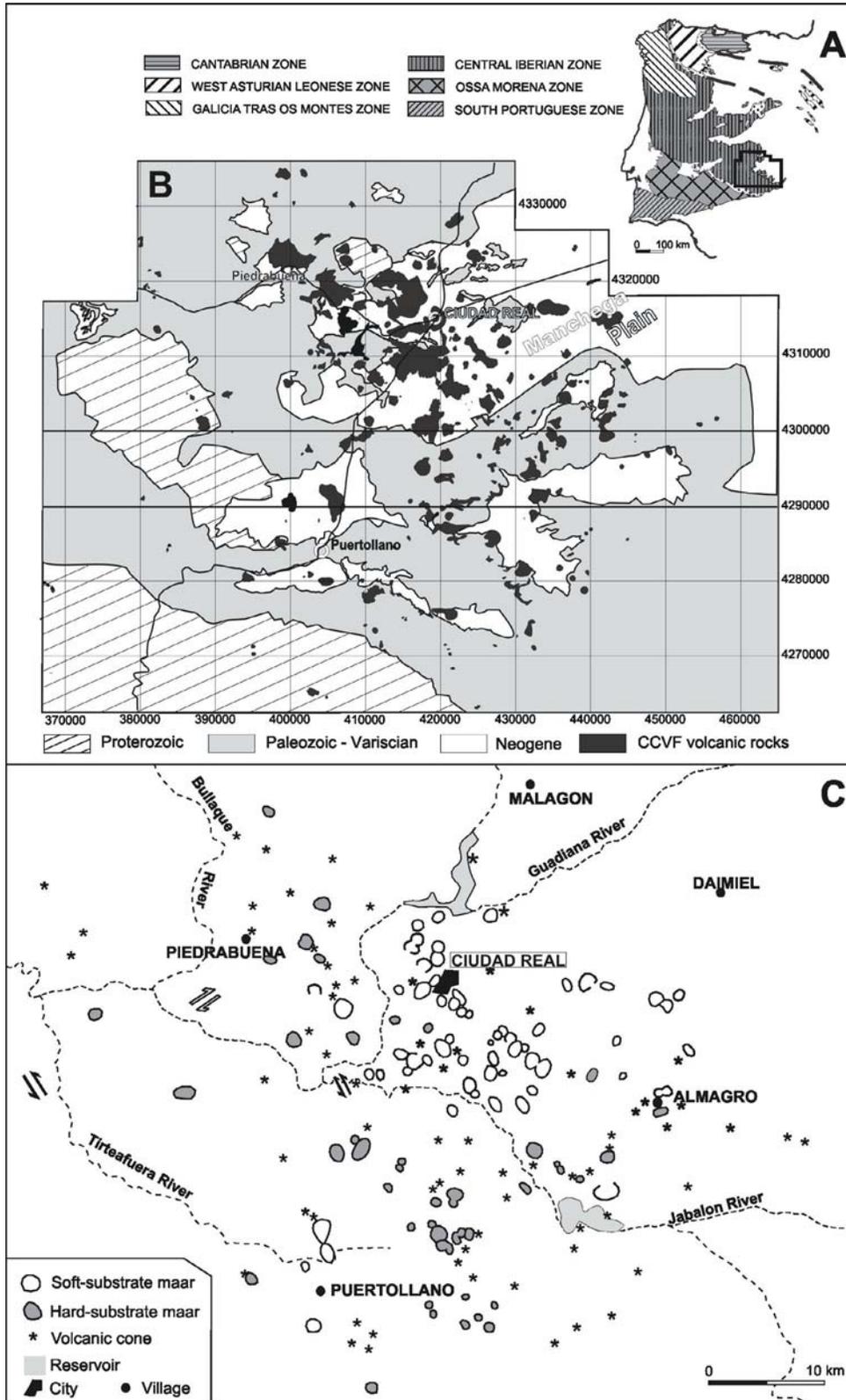


Fig. 5.- A. Mapa general del Campo de Clatrava. B. Tipos de maares y centros de emisión volcánica.

freatomagmatism and Neogene sedimentation of La Mancha Basin is not well established. Objective evidence for the existence of ancient soft-substrate maar structures in the CCVF can only be provided

by identification of their maar lake basins that have been revealed by circular carbonate (mainly dolostones) outcrops. We demonstrate the importance of distinguishing prevolcanic country rocks in the

CCVF phreatomagmatism because determine maar crater morphologies and thus maar lake basin size, erosion-sedimentation processes and lacustrine facies in this area. We centered this study in the Valverde de Calatrava and Granátula areas because they included both types of prevolcanic country rocks and maar lakes.

#### 4.2. Maar lakes of CCVF hard-rock environment

##### Basic features

A total of 60 hard-substrate maar volcanoes have been identified on the crystalline Palaeozoic basement and their craters usually are not coalescent. This type were originated when the explosive volcanic processes affected the Palaeozoic metasediments (Precambrian slates and grawackes, Carboniferous sandstones and Tremadocian-Arenigian slates and quartzites) where magma interacts with water in joint aquifers. They commonly have tephra rings composed of pyroclastic deposits with large exotic country rock fragments, in a fine matrix. Half of them are concentrated in the southern part of CCVF (Fig. 6) and 26 of them do not have lacustrine basin

because their craters are filled with rock falls.

Surface morphological measurements of hard-rock maars are indicated in Table 3. Average radius craters (R) is 339.4 m and most of them has a R between 100 to 600 m. Lake basins have a mean radius of 254.7 m (r) and there is no one up of 500 m (r) (Fig. 8). Nevertheless, large hard-rock maars have craters of 750 m (R) and 1.77 km<sup>2</sup> (S) (e.g. La Nava and Caracuel maars). The smallest crater, as Cervera maar, has a radius of 88 m (R) and 0.24 km<sup>2</sup> of surficial area (S). Inner slopes dip towards the interior of the crater with nearly vertical crater walls with slopes of 30° inclination on interior alluvial fans (Figs. and ). Normally, this type of maar volcano has bigger inner angle than soft-substrate maar in CCVF. Internal crater wall usually has height difference of 120 to 40 m. Formation of rock falls, rock slumps and screes are very frequent.

##### 4.2. Hard-substrate maar lacustrine deposits

Craters have a circular shape and can contain a lake that morphologically strongly resembles a funnel-like shaped structure (Figs. 6 and 7) that

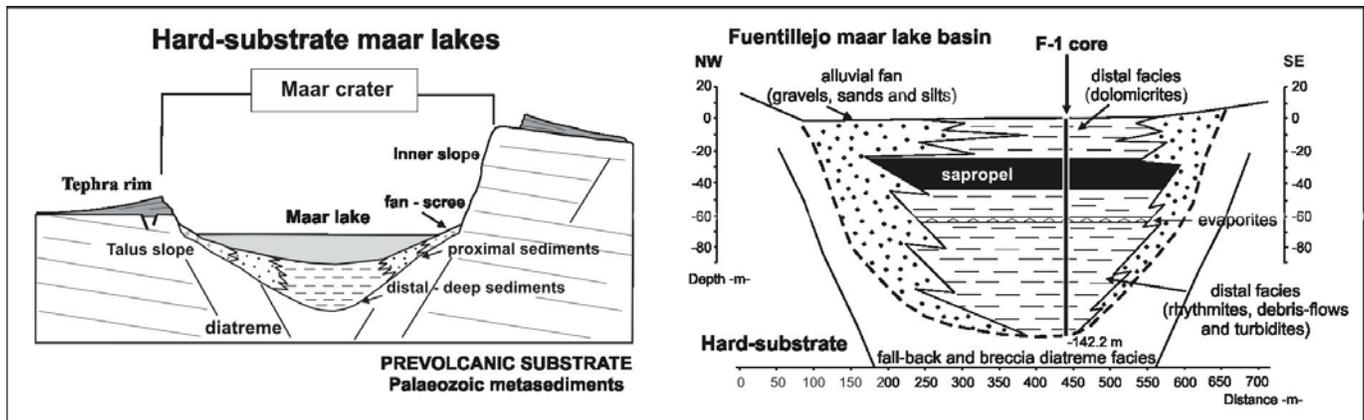


Fig. 6. Esquemas de maares y lagos de tipo “hard-rock”, formados en substratos duros. La laguna de Fuentillejo tiene una morfología de tipo embudo y es un ejemplo de este tipo de *maares*. Se ha reconstruido a partir de los datos de tomografía eléctrica y del sondeo FU-1.

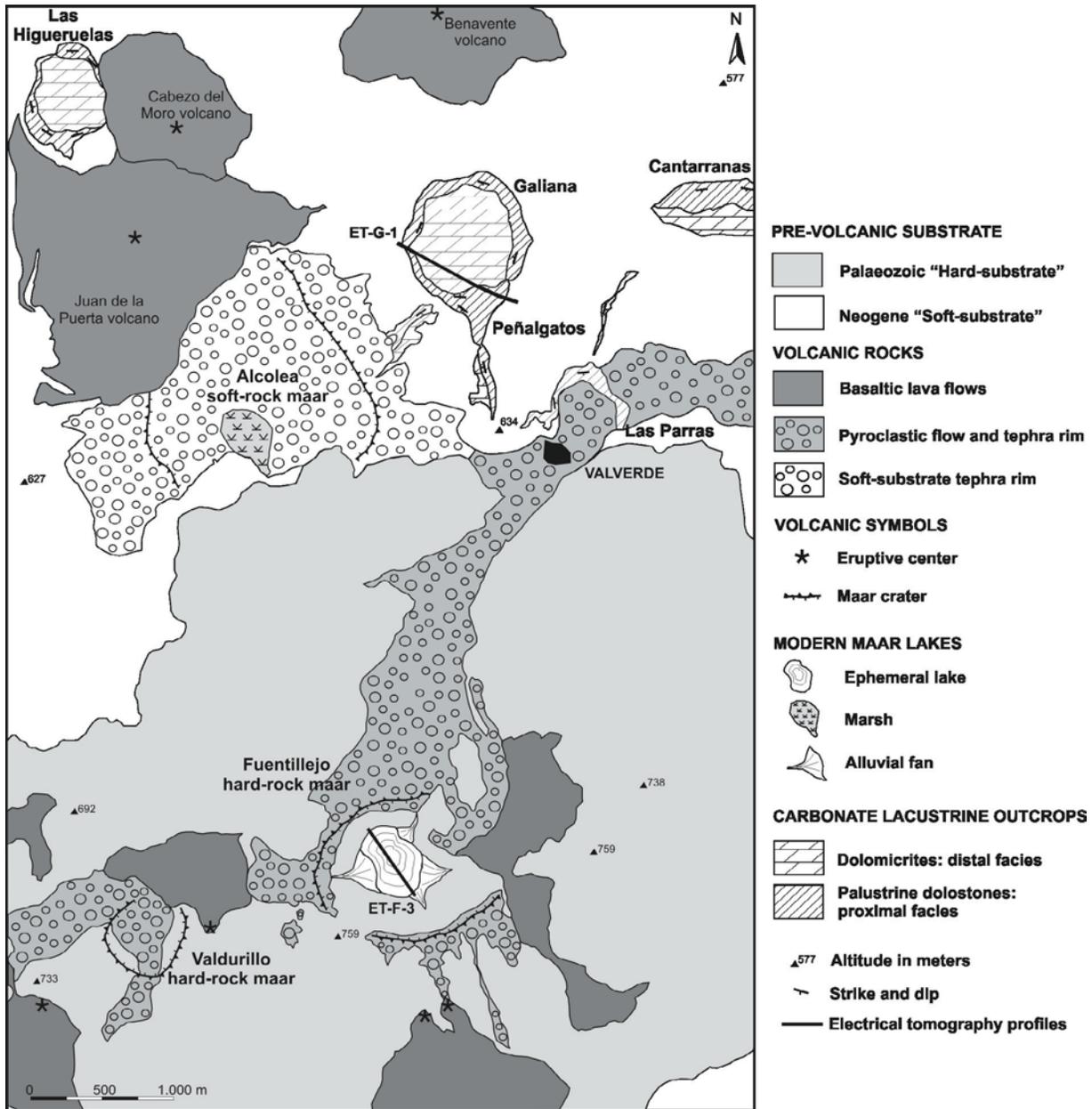


Fig. 7. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio de Valverde de Calatrava.

corresponds to the post-eruptive period. Nowadays this type of maar lakes are ephemeral closed-systems and the largest maar lakes are drain for farming. Regular cone-shaped structure sharply cuts into the Palaeozoic hills which provide a competent and stable substrate for lake basin development. Funnel-shape maar lakes formed in this hard-rock areas and the steep maar lacustrine basins formed because the hard rock substrate is a mechanically stable entity.

Fuentillejo has been chosen as a model for

hard-substrate maar lake in CCVF. This maar has a pyroclastic flow which comprise more than 5% of country rock fragments (quartzites and slates), indicating basement excavation, but on occasions they can contain up to 30% of lithic clast. Xenocrysts of olivine and amphibole are common in the entire pyroclastic succession but large crystals of amphibole (>5 cm) are more frequent close to the crater rim.

Hard-substrate lake basin morphology is infer by three electrical tomography profiles made

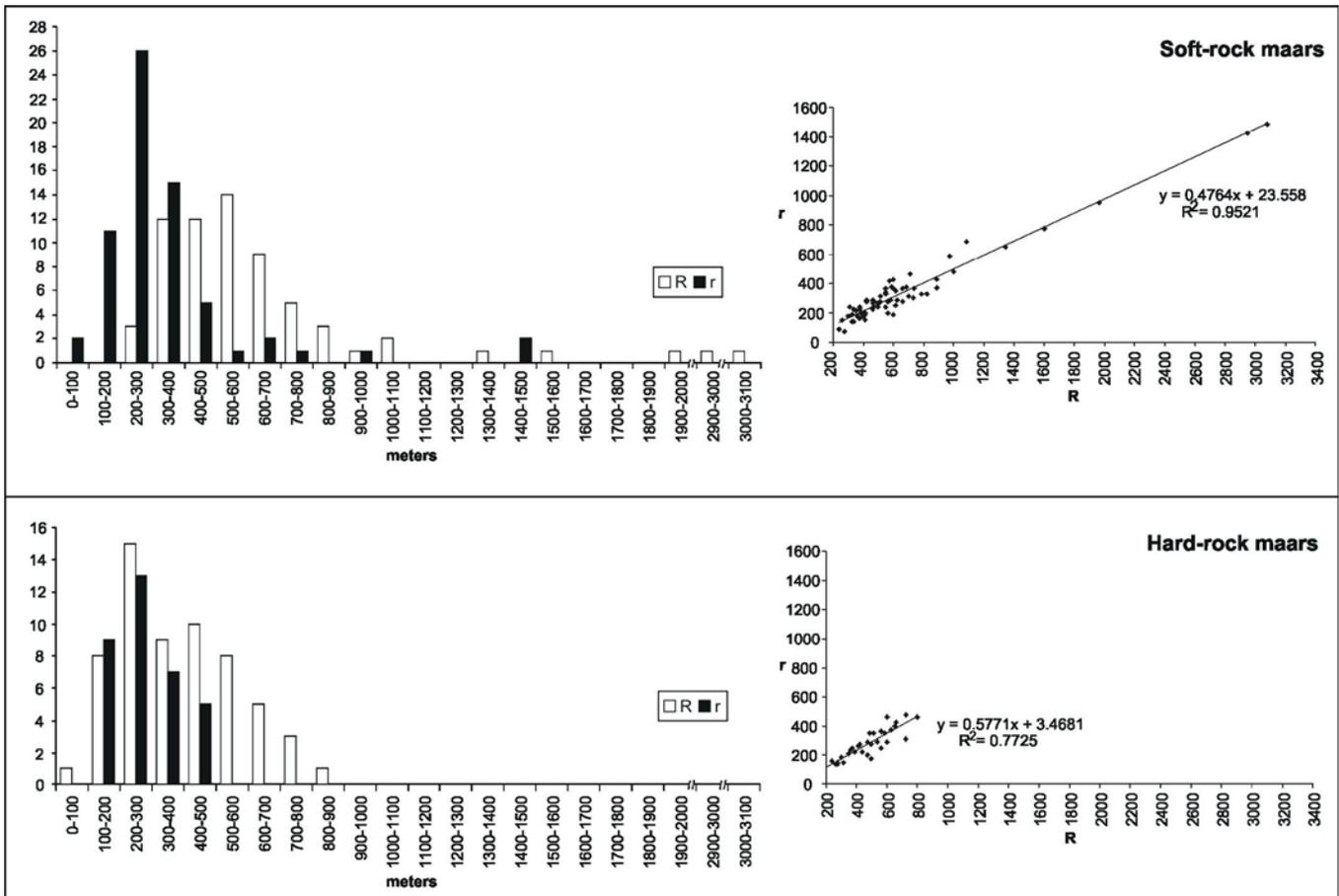


Fig. 8.- Distribución de tamaños para maares y sus lagunas asociadas en substrato duro (hard-rock) y en substrato blando (soft-rock). R: radio medio de los cráteres; r: radio medio de las lagunas en los cráteres.

on the Fuentillejo maar (García-Cortés et al., 2007). Resistivity measurements provide the most detailed information about the internal structure of the maar lake sediments in the study site. ET-FU-1 resistivity profile shows this lacustrine basin, at a 90 m deep and it has also permitted to deduce interesting aspects of its sedimentary architecture (Fig. 9). Zones of very low resistivity represent distal and fine-grained facies of the post-eruptive period. The funnel-like morphology of lake basins in hard-substrate maars was reconstructed using the ET profile and depth from FU-1 core made on the Fuentillejo maar (Fig. 9).

Pirrung et al. (2003) generalized the lithofacies of maar structures and described five

lithozones of typical stages of maar formation within the diatreme structure (A: Diatreme breccia, B: Syn-eruptive collapse breccia) and the maar crater sediments (C: Debris flow deposits, D: Laminated sediments with interbedded turbidites, E: Peat and deltaic sediments). A 142.2 m deep research borehole (Fig. 9) was drilled in the center of the Fuentillejo maar lake that recovered a complete lacustrine record. FU-1 core corresponds to lithofacies C, D and E of post-eruptive phases. 23 major lithostratigraphic units have been identified, pointing out variations in clastic input, water chemistry and organic fraction throughout the history of the lake during the upper Pleistocene and Holocene (Vegas et al., 2006). The early lake period is indicated by

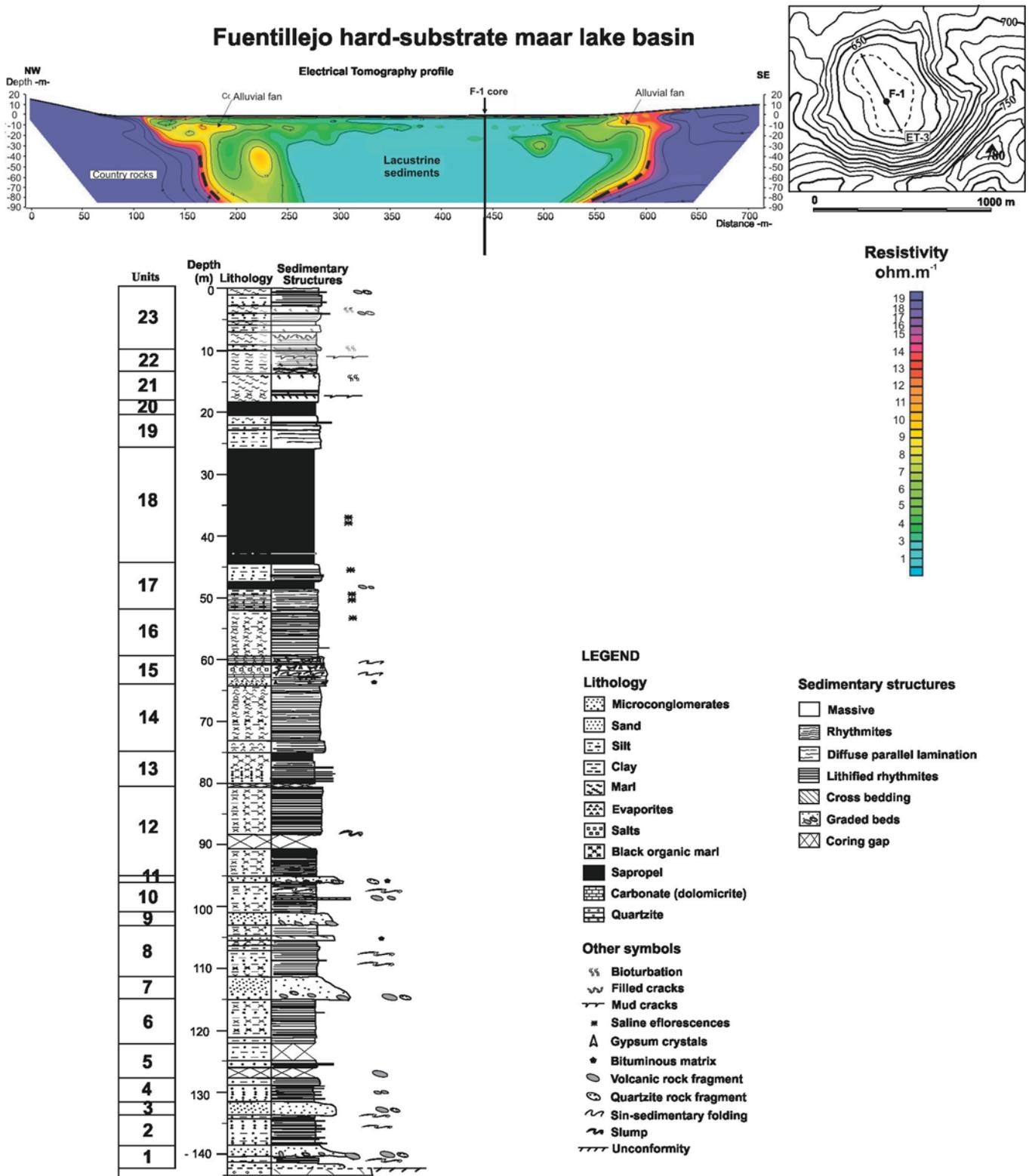


Fig. 9. Laguna del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). Perfil de tomografía eléctrica y columna estratigráfica reconstruida a partir de la testificación del sondeo FU-1. La descripción de las unidades sedimentarias está en el apartado 3 (según Vegas et al., 2006).

D max	D min	d max	d min	mean R	mean r	R/r	S	s	S/s
1000	700	550	550	425	275	1,55	567451,5	237583,5	2,39
1150	1000	700	450	538	288	1,87	907627,9	259672,9	3,50
1000	900	550	250	475	200	2,38	708823,5	125664	5,64
750	250	-	-	250	-	-	196350,0	-	-
250	225	-	-	119	-	-	44264,2	-	-
1250	1200	900	550	563	363	1,55	994021,9	412825,9	2,41
400	250	-	-	163	-	-	82957,9	-	-
450	400	-	-	213	-	-	141862,9	-	-
1050	950	450	250	500	175	2,86	785400,0	96211,5	8,16
550	475	-	-	256	-	-	206290,2	-	-
350	300	-	-	163	-	-	82957,9	-	-
450	450	-	-	225	-	-	159043,5	-	-
750	700	-	-	363	-	-	412825,9	-	-
1700	1500	1150	700	800	463	1,73	2010624,0	672007,9	2,99
1000	550	600	300	388	225	1,72	471730,9	159043,5	2,97
950	400	550	400	363	238	1,53	412825,9	177205,9	2,33
1050	900	850	550	488	350	1,39	746620,9	384846	1,94
650	300	500	150	238	163	1,46	177205,9	82957,9	2,14
400	200	-	-	150	-	-	70686,0	-	-
1150	500	700	350	413	263	1,57	534562,9	216475,9	2,47
275	250	-	-	107	-	-	35632,8	-	-
200	150	-	-	88	-	-	24052,9	-	-
1400	1350	500	400	438	225	1,94	601321,9	159043,5	3,78
1650	1575	1100	900	375	250	1,50	441787,5	196350	2,25
500	450	-	-	238	-	-	177205,9	-	-
400	400	-	-	200	-	-	125664,0	-	-
1650	700	-	-	588	-	-	1084342,9	-	-
1350	1000	800	600	588	350	1,68	1084342,9	384846	2,82
1250	800	750	500	725	313	2,32	1651303,5	306796,9	5,38
650	450	400	200	275	150	1,83	237583,5	70686	3,36
650	450	400	200	275	150	1,83	237583,5	70686	3,36
350	325	250	200	169	113	1,50	89409,0	39760,9	2,25
800	600	450	400	350	213	1,65	384846,0	141862,9	2,71
650	400	300	250	263	138	1,91	216475,9	59395,9	3,64
1400	1250	950	750	663	425	1,56	1378867,9	567451,5	2,43
1250	1150	1000	850	600	463	1,30	1130976,0	672007,9	1,68
600	500	350	200	275	138	2,00	237583,5	59395,9	4,00
650	550	500	250	300	188	1,60	282744,0	110446,9	2,56
1050	950	600	500	500	275	1,82	785400,0	237583,5	3,31
400	300	-	-	175	-	-	96211,5	-	-
600	550	-	-	288	-	-	259672,9	-	-
1600	800	650	600	600	288	2,09	1130976,0	259672,9	4,36
1050	900	700	654	488	350	1,39	746620,9	384846	1,94
650	600	350	250	313	150	2,08	306796,9	70686	4,34
500	450	-	-	238	-	-	177205,9	-	-
1050	650	-	-	425	-	-	567451,5	-	-
1250	1250	750	750	625	375	1,67	1227187,5	441787,5	2,78
1150	1100	500	500	563	250	2,25	994021,9	196350	5,06
1100	950	700	700	513	350	1,46	825160,9	384846	2,14
900	950	-	-	463	-	-	672007,9	-	-
1750	1250	-	-	750	-	-	1767150,0	-	-
650	650	-	-	325	-	-	331831,5	-	-
500	450	-	-	238	-	-	177205,9	-	-
1150	750	650	500	475	288	1,65	708823,5	259672,9	2,73
300	250	-	-	138	-	-	59395,9	-	-
500	450	-	-	238	-	-	177205,9	-	-
700	575	-	-	319	-	-	319191,5	-	-
1350	1250	850	750	650	400	1,63	1327326,0	502656	2,64
1000	800	-	-	450	-	-	636174,0	-	-
1600	1300	1150	750	725	475	1,53	1651303,5	708823,5	2,33

Tabla 3.- Parámetros medidos en los maares de substrato duro (hard-rock maars). Dmax: diámetro máximo del cráter. Dmin: diámetro mínimo del cráter. dmax: diámetro máximo del lago. dmin: diámetro mínimo del lago. R: radio medio del cráter. r: radio medio del lago. S: superficie del cráter. s: superficie del lago.

coarse-clastic debris flow and turbidites of higher resistivity values (Fig. 9). Distal lake sediments consist of clastic and organic-carbonate mm-thick rhythmites deposited during high lake level stages. Ephemeral sedimentation periods are indicated by evaporites (mainly formed by gypsum, bicarbonates and dolomite) and units of bioturbated massive blue micrites (dolomicrite) and silts with desiccation levels. Thick massive and laminated black oil shales units are also present in the sedimentary units 17 and 20 where the principal source of the organic matter is the microalgae *Botriococcus braunii*.

The absence of any significant carbonate rocks in the catchment suggests an authigenic origin for the carbonate minerals. All carbonate phases are composed of euhedral crystals (2-10  $\mu\text{m}$ ), suggesting that they are precipitated within the lake. Dolomite (dolomicrite) formation of primary origin indicates evaporative processes, low lake level and higher salinity and is probably linked to a more arid climate. Dolomite, calcite and zeolites (mainly analcime and minor chabacite-merlinoite) of primary or early diagenetic origin were identified in the FU-1 sequence. The presence of analcime and other zeolites in lacustrine sediments has been interpreted to reflect changes in the salinity and alkalinity of the lake water, induced by climatic shifts (Stoffers and Holdship, 1975).

### **4.3. Maar lakes of CCVF soft-rock environment**

#### Basic features

Soft-substrate maars of CCVF exploded on thick fluvio-lacustrine sediment neogene filled basin of loose and water saturated country rocks. There are clear evidence of 66 soft-substrate maar volcanoes in this region. Usually their craters have a circular shape but sometimes surface shape can be elliptical

due to early post-eruptive subsidence and inner wall erosion. Moreover, some of the soft-substrate craters are coalescent and line up and probably are a consequence of surficial unconsolidated material that may provide more than one site to rise (vent migration) for the ascending magma (White and McClintock, 2001; Sohn and Park, 2004). Usually a thin tephra ring surrounds the crater and they can contain a lake that morphologically strongly resembles a bowl-like shaped structure which provides a good site for water accumulation (Fig. 10).

Surface morphological measurements (Table 4) indicate that soft-substrate craters are larger than craters formed on hard-rock environment. Soft-rock craters have an average radius (R) of 565.59 m and an average area (S) of 1.86 km<sup>2</sup> while their maar lakes has a mean radius (r) of 288.37 m and a mean area of 0.56 km<sup>2</sup>. Larger soft-rock craters are significantly bigger than hard-rock craters (Fig. 8) and they have radius (R) of 3079 to 2950 m and S from 1.88 to 5.94 km<sup>2</sup> (e.g. Torralba and Granátula maars). The 72 % of craters have a R parameter which ranges from 300 to 700 m (Fig. 8) and the 39.4 % of lakes have radius between 200 to 300 m. The radius (r) of the biggest lake is 1485 m whereas the smallest lake is only of 75 m. Crater forms walls with a lesser angles than hard-substrate type and they frequently have collapse structures and sand flows towards the crater centre.

#### Soft-substrate maar lacustrine deposits

Craters have a circular or elongated shape and always contain a lake that morphologically strongly resembles a bowl-like shaped structure (Figs. and ) that corresponds to the post-eruptive period. Nowadays the bigger soft-substrate maar lakes of CCVF are drain for farming and only a few of them are ephemeral closed-systems.

The Granátula maar was selected as an example of lakes originated on soft-rock maars.

Sedimentation on this lake basin is represented by massive and laminated dolomicrites corresponding to distal deposition on a mud-flat environment and mottled dolostones that reveal sub-aerial exposure, organisms, root traces, desiccation and pedogenic remobilizations typical of palustrine environment. Early lacustrine phases correspond to detrital graded layers with abundant epiclastic fragments.

Ancient soft-substrate maar lakes in CCVF were almost filled by post-eruptive sediments and occasionally tephra rims were eroded (Martín-Serrano et al., 2007). The surface morphology of maar structure is changed by erosion and compaction, or is hidden by younger sediments (Schulz et al., 2005). Circular carbonate rock outcrops revealed the ancient soft-substrate volcanic structures in the study site (Fig. 7) corresponding to soft-rock maars filled

with lacustrine sediments. Surface measurements on selected carbonate lacustrine outcrops reveal radius ( $r$ ) that ranges from 0.9 to 2.2 km and areas from 2.54 to 15.20 km<sup>2</sup>. In contrast those are bigger values for ancient soft-substrate maar lakes than modern ones. This could be due to a post-eruptive inner wall erosion which enlarged maar craters. Moreover, in soft-rock maars, compaction of the diatreme fill causes differential subsidence and marginal dragdown of suitable country rock sediments (Francis, 1962; Lorenz, 1971, 2003). We choose Galiana maar as an example of ancient soft-rock maar. Subsidence processes can be identified by centripetal dipping angles of nearshore carbonate facies on TE profile made on Galiana lake basin (Figs. 10 and 11).

The geological cartography and ET profiles made on the Galiana carbonate outcrop clearly

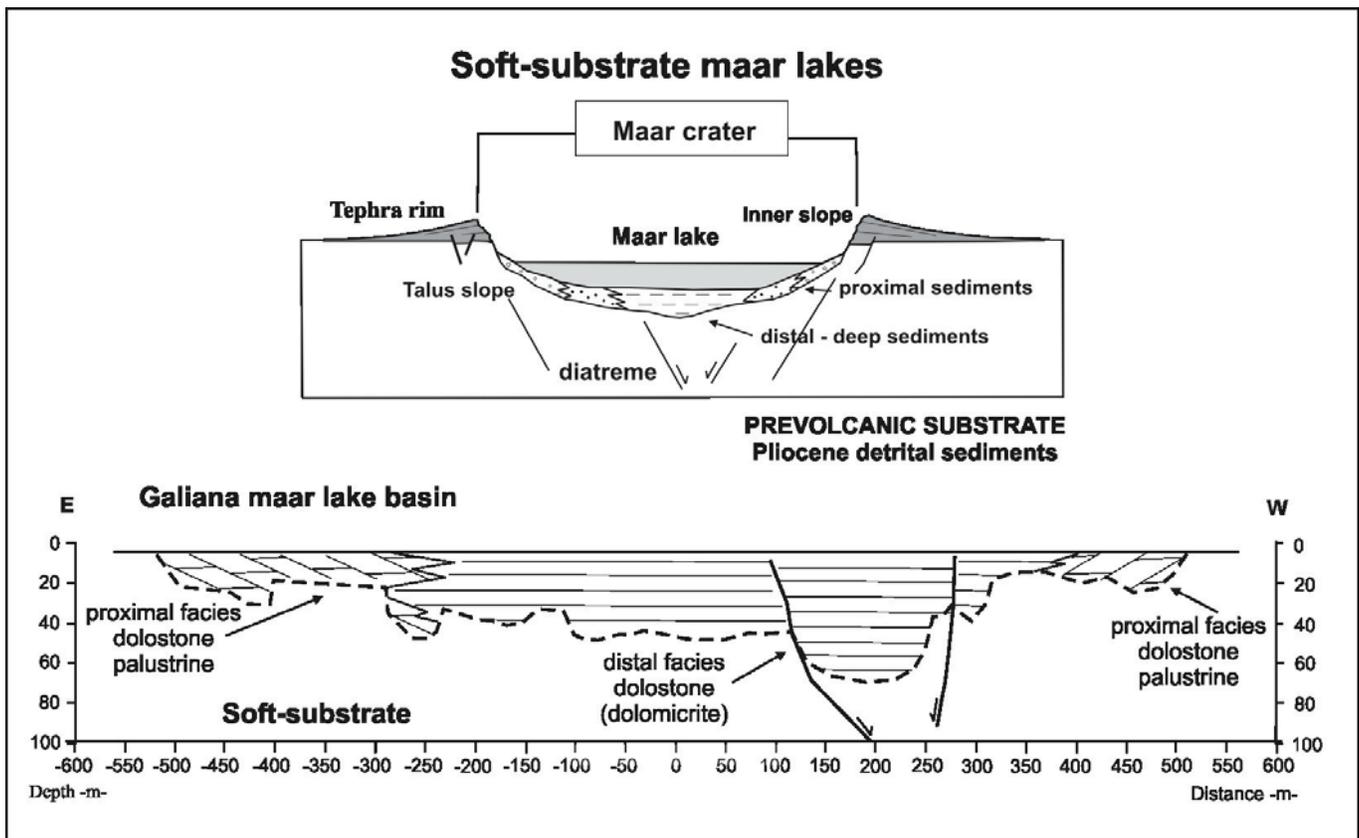


Fig. 10. Esquema de laguna en mares en substrato blando (soft-rock maars). La cuenca lacustre de Galiana se ha reconstruido a partir del perfil de tomografía eléctrica.

reveal the bowl-like structure of the maar lake basin (Figs. 11 and 7). A detailed electrical tomography survey was carried out to determine the depocenter of the Galiana lake basin where high resistivity values correspond to the lithified carbonate lake basin. Results from ET profile indicate a maximum lake depocenter of about 60 m deep (Fig. 11). Outside this bowl-like structure there are sediments from Pliocene age which represent the prevolcanic setting. Circular carbonate lacustrine outcrops with uncertain stratigraphy position in CCVF should be carefully re-examined in the near future. The combination of electrical tomography ground surveys, geomorphological and sedimentary facies analysis appear to be excellent tools to detect and identify circular carbonate lacustrine outcrops related to maar lakes of ancient soft-rock environment volcanoes. Taking into account the shape of the carbonate outcrops, resistivity information and their facies architecture will allow geometrical modelling of the original soft-rock maar lake structure.

Lithified circular carbonate bodies exhibit a wide range of morphologies, compositions and depositional and diagenetic fabrics (Vegas et al., 2007). The carbonate mineral suite of soft-substrate

lake basins consists mainly of dolomite and calcite, with smaller amounts of hydromagnesite and magnesite (Hoyos et al., 1986; Vegas et al., 2007). Zeolites are also present in lacustrine distal facies (analcime and minor chabacite-merlinoite). High Mg content in carbonate minerals are related to the pyroclastic rocks from the eroded tephra rim. In addition to the carbonates in the distal facies (deep-water) sediments, the lacustrine basins also contain a girdle of nearshore carbonate. Mottled dolostones from maar girdle reveal sub-aerial exposure, organisms, root traces, desiccation and pedogenic remobilizations typical of palustrine environments as is indicated by Alonso-Zarza (2003). Palustrine carbonates typically occur in lakes with low gradient, relatively flat surfaces and low energy margins (Platt and Wright, 1991). The primary micrite mud is composed of relatively euhedral dolomite crystals 1-3  $\mu\text{m}$  across which were affected by pedogenic modifications when the lake level dropped off. Cracks are visible under the microscope and they may remain empty or be filled with microspar and sparry calcite. It can be identified peloids and fenestral structures.

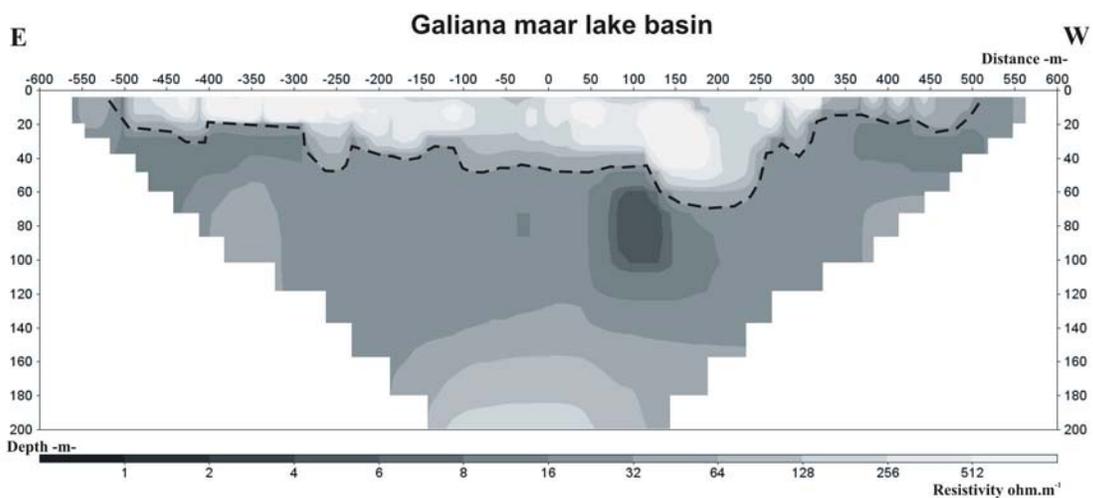


Fig. 11. Perfil de tomografía eléctrica realizado en la cuenca lacustre del maar de Galiana (Ciudad Real).

Proyecto Estudio Paleoclimático del maar de Fuentillejo

D max	D min	d max	d min	mean R	mean r	R/r	S	s	S/s
1200	800	750	300	500	262	1,91	785400	216476	3,63
1500	1250	950	550	688	375	1,83	1487058	441787	3,37
1350	850	750	400	580	288	2,01	950334	260577	3,65
1250	1000	600	500	566	275	2,06	1006430	237584	4,24
1250	1000	400	400	566	200	2,83	1006430	125664	8,01
1400	1250	800	300	663	275	2,41	1380950	237584	5,81
700	650	300	250	338	138	2,45	358909	59829	6,00
1500	1300	650	600	700	313	2,24	1539384	307779	5,00
1350	1050	400	350	600	188	3,19	1130976	111037	10,19
750	700	400	300	363	175	2,07	413965	96212	4,30
750	550	300	250	325	138	2,36	331831	59829	5,55
1100	950	600	500	513	275	1,87	826772	237584	3,48
1100	900	600	450	500	263	1,90	785400	217301	3,61
2000	1500	1000	750	888	425	2,09	2477290	567451	4,37
1800	1500	700	600	825	325	2,54	2138251	331831	6,44
1250	950	550	400	550	238	2,31	950334	177953	5,34
1000	650	650	450	413	150	2,75	535850	70686	7,58
1200	1000	950	650	550	325	1,69	950334	331881	2,86
1050	950	550	400	500	238	2,10	785400	177953	4,41
1000	700	650	450	425	275	1,55	567451	237584	2,39
550	400	250	100	238	88	2,70	177953	24329	7,31
850	800	400	350	413	188	2,20	535860	111037	4,83
1600	1250	1150	700	713	463	1,54	1597092	673462	2,37
900	800	600	550	425	288	1,48	567451	260577	2,18
1300	1100	950	750	600	425	1,41	1130976	567451	1,99
1200	1000	700	650	550	338	1,63	950334	472949	2,01
650	550	500	450	300	175	1,71	282744	96211	2,94
800	700	500	450	375	238	1,58	441787	177953	2,48
1000	650	350	250	413	200	2,07	535860	125664	4,26
1000	850	500	400	463	223	2,08	673462	156229	4,31
700	600	400	350	325	188	1,73	331881	111037	2,99
1100	750	550	400	466	238	1,96	682217	177953	3,83
1250	1100	800	700	588	376	1,56	1086189	444147	2,45
1400	1050	550	450	613	250	2,45	1180516	196350	6,01
550	500	350	250	263	150	1,75	217301	70686	3,07
1600	850	1050	350	613	350	1,75	1180516	384846	3,07
750	350	150	150	275	75	3,67	237584	17672	13,44
750	650	500	350	350	213	1,64	384846	303592	1,27
1550	1100	850	600	663	363	1,83	1380950	413965	3,34
1000	900	650	450	475	275	1,73	708823	237583	2,98
1250	600	900	250	463	288	1,61	673462	260577	2,58
2250	1750	1400	500	1000	480	2,08	3141600	723825	4,34
1000	600	400	300	400	175	2,29	502656	96212	5,22
1550	1350	700	500	730	300	2,43	1674159	282744	5,92
900	600	600	300	375	225	1,67	441787	159043	2,78
750	750	400	250	375	163	2,30	441787	83469	5,29
2500	1400	1550	800	975	588	1,66	2986483	1086189	2,75
950	600	600	200	388	200	1,94	472949	125664	3,76
1100	750	650	400	463	263	1,76	673462	217301	3,10
1600	1350	650	500	737	363	2,03	1706420	413965	4,12
1350	1100	800	650	625	288	2,17	1227187	260577	4,71
1300	1100	800	650	550	363	1,52	950334	413965	2,30
1050	1000	650	600	513	313	1,64	826772	307779	2,69
650	600	600	350	313	238	1,32	307779	177953	1,73
1250	1150	1000	450	600	363	1,65	1130976	413965	2,73
1400	900	1000	650	575	413	1,39	1038691	535860	1,94
900	450	600	300	338	225	1,50	177953	159043	1,12
1600	1550	650	650	788	325	2,42	1950758	331831	5,88
2000	1550	800	650	888	368	2,41	2477290	411688	6,02
2750	1600	1600	1150	1088	688	1,58	3718850	1487057	2,50
1150	850	550	500	500	263	1,90	785400	217301	3,61
2932	1000	1000	900	1966	950	2,07	8809258	2835294	3,11
4433	1725	1724	1250	3079	1487	2,07	21883112	6946608	3,15
4300	1600	1600	1250	2950	1425	2,07	19820831	6379411	3,11
1890	800	800	500	1345	650	2,07	4124002	1327326	3,11
2358	850	850	700	1604	775	2,07	5862671	1886923	3,11

Tabla 4.-  
Parámetros  
medidos en  
los maares  
de substrato  
blando (soft-  
rock maars).  
D m a x :  
diámetro  
máximo del  
cráter. Dmin:  
diámetro  
mínimo del  
cráter. dmax:  
diámetro  
máximo del  
lago. dmin:  
diámetro  
mínimo del  
lago. R: ra-  
dio medio  
del cráter. r:  
radio medio  
del lago. S:  
superficie  
del cráter. s:  
superficie del  
lago.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Mineralogía - Difracción Rayos-X

MUESTRA	M. PRINCIPAL	MSECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU2-0.10 DRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELDESPATOS	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-0.50 DRXC	CUARZO	-----	CALCITA, DOLOMITA	BAJO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-0.80 DRXC	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELDESPATOS	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-1.20 DRXC	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELD. POTASICO	MEDIO	ESMECTITA, ILITA, CAOLIN	-----
FU2-1.70 DRXC	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	PLAGIOCLASAS	MEDIO	ILITA, CAOLIN	ESMECTITA
FU2-2.00 DRXC	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	---	MEDIO	ILITA, CAOLIN	ESMECTITA
FU2-2.46 FRX	CUARZO, CALCITA, DOLOMITA	---	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA, CAOLIN	---
FU2-2.80 FRX	CUARZO	CALCITA	DOLOMITA, ALBITA	MEDIO	ILITA, CAOLIN	ESMECTITA
FU2-3.20 FRX	CUARZO, CALCITA, DOLOMITA	---	FELDESPATOS	MEDIO	ESMECTITA	CAOLIN, ILITA
FU2-3.60 FRX	CUARZO, CALCITA, DOLOMITA	--	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-4.00 FRX	CUARZO, CALCITA, DOLOMITA	---	ALBITA	MEDIO/BAJO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN

MUESTRA	M. PRINCIPAL	MSECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU2-4.40 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	--	MEDIO	ILITA	ESMECTITA, CAOLIN
FU2-4.80 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-5.20 FRX	CUARZO, CALCITA, DOLOMITA	--	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-5.60 FRX	CUARZO, DOLOMITA	---	ALBITA, CALCITA	MEDIO	ESMECTITA	CAOLIN, ILITA
FU2-6.00 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELD. POTASICO	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU2-6.30 FRX	CUARZO, DOLOMITA	CALCITA	FELD. POTASICO	MEDIO/BAJO	ESMECTITA, ILITA, CAOLIN	---
FU1-6.60 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	---	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU1-7.00 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	---	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU1-7.40 FRX	CUARZO, DOLOMITA	CALCITA	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA	CAOLIN, ILITA
FU1-7.80 FRX	CUARZO, DOLOMITA	ANKERITA	---	MEDIO	ESMECTITA(1)	ILITAMOSCOVITA
FU1-8.20 FRX	DOLOMITA	---	CUARZO	MEDIO/ALTO	ESMECTITA(2)	ILITAMOSCOVITA
FU1-8.60 FRX	DOLOMITA	CUARZO	---	MEDIO	ESMECTITA (2) ILITA	---
FU1-9.00 FRX	CUARZO, DOLOMITA	-----	----	ALTO	ESMECTITA, MOSCOVITA, ILITA	CAOLIN

Proyecto Estudio Paleoclimático del maar de Fuentillejo

MUESTRA	M. PRINCIPAL	M.SECONDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU1-9.40 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELDESPATOS	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU1-9.80 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	FELDESPATOS	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU1-10.20 FRX	CALCITA, DOLOMITA	CUARZO	----	MEDIO	ESMECTITA	ILITA
FU1-10.60 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA	CAOLIN, ILITA

MUESTRA	M. PRINCIPAL	M.SECONDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU-11.00 FRX	DOLOMITA	CUARZO	--	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-11.40 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	---	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-11.80 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-12.20 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	---	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-12.60 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	ALBITA, MICROCLINA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-13.00 FRX	DOLOMITA	CALCITA, CUARZO	MICROCLINA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN

MUESTRA	M. PRINCIPAL	M.SECONDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU-13.40 FRX	DOLOMITA	CUARZO	CALCITA, MICROCLINA	MEDIO	ILITA	--
FU-13.80 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	ALBITA, MICROCLINA	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	--
FU-14.20 FRX	CUARZO	CALCITA, DOLOMITA	---	MEDIO/BAJO	CAOLIN, ILITA	ESMECTITA
FU-14.60 FRX	CUARZO, DOLOMITA	--	ALBITA, MICROCLINA	BAJO	ILITA	CAOLIN, ESMECTITA
FU-15.00 FRX	DOLOMITA	CUARZO	--	MEDIO	ILITA	CAOLIN
FU-15.40 FRX	DOLOMITA	CUARZO	---	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-15.80 FRX	DOLOMITA	CUARZO	--	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	CAOLIN
FU-16.20 FRX	DOLOMITA	---	CUARZO	MEDIO	ESMECTITA, ILITA	---
FU-16.60 FRX	DOLOMITA	CUARZO	--	MEDIO	ILITA	--
FU-17.00 FRX	DOLOMITA	CUARZO	ANALCIMA, MICROCLINA	MEDIO	ILITA, ESMECTITA	TALCO (?)
FU-17.40 FRX	CUARZO	DOLOMITA	ANALCIMA	MEDIO	ILITA	TALCO(?)

MUESTRA	MINERAL PRINCIPAL	MINERALES SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS
16/210-01 17.80m	DOLOMITA	ILLITA, CHABAZITA/HERSCHELITA	ESMECTITA
16/210-05 18.20m	CUARZO	MOSCOVITA, CHABAZITA/HERSCHELITA, MERLINOITA	DOLOMITA, ANALCITA,
16/210-09 18.60m	DOLOMITA	MOSCOVITA, CUARZO	ANALCIMA, ESMECTITA
16/210-13 19.00m	DOLOMITA, CUARZO	MOSCOVITA, CHABAZITA/HERSCHELITA, MERLINOITA	ESMECTITA
16/210-17 19.40m	DOLOMITA	ILLITA, CHABAZITA/HERSCHELITA, MERLINOITA	---
06/210-21 19.80	DOLOMITA/AN KERITA	CUARZO, MOSCOVITA, MERLINOITA	--
16/210-25 20.20m	DOLOMITA	MERLINOITA	MOSCOVITA, CUARZO
16/210-29 20.60m	DOLOMITA	CUARZO, MOSCOVITA, CHABAZITA/HERSCHELITA	CUARZO
16/210-33 21.00m	DOLOMITA	MOSCOVITA, ANALCIMA, CUARZO	---

--LA CHABAZITA Y LA HERSCHELITA SON ZEOLITAS DE ALUMINIO/CALCIO Y ALUMINIO/SODIO

--LA ANALCIMA Y LA ANALCITA SON SILICATOS HIDRATADOS DE ALUMINIO Y SODIO

--LA MERLINOITA ES UNA ZEOLITA DE POTASIO, CALCIO Y ALUMINIO HIDRATADO

MUESTRA metros	M. PRINCIPAL	M. SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
29.00	DOLOMITA	—	CUARZO	INDICIOS	—	—
29.40	DOLOMITA	CUARZO	—	TRAZAS	ESMECTITA	—
29.80	CUARZO, ANALCIMA	HERSCHELITA, BERNALITA	—	MEDIO	MOSCOVITA	ESMECTITA (TRAZAS)
30.20	DOLOMITA	CUARZO, PHILLIPSITA	ANALCIMA	MEDIO	MOSCOVITA	—
30.60	DOLOMITA, CUARZO	ANALCIMA	—	MEDIO	MOSCOVITA	—
31.00	ANKERITA	ANALCIMA	CUARZO	MEDIO	MOSCOVITA	—
31.40	DOLOMITA	ANALCIMA, BERNALITA	—	MEDIO	MOSCOVITA	—

MUESTRA	M. PRINCIPAL	M. SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
31.80	SANIDINA	DOLOMITA	ANALCIMA	MEDIO/ALTO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
32.20	SANIDINA, DOLOMITA	CALCITA	—	MEDIO/ALTO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
32.60	DOLOMITA	CALCITA, SANIDINA	—	BAJO	ILLITA, ESMECTITA	—
33.00	CALCITA	DOLOMITA	SANIDINA	MEDIO	ESMECTITA	MOSCOVITA
33.40	CALCITA	—	DOLOMITA, SANIDINA	MEDIO	ESMECTITA	—
33.80	DOLOMITA	—	SANIDINA	BAJO	ESMECTITA	—
34.20	—	DOLOMITA	ORTÓCLASA/SANIDINA	ALTO	ESMECTITA (NONTRONITA)	MOSCOVITA
34.60	DOLOMITA	—	SANIDINA	BAJO	ESMECTITA	—
35.00	CALCITA	—	DOLOMITA, SANIDINA	BAJO	ESMECTITA, ILLITA	—

(\*) El contenido en Mg O en estas muestras es, en general, más alto que el que correspondería a la Dolomita que se detecta por DRX por lo que es probable que existan arcillas magnésicas de baja cristalización.

MUEST.	M. PRINCIPAL	M. SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
FU, Febrero 2008. 35.40-42.60 m						
35.40 FRX	CALCITA	—	DOLOMITA, CUARZO, SANIDINA	BAJO	MOSCOVITA	ESMECTITA
35.80 FRX	DOLOMITA, CUARZO	—	SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
36.20 FRX	DOLOMITA, CUARZO	—	SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
36.60 FRX	CUARZO	SANIDINA, ALBITA	DOLOMITA	MEDIO	MOSCOVITA	ESMECTITA
37.00 FRX	CALCITA, CUARZO	DOLOMITA	SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
37.40 FRX	CUARZO	DOLOMITA	CALCITA, SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
37.80 FRX	CUARZO	SANIDINA, ALBITA	DOLOMITA, CALCITA	MEDIO	MOSCOVITA	ESMECTITA
38.20 FRX	CUARZO	SANIDINA	DOLOMITA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
38.60 FRX	DOLOMITA	SANIDINA	CUARZO, ALBITA	BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
39.00 FRX	DOLOMITA	SANIDINA	CUARZO, CALCITA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
39.40 FRX	DOLOMITA	—	CUARZO, SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
39.80 FRX	DOLOMITA	—	CUARZO, SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—
40.20 FRX	DOLOMITA	—	CUARZO, SANIDINA, ALBITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	—

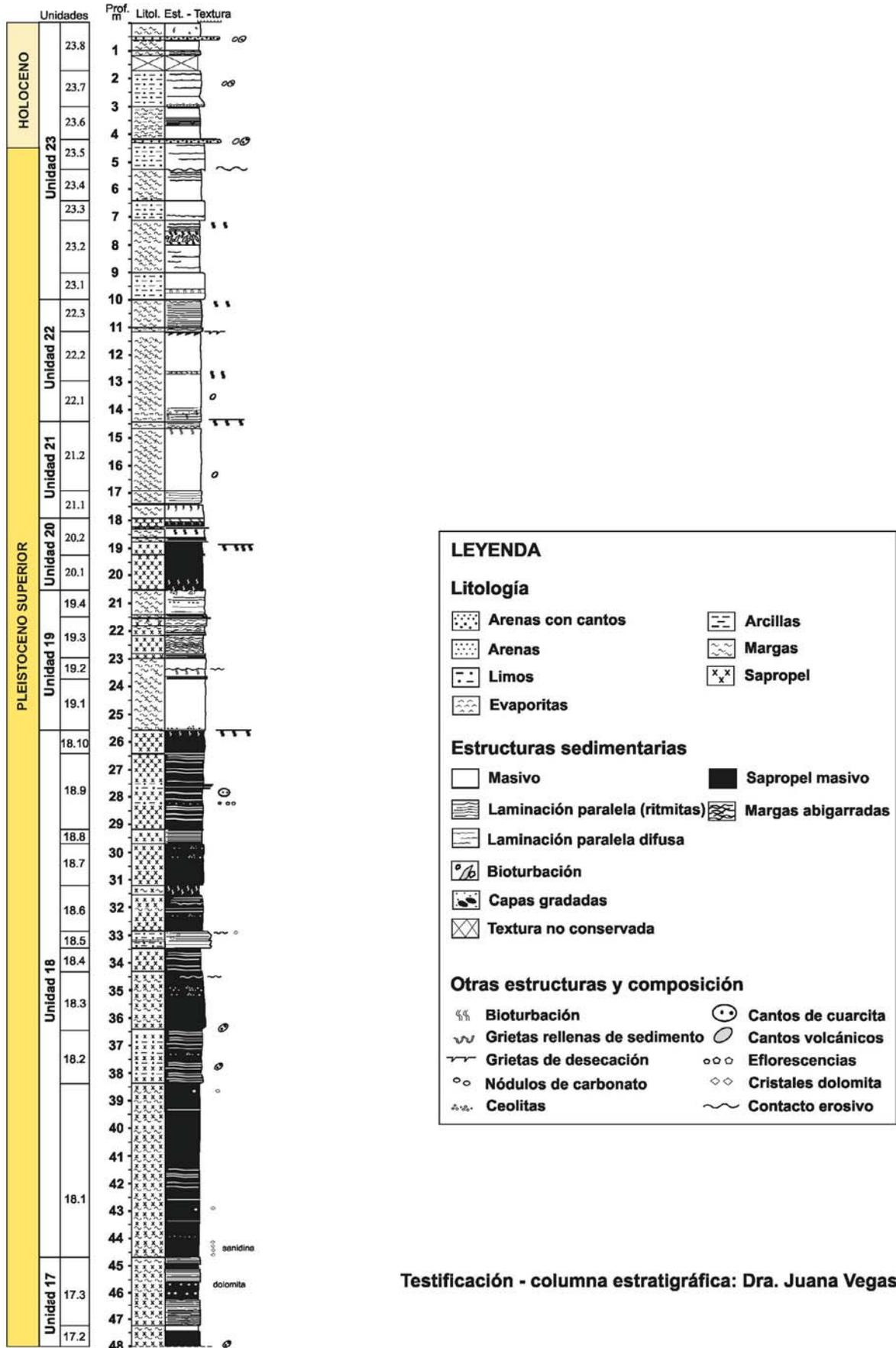
Proyecto Estudio Paleoclimático del maar de Fuentillejo

MUESTRA	M. PRINCIPAL	M.SECUNDARIOS	ACCESORIOS Y TRAZAS	FRACCION ARCILLA		
				CONTENIDO	MINERAL PRINCIPAL	OTROS MINERALES
43,00 m	DOLOMITA	SANDINA		MEDIO/ALTO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
43,40 m	DOLOMITA	SANDINA		BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
43,80 m	DOLOMITA	SANDINA, MAGNESITA		MEDIO/ALTO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
44,20 m	SANDINA	DOLOMITA	MAGNESITA	ALTO	MOSCOVITA	ESMECTITA
44,60 m	SANDINA	DOLOMITA	MAGNESITA	ALTO	MOSCOVITA	ESMECTITA
45,00 m	SANDINA	DOLOMITA	MAGNESITA	ALTO	MOSCOVITA	ESMECTITA
45,40 m	DOLOMITA		SANDINA	BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
45,80 m	DOLOMITA	MAGNESITA	SANDINA	MEDIO/BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
46,20 m	DOLOMITA	SANDINA	MAGNESITA	BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
46,60 m	DOLOMITA		SANDINA, MAGNESITA	BAJO		
47,00 m	DOLOMITA		SANDINA, MAGNESITA	BAJO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
47,40 m	DOLOMITA		SANDINA, MAGNESITA	MEDIO	ESMECTITA, MOSCOVITA	
47,80 m	SANDINA , DOLOMITA		MAGNESITA	MEDIO		---

- LA ESMECTITA DE TODAS LAS MUESTRAS PRESENTA DEBIL HINCHAMIENTO AL TRATAMIENTO CON ETILENGLICOL.
- LA MICA ES DE TIPO ILLITA/MOSCOVITA

## 5.2. Columnas estratigráficas detalladas

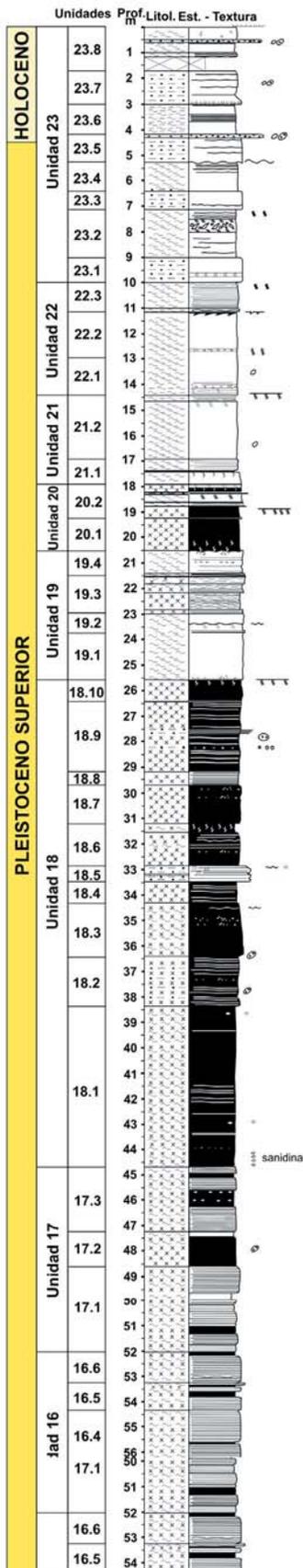
Columna estratigráfica SONDEO FU-1



Testificación - columna estratigráfica: Dra. Juana Vegas



Columna estratigráfica laguna del *maar* de Fuentillejo: SONDEO FU-1



**LEYENDA**

**Litología**

	Arenas con cantos		Arcillas
	Arenas		Margas
	Limos		Sapropel
	Evaporitas		

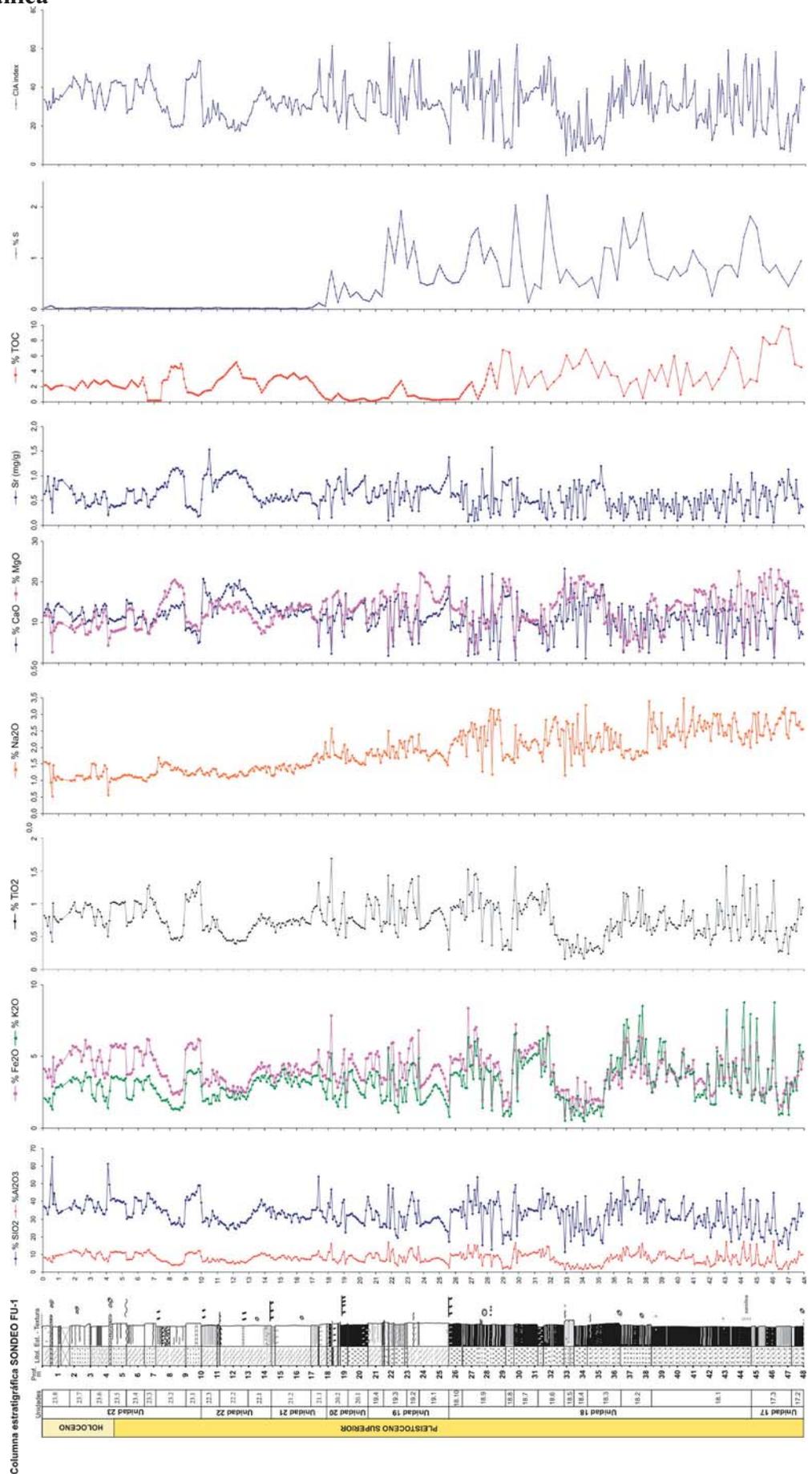
**Estructuras sedimentarias**

	Masivo		Sapropel masivo
	Laminación paralela (ritmicas)		Margas abigarradas
	Laminación paralela difusa		
	Bioturbación		
	Capas gradadas		
	Textura no conservada		

**Otras estructuras y composición**

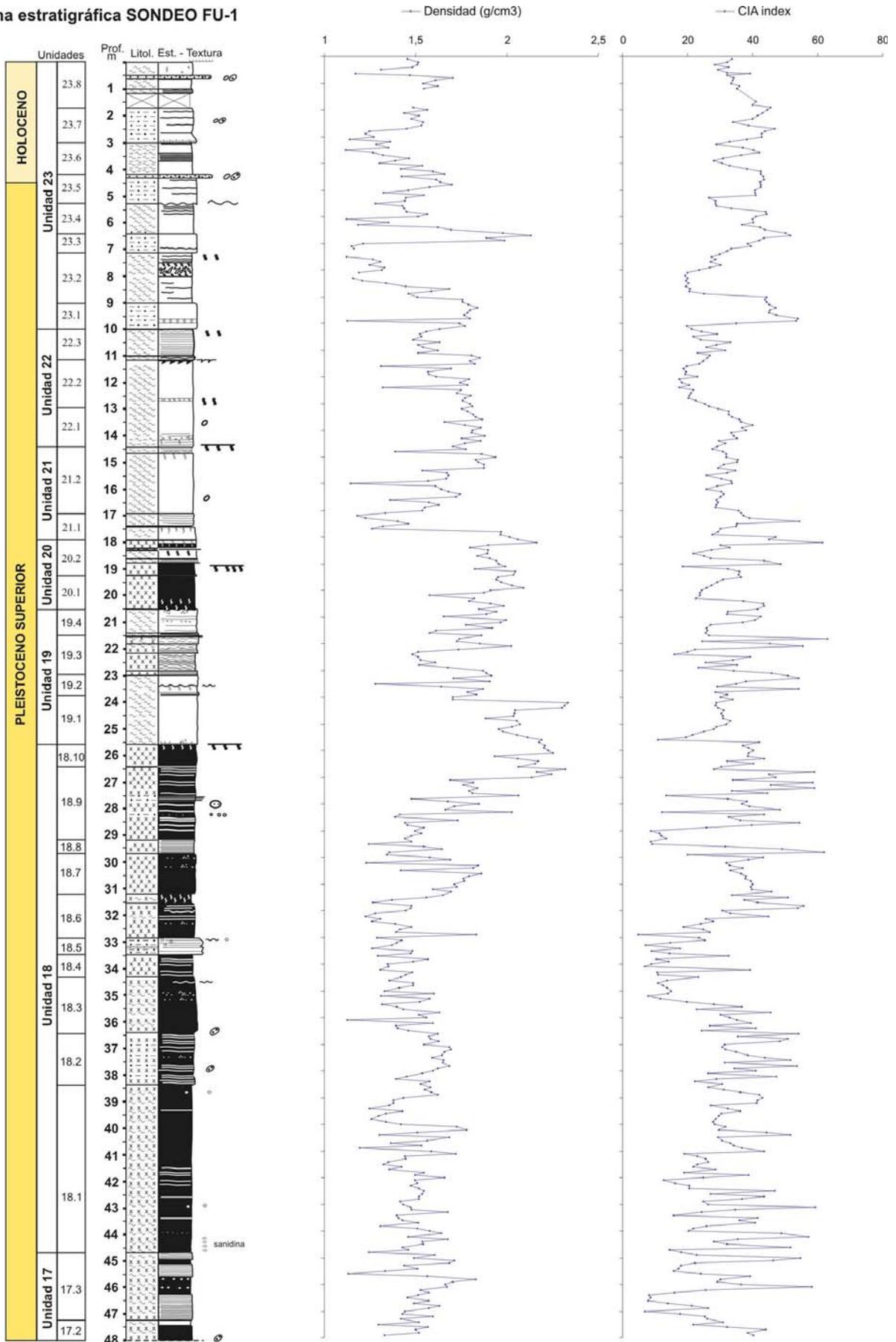
	Bioturbación		Cantos de cuarcita
	Grietas rellenas de sedimento		Cantos volcánicos
	Grietas de desecación		Eflorescencias
	Nódulos de carbonato		Cristales dolomita
	Ceolitas		Contacto erosivo

5.3. Geoquímica inorgánica

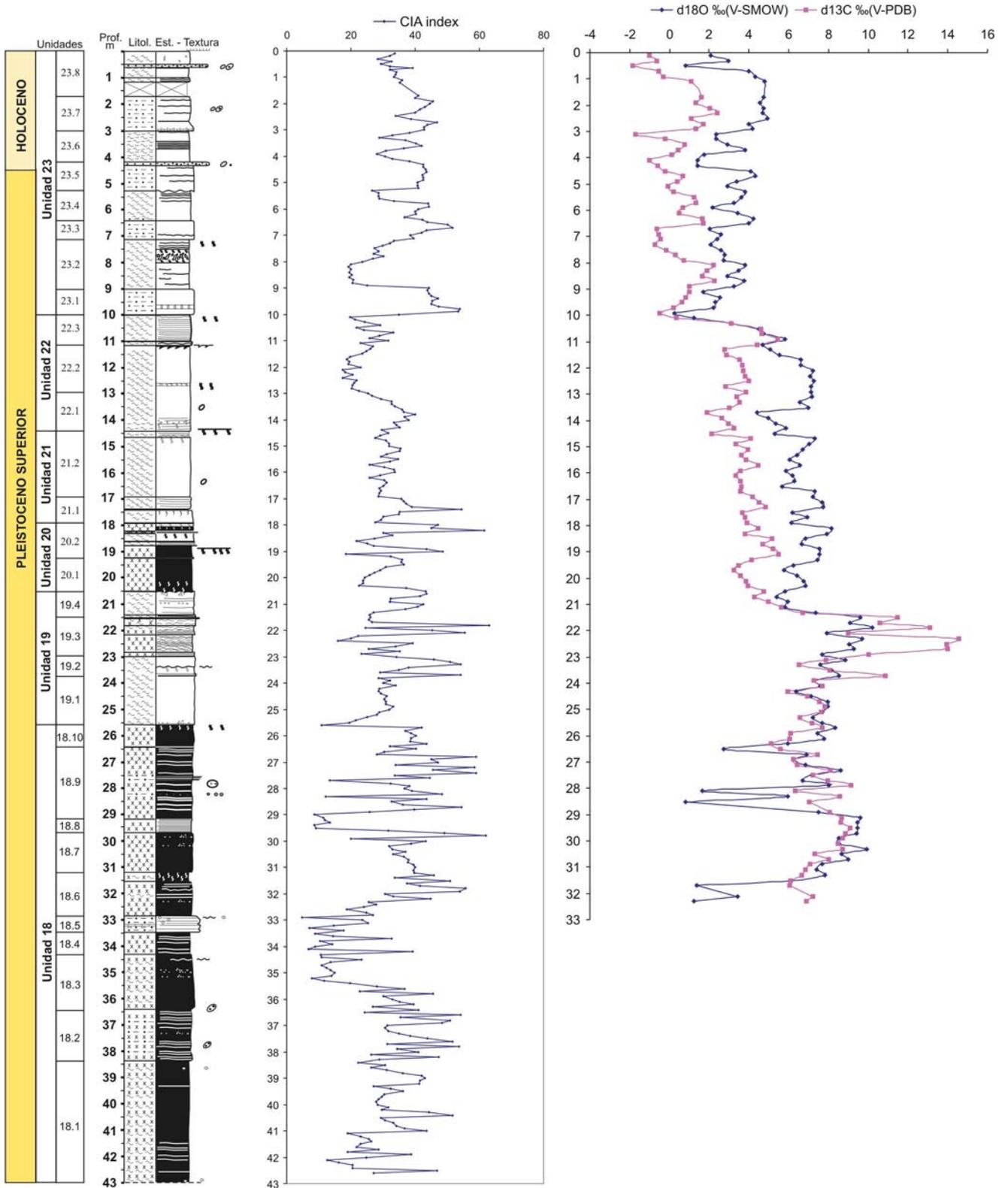


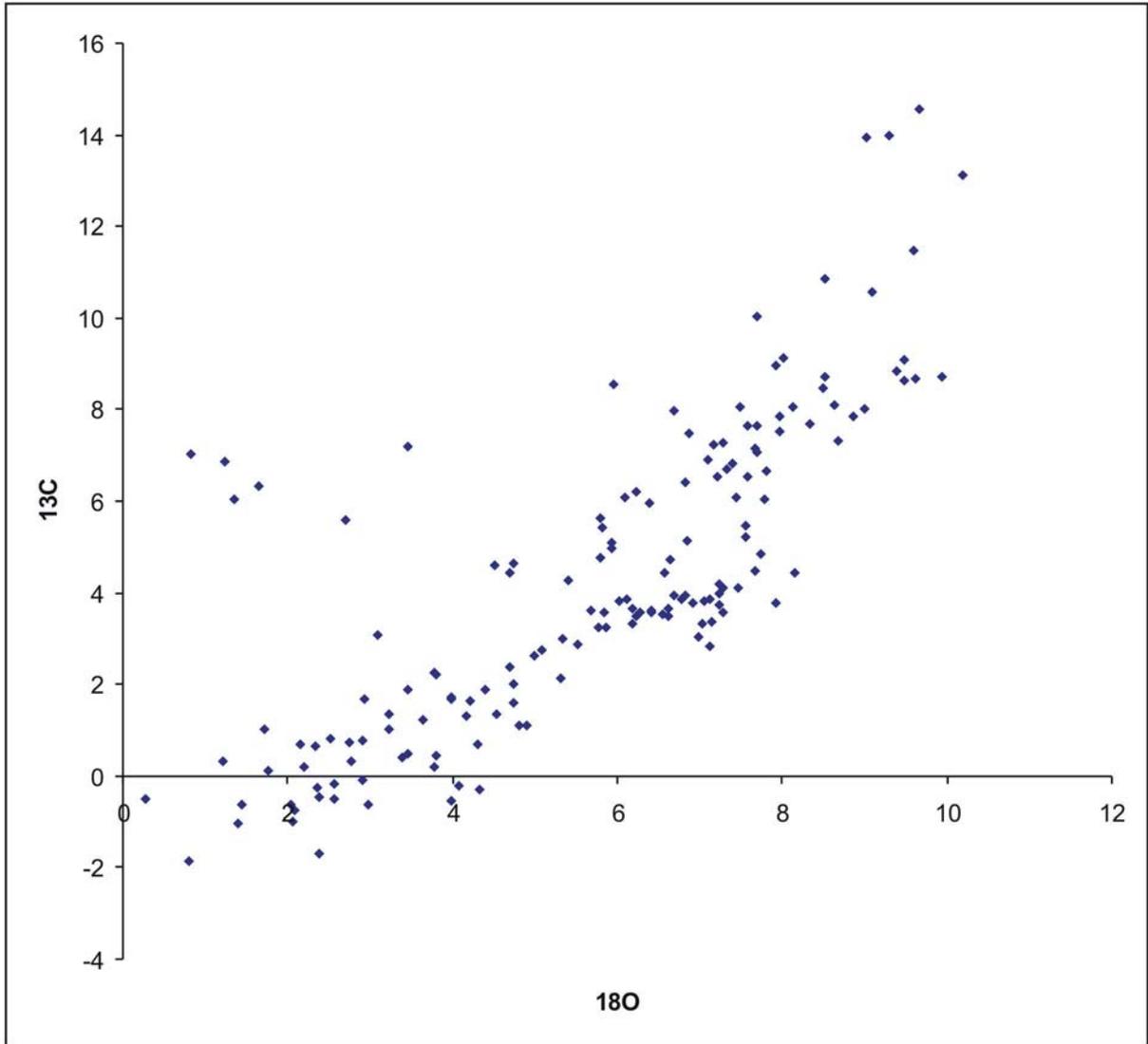
### 5.4. Propiedades físicas

Columna estratigráfica SONDEO FU-1

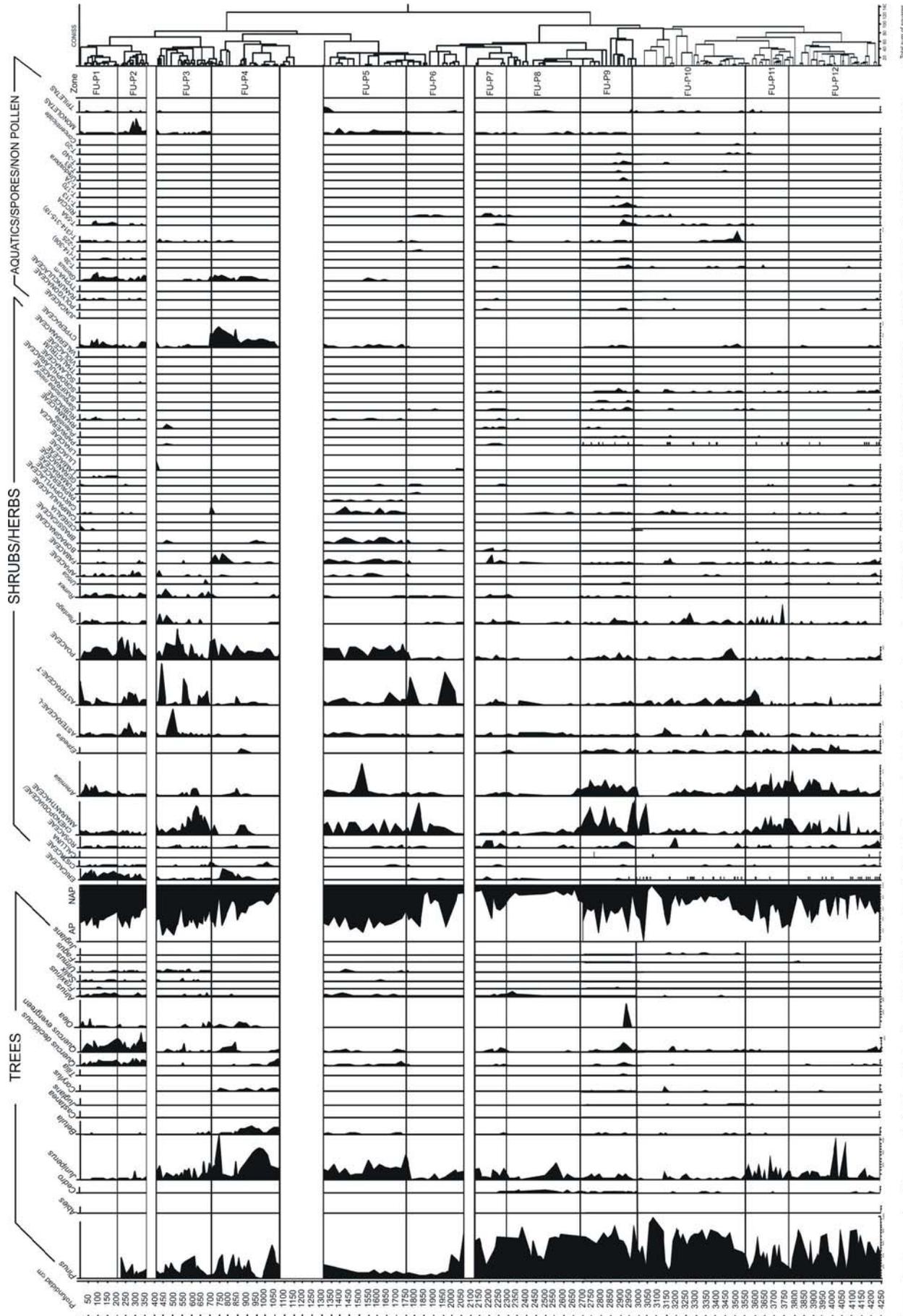


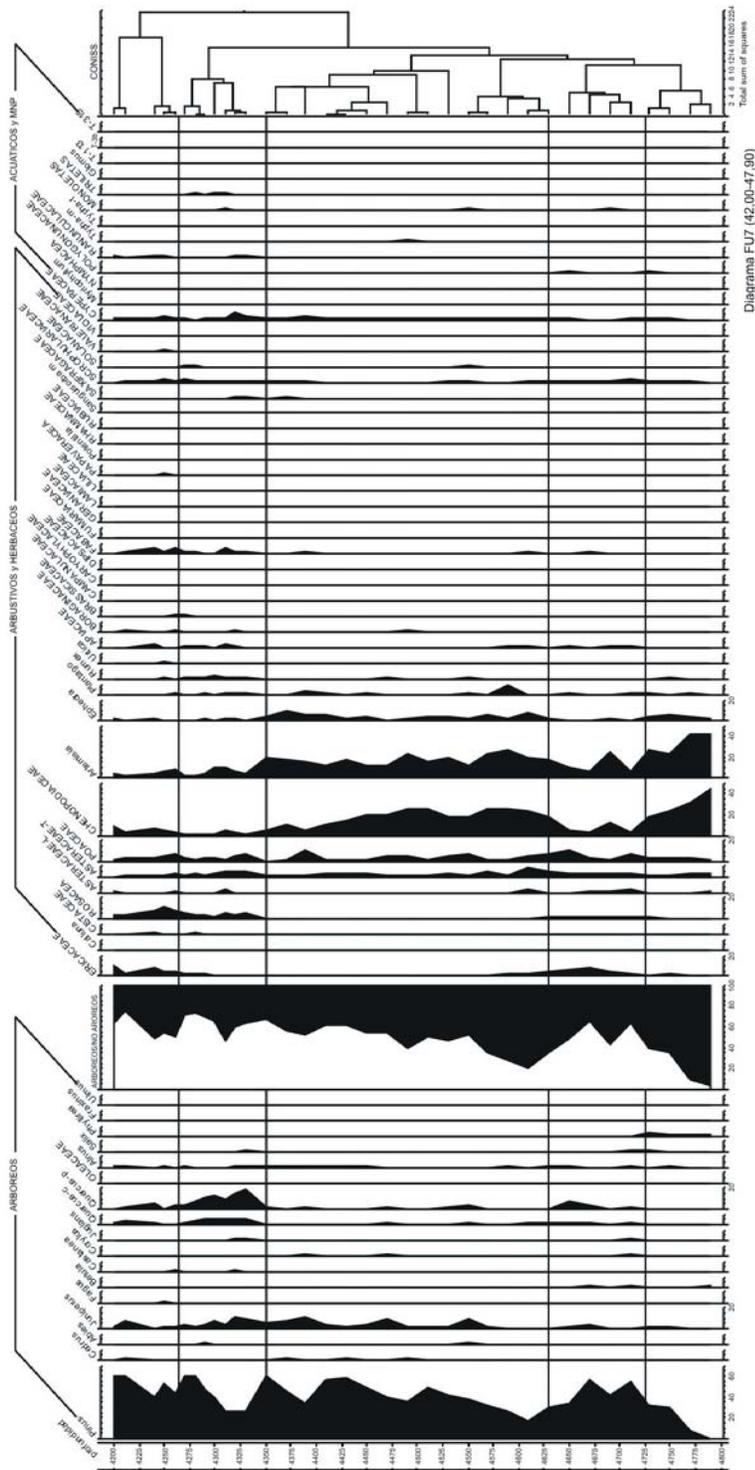
### 5.4. Isótopos estables en carbonato





5.5. Análisis polínico





- 1- se inicia desde 42m
- 2- pese a que está zonado, no hemos dado nombre a las mismas
- 3- los hechos más relevantes:
  - 2400-4270: etapa de transición a condiciones más frescas (> 42m)
  - 4270-4350: OPTIMO (expansión de Querucs y muy variado de arboles mesófilos)
  - 4350-4625: más fresco y seco (>Juniperus, xéricas y estépicas)
  - 4625-4725: OPTIMO, menos importante que el anterior
  - 4725-4790: más seco

Blanca Ruiz-Zapata. Universidad de Alcalá

Noviembre 2006

## Composición

*Pinus* y *Juniperus* son elementos dominantes de la vegetación arbórea y representan a los elementos de carácter regional; de algún modo su mayor o menor representación condiciona la presencia/desarrollo de la vegetación arbórea local (a más vegetación arbórea local, menor representación del pinar regional); dentro de este grupo, aunque con presencias poco significativas queda incluido *Cedrus*.

Elementos de carácter local: *Quercus* tipo perennifolio y caducifolio, Oleaceae, *Corylus*, *Betula*, *Castanea*, *Juglans* y los taxones de ribera, como *Alnus*, *Salix*, *Fraxinus* y *Ulmus*.

El grupo arbustivo está poco desarrollado, excepto en el tercio superior de la zona 23, y son elementos presentes Ericaceae, Rosaceae y muy puntualmente Cistaceae.

El grupo herbáceo es muy variado (del orden de 30) siendo dominantes Asteraceae liguliflorae y tubuliflorae, Chenopodiaceae, Poaceae así como *Artemisia* y en menor medida *Ephedra*. Los taxones nitrófilos (*Plantago Rumex* y *Urtica*), tienen una representación más puntual al igual que los denominados taxones ubiquistas. Destaca a techo de la unidad U-23 la presencia de *Cerealia*.

Dentro de los elementos acuáticos destaca Cyperaceae, acompañada de Polygonaceae, Ranunculaceae y *Typha*-m. Se han detectado microfósiles no polínicos, tipificados numéricamente, entre los que destaca el Tipo 207 (*Glomus*) como indicador de procesos de deforestación y el tipo T-55 A, de apetencias coprófilas; T-3 b, indicador de condiciones secas y los tipos T-314 y T-315 detectores de condiciones húmedas, tienen una

presencia muy puntual en el perfil.

## Estructura

Se detectan una sucesión de ciclos de recuperación/deterioro de la masa forestal, asociada a cambios tanto en el grado de diversidad como en la composición de la vegetación. De un modo general:

< PA: U-18

Ø PA: techo de U-18 y base de U-19

< PA: U-19

Ø PA U-20

< PA U-21

Ø PA U-22

< PA es progresivo a lo largo del tercio inferior y medio de la unidad U-23

----- HIATO

< PA tercio superior de U-23

(siendo PA= polen arbóreo y > aumento y < disminución)

Las fases de caída de polen arbóreo se caracterizan por presentan mayor diversidad, tanto arbórea como arbustiva y herbácea, mientras que el aumento de PA debido al aumento de *Pinus* y/o *Juniperus* va asociado al descenso de la diversidad en todos los grupos de vegetación; sólo a partir del techo de la zona U-22 y base de U-23, los aumentos de PA son coincidentes con el aumento de la diversidad y la caída de PA va asociada a la reducción de la diversidad en el grupo arbóreo y al aumento en el grupo herbáceo e incluso arbustivo.

De un modo general y en función de los componentes dominantes, se distinguen tres grandes zonas en el perfil polínico:

**BASAL:** constituida por las unidades U-18, U-19 y U-20 y caracterizada por los altos valores alcanzados por *Pinus*; con valores más discretos se desarrolla

*Juniperus* y más esporádicamente taxones tanto termófilos como mesófilos. Destaca en la base de esta zona la presencia puntual de *Abies* y la curva continua de *Cedrus*. Se detectan presencias de taxones arbóreos de ribera, hay escasa representación de los taxones acuáticos y esporas. Asteraceae liguliflorae y tubuliflorae y Poaceae presentan bajos valores al igual que los taxones nitrófilos y ubiquestas

**U-18:** caída de PA por *Pinus* y *Juniperus*, asociado a un aumento de diversidad arbórea, estando presentes taxones mesófilos, termófilos y taxones de ribera, así como *Cedrus* y presencias de *Abies*. Alta diversidad en el grupo herbáceo dominado por Chenopodiaceae y *Artemisia* y en menor medida por *Ephedra*; se detectan taxones acuáticos. Presenta los valores de rarefacción altos de toda la secuencia, con una media entre más de 200 y 800, alcanzando valores de 1.500.

*La reducción de Pinus y Juniperus y el aumento de la diversidad de vegetación arbórea local y de la herbácea, refleja una mejora en las condiciones, sin embargo los bajos valores de estos elementos parecen definir las etapas finales de una recuperación; la presencia puntual de Abies y más continua de Cedrus, se explica por la eliminación del efecto pantalla que ejerce Pinus y por otro lado es un reflejo de la existencia de estos taxones en áreas próximas. La presencia de Cedrus define un determinado grado de termicidad alcanzado; bajo esta perspectiva el desarrollo alcanzado por taxones como Chenopodiaceae, fundamentalmente de componente estépica, es interpretado como halófitos, respondiendo a unas condiciones locales de carácter más salino; alrededor del lago se desarrollan plantas acuáticas. El análisis de la refacción evidencia un alto grado de diversidad que se explicaría en el hecho de que la unidad U-28 representa el techo de una secuencia desarrollada bajo condiciones de*

*óptimo climático. Los altos porcentajes alcanzados por Artemisia y Ephedra se entienden bajo la perspectiva de “salida de un óptimo climático” y la instalación de unas condiciones más secas.*

**U-19:** presenta intercalados dos niveles estériles, sin embargo esta interrupción en el registro polínico no impide hacer el seguimiento de la evolución de la vegetación; así en ella podríamos distinguir la

**-mitad inferior de U-19,** con un aumento de los valores de *Pinus* y *Juniperus* asociado a la caída generalizada del resto de los componentes arbóreos, excepto *Cedrus*, y herbáceos, culminando en una fase estéril.

*Podría tratarse de una fase algo más fresca y seca, responsable, bien de la reducción del bosque local y su cortejo y/o de la expansión de los elementos regionales; el bajo índice de rarefacción, con valores alrededor de 200, define la brusca caída de la diversidad. En cualquier caso asociado a ellos hay cambios en la composición del sedimento (fundamentalmente un aumento en arcilla) impidiendo la conservación.*

**- zona central de U-19,** se caracteriza por una caída de los valores de PA, asociada a la recuperación de la vegetación arbórea local, fundamentalmente ambos tipos de *Quercus*, y en menor medida presencias en la parte inferior de *Betula*, *Corylus* y *Juglans* así como la última representación de *Cedrus*, a los que el bosque local parece sustituir. En esta fase se expande ligeramente el componente arbustivo y aumenta la diversidad del grupo herbáceo, con la peculiaridad de no presentar ningún elemento dominante. A nivel de los taxones acuáticos, se detectan presencias. El índice de rarefacción llega a alcanzar un máximo de 400.

*El espectro polínico obtenido es muy similar al de la unidad U-18, lo que reflejaría una nueva*

recuperación climática, pero de menor envergadura, habida cuenta de los valores porcentuales alcanzados por los taxones presentes y el valor del índice de rarefacción.

**U-20:** en su mitad basal alternan niveles estériles con niveles ricos en contenido polínico, pero que en conjunto presentan una dinámica similar a la de la mitad superior. En conjunto se define por el aumento de PA, debido a *Pinus*, asociada a una pérdida generalizada tanto de la diversidad como de la representación porcentual de los taxones identificados y que se traduce en un descenso importante del valor del índice de rarefacción.

*La imagen obtenida, tanto en el diagrama de polen como a través del bajo índice de rarefacción, refleja el retorno a unas condiciones frescas y secas acompañado de un cambio en la litología del medio que conlleva problemas de conservación polínica.*

**CENTRAL:** se define para las unidades U-21 y U-22 cuya dinámica se resume en el descenso gradual de la vegetación arbórea, en la codominancia de *Pinus* y *Juniperus*, en el aumento y continuidad de ambos tipos de *Quercus*, en la ausencia de los taxones arbóreos mesófilos. Así mismo, en el estrato herbáceo se aprecia la expansión de las Asteraceae, tanto liguliflorae como tubuliflorae, Poaceae y algunos taxones ubiqüistas. Chenopodiaceae y *Artemisia*, pierden el protagonismo adquirido en la fase anterior y ya no se detecta *Ephedra*. Cyperaceae muestra una curva continua.

**U-21:** se caracteriza por el dominio de *Juniperus* sobre *Pinus*, y por la existencia de un bosque local constituido por ambos tipos de *Quercus*; se detectan algunas presencias de *Bétula*, taxones de ribera, y Cistaceae. La curva continua del microfósil no polínico tipo T-207 (*Glomus*), define el proceso de

deforestación. El índice de refracción, con valores inferiores a 200 responde a la pérdida de diversidad observada en el diagrama.

*El espectro parece responder a la instalación de unas condiciones algo frescas y no muy húmedas (no llegan a alcanzar las características de las zonas anteriores). El aumento de taxones acuáticos y nitrófilos y halófitas (Chenopodiaceae) evidencian un posible descenso del nivel de agua en el lago.*

**U-22:** la zona central de esta unidad es polínicamente estéril, pese a ello la información obtenida a muro y techo de la unidad permite interpretar el nivel estéril por problemas de conservación (aumento importante del contenido en arcilla); los hechos más notables se manifiestan en el aumento progresivo de PA, debido a *Pinus*, ambos tipos de *Quercus* y *Bétula*, a la incorporación de *Corylus*; no están representados los taxones de ribera y hay una mayor abundancia de los taxones acuáticos (Cyperaceae). El estrato herbáceo queda muy empobrecido, destacando la curva de Poaceae y de los taxones nitrófilos (*Plantago*, *Rumex* y *Urtica*). El índice de rarefacción, aún con valores bajos, va marcando un ligero aumento en la diversidad. *La imagen obtenida parece representar la culminación de los eventos detectados en la unidad anterior*

En conjunto, los datos obtenidos parecen apuntar que esta zona central del diagrama y, por tanto de la secuencia, representa una etapa de transición no sólo desde el punto de vista de la estructura de la vegetación, sino fundamentalmente desde el punto de vista de la composición; probablemente se trate de un momento de cambio en las condiciones de “funcionamiento” del lago.

**SUPERIOR:**

Se define para la unidad superior U-23,

caracterizada por el descenso progresivo de la vegetación arbórea, el dominio de *Juniperus* sobre *Pinus*, la progresiva reducción de ambos taxones, hasta el punto que *Juniperus* llega a desaparecer y la sustitución, de muro a techo de los taxones mesófilos por los termófilos. En el grupo arbustivo se expanden Ericaceae y dentro de los herbáceos, dominan ambos tipos de Asteraceae y Poaceae, frente a la regresión de Chenopodiaceae y *Artemisia*; expansión de los taxones nitrófilos y de los tipos no polínicos coprófilos (T-55 A). Presencia continua de Cyperaceae y en menor medida de los taxones de ribera. Los cambios en la estructura y composición permiten definir tres zonas:

**Tercio inferior de U-23:** presenta los valores máximos de PA, marcados en la unidad anterior, en este caso debido a la expansión de *Juniperus*, acompañado de la última expansión /presencia de *Betula* y *Corylus*, junto a Oleaceae, *Quercus-c* y p. Ausencia de taxones de ribera, ligera reducción de la diversidad del estrato herbáceo, con dominio de Poaceae

*Primeros síntomas de enfriamiento y reducción del nivel del lago.*

**Tercio central de U-23:** se caracteriza por la caída de PA, como respuesta a la pérdida porcentual de la vegetación arbórea tanto regional como local y sustitución de los taxones mesófilos por termófilos y presencia escasa, de los taxones de ribera; reducción de Cyperaceae. El estrato herbáceo, similar al del caso anterior, sólo que en esta fase destaca el aumento de Chenopodiaceae y ausencia de *Glomus*.

*El deterioro generalizado a nivel de la cobertera y composición del estrato arbóreo, junto al aumento de Chenopodiaceae, define la instalación de unas condiciones frescas y secas. El índice de rarefacción es ligeramente inferior al de la zona anterior.*

**Tercio superior de U-23:**, desarrollado tras una fase erosiva y un importante hiato sedimentario evidencia un paisaje en el que vegetación arbórea y herbácea están relativamente equilibradas y donde el estrato arbustivo juega un papel algo más significativo que hasta el momento ha tenido en la secuencia. Esta fase se caracteriza por los bajos valores de *Pinus* y la desaparición progresiva de *Juniperus* y de los taxones mesófilos, siendo *Quercus-p* el elemento principal junto a *Quercus-c* y Oleaceae; los taxones de ribera están presentes, así como Cyperaceae, y Ranunculaceae. Se detectan taxones herbáceos nitrófilos; el microfósil no polínico tipo T-55 A, de afinidad coprófila y una mayor diversidad del grupo herbáceo. Destaca la presencia de *Cerealia*. Desde el punto de vista de la rarefacción el índice muestra una tendencia progresiva al aumento, este valor es muy constante y poco fluctuante

*La vegetación detectada es de carácter fundamentalmente mediterráneo y así como con “señales” de antropización, puestas de manifiesto en aumento tan progresivo linealmente, de diversidad y en el bajo valor del índice de rarefacción..*

## EL ANÁLISIS DE LA RAREFACCIÓN,

El número de tipos polínicos (T) presente en cada muestra es una medida de la riqueza taxonómica de cada una de esas muestras de polen, pero esta medida depende del tamaño de la muestra, y no siempre el conteo (número de líneas) es similar, haciendo de la comparación de distintos valores no sea válida.

El análisis de rarefacción permite la estimación de la riqueza polínica  $[E(T_n)]$  que se esperaría si los conteos polínicos de las diferentes muestras tuvieran el mismo tamaño (n), es decir,

estandariza los tamaños muestrales, evitando los problemas de las abundancias (Birks & Line, 1992; Foote, 1992).

La riqueza de tipos polínicos de una colección generalmente incrementa con N (número de granos contados por muestra) (Odgaard, 1999), por lo que para comparar la riqueza entre distintas muestras se requiere que las muestras se reduzcan a un tamaño común (Hurlbert, 1971).  $E(T_n)$  es el número de tipos polínicos esperado en una muestra de n individuos seleccionados al azar de una colección que contiene N individuos y T tipos polínicos (Hurlbert, 1971; Heck *et al.*, 1975) o relación de riqueza polínica y diversidad, se caracteriza de un modo general, por la pérdida progresiva de los valores, pudiendo definir tres grandes unidades:

**Inferior**, o de valores altos, abarca las unidades U-18, cuyos valores oscilan entre 200 y 800, llegando a alcanzar valores de hasta 1.500 y las unidades U-19 y U-20 que oscilan entre 200 y 400.

**Media**, abarca las unidades estratigráficas U-21 y U-22, con valores inferiores a 200 y reduciéndose de 21 a 22.

**Superior**, definida para los valores de la unidad U-23; .



## **6. INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 50.000 AÑOS CAL BP. REGISTRO DE LA LAGUNA DE FUENTILLEJO.**

Este apartado corresponde con el trabajo de: J. VEGAS, B. RUIZ-ZAPATA, J.E. ORTIZ, L. GALÁN, T. TORRES, A. GARCÍA-CORTÉS, M.J. GIL-GARCÍA, A. PÉREZ-GONZÁLEZ & J.L. GALLARDO-MILLÁN (2009). Identification of arid phases during the last 50 ka cal BP from the Fuentillejo maar lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). Publicado en *Journal of Quaternary Research* (en prensa).

**ABSTRACT:** Geochemical (element analysis, molecular analysis of organic compounds), physical, palynological, mineralogical and sedimentary facies analysis were performed to characterize the sedimentary record in Fuentillejo maar lake in the Central Spanish Volcanic Field of Campo de Calatrava, in order to reconstruct the paleoenvironmental and paleoclimatic processes which controlled vegetation patterns and deposition of different sedimentary facies. The upper 20 m of core FUENT-1 show variations in clastic input, water chemistry, vegetation and organic fraction sources in the lake throughout the late Pleistocene and Holocene. The temporal framework provided by  $^{14}\text{C}$  AMS (accelerator mass spectrometry) dating allows assigning the sequence to the last 50 ka cal BP. Arid phases identified in the FUENT-1 sequence are correlated to Heinrich events (HE) and to stadials of the Dansgaard/Oeschger (D/O) cycles. Siliciclastic facies with high magnetic susceptibility values, high *Juniperus* pollen content, a low Paq index (aquatic macrophytes proxy index), a decrease in the relative percentage of the  $n\text{-C}_{27}$  and an increase in the  $n\text{-C}_{31}$  alkanes are indicative of arid and colder climatic events related to HE2, HE1 and the Younger Dryas (YD). Similar short cold and arid phases during the Holocene were identified at 9.2-8.6, 7.5-7 and 5.5-5 ka cal BP. In dolomite-mud facies, the pollen data show an increase of the herbs component, mainly *Chenopodiaceae*, *Artemisia* and *Ephedra*-steppe taxa; a low Paq index, a decrease in the relative percentage of the  $n\text{-C}_{27}$  alkane and an increase in the  $n\text{-C}_{31}$  alkane are also observed. This facies was probably the result of lower lake levels and more

saline-alkaline conditions which can be interpreted as linked to arid-warm periods. These warm and arid phases were more frequent during MIS 3 and the interstadials of MIS 2. HE4, HE2, HE1 and the YD in core FUENT-1 were immediately followed by increases of warm steppe pollen assemblages that document rapid warming similar to the D/O cycles but do not imply increasing humidity in the area. Fuentillejo hydrology is controlled by changes in the atmospheric and oceanic systems that operated on the North Atlantic region at millennial-scale during the last 50 ka cal BP.

### **6.1. Introduction**

Marine and ice core sequences provide the reference records of Quaternary climate variability but it is still unknown how these changes correspond to events on land over long distances and lower latitudes because of a shortage of suitable terrestrial sequences and inadequate chronological control (Tzedakis *et al.*, 2006). In some exceptional circumstances, favourable geological conditions have led to the relatively undisturbed accumulation of thick sedimentary lake sequences, some of them located in the European Mediterranean realm (e.g. Florschütz *et al.*, 1971; Tzedakis *et al.*, 1997; Allen *et al.*, 1999; Ortiz *et al.*, 2004, 2006). A few terrestrial sequences covering the entire last glacial and previous glacial periods are available on the Iberian Peninsula (e.g. Pons and Reille, 1988; Montserrat, 1992; Burjachs and Juliá, 1994; Carrión *et al.*, 1998; Schulte *et al.*, 2007; Gómez-Orellana *et al.*, 2007). But most continental climate and vegetation changes in Iberia have been inferred from marine cores. In these studies, the pollen content of marine sediments is frequently used to reconstruct the continental climates in the westernmost Mediterranean (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Combourieu-Nebout *et al.*, 2002; Baudin *et al.*, 2007) and the Iberian margin (Sánchez-Goñi *et al.*, 1999, 2000; Boessenkool *et al.*, 2001; Roucoux

*et al.*, 2005) and reveal that arid and cold conditions occurred during Heinrich events (HE) and some cold stadials. On the Iberian Peninsula, paleoclimatic records obtained from a wide range of marine and terrestrial archives document rapid fluctuations during the last glacial and provide evidence of the so-called Dansgaard/Oeschger (D/O) cycles and HE cold events in this area (Cacho *et al.*, 1999, 2000, 2006; Valero-Garcés *et al.*, 2004; Moreno *et al.*, 2002, 2005; González-Samperiz *et al.*, 2006; Bout-Roumazelles *et al.*, 2007). These studies of millennial-scale changes, based mainly on pollen and stable isotope analysis and alkenone data, have demonstrated that this region was very sensitive to rapid climatic and oceanographic glacial variability described in the North Atlantic region, showing that its climate is closely coupled with the ocean-atmospheric system.

In 2002, a 142.4 m sediment core (FUENT-1, Vegas *et al.*, 2004) was drilled at the central part of Fuentillejo maar-lake to investigate the potential of this lake as a record of millennial scale paleoclimatic changes which have occurred in central Spain over the Quaternary. This record constitutes one of the best examples of long and continuous terrestrial deposition during the last 50 ka (uppermost 20 m). In order to understand the links between the cold-arid climatic events in Greenland ice core (Johnsen *et al.*, 1972, 1992) and the climatic changes over the West Mediterranean basin recorded in Alboran marine cores (Cacho *et al.*, 1999, 2000; Moreno *et al.*, 2002, 2005; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Bout-Roumazelles *et al.*, 2007) and over central Spain, high resolution geochemical (element analysis, molecular analysis of organic compounds), physical, palynological, mineralogical and sedimentary facies analysis of sediments from the FUENT-1 core were performed on this 0-50 ka interval.

## 6.2. Area of study

The study site is located in the southwest of Valverde de Calatrava (Ciudad Real), in the area known as Campo de Calatrava Volcanic Field (CCVF) in the Central Volcanic Region of Spain (Castilla-La Mancha district) (Fig. 1). The volcanism of CCVF was developed in at least three stages. The first one of ultra-potassic character, occupies the center of the volcanic region and has an age ranging between 8.7 and 6.4 Ma. The second stage was characterized by alkaline and ultra-alkaline volcanism, with a main activity phase between the 4.7 and 1.75 Ma (Ancochea, 1983; Bonadonna and Villa, 1984). Later, volcanic activity occurred in the early Pleistocene, greatly expanding the period of volcanic activity in the region, between 1.3 Ma and 0.7 Ma (Gallardo-Millán and Pérez-González, 2000; Gallardo-Millán *et al.*, 2002; Gallardo-Millán, 2004). The regional climate is Mediterranean with strong continental influence (Font-Tullot, 1983, 1988; Fernández-García, 1986). It is characterized by hot summers and cold winters, and average annual temperature of 14.5°C. Average annual rainfall is about 391 mm·year<sup>-1</sup>, although inter-annual variability is large. In La Mancha semi-arid region the evaporation rate is of 1,400 mm/yr (Ordoñez *et al.*, 1994). March, April and June are the wetter months, and July and August are the driest (average summer rainfall 32 mm).

The explosive volcanic processes which produced the Fuentillejo maar (38° 56' 22'' N and 4° 3' 13'') affected Tremadocian-Arenigian slates and quartzites forming a crater of round morphology. The main characteristic at the north morphology is a maar surrounded by a tuff ring (height difference of 40 m), while the southernmost part is marked by a quartzite wall of more than 120 m in height. The explosive processes also produced a pyroclastic

surge deposit that lies unconformably on the Palaeozoic and Pliocene rocks of the region. The maar has an internal diameter of 450 m, an external diameter of 1,400 m, and contains over 142 m of lacustrine sediments (Vegas *et al.*, 2004). Since its origin, the lacustrine basin has been a closed system, with three main alluvial fans that have provided siliciclastic (quartzitic rock fragments) and volcanic (nephelinite, basaltic and pyroclastic fragments) debris from the small watershed towards the basin. At present, Fuentillejo maar-lake is an ephemeral, small closed-lake at 635 m a.s.l. and has a hyposaline water column (pH 8.7 and conductivity 2005  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). The lake has no surface inflow or outflow. The most common ions present in the lake waters are:  $\text{HCO}_3^-$ : 616 mg/l,  $\text{Na}^+$ : 384 mg/l,  $\text{Cl}^-$ : 310 mg/l,  $\text{CO}_3$ : 36.36 mg/l,  $\text{K}^+$ : 41 mg/l,  $\text{SO}_4^{2-}$ : 27 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$ : 23 mg/l, and  $\text{Ca}^{2+}$ : 15 mg/l.

### 6.3. Methods

A borehole was drilled in 2002 to recover the 142.4 m lacustrine sequence known as the FUENT-1 core. Twenty three major lithostratigraphic units have been identified in core FUENT-1 (Vegas *et al.*, 2006), and reflect variations in clastic input, water chemistry, vegetation and organic fraction. Core sections were stored in a core repository at 4°C and split in two halves by an electro-osmotic core cutting device (Vegas *et al.*, 2004). All discussion about correlation of different proxies studied is based on measurements carried out in the same sediment core, and with the same sampling interval of 10 cm and is therefore, effectively independent of the age model.

Paleomagnetic samples were analyzed at the Paleomagnetism Laboratory (Jaume Almera-CSIC). Measurements of the natural remanent magnetization were performed with a 2G SRM755R magnetometer with an alternating field demagnetizer D-Tech 2000 (ASC Scientific). Each sample box of 10  $\text{cm}^3$  was

demagnetized in ten-twelve steps with maximum alternating field amplitudes of 100 mT. High resolution determination of magnetic susceptibility (MS) and bulk density were performed on one of the core halves by means of an automated GEOTEK Multisensor Core Logger (MSCL) system in the Core Physical Properties Laboratory of the IGME (Galán *et al.*, 2007). Measurements were performed at 1 cm increments, using a MS2E1 Bartington spot-reading sensor for MS determinations. The low field volume magnetic susceptibility (K) data are expressed as multiples of  $10^{-5}$  SI units and density as  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Bulk geochemistry (Si, Al, K, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg and P) of samples was determined every 10 cm at the IGME Lab. by X-ray fluorescence analyses (MagiX PANalytical). Total carbon (TC), total inorganic carbon (TIC) and total sulfur content (S) were measured on an ELTRA CS-800 elemental analyzer. Total organic carbon (TOC) was calculated by the difference between TC and TIC (2 hours at 550°C). Analyses of mineralogical compounds were carried out by X-ray powder diffraction using a copper  $\text{K}\alpha$ -tube on a XPERT Pro of PANalytical (PTE-RX-004). Authigenic minerals, particle morphologies and textural relationships were observed by scanning electron microscopy (SEM) at Luis Brú Microscopy Center (Complutense University). SEM observations were performed with a JEOL JSM 6400 operated at 20 kV and equipped with a Link System energy dispersive X-ray microanalyzer (EDX).

Biomarkers were extracted following the Biomolecular Stratigraphy Laboratory (UPM) protocol, which consists of 24 h soxhlet extraction with dichloromethane and methanol 2:1 (suprasolv Merck) and concentration of the isolated bitumen using a rotor-vapour device (Lucini *et al.*, 2000). Samples were injected into an HP 6890 gas-chromatograph with selective mass detector HP 5973 and HP-5MS column. The compounds were identified with the Data Analysis program and the

Wiley Library. *n*-Alkanes were calculated from the GC/MS chromatograms of mass/charge *m/z* 57.

Pollen analysis followed the standard procedure described by Coûteaux (1977), Moore *et al.* (1991) and Goeury and de Beaulieu (1979), using the classical chemical treatment by HF, HCl and KOH with mineral separation in heavy liquid Thoulet by the Palynology Laboratory (Geology Department - Alcalá University) Pollen grains and spores, were sampled every 10 cm in core FUENT-1, and extracted in the laboratory by the classic method (Moore *et al.*, 1991) using Thoulet dense liquid (2.0) for palynological concentration (Goeury and Beaulieu, 1979). Residues were mounted in silicone oil. Pollen percentages for all palynomorphs are based on a sum of 300 to 500 terrestrial pollen types. The pollen sum excludes aquatic taxa, fern and algal remains (Birks and Birks, 1980; Moore *et al.*, 1991). Pollen diagram was prepared using the TILIA®, TILIA GRAPH® and TGVIEW software packages (© Eric C. Grimm; Grimm, 1987). Steril samples are represented in the pollen diagram as breaks in the pollen curves.

## **6.4. Results**

### Age model

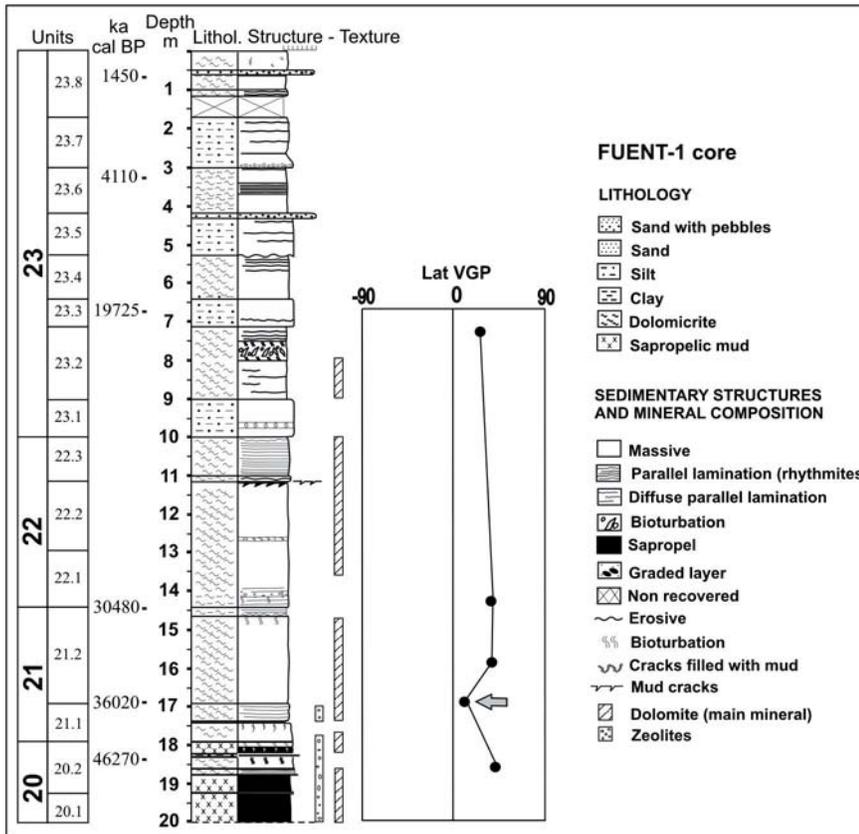
Paleomagnetic measurements performed along the length of the FUENT-1 core (Gallardo-Millán *et al.*, 2008) provide a preliminary chronological framework for the core. A magnetic reversal at 140 m depth probably provides evidence of the Matuyama-Brunhes boundary for this level. Moreover, three possible polarity excursions were identified at 109 m, 71-60 m and 17 m depth, and are interpreted as previously described excursions within the Brunhes 1n normal Chron (Holt and Kirschvink, 1996; Hirokuni, 2005; Channell, 2006). These magnetic excursions are not always identifiable

at other localities but they will provide a more accurate chronological framework for the Fuentillejo lacustrine record (Fig. 12).

Dating the sediments from Fuentillejo maar-lake is difficult due to the scarcity of terrestrial organic remains. Eleven <sup>14</sup>C AMS dates were obtained on bulk organic matter samples from the upper 19 m of core FUENT-1. Ages younger than 20 ka were adjusted using the INTCAL04 calibration curve (Reimer *et al.*, 2004) at 2 sigma 95% probability. Older ages were calibrated using the CalPal 2005 software (Cologne Radiocarbon Calibration Palaeoclimate Research Package, [www.calpal.de](http://www.calpal.de)). Five dates are excluded from the final age model because their ages exceeded underlying younger ages and their stratigraphic setting suggest that these dates come from reworked material. An age model based on linear interpolation between median calibrated dates shows evidence for variable sedimentation rates over the span of this core.

### Sedimentary record

The upper 20 m of the FUENT-1 core (Fig. 12) has been divided into four main lithostratigraphic units 20, 21, 22 and 23 (bottom to top) that have been based on sedimentological, lithological and geochemical criteria (Vegas *et al.*, 2006). These four units represent lacustrine sedimentation over the last 50 ka cal BP. Facies B to E in the Fuentillejo sediments are carbonate-rich, while Facies A is siliciclastic (Table 5). Unit 23 is the thickest and was divided into eight sub-units which alternate between Facies A (23.7, 23.5, 23.3 and 23.1) and carbonate Facies B (23.8, 23.6, 23.4 and 23.2). Unit 22 is mainly carbonate and is composed of sub-units 22.3 (Facies D) and 22.2-22.1 (Facies C). Unit 21 is divided into sub-units 21.2 (Facies C) and 21.1 (Facies E, D and C). Finally, Unit 20 is mainly formed by Facies E.



**Figure 12.** Stratigraphic column from top 20 m of the FUENT-1 core (Fuentillejo maar-lake, Ciudad Real). Calibrated radiocarbon ages and paleomagnetic measurements (polarity) are included. Lat VGP, Latitude of the virtual geomagnetic pole. A magnetic excursion is identified at 17 m depth which probably corresponds with the Mono Lake excursion (34-32 ka BP), within the Brunhes 1n normal Chron (Hirokuni, 2005). This excursion has a similar age to the calibrated radiocarbon age obtained in the same stratigraphic level.

Facies	Description and depositional environment
Facies A	Brownish to reddish massive clayey silts and no carbonate layers with very low organic carbon. Quartz grains, clay minerals (mainly smectite and illite) and volcanic rock fragments comprises most of the silicate fraction. Alluvial fan advance into a shallower lake.
Facies B	White to cream-coloured massive and banded carbonate-rich layers which are composed of dolomite and calcite (2-10 µm euhedral crystals) and minor detrital smectite. Relatively high organic carbon content. On occasions there are evidences of subaerial exposure (mud cracks) and remobilization of primary sedimentary structures as bioturbations. Oxidic bottom. Low lake level.
Facies C	Blue massive to slightly banded carbonate-rich layers mainly formed by dolomite (2-20 µm euhedral and riced-shaped crystals) and minor calcite. Organic carbon content is highly variable. Distal playa-lake. High salinity.
Facies D	Brownish to creamy finely mm-thick laminated carbonate-rich sediments with minor detrital particles (quartz and clay minerals). Low organic carbon content. Relatively deeper lake. Anoxic lake bottom.
Facies E	Black massive carbonate mud layers where dolomite is the main component. Zeolites also occur as analcime and minor chabazite-merlinoite. Clay minerals are absent and organic carbon content is very low. High salinity. Anoxic lake bottom.

Tabla 5.- Principales tipos de facies en los primeros 20 metros del sondeo FUENT-1 de la laguna del maar de Fuentillejo.

### Continental aridity proxies

Sedimentary facies – authigenic minerals – bulk density

Variations in lacustrine facies together with the presence of diagenetic minerals are effective environmental and climatic proxies. Sediment bulk density depends on the texture and mineral composition of the sediments. The FUENT-1 core bulk density primarily reflects mineral composition with low density values ( $<1.5 \text{ g/cm}^3$ ) that are indicative of carbonate-rich mud and relatively higher TOC. High bulk density values ( $>1.5 \text{ g/cm}^3$ ) correspond with higher contents of clay and silts enriched in quartz and siliciclastic particles. The absence of any significant carbonate rocks in the catchment suggests an authigenic origin for the carbonate minerals. Black sediments (Facies E) in unit 22 are very poor in organic matter (very low TOC). Thus, the black color of these sediments is probably due to the presence of  $\text{Fe}^{+2}$  in the lattices of silicates or aluminosilicates (Castanier *et al.*, 1993).

Units 20, 21 and 22 are mainly composed of blue and cream-coloured massive and slightly laminated carbonates (Facies B and C). Dolomite, calcite and zeolites (mainly analcime and minor chabazite-merlinoite) of primary or early diagenetic origin were identified in the FUENT-1 sequence. The presence of analcime and other zeolites in lacustrine sediments has been interpreted to reflect changes in the salinity and alkalinity of the lake water, induced by climatic shifts (Stoffers and Holdship, 1975; Singer and Stoffers, 1980). During the driest periods, corresponding to very low lake water levels the concentration of salts in the water produced a brine with a sufficiently high  $\text{Na}^+/\text{H}^+$  ratio to allow analcime precipitation (Singer and Stoffers, 1980).

These authors interpreted the occurrences as a drastic decrease in the lake water level associated with a climatic desiccation.

All carbonate phases are composed of euhedral crystals (2-10  $\mu\text{m}$ ), suggesting that they are precipitated within the lake. Dolomite (dolomicrite) formation of primary origin indicates evaporative processes, low lake level and higher salinity and is probably linked to a more arid climate. Microcrystalline dolomite and related carbonate minerals usually form in shallow ephemeral alkaline lakes (von der Borch and Lock, 1979; Last and De Deckker, 1990; García del Cura *et al.*, 2001) but dolomite also occurs in deep-water lake sediments (Last and De Deckker, 1990). They form in areas where evaporation rates exceed inflow rates and lakes become desiccated during summer months. More evaporation or less precipitation (arid period) would imply more concentrated waters and lead to precipitation of offshore carbonates (Moreno *et al.*, 2007b). Moreover, carbonate-rich sub-units with mud cracks, zeolites, relatively lower TOC, a low *Paq* index and steppe taxa pollen assemblages are indicative of low water level in the lake most probably reflecting arid phases and higher temperatures.

Magnetic Susceptibility (MS) - % $\text{TiO}_2$  – total organic carbon (TOC)

The mineral-magnetic properties of Fuentillejo maar-lake sediments are controlled by erosional processes and early diagenesis of iron-bearing minerals (Galán *et al.*, 2007). Ferric oxyhydroxides are preserved during dry periods of low lake level associated with detrital sedimentation. Intervals with high MS generally consist of massive brownish sediments (Facies A) characterized by low TOC values (Fig. 13) that occur in Unit 23 (lower part of sub-unit 23.7; sub-unit 23.5; middle part of sub-unit 23.4; sub-units 23.3 and 23.1). TOC content represents the fraction

of organic matter preserved. These intervals represent oxic phases with good preservation of magnetite but severe degradation of organic matter. Because of the isolation of the catchment area, it is assumed that both the general composition and the amount of lithogenic fraction were supplied by alluvial fans and aeolian processes. This suggestion is confirmed by the contents of  $TiO_2$ , a parameter regarded as one of the best proxies for lithogenic supply (Minyuk *et al.*, 2007). Moreover, clay mineral analysis carried out along the FUENT-1 core has shown smectite-illite-kaolinite assemblages which originated from physical weathering coincident with high MS and Ti content.

Low MS from dilution of the lithogenic fraction by biogenic input occurred in sedimentary units 20 and 21. Pronounced low values in MS can be attributed to climatically induced reductive dissolution of magnetite in the deposited sediments (Minyuk *et al.*, 2007). Anoxic phases of the lake lead to a massive reductive magnetite dissolution but preservation of organic matter (Williamson *et al.*, 1998; Nowackzyk *et al.*, 2002). Sediments with low dry density and low MS indicate a more stable catchment, with less erosion of soils, and a lake with higher productivity. The interaction of deposition of organic matter and its preservation (or decomposition) under anoxic (or oxic) conditions, and the input of magnetic minerals and their depositional dissolution suggests that Fuentillejo maar-lake can provide a detailed record of climate conditions.

Pollen record: steppe taxa and *Juniperus*

*Around 50 pollen taxa of terrestrial origin, 5 pollen taxa of aquatic origin, spores and 9 types of non palynological microfossils (NPM) were identified in the FUENT-1 core. The different types of the vegetation changes found in the lake sediments must be viewed within the context of its local*

*environmental setting (Mediterranean climate with strong continental influence). Two main pollen assemblages are used to mark the main arid phases (Fig. 13): (1) the steppe to semi-desert association, composed of *Chenopodiaceae* and *Artemisia*, are associated with salinity tolerance in the lake system, and *Ephedra* which indicates drier and warmer climatic conditions, and (2) the cold steppe assemblage composed mainly of *Juniperus*. In the FUENT-1 pollen diagram, this taxon shows high percentages during cool intervals and reflecting the dryer and colder climate characteristics of central Spain. *Juniperus* was selected as better indicator of rapid climatic changes than *Pinus* in the Pyrenees (González-Samperiz *et al.*, 2006). The maximum percentages of mesic plants (deciduous *Quercus* and *Corylus*) associated with a reduction of steppe and *Juniperus* indicates warmer and the most humid episodes in the FUENT-1 sequence (Fig. 13).*

Samples taken at 3.5-4, 4.7-5, 7.7-8.1, 10.9-12.5, 17.7-18.1 and 19.2-19.5 m exhibit very low pollen concentrations and the diagram, therefore, includes 6 areas barren in pollen (Fig. 13). These areas are related to the dolomicrite facies but, unexpectedly, some of those intervals show high TOC values so it is possible that the pollen were destroyed via oxydate or other processes. SEM studies reveal the presence of bacteria spherulite structures on dolomite euhedral crystals (2-10  $\mu m$ ). Minute rhombs textures and clumps of spherical bodies covering the crystal surfaces indicate that bacteria were involved in the formation of dolomites (Wright, 1999; García del Cura *et al.*, 2001). The fact that these samples have a high TOC content and few pollen grains suggests that the pollen was deeply oxidised by microbial and bacterial reworking during sedimentation and early diagenesis in some dolomicrite facies. Therefore, the hiatuses are probably associated with subaerial exposure and oxidation processes explaining the low

pollen preservation (Burjach *et al.*, 1996).

Biomarkers: *Paq* index and relative percentages of n-alkanes

Ficken *et al.* (2000) proposed a proxy (*Paq* index) to determine the submerged/floating aquatic macrophyte input (characterized by the predominance of 23 and 25 carbon chain lengths) relative to the emergent and terrestrial plant input (dominated by the  $C_{29}$  and  $C_{31}$  homologues) in lake sediments based on the n-alkane content of a sample. The profile of the *Paq* index values calculated as the  $C_{23}+C_{25}/C_{23}+C_{25}+C_{29}+C_{31}$  ratio (Ficken *et al.*, 2000) along the FUENT-1 core appear in Fig. 13. *Paq* values lower than 0.1 correspond to intervals dominated by terrestrial plants, 0.1–0.4 to emergent macrophytes and 0.4–1.0 to submerged/floating macrophytes. The increase of this index value can be clearly related to water depth with lower values indicating shallower conditions vs. higher values indicating deeper water conditions.

Schwark *et al.* (2002) examined the leaf wax n- $C_{27}$ , n- $C_{29}$  and n- $C_{31}$  alkane distribution of present-day plants, showing that, in general, grasses and herbs have high concentrations of the n- $C_{31}$  alkane, while deciduous trees assemblages are dominated by the n- $C_{27}$  alkane. Therefore, despite the fact that vegetation is conditioned by both temperature and moisture, the interpretation of the relative percentages of the n- $C_{27}$ , n- $C_{29}$  and n- $C_{31}$  alkanes can be mainly ascribed to water availability (wet-increasing % n- $C_{27}$  -vs. dry-increasing % n- $C_{31}$  -episodes). Thus, a small *Paq* index and low n- $C_{27}$  alkane percentage indicate lower water availability and dryer conditions.

## 6.5. Discussion

The water level in Fuentillejo maar-lake depends

primarily on the balance between precipitation and evaporation as it is a closed system. There is no evidence for subsurface water supply, but if it does exist, it would be small and associated to the local fractured bedrock. Therefore, the system is very sensitive to changes in the regional hydrologic balance and such changes should be reflected by the proxy parameters outlined above. To understand past changes in regional hydrology and climatic conditions, selected proxies from the Fuentillejo sequence were plotted against core depth and age calibration (Fig. 13) and compared with published records from the GISP2 ice core (Grootes and Stuiver, 1997) and the nearby Alboran Sea (Cacho *et al.*, 1999).

During MIS 1 and MIS 2 magnetic minerals and titanium content document an alternation between glacial (cold-arid) and interglacial-like sedimentation characteristics in the FUENT-1 sequence. Close correlation among high Ti content and the high MS values in Unit 23 indicates that significant input of detrital particles increased over the last 26 ka cal BP (Fig. 13). The Ti and MS data coincide with very low TOC, a low *Paq* index and relatively low n- $C_{27}$  alkane percentages suggesting abrupt periods of low lake water level, catchment instability and major erosive processes related to cold and arid phases in central Spain. These cold and arid phases correlate with well defined cold events in both the GISP2  $\delta^{18}O$  and the Alboran Sea SST records (Fig. 13). Higher terrigenous input occurred due to reduced vegetation development and soil formation, both conditions which favour erosion in the catchment. This association and the increases in *Juniperus* pollen may point to the establishment of cold climates and enhanced aridity conditions in central Spain during North Atlantic cold events HE2 (24.8-23 ka cal BP), HE1 (17.5-16 ka cal BP) and the YD (12.5-11.5 ka cal BP). In the Fuentillejo record, during the cold periods the development of forests was limited and an increase in steppe type herbaceous and bush

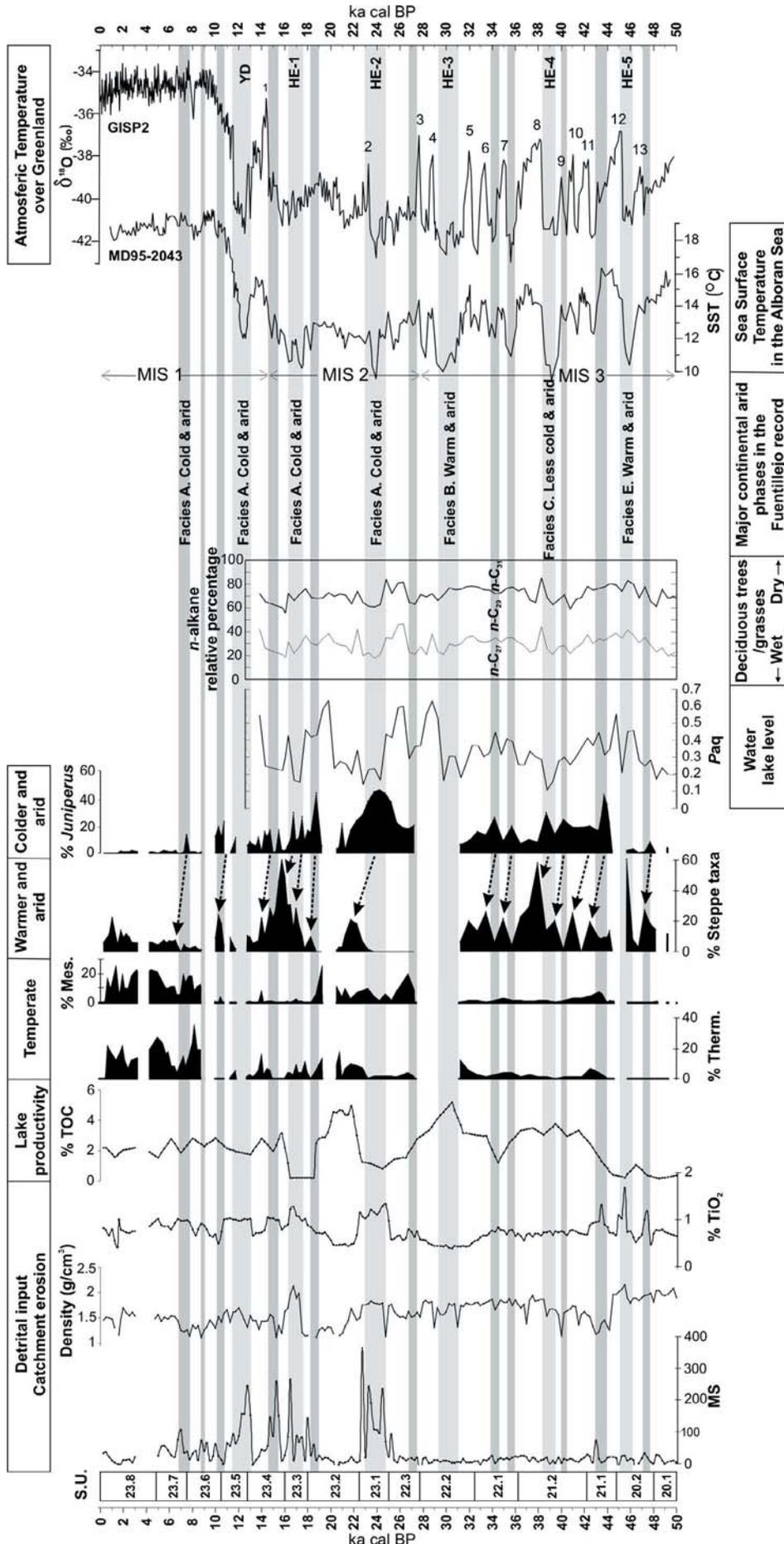
vegetation was detected. These results reflect a strong influence of North Atlantic cold events during MIS 1 and MIS 2 across central Spain indicating that the climatic transfer mechanisms from the northern Atlantic to the Iberian Peninsula was almost instantaneous.

These results are in agreement with the evidence of higher intensity of wind systems over the Iberian Peninsula as reflected by the presence of aeolian deposits (sand and clay dunes) in the Manchega Plain (Bernat and Pérez-González, 2005, 2008) and the Duero Basin (Batteman and Díez Herrero, 1999, 2001; Bernat and Pérez-González, 2005, 2008; García-Hidalgo et al., 2007). Clay dunes from the Manchega Plain (close to the Fuentillejo site) were active during five main time-windows: a) 28-25 ka BP; b) 24-19 ka BP; c) 12.5-11.5 ka BP; and d) 9-7 ka BP and their morphologies indicate a predominance of winds coming from the west and northwest (Bernat and Pérez-González, 2008). These authors attributed the aeolian phases to HE2, the Last Glacial Maximum (LGM), the YD and 8.2 ka BP cold events. In the Duero Basin, aeolian deposits are all younger than 13.5 ka BP. However, older continental dunes representative of previous arid and windy phases probably were eroded and reworked into aeolian sediments of the subsequent aeolian phases.

Additional evidence for a higher intensity of the northwesterly wind system over the Iberian Peninsula during cold intervals (HE and stadials) is revealed by the Alboran marine cores (Cacho et al., 1999; Moreno et al., 2002, 2005; Bout-Roumazeilles et al., 2007). Among the main driving mechanisms affecting the Iberian Peninsula are colder and drier northwesterly winds, the effect in climate of colder SST waters entering through the Strait of Gibraltar, or meltwater pulses originating from the Scandinavian ice sheet, as previously suggested for

lakes in the Pyrenees (González-Sampériz et al., 2006) and other Mediterranean records (Magri and Parra, 2002; Sangiorgi et al. 2002; Tzedakis et al., 2003, 2004; Bahr et al., 2005). Nevertheless, Moreno et al. (2002, 2005, 2007a) indicate that Saharan dust transport was stronger during the D/O stadial periods than during HE. This early response of the Saharan winds highlights the potential importance of low-latitude climatic processes in the global array of abrupt climate change (Moreno et al., 2005).

In glacial lakes from the Pyrenees, HE3, HE2 and HE1 were characterized by increases in pollen percentages for steppe taxa and decreases in *Juniperus* that point to the establishment of cold and dry conditions (González-Samperiz et al., 2006). This is contrary to the *Juniperus* and steppe signals from the FUENT-1 sequence and may indicate important differences in temperature and moisture availability related to strong differences in altitude-latitude and geomorphological setting between these lacustrine records. The Fuentillejo maar-lake, compared to lakes from the Pyrenees (e.g. González-Samperiz et al., 2006 and references herein), the Cantabrian mountains (Jiménez and Farias, 2002) and the northwestern Iberian Range (Peñalba et al., 1997; Ruiz-Zapata et al., 2002 and references herein), had a stronger Mediterranean climatic influence during the last 50 ka as it is at lower altitude and lies to the south. Rapid changes from cold to temperate climatic conditions synchronous with D/O events have been recorded in lake deposits from the south of France (Thouveny et al., 1994). Similarly, a connection between D/O events and oscillations in the evaporation/precipitation rate of some Italian lakes has been observed (Ramrath et al., 1999; Allen et al., 1999). These linkages point to a coupling between D/O events and lake hydrology in the Mediterranean region and also point to a rapid atmospheric relationship between Greenland and the



**Figure 13.** Selected proxies from the Fuentillejo sequence plotted against age. The  $\delta^{18}\text{O}$  from GISP2 (Grootes and Stuiver, 1997) and the SST (Sea Surface Temperature) record from the MD95-2043 core (Cacho *et al.*, 1999) are included for comparison. Interstadials are indicated with numbers. S.U.: sedimentary units. MS: magnetic susceptibility ( $10^{-5}$  SI units). Density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ). %TiO<sub>2</sub>, TOC: percentage of total organic carbon. %Therm.: thermophilous taxa. %Mes.: mesophilous taxa. Dotted arrows are indicating *Juniperus* dominated phases that were immediately followed by increases of warm steppe pollen assemblages that document rapid warming similar to the D/O cycles. Paq: values calculated as the  $C_{23}+C_{25}/C_{23}+C_{25}+C_{29}+C_{31}$  ratio (Ficken *et al.*, 2000). MIS: Marine Isotopic Stage. YD and HE events are indicated by light grey bars. Representative D/O stadials in the FUENT-1 sequence are indicated by dark grey bars. Sedimentary facies description is included in Table 5.

Mediterranean basin.

The Fuentillejo sequence also records the development of Holocene cold and arid episodes in central Spain, particularly from 8-7.1 ka cal BP (lower part of sub-unit 23.7) that is marked by a decrease in forest, an increase in *Juniperus*, and biomarkers-sedimentary facies that indicate a shallower lake level. Therefore, in the FUENT-1 sequence there is a late impact of the 8.2 ka event which is seen in the North Atlantic records (e.g. Wiersma and Renssen, 2006 and references herein). Nevertheless, the age-depth model of the FUENT-1 core might be adjusted in the future with additional dates. Short cold and arid phases during the Holocene were identified but were less pronounced from 9.2-8.6, 7.5-7 and 5.5-5 ka cal BP. During the interstadials of the last 50 ka, the development of forest was limited due to the semi-arid character of this region. This scarce forest development can be interpreted from the Holocene pollen record of mesic and thermophilous vegetation of the FUENT-1 sequence (Fig. 13), in which only 40-50 % of total pollen come from arboreal associations. These values for arboreal pollen content are low compared with other northern and higher altitude Spanish pollen sequences (e.g. Ruiz-Zapata et al., 2002; González-Samperiz et al., 2006). Nevertheless, there is abundant evidence of strong anthropogenic influence on the Manchega Plain during the Holocene, especially since the Bronze and Iron Ages with Mediterranean type intensive farming (Martín et al., 1993; Nájera and Molina, 2004; Molina et al., 2005).

In contrast, the FUENT-1 sequence documents a predominance of carbonate sedimentation during MIS 3 and during interstadials of MIS 2. The high increases in *Chenopodiaceae*, *Artemisia* and *Ephedra* observed in the FUENT-1 core are interpreted as arid and warm phases since those plants are associated with dry climates. Traditionally they have been also

linked to cold climates in studies from northern Europe (de Beaulieu and Reille, 1984, 1992; Reille and de Beaulieu, 1990) and other Mediterranean sites (Allen *et al.*, 1999; Warny *et al.*, 2003; Tzedakis *et al.*, 2004). But they are found at present in different parts of central and south Spain and, thus, they can be interpreted to represent warmer conditions in the Fuentillejo record which is also reflected by more saline conditions of the carbonate facies association. Plants were conditioned by a long warm, dry season. This evidence is further supported by a low *Paq* index, indicative of a low lake level, and a relatively low TOC content resulting from oxidation processes during subaerial exposure.

Dolomitic facies that occurred especially during the interstadials of MIS 3 of the FUENT-1 sequence are interpreted as being formed during warm phases linked to marked and prolonged arid conditions, but with short episodes of increasing rainfall. In fact, the formation of dolomite in this closed lacustrine environment would have required episodic flooding by fresh water (Folk and Land, 1975; Trichet *et al.*, 2001) allowing saline brines to be periodically mixed with fresh water in a low lake system. The salinity drops drastically, but the Mg/Ca ratio remains almost as high as it was initially. The top of sub-unit 20.2 is interpreted as the driest and warmer period from sedimentological (dolomite-zeolite, very low lake level) and geochemical proxies (<0.5% TOC, <0.3 *Paq* index). This phase is chronologically coincident with HE5 (Fig. 13). Other evidence of dry and warmer phases are described in the sedimentary record, where ephemeral dolomitic lacustrine facies are developed in sub-unit 20.2, sub-unit 22.2, sub-units 22.2-22.3 boundary, sub-unit 23.2 and sub-unit 23.4 (Fig. 13). These data also support an interpretation of aridity and higher temperatures in the Fuentillejo area causing the retreat of arboreal vegetation cover, a predominance of steppe taxa and a markedly low hydrological budget that depends on the seasonal rainfall.

This warmer MIS 3 in the FUENT-1 core is similar to the Area Longa (northwest Spain) record (Gómez-Orellana *et al.*, 2007) where stadial phases were less cold than MIS 2 stadials.

The FUENT-1 sequence shows different environmental responses to HE (Fig. 13 and Table 6). HE2, HE1 and the YD have similar cold and arid patterns. During HE3 the Fuentillejo record is characterized by a relatively high TOC content, very low detrital input, low lake level conditions (reflected by a low *Paq* index, dessication cracks and dolomitic facies) and a pollen hiatus. Nevertheless, carbonate facies, reduced detrital input (very low MS and Ti content), low lake level conditions, a decrease in TOC, an increase in *Juniperus* and the presence of steppic plants characterize the FUENT-1 HE4 event. Dolomite-zeolite facies, very low lake level conditions and TOC found at the top of sub-unit 20.2 are chronologically coincident with HE5.

HE4, HE2, HE1 and the YD in the FUENT-1 core are immediately followed by increases of warm steppe pollen assemblages that document rapid warming similar to the D/O cycles but do not imply increasing humidity in the area. The proxies in FUENT-1 indicate that the start of interstadials in central Spain during MIS 2 and MIS 3 was marked by an increase in temperature and reduced moisture availability. In the Alboran and west Iberia sea sediments, the increase of steppic plants is coeval with HE events which have been associated with low precipitation and colder temperatures over Spain over the last 50 ka BP (Combourieu-Nebout *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi *et al.*, 2000, 2002; Roucoux *et al.*, 2005). However, the Alboran and west Iberia deep ocean steppe pollen records are different compared from the pollen record at the FUENT-1 core. This different continental pollen signal was observed in northwest Spain (Gómez-Orellana *et al.*, 2007), suggesting that all offshore pollen records

suffer from both the probable under-representation of less mobile palynomorphs and the pooling of pollen from different source biomes. Moreover, this can be explained by an erroneous interpretation of steppe taxa found in deep sea records because, as discussed above, these plants in Spain can occur in desert/semi-arid environments under warmer temperature. This indicates that although Mediterranean millennial variability was governed by the North Atlantic D/O cycles, the intensity and, in some cases, the persistence of these climatic oscillations were further modified by regional processes.

This evidence supports arid conditions in the Fuentillejo area but warmer temperatures in comparison to the west Iberia and Mediterranean marine records, and points out different HE4-HE2-HE1-YD and HE5-HE3 signals in central Spain. The HE3 cold event has an attenuated signal at the Iberian Peninsula latitudes. In fact, HE3 has not been identified in some North Atlantic Ocean areas (Cortijo *et al.*, 1995; Chapman and Shackleton, 1998) nor along the Iberian margin (Zahn *et al.*, 1997) but it is well represented in the Alboran record by a relatively slow cooling and a final sharp warming (Cacho *et al.*, 1999). Three long pollen records from Greece suggest that the response of vegetation to the difference in the intensity of the HE events varied considerably and were associated with moisture availability (Tzedakis *et al.*, 2004). The most noticeable contraction of temperate tree populations in Greece was associated with HE4. In the North Atlantic, HE4 is thought to have been one of the most extreme events of MIS 3 in terms of the flux of Laurentide-derived ice-rafted detritus (McManus *et al.*, 1998). Along the Portuguese margin, the HE4 record is characterized by greater decreases in SSTs and ocean ventilation compared to HE3 (Bard *et al.*, 2000). Otherwise, the Alboran alkenone-derived SST record shows equal reductions during HE3 and

HE4 (Cacho *et al.*, 1999).

### Conclusions

This study identifies climate variations in central Spain at millennial scales in response to variations in precipitation regimes that imprint arid signals during Dansgaard/Oeschger (D/O) stadials and HE events. The multi-proxy data from the Fuentillejo sequence reveals the complexity of the environmental changes, in particular the hydrological variations in this lake system. TOC, Ti, MS, steppe taxa, *Juniperus* content, sedimentary facies and *Paq* index values show rapid oscillations attributed to strong variations in lake water level. These are inferred to reflect fluctuations in rainfall that occurred in the Fuentillejo area, which correspond to D/O cycles. Cold-arid phases were defined by high MS, low lake level conditions (low *Paq* index), high *Juniperus* content, low TOC and high detrital input. During MIS 1 and MIS 2, cold climates and enhanced aridity conditions in the Fuentillejo lacustrine sequence are correlated with North Atlantic cold events HE2 (24.8-23 ka cal BP), HE1 (17.5-16 ka cal BP) and the YD (12.5-11.5 ka cal BP). These phases were influenced by more vigorous northwesterly winds over the Iberian Peninsula

combined to the southern displacement of the ITCZ belt. Another cold and arid episode is recorded from 8-7.1 ka cal BP, that can be considered as a late impact of the 8.2 ka event which is also observed in other North Atlantic records, although a certain mismatch on the radiocarbon chronology cannot be totally discarded. Short cold and arid phases during the Holocene were identified at 9.2-8.6, 7.5-7 and 5.5-5 ka cal BP. Many of the FUENT-1 features correlate well with the Greenland ice-core records, demonstrating that the closely coupled ocean-atmosphere system of the Northern Hemisphere during the last glacial extended its influence at least as far as the west continental Mediterranean region.

Warm-arid phases are characterised by dolomite-mud facies, an increase of the Chenopodiaceae, *Artemisia* and *Ephedra* steppe taxa, relatively low TOC content, a low *Paq* index and an increase in the relative percentage of the n-C<sub>31</sub> alkane. These warm and arid episodes produced lower lake levels and more saline-alkaline conditions that occurred more frequently during MIS 3 and interstadials of MIS 2 in the FUENT-1 core. HE4, HE2, HE1 and YD were immediately followed by increases of warm steppe pollen assemblages in the FUENT-1 core that document rapid warming similar to the D/O cycles but do not imply increasing humidity in the area.



## Referencias Bibliográficas

- Alberdi, M. T., Jiménez, E., Mazo, A. V., Morales, J., Sesé, C. y Soria, D. 1986. Paleontología y biostratigrafía de los yacimientos villafranquienses de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II (Campo de Calatrava, Ciudad Real). I *Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha (Albacete, mayo, 1984)*. *Serie Actas 5. Espacio y Sociedad* 3, 255-277.
- 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 volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Editorial Universidad Complutense, Madrid, 675 pp.
- Anderson, R.Y., Dean, W.E. 1988. Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62, 215-135.
- Anderson, R.Y., Nuhfer, E.B. y Dean, W.E. 1985. Sedimentation in a blast-zone lake at Mount St. Helens, Washington – Implications for varve formation. *Geology* 13, 348-352.
- Baudin, F., Combourieu-Nebout, N. and Zahn, R. 2007. Signatures of rapid climatic changes in organic matter records in the western Mediterranean Sea during the last glacial period. *Bulletin Societe Géol. France*, **1**, 3-10.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L. and Gendreau, S. 2000. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, **289**, 1321-1324.
- Bateman, M.D. and Díez Herrero, A. 1999. Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, **34**, 277-291.
- Bateman, M.D. and Díez Herrero, A. 2001. The timing and relation of aeolian sand deposition in Central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 779-782.
- Bernat, M. and Pérez-González, A. 2005. Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (Sureste de la cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero*, **116**, 23-38.
- Bernat, M. and Pérez-González, A. 2008. Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.05.009
- Birks, H.J.B. and Birks, H.H. 1980. *Quaternary palaeoecology*. Edward Arnold, London.
- Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., Schönfeld, J. and Targarona, J. 2001. North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Global and Planetary Change*, **30**, 33-39.
- Bonadonna, F.P. y Villa, J.M. 1986. Estudio geocronológico del vulcanismo de las Higuieruelas. I Reunión Estratigrafía Regional Castilla-La Mancha (Albacete). *Espacio y Sociedad* 3, 249-253.
- Bout-Roumazeilles, V., Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. and Masson-Delmotte, V. 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 3197-3215.
- Burjachs, F. and Juliá, R. 1994. Abrupt climatic changes during the Last Glaciation based on pollen analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, **42**, 308-315.
- Burjachs, F., Rodó, X. and Comín, F.A. 1996. Gallocanta: ejemplo de secuencia palinológica en una laguna efímera. In: Ruiz-Zapata, B. (Ed.), *Estudios Palinológicos, XI Simposio de Palinología*. Universidad de Alcalá, pp. 25-29.
- Büchel, G. 1993. Maars of the Westeifel, Germany. En: J.F.K. Negendank y B. Zolitschka (eds.), *Paleolimnology of European Maar Lakes*, Springer-Verlag, 1-13.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event inprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, **14**, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. and Canals, M. 2000. Evidence of enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, **183**, 417-429.
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F.J. and Grimalt, J.O. 2006. Glacial rapid variability in deep-water temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*,

- 25, 3294-3311.
- Calvert, S.E. 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta* 6, 225-267.
- Calvert, S.E. y Pedersen, T.F. 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: How important is anoxia?. En: J.K. Whelan y J.W. Farrington (eds.), *Productivity, Accumulation and Preservation of Organic Matter in Recent and Ancient Sediments*. Columbia University Press, New York, pp. 231-263.
- Carrión, J.S., Munuera, M. and Navarro, C. 1998. The palaeoenvironment of Carhuela Cave (Granada, Spain): a reconstruction on the basis of palynological investigations of cave sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**, 317-340.
- Castanier, S., Bernet-Rollande, M.C., Maurin, A. and Perthuisot, J.P. 1993. Effects of microbial activity on the hydrochemistry and sedimentology of Lake Logipi, Kenya. *Hidrobiologia*, **267**, 99-112.
- Channell, J.E.T. 2006. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP site 919 (Irminger Basin). *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, 378-393.
- Chapman, M.R. And Shackleton, N.J. 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **159**, 57-70.
- Combourieu-Nebout, N., Turon, J.L. Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L. and Pahnke, K. 2002. Enhanced aridity and atmospheric high pressure stability over the western Mediterranean during North Atlantic cold events of the the past 50,000 years. *Geology*, **30**, 863-866.
- Cortijo, E., Yiou, P., Labeyrie, L. and Cremer, M. 1995. Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic ocean during the last glacial cycle. *Paleoceanography*, **10**, 911-926.
- Couteaux, M. 1977. A propos de l'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques. En: Le Milieu Végétal, les faunas et l'Homme. *Supplément Bulletin A.F.E.Q.*, **47**, 259-276.
- Colman, S.M. (ed.) 1995. *Continental Drilling for Paleoclimatic Records*. PAGES 96-4, <http://pages.unibe.ch/products/reports/Contidril/0toc.html>
- De Beaulieu, J.L. and Reille, M. 1984. A long upper-Pleistocene pollen record from Les Echets near Lyon, France. *Boreas*, **13**, 111-132.
- De Beaulieu, J.L. and Reille, M. 1992. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France). A new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, **11**, 431-438.
- 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*. Universidad Autónoma de Madrid Ed., Madrid.
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D.L. And Eglinton, G. 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, **31**, 745-749.
- Florschütz, F., Menéndez Amor, J. And Wijmstra, T.A. 1971. Palinology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **10**, 233-264.
- Folk, R.L. And Land, L.S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **59**, 60-68.
- 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*. Instituto Nacional de Meteorología Ed., Madrid, 297pp.
- Galán, L., Vegas, J. And García-Cortés, A. 2007. Caracterización de las propiedades físicas en registros lacustres mediante *GEOTEK Multisensor Core Logger*. Aplicación para el estudio paleoclimático del *maar* de Fuentillejo. In: J. Lario and P.G. Silva, eds., *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. Sección de Publicaciones de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales, Universidad Politécnica de Madrid, pp. 187-188.
- 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 magnetostratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta* 32, 35-38.
- Gallardo-Millán, J.L., Gomis, E., Dinarés, J. y Pérez-

- González, A. 1998. Relación entre las polaridades paleomagnéticas y las edades radiométricas del volcanismo de Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geogaceta* 22, 59-62.
- Gallardo-Millán, J.L. y Pérez-González, A. 2000. Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geotemas* 1, 101-104.
- Gallardo-Millán, J.L., Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A. And Martín-Serrano, A. 2008. Primeros resultados del estudio magnetoestratigráfico del registro lacustre del maar de Fuentillejo (Región volcánica del Campo de Calatrava, Ciudad Real). Implicaciones cronológicas. *Geo-Temas*, **10**, 245-248.
- García Del Cura, M.A., Calvo, J.P., Ordoñez, 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.
- García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. And Segura, M. 2007. Holocene aeolian development in Central Spain; chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2661-2673.
- Goery, Cl. And Beaulieu, J.L. 1979. Á propos de la concentration du pollen à l'aide de la liquer de Thoulet dans les sediments minéraux. *Pollen et Spores*, **21**, 239-251.
- Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P. And Muñoz-Sobrinho, C. 2007. Th Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*, **67**, 438-452.
- González-Cárdenas, E. 1997. Secuencias eruptivas y formas del relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava. En: E. González-Cárdenas y J.L. García Rayego (coord.), *Elementos del medio natural en la provincia de Ciudad Real*, UCLM, Tarancón, Cuenca, 161-201.
- González-Cárdenas, E., García, J.L., Gosálvez, R.U., Morales, M. y 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 pp.
- González-Samperiz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. And Dedoubat, J.J. 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, **66**, 38-52.
- Grimm, E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, **13**, 13-35.
- Granda, A., Granda, T., Madrid, A., Granda, A.A., García-Baquero, F., Rodríguez, R y El Charef, E. 2000. *Informe técnico trabajos geofísicos en la laguna de Fuentillejo (Ciudad Real)*. Internacional Geophysics Technology (IGT). (IGME, Inédito).
- Grootes, P. And Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 103-to 105-year time resolution. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 26455-26470.
- Hernández-Pacheco, F. 1921. El yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de la provincia de Ciudad Real. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo extraordinario del Cincuentenario, 98-114.
- Hernández-Pacheco, F. 1932. *Estudio de la región volcánica central de España*. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid, Tomo III, 235 pp.
- Hirokuni, O. 2005. Recurrent geomagnetic Excursions: a review for the Brunhes normal polarity chron. *Journal of Geography*, **114**, 174-193
- Holt, J.W. And Kirschvink, J.L. 1996. Geomagnetic field inclination for the past 400 kyr from the 1-km core of the Hawaii Science Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 11655-11663.
- Jiménez Sánchez, M. And Farias, P. 2002. New radiometric and geomorphologic evidence of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European mountains: The example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, **15**, 93-101.
- Johnsen, C.J., Dansgaard, W., Clausen, H.B. And Langway, C.C. 1972. Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Nature*, **235**, 429-434.
- Johnsen, S., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. And Steffensen, J.P. 1992. Irregular interstadials recorded in a new Greenland ice core.

- Nature*, **359**, 311-313.
- Lamoureux, S.F. y Bradley, R.S. 1996. A late Holocene varved sediment record of environmental change, northern Ellesmere Island, Canada. *Journal of Paleolimnology* **16**, 239-255.
- Lucini, M., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., Ortiz, J.E., García De La Morena, M.A. 2000. Geoquímica orgánica de las lutitas lacustres de las cuencas cenozoicas del Duero y Ebro. *Geogaceta*, **28**, 93-96.2000.
- Magri, D. And Parra, I. 2002. Late Quaternary western Mediterranean pollen records and African winds. *Earth and Planetary Science Letters*, **200**, 401-408.
- Martín, C., Fernández, M., Fernández, M.D. And Gilman, A. 1993. The Bronze Age of La Mancha. *Antiquity*, **67**, 23-45.
- Molina, F., Nájera, T., Aranda, G. Sánchez, M. And Haro, M. 2005. Recent fieldwork at the Bronze Age fortified site of Motilla de Azuer (Daimiel, Spain). *Antiquity*, **79**, Project Gallery, <http://antiquity.ac.uk/projgall/aranda/index.html>
- Montserrat, J. 1992. *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza. 147 pp.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sánchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O. And Weltje, G.J. 2002. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: The Alboran sea record. *Quaternary Research*, **58**, 318-328.
- 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 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1623-1636.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-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.
- 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.
- Nájera, T. And Molina, F. 2004. La edad del Bronce en la Mancha: problemática y perspectivas de la investigación. In: HERNÁNDEZ, L. and HERNÁNDEZ, M., *La edad del Bronce en tierras levantinas y zonas limítrofes*, Ayuntamiento de Villena, Alicante, 531-540 pp.
- Nowaczyk, N.R., Minyuk, P.S., Melles, M., Brigham-Grette, J., Glushkova, O., Nolan, N., Lozhkin, A.V., Stetsenko, T.V., Andersen, P.M. And Forman, S.L. 2002. Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Artic. *Geophysical Journal International*, **150**, 109-126.
- Ordóñez, S., Sanchez-Moral, S., García Del Cura, M.A. And Rodriguez-Badiola, E. 1994. Precipitation of salts from  $Mg^{2+}$ -( $Na^+$ )- $SO_4^{2-}$ -Cl<sup>-</sup> playa-lake brines: the endorheic saline ponds of La Mancha, central Spain. In: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*, *SEPM Special Publication*, **50**, 61-71.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Lucini, M., Llamas, F.J., Reyes, E., Soler, V. And Valle, M. 2004. The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elemental, isotopic, and molecular organic geochemical proxies. *Organic Geochemistry*, **35**, 1243-1260.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes, E., Llamas, J.F., Soler, V. And Raya, J. 2006. Pleistocene palaeoenvironmental evolution at continental middle latitudes inferred from carbon and oxygen stable isotope analysis of ostracodes from the Guadix-Baza Basin (Granada, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**, 535-561.
- Pérez-González, A., Vegas, J. y García-Cortés, A. 2003. Maar Programme for the Central Spanish Volcanic Field. An initiative for the study of Quaternary climatic change. En: M. Ruiz Zapata, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M.J. Gil García, T. Bardají, I. de Bustamente y I. Martínez Mendizábal (eds.), *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 215-219 pp.
- Peñalba, M.C., Arnold, M., Guiot, J., Duplessy, J.C.

- And De Beaulieu, J.L. 1997. Termination of the Last Glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, **48**, 205-214.
- Poblete, M.A. 1993. Morfología y secuencia eruptiva del cráter explosivo de la Posadilla (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *ERIA*, 51-59.
- Poblete, M.A. 1995. *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Gijón, 467 pp.
- Pons, A. And Reille, M. 1988. The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): A new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 243-263.
- Portero, J.M., Ramírez, J.I., Ancochea, E. y Pérez-González, A. 1988. Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). *Hoja N° 784 (Ciudad Real)*. IGME.
- Powell, T.G. 1986. Petroleum geochemistry and depositional setting of lacustrine source rocks. *Marine and Petroleum Geology* **3**, 200-219.
- 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., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J. And Weyhenmeyer, C. 2004. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Reille, M. And De Beaulieu, J.L. 1990. History of the Würm and Holocene vegetation in Western Velay (Massif Central, France): a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Paleobotany and Palynology*, **54**, 233-248.
- ROUCOUX, K.H., De ABREU, L., SHACKLETON, N.J. And TZEDAKIS, P.C. 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1637-1653.
- Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Vegas, J. And Pérez-González, A. 2002. Clima y vegetación durante el Tardiglacial y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, **16**, 9-20.
- Sánchez-Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L., And Shackleton, N.J. 1999. High-resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 123-137.
- Sánchez-Goñi, M.F., Turon, J.L., Eynaud, F. And Gendreau, S. 2000. European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, **54**, 394-403.
- Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.P., Grimalt, J.O. And Shackleton, N.J. 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, **19**, 95-105.
- Schnurrenberger, D., Kelts, K., Johnson, T., Shane, L., e Ito, E. 2001. National lacustrine core repository (LacCore). *Journal of Paleolimnology* **25**, 123-127
- Schnurrenberger, D., Russell, J. y Kelts, K. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* **29**, 141-154.
- Schulte, L., Julià, R., Burjachs, F. And Hilgers, A. Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. *Geomorphology*, (in press), doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.018
- Schwark, L., Zink, K. And Lechterbeck, J. 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, **30**, 463-466.
- Sangiorgi, F., Capotondi, L. And Brinkhuis, H., 2002. A centennial scale organic-walled dinoflagellate cyst record of the last deglaciation in the South Adriatic Sea (Central Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **186**, 199-216.
- 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 9<sup>th</sup> International Conference*

- on *Sedimentology*, Nice **7**, 211.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., VanderPlicht, J. y Spurk, M. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal. BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.
- Sturm, M. y Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En: A. Matter & E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. **2**, 147-168.
- 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.
- Trichet, J., Défarge, C., Tribble, J. And Sansone, F. 2001. Christmas Island lagoonal lakes, models for the deposition of carbonate-evaporite-organic laminated sediments. *Sedimentary Geology*, **140**, 177-189.
- Tzedakis, P.C., Andrieu, V., De Beaulieu, J.L., Crowhursts, S., Follieri, N.J., Hooghiemstra, H., Magri, D., Reille, M., Sadori, L., Shackleton, N.J. And Wijmstra, T.A. 1997. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**, 171-176.
- TZEDAKIS, P.C., Mcmanus, P.C., HOOGHIEMSTRA, H., OPPO, D.W. And WIJMSTRA, T.A. 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **212**, 197-212.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C., Cacho, I. And De Abreu, L. 2004. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology*, **32**, 109-112.
- Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H. And Pälike, H. 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3416-3430.
- Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A., Peña-Monné, J.L., Sancho-Marcén, C., Stevenson, T. And Davis, B. 2004. Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International*, **122**, 43-55.
- Vegas, J., Galán, L., García-Cortés, A. y Pérez-González, A. 2004a. División longitudinal de sondeos de investigación paleoclimática realizados en registros sedimentarios sin consolidar ricos en arcilla. La guillotina de corte electroosmótico del IGME. *Geo-Temas* **6**(5), 161-163.
- Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A. y García-Cortés A. 2004b. El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero* **115**, 641-650.
- 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.
- Von Der Borch, C.C. and LOCK, D. 1979. Geological significance of Coorong dolomites. *Sedimentology*, **26**, 813-824. doi:10.1111/j.1365-3091.1979.tb00974.x
- WARNY, S.A., BART, P.J. and SUC, J.P. 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 59-66.
- Wescott, W. y Ethridge, F. 1990. Fan deltas – Alluvial fans in coastal settings. En: A. Rachoki y M. Church (eds.), *Alluvial fans, a field approach*. John Willey & Sons, New York. 195-213 pp.
- WIERSMA, A.P. And RENSSEN, H. 2006. Model–data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 63-88.
- Williamson, D., Jelinowska, A., Kissel, C., Tucholka, P., Gibert, E., Gasse, F., Massault, M., Taieb, M., Van Campo, E. And Wieckowski, K. 1998. Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical-maar-lake sediments Lake Tritrivakely, Madagascar: paleoenvironmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**. 205-219.
- 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.
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.R., Park, M.H., Erlenkeuser, H. And Grootes, P.M. 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and ice-rafted detritus record from core SO75-26KL, Portuguese margin. *Paleoceanography*, **12**, 696-710.